

JAHRBUCH
DER
KAISERLICH-KÖNIGLICHEN
GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT



LXIV. BAND 1914.

Mit 40 Tafeln.



Wien, 1915.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. Lechner (Wilh. Müller), k. u. k. Hofbuchhandlung,

I. Graben 91.

~~~~~  
**Die Autoren allein sind für den Inhalt ihrer Mitteilungen verantwortlich.**  
~~~~~

Inhalt.

Personalstand der k. k. geologischen Reichsanstalt (Ende Dezember 1915) .	V
Korrespondenten der k. k. geologischen Reichsanstalt 1915	VIII

1. und 2. Heft.

K. C. von Loesch: Der Schollenbau im Wetterstein- und Mieminger-Gebirge. Mit 3 Tafeln (Nr. I—III), einem Schollenkärtchen und 4 Illustrationen im Text	1
Dr. K. A. Weithofer: Über Gebirgsspannungen und Gebirgsschläge	99
Dr. Richard Schubert: <i>Pavonitina styriaca</i> , eine neue Foraminifere aus dem mittelsteirischen Schlier. Mit einer Tafel (Nr. IV)	143
Dr. Georg Gillitzer: Geologie des Südgebietes des Peißenberger Kohlenreviers im Kgl. bayr. ärar. Reservatfeld. Mit einer geologischen Übersichtskarte (Taf. Nr. V) und 4 Profilen (Taf. Nr. VI—VII)	149
Max Bamberger und Karl Krüse: Beiträge zur Kenntnis der Radioaktivität der Mineralquellen Tirols. (VI. Mitteilung). Aus dem Laboratorium für anorganische Chemie an der k. k. Technischen Hochschule in Wien und aus dem chemischen Laboratorium der k. k. Lehrerbildungsanstalt in Innsbruck. Mit einer Textillustration	189
Ernst Nowak: Geologische Untersuchungen im Südflügel des mittelböhmisches Silur. Mit 1 Tafel (Nr. VIII) und 11 Textfiguren	215
Richard Beck in Freiberg: Die Zinnerzlagertstätten von Graupen in Böhmen. Mit 5 Tafeln (Nr. IX—XIII) und 15 Textfiguren . .	269
Dr. Otto Ampferer: Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. Mit einer Tafel (Nr. XIV) und 4 Textfiguren . . .	307
Prof. Dr. Rudolf Zuber: Beiträge zur Geologie des Punjab (Ostindien). Mit 3 Tafeln (Nr. XV—XVII) und 19 Textfiguren	327
Kustos F. Siebenrock, Wien: <i>Testudo kalksburgensis Toul</i> a aus dem Leithagebirge. Mit einer Tafel (Nr. XVIII)	357
Erwin Kittl: Geologisch-petrographische Studien im Gebiete der Bösensteinmasse (Rottenmanner Tauern). Mit Benützung der Aufnahmen von Ernst Kittl (†). Mit einer Kartenskizze (Tafel Nr. XIX)	368

3. Heft.

Eberhard Fugger: Das Tennengebirge. Mit einer Tafel (Nr. XX) und 5 Illustrationen im Text	369
Wilhelm Hammer: Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. Mit 31. Figuren im Text, einer Übersichtstabelle (Tafel Nr. XXI) und 5 Tafeln (Nr. XXII—XXVI)	443

4. Heft.

	Seite
Bruno Sander: Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. (Erste und zweite Folge, November 1914) Mit 12 Tafeln (Nr. XXVII—XXXVIII)	567
Franz Toula: Über den marinen Tegel von Neudorf an der March (Dévény-Ujfalu in Ungarn) und seine Mikrofauna. Mit einer Textfigur und einer Tafel (Nr. XXXIX)	635
E. Stolley in Braunschweig: Über einige Brachyuren aus der Trias und dem Dogger der Alpen. Mit einer Tafel. (Nr. XI)	675

Verzeichnis der Tafeln:

Tafel		Seite
I—III	zu: K. C. von Loesch: Der Schollenbau im Wetterstein- und Mieminger-Gebirge	1
IV	zu: Dr. Richard Schnbert: <i>Pavonitina styriaca</i> , eine neue Foraminifere aus dem mittelsteirischen Schlier	143
V—VII	zu: Dr. Georg Gillitzer: Geologie des Stüdgebietes des Peißenberger Kohlenreviers im Kgl. bayr. ärar. Reservatfeld	149
VIII	zu: Ernst Nowak: Geologische Untersuchungen im Südflügel des mittelböhmischem Silur	215
IX—XIII	zu: Richard Beek: Die Zinnerzlagerstätten von Graupen in Böhmen	269
XIV	zu: Dr. Otto Ampferer: Über den Bau der westlichen Lechtalér Alpen	307
XV—XVII	zu: Prof. Dr. Rudolf Zuber: Beiträge zur Geologie des Punjab (Ostindien)	327
XVIII	zu: F. Siebenrock: <i>Testula kalksburgensis Toula</i> aus dem Leithagebirge	357
XIX	Erwin Kittl: Geologisch-petrographische Studien im Gebiete der Bösensteinmasse (Rottenmanner Tauern)	363
XX	zu: Eberhard Függer: Das Tennengebirge	369
XXI—XXVI	zu: Wilhelm Hammer: Das Gebiet der Bünderschiefer im tirolischen Oberinntal	443
XXVII—XXXVIII	zu: Bruno Sander: Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge	567
XXXIX	Franz Toula: Über den marinen Tegel von Neudorf an der March (Dévény-Ujfalu) in Ungarn und seine Mikrofauna	635
XI	zu: E. Stolley: Über einige Brachyuren aus der Trias und dem Dogger der Alpen	675

Personalstand

der
k. k. geologischen Reichsanstalt.
(Ende Dezember 1915.)

Direktor:

Tietze Emil, Phil. Dr., Ritter des österr. kaiserl. Ordens der Eisernen Krone III. Kl., k. k. Hofrat, Ehrenpräsident und Inhaber der Hauermedaille der k. k. Geographischen Gesellschaft in Wien, III. Hauptstraße Nr. 6.

Vizedirektor:

Vacek Michael, k. k. Hofrat, III. Erdbergerlande Nr. 4.

Chefgeologen:

Geyer Georg, Ritter des kais. österr. Franz Josef-Ordens, k. k. Regierungsrat, korr. Mitglied der kaiserl. Akademie der Wissenschaften, III. Hörnesgasse Nr. 9.

Bukowski Geza v. Stolzenburg, III. Hansalgasse Nr. 3.

Rosival August, a. o. Professor an der k. k. Technischen Hochschule, III. Kolonitzplatz Nr. 8.

Dreger Julius, Phil. Dr., k. k. Bergrat, Mitglied der Kommission für die Abhaltung der ersten Staatsprüfung für das landwirtschaftliche, forstwirtschaftliche und kulturtechnische Studium an der k. k. Hochschule für Bodenkultur, Ehrenbürger der Stadt Leipnik und der Gemeinde Mösel, III. Ungargasse Nr. 71.

Ober-Bibliothekar:

Matosch Anton, Phil. Dr., kais. Rat, Besitzer der kais. ottomanischen Medaille für Kunst und Gewerbe, III. Geusaugasse Nr. 35.

Vorstand des chemischen Laboratoriums:

Eichleiter Friedrich, kais. Rat, III. Kollergasse Nr. 18.

Geologen:

- **Kerner von Marilaun Fritz**, Med. U. Dr., k. k. Bergrat, korr. Mitglied der kaiserl. Akademie der Wissenschaften, III. Keilgasse Nr. 15.
Hinterlechner Karl, Phil. Dr., XVIII. Klostergasse Nr. 37.
- Hammer Wilhelm**, Phil. Dr., XIII. Waidhausenstraße Nr. 16.

Adjunkten:

- Waagen Lukas**, Phil. Dr., Besitzer des Goldenen Verdienstkreuzes mit der Krone, III. Sophienbrückengasse Nr. 10.
- Ampferer Otto**, Phil. Dr., II. Schüttelstraße Nr. 77.
- Petrascheck Wilhelm**, Phil. Dr., XVIII. Scherffenbergstraße 3.
- Ohnesorge Theodor**, Phil. Dr., k. k. Landsturmeutnant, Besitzer des Signum laudis (derzeit eingerückt zur militärischen Dienstleistung), III. Hörnesgasse Nr. 24.
- Beck Heinrich**, Phil. Dr. (z. M. eingerückt), III. Erdbergstraße Nr. 35.
- Vetters Hermann**, Phil. Dr., Privatdozent an der k. k. montanistischen Hochschule in Leoben, k. k. Landsturmingenieur (z. M. eingerückt), V. Stollberggasse Nr. 11.

Assistenten:

- Hackl Oskar**, Techn. Dr., IV. Schelleingasse 8.
- Götzinger Gustav**, Phil. Dr., Preßbaum bei Wien.
- Sander Bruno**, Phil. Dr., Privatdozent an der k. k. Universität in Wien, II. Valeriestraße Nr. 44.

Praktikanten:

- Spitz Albrecht**, Phil. Dr. (z. M. eingerückt).
- Spengler Erich**, Phil. Dr., Privatdozent an der k. k. Universität in Graz (z. M. eingerückt), III. Marxergasse 39.

Für das Museum:

- Želízko Johann**, Amtsassistent, III. Löwengasse Nr. 37.

Für die Kartensammlung:**Zeichner:**

- Lauf Oskar**, I. Johannesgasse 8.
- Skala Guido**, III. Hauptstraße Nr. 81.
- Huber Franz** (z. M. eingerückt), VIII. Hamerlingplatz 3.

Für die Kanzlei:

Unbesetzt.

Kanzleioffiziantin:

Girardi Margarete, III. Geologengasse Nr. 1.

Diener:**Amtsdiener:**

Palme Franz, III. Rasumofskygasse Nr. 23,

Ulbing Johann, Besitzer des silbernen Verdienstkreuzes, III.
Rasumofskygasse Nr. 23,

Wallner Mathias, k. k. Offiziersstellvertreter, Besitzer der
kleinen Silbernen Tapferkeitsmedaille (z. M. eingerückt), III.
Rasumofskygasse Nr. 25.

Präparator: Špatný Franz, III. Rasumofskygasse Nr. 25.

Laborant: Felix Johann, III. Lechnerstraße 13.

Amtsdienergehilfe für das Museum: Kreyčá Alois, III. Erd-
bergstraße 33.

Amtsdienergehilfe für das Laboratorium: Bartl Anton (z. M.
eingerückt).

Korrespondenten
der
k. k. geologischen Reichsanstalt.
(Ende Dezember 1915.)

Aus Anlaß seines siebzigsten Geburtstages am 20. Dezember 1915 wurde Herrn Hofrat Dr. Franz Toula dessen Diplom als Korrespondent der k. k. geologischen Reichsanstalt vom Jahre 1869 erneuert.

Der Schollenbau im Wetterstein- und Mieminger-Gebirge.

Von K. C. von Loesch.

Mit 3 Tafeln (Nr. I—III), einem Schollenkärtchen und 4 Illustrationen im Text.

I. Einleitung.

A. Begrenzung des Gebietes.

Die Arbeit beschränkt sich in der Hauptsache auf die Darstellung des Wetterstein- und Miemingergebirges und ihrer Vorberge. Doch wurden das westliche Karwendelgebirge, ferner die im Westen und Norden anstoßenden Gebiete, soweit sie zum Schollenbau Beziehungen haben, mitbesprochen.

Es wurde absichtlich vermieden, über die beiden letzteren Theorien aufzustellen, da für sie hinreichende Grundlagen noch fehlen. Eine geologische Karte des Gebietes der Bichelbacher Mulde ist zwar im Blatt Zirll-Nassereith veröffentlicht worden, doch steht eine Beschreibung noch aus. Das Kramergebiet¹⁾ ist seit 1894 nicht mehr bearbeitet worden, über das des Krottenkopfes liegt seit Gumbels Zeit nur ein Profil im Rothpletzschens Querschnitt (13) vor.

B. Ziele der Arbeit.

Das Ziel dieses Versuches ist, genauere Vorstellungen von der Natur der tektonischen Vorgänge zu gewinnen und sie chronologisch²⁾ einzuordnen.

Dazu war es unumgänglich notwendig, die Gebirgsmassen in größere und kleinere Einheiten zu trennen. Eine solche Einheit, für

¹⁾ Nachdem diese Arbeit im wesentlichen vollendet und ihre Ergebnisse in einem Vortrage (4. März 1913) veröffentlicht waren, begann Herr cand. geol. Otto Wolf die Neuaufnahme des Kramers und nach W angrenzenden Gebiete.

Im gleichen Sommer 1913 fing Herr Dr. J. Knauer die Aufnahme des zwischen Loisach, seiner Herzogstand—Heimgarten-Karte (16) und der Reisschen Karte gelegenen Gebirges an.

Mit Herrn Otto Wolf und in Gesellschaft von Herrn Dr. Otto Schlagintweit besuchte der Verfasser das Arbeitsgebiet des erstgenannten. Mit Rücksicht auf dessen bevorstehende Publikation hat sich der Verfasser eine größere Beschränkung in der Äußerung über das Kramergebiet auferlegt, als sie ursprünglich vorgesehen war. Vgl. die Bemerkungen zur Profiltafel pag. 29.

²⁾ Es handelt sich vorerst um eine nur relative Chronologie. Vgl. pag. 5 ff.

die die neutrale Bezeichnung Scholle gewählt wurde, hat ein bestimmtes, ihr eigentümliches Schicksal erlitten: während in frühen Faltungszeiten das ganze Gebirge einem Prozeß mehr oder weniger einheitlich unterworfen war, erlitten nach Eintritt der Schubphasen die Einzelschollen abweichende Geschicke, wirkten in unserem Gebiete zunächst aktiv (Hammer) und wurden zum Teil später passiv (Ambos). Durch die Gemeinsamkeit der Schicksale wurden Bruchstücke verschiedener Herkunft unter Umständen zu einer tektonischen Einheit: zu einer Scholle.

Der Herkunft dieser Schollen wird nachgeforscht, die gegenseitige „Wertigkeit“ in tektonischem Sinne erwogen, die Schubbewegungen werden auf ihre Richtung und ihre Natur (primär, sekundär, aus Schub entstehende Faltung) geprüft.

Die Verhältnisse bringen es mit sich, daß die Untersuchungen über die zeitlich am kürzesten zurückliegende Schubphase fast den gesamten Raum einnehmen. Unsere Vorstellungen von den Vorgängen vor der Schubphase sind heute noch recht unbestimmt; mit dem Fortschritte der Untersuchungen über die Schubphase, die vor allem nottun, werden sie von selbst Gestalt annehmen.

Diese Untersuchungen sind erst dann als erfolgreich anzusehen, wenn es gelungen sein wird, alle Schubvorgänge über weite Gebiete ohne innere Widersprüche chronologisch einzuordnen.

Die Arbeit schließt mit einem solchen Versuch für unser verhältnismäßig kleines Arbeitsgebiet ab: er muß noch primitiv sein, da natürlich nur die gerade hier deutliche Spuren hinterlassenden Vorgänge erfaßt werden konnten und bedarf des Ausbaues und der Überprüfung durch die Verfolgung der hier gewonnenen Richtlinien zunächst in die Nachbargebiete, wobei sich für das Wetterstein- und Miemingergebirge zahlreiche neue Gesichtspunkte wiederum ergeben dürften.

Es darf nicht der Zweck einer tektonischen Untersuchung sein, etwas „beweisen“ zu wollen; mit Recht ist man Arbeiten gegenüber mißtrauisch, die zum Beweis einer Theorie unternommen zu sein scheinen. Diese sind dann auch zumeist geringwertiger als die, an welche ein unbefangener Verfasser heranging: der nicht das Endurteil schon mitgebracht und nur die Mühe hat, sich und andere davon zu überzeugen, daß im untersuchten Gebiete keine seiner — vorausgesetzten, ihm vielleicht ganz anderswo bewiesenen — Theorie entgegengesetzten Tatsachen vorhanden sind.

Ein Verfasser hat zunächst alle kombinationsfähigen Momente auf ihre Erheblichkeit kritisch zu prüfen: nach Erlangung eines vollkommenen Überblicks wird aus der Versenkung in die Materie erst der Aufbau einer wertvollen Lokalarbeitshypothese möglich sein.

Ist sie gewonnen, so beginnen die größten Schwierigkeiten vielleicht erst jetzt mit der Darstellung. Denn es ist unmöglich, den Werdegang der Hypothese, die anfangs beständig sich wandelnden Ideen, die sich allmählich um einen ruhenden Punkt, den Angelpunkt, kristallisierten, wiederzugeben: eine so angelegte Arbeit wäre unlesbar.

Vielmehr muß er — wenn auch im einzelnen viele verschiedene Methoden der Darstellung möglich sind — stets als Endziel die Motivierung seiner Ergebnisse im Auge haben.

Von Fall zu Fall wird er die Kombinations- und Erklärungsmöglichkeiten, die sich bieten, vortragen, abwägen und seine Entscheidung rechtfertigen. Die Beobachtungen, die er für seine Auffassung anführt, mag man als „Beweise“ bezeichnen.

Sie nehmen oft einen größeren Raum ein, als dem Verfasser wünschenswert erscheinen mag, besonders wenn schon eine reichlich vorliegende Literatur polemische Verbreiterung erheischt.

II. Allgemeiner Teil.

A. Voraussetzungen und „Beweisführung“.

Bisweilen ist es schon nicht leicht, der Beweisführung über die Tektonik eines Gebietes zu folgen, dessen Morphologie und Schichtverteilung man, vielleicht durch Exkursionen [mit einer geologischen Spezialkarte] kennt.

Handelt es sich aber um noch nicht besuchte Gebiete, so wird das Folgen schwerer, selbst wenn — ein besonders günstiger Fall — genügend Muße zum Studium der unerläßlichen Spezialkarte, die noch dazu unparteiisch sein muß, zu Gebote steht.

Doch sind diese beiden Hindernisse zweifellos überwindbar.

Schlechter steht es mit der Beweiskraft der Argumentierung selbst. Mathematische „Beweise“ wird niemand in geologischen Arbeiten erwarten.

Es kann sich vielmehr nur um Wahrscheinlichkeitsurteile handeln, wobei die Wahrscheinlichkeit irgendeines Nachweises dem Leser um so zwingender erscheinen wird, je mehr die Prämissen des Verfassers sich mit den seinen decken. Je mehr Deutungen von Tatsachenkomplexen (vielleicht aus anderen Gegenden) von beiden anerkannt werden und vorausgesetzt gesetzt werden können, umso mehr Verständigungs- und damit Beweismittel stehen zu Gebote.

Darum ist es verhältnismäßig leicht, einem Kreise von Gleich erfahrungsreichen und damit Gleichvoraussetzenden, ja ein ähnliches Resultat Erwartenden etwas zu „beweisen“: ein Ziel, mit dem nur Bescheidene sich begnügen.

Dieser Kreis wird weiter oder enger sein, je nachdem die Voraussetzungen des Verfassers sich mit denen der größeren oder kleineren Gruppen decken, in die die Alpengeologen nach ihren so entgegengesetzten Anschauungen sich einteilen lassen.

Weil mancher Verfasser zunächst keine gleichvorbereitete Leserschaft finden konnte, verhalten manch treffliche Arbeiten zunächst fast völlig; sie wurden nicht immer, wie so oft behauptet wird, aus Voreingenommenheit totgeschwiegen, sondern begegneten nur einem verständlichen Unverständnis und die so oft erlebte glänzende Auf-erstehung, die manche Werke feierten, mußte mit dem Augenblick

eintreten, in dem die Leserschaft in die vorauseilenden Voraussetzungen des Verfassers hineingewachsen war.

Hierfür gibt es Beweise in jedem Zweige der Naturwissenschaften.

Wie für jene grundlegenden Arbeiten, so gilt das im kleinen für alpentektonische Spezialuntersuchungen.

Wem ist es nicht schon so ergangen, daß er einer Beweisführung zu folgen suchte und beim besten Willen das Beweisende nicht perzipieren konnte? Es fehlte an den Voraussetzungen, die dem Verfasser so selbstverständlich waren, daß er nicht auf den Gedanken kam, sie seinen Ausführungen voranzustellen. Beabsichtigt man aber eine solche Voreininandersetzung, so ist die Auswahl aus der Materie eine neue Schwierigkeit, mit der man sich so gut als möglich abfinden muß. Daß man bei solcher Gelegenheit dem einen oder anderen Selbstverständliches sagt, ist ein geringes Übel; jeder Leser kann ja über schlagen.

Zur Natur der „Beweise“ selbst. Einzelbetrachtete Beobachtungstatsachen sind meist vieldeutig; örtlich kann eine vielleicht näherliegende Deutung den Vorzug verdienen, die in Ansehung eines größeren Komplexes unhaltbar wird. So entsteht aus dem Bedürfnis, vermeidbaren Irrtümern aus dem Wege zu gehen, der Wunsch, immer größere Gebiete zu überblicken, was vorderhand mangels guter Detailaufnahmen vieler Gegenden noch unmöglich ist.

Dieser Beschränkung wegen sich von tektonischen Untersuchungen der schon gutbekannten Gebirgsstöcke abhalten zu lassen, sie etwa auf die Zeit nach der Vollendung der Gesamtalpenaufnahme zu verschieben und auf diese alle Kraft zu konzentrieren, wäre verkehrt.

Denn eine kritische Untersuchung der gut durchforschten Gruppen auf ihren Bau und ihre Entstehung — so ist der Begriff „tektonische“ Untersuchung aufzufassen — ist für das Weiterschreiten geologischer Untersuchungen und die Verfeinerung ihrer Methoden unbedingt erforderlich.

Zudem wird nach Vollendung der Alpenaufnahme das Bedürfnis nach Heraushebung der den einzelnen Gebirgsgruppen eigentümlichen Erscheinungen noch immer bestehen.

Für gewisse Beobachtungen (wie zum Beispiel für die Richtung eines Schubes) gibt es eine Anzahl positiver Beweismittel, von denen dem einzelnen (wie zum Beispiel den Rutschflächen, den Schubstreifen, dem Neigungswinkel und der Neigungsrichtung der angenommenen Schubfläche) allein noch keine Überzeugungskraft innewohnt. Sie werden erst durch den Nachweis wirksam, daß sie alle oder mehrere von ihnen gleichzeitig beobachtet wurden, daß sie sich nicht widersprechen und daß sie mehr als lokale Bedeutung haben.

In einem Gebiete können zum Beispiel viele Lokalüberschiebungen, jedesmal von verhältnismäßig großem Ausmaße, beobachtet werden und doch kann die Frage berechtigt sein, ob sie nicht als Nebenerscheinungen unwesentlich sind und ob die Haupthorizontalbewegung sich nicht anders als in Form von einer flach deckenförmigen Überschiebung, wie man sie sich leicht nach Analogie der obigen Lokalerscheinungen vorstellen könnte, vollzogen hat?

Solche Fragen von grundlegender Wichtigkeit entziehen sich meist einer exakten Beantwortung: je peinlicher der Untersucher vorgeht, um so schwerer gelangt er zu einer Entscheidung, um so öfter wird er sich mit einer negativen Äußerung begnügen müssen.

Noch schlechter steht es mit den Beweisen, die auf gewisse Voraussetzungen und solchen, die auf Ergebnisse anderer Abschnitte der Arbeit aufgebaut sind.

Während im letzteren Falle das Versagen auch nur eines Gliedes in einer langen Kette logischer Schlußfolgerungen ein scheinbar festgefügtes Gerüst von gedanklicher Arbeit zu erschüttern vermag, bewegt man sich beim Beweise durch Voraussetzungen in einem *circulus viciosus*.

Teilt man zum Beispiel ein Gebiet nach Bezirken unterschiedlichen Schichtenreichtums in gegensätzliche Einheiten, so dürfte — streng genommen — nicht in Zweifelsfällen aus der vorausgesetzten Einteilung für irgend etwas, wie zum Beispiel für Schübe Beweiskraft hergeleitet werden.

In der Praxis dürfte das kaum immer zu umgehen sein und in der Tat ist der Fehler geringer als oben dargestellt.

Die Zurechnung zu einer Einheit soll ja selbst, wenn sie vielleicht bei der Darstellung vorausgesetzt wird, auch das Resultat der gedanklichen Gesamtarbeit sein, die kein entgegenstehendes Argument ergeben und jede weitere Einteilungsmöglichkeit erwogen und verworfen hat, was dann im Laufe der Deduktion nachgewiesen werden muß.

Das, was sich aber der Darstellung entzieht, weil es allzuweit abführt und nur angedeutet werden kann, sind Beziehungen, die feinen Fäden gleich zwischen fast allen Teilen eines noch so kompliziert gebauten Gebirges gefunden werden können. Da finden sich Analogien, Wiederholungen, abweichende und gleichsinnige Lösungen der ähnlichen Probleme, die ohne für die Erkenntnis des Gebirgsbaues gerade ausschlaggebend zu sein, vielleicht der beste Prüfstein des Wertes der gefundenen Bauformel sind.

B. Die Faltungen vor der Schubphase.

(Grundsätzliche Erwägungen.)

In Übereinstimmung mit Reis, Ampferer und Schlagintweit wird angenommen, daß die Schubphase ein bereits gefaltetes Gebirge erfaßte.

Die primären Falten streichen longitudinal und sind scheinbar lokal verschieden kräftig: nie sind sie, wenn nicht nachweislich jüngere Kräfte tätig waren, sehr eng, ja manchen Ortes, wie im Puitental und in der Hohen Kranzberg-Scholle recht flach.

Die Faltung muß nachneokomisch sein: das zeigt die Mitfaltung des Neokoms, sonst bietet unser engeres Gebiet keine Anhaltspunkte für die absolute Altersbestimmung.

Ampferer unterscheidet in den benachbarten Lechtaler Alpen analog den Beobachtungen in anderen Alpengegenden vor der Schubphase zwei Faltungen, auf die Meereseinbrüche erfolgten, welche marine Sedimente hinterließen:

die präcenomane mit geringerer Faltung,
die prägosauische mit kräftigerem Faltenwurf.

Die der letzteren folgende Überflutung hinterließ die Gosauablagerungen des Muttekopfes innerhalb der Fortsetzung unserer Mieminger Scholle; die der ersteren folgende cenomane Kreideschiefer, die von den in Inseln zerlegten Frontteilen der gleichen Schubmasse noch überschoben werden.

Hieraus folgt, daß sowohl die präcenomane als auch wahrscheinlich die prägosauische Faltung und die gosauische Sedimentationsperiode der Schubphase vorangingen.

Die Annahme eines weittragenden Ostschubes der Mieminger Scholle (= Ampferers Luntaldecke) in nachgosauischer Zeit würde das Vorkommen der Grauwackengerölle in der Muttekopfgosau ungezwungen erklären. Die heute etwa 100 km betragende Entfernung bis zum nächsten Anstehen von Grauwacken wäre ganz oder zum Teil das Resultat des Ostschubes¹⁾.

Es scheint nach Sachlage keineswegs ausgeschlossen, daß auch in unseren Gebieten zwei Faltungen vor der Schubphase stattgefunden haben: zur Zeit ist es aber noch unmöglich, sie nachzuweisen, ja selbst von der Konfiguration der damals geschaffenen Gebirge ein auch nur einigermaßen anschauliches Bild zu entwerfen.

Denn die Schubphase mit ihren gewaltigen Veränderungen hat die vorherbestehenden Züge stark verundeutlicht.

Heute sieht man Reste einer westlichen Urscholle mit Hauptdolomit an den Rändern und Jura im W, Neokom noch im O im Kern unter und neben den Schollen der östlichen Triasurschubmasse liegen, deren Basis im Frontteil des Nordflügels aus Muschelkalk, Partnachschichten und Wettersteinkalk besteht.

Dieser Nordflügel enthält im Kern westlich der Isar noch Hauptdolomit, östlich derselben scheinbar dieselbe junge Serie wie die westliche Urscholle; im Leitersteiggewölbe sind noch zum Teil ältere Schichten als an der westlichen Schubfront entblößt (Reichenhaller Schichten).

Der Südflügel dagegen zeigt²⁾ an den westlichen Frontteilen Hauptdolomit, später erst (gegen O) stellt sich ältere Trias ein; charakteristisch³⁾ scheint für ihn das Fehlen aller jüngeren Schichten als Hauptdolomit (mit Ausnahme der transgredierenden Muttekopfgosau) zu sein.

Hieraus ergibt sich, daß eine bedeutende Erosionsdiskordanz vorliegt, die auf eine lange dauernde Abtragungsphase vor Eintritt der Schübe schließen läßt.

Betrachtet man nur den Schichtreichtum der Mulden — und sieht man vom Schichtbestand der Schollen, für den die Abscherungs- (die Abhubs)fläche noch wichtiger ist, ab⁴⁾ —, so scheint der gegen O

¹⁾ Vgl. O. Ampferer, Über die Gosau des Muttekopfes. Jahrb. R.-A. 1912, 62, Bd., 2. Heft. Diese Lösung ist einfacher als die entsprechenden nappistischen Erklärungsversuche.

²⁾ Ich hoffe, Ampferer, auf dessen Angaben ich mich stütze, nicht mißverstanden zu haben.

³⁾ Ampferer, l. c. pag. 303.

⁴⁾ Bis nicht die Beschreibung und die Karten [Ampferers] von den Lechtaler Alpen vorliegen, muß die Diskussion der an den unterschiedlichen Schichtreichtum der westlichen Frontteile der Einzelschollen sich anknüpfenden Fragen zurückgestellt werden.

zunehmende Schichtreichtum mit der Tendenz von W nach O abzusinken¹⁾ ursächlich verknüpft.

Diese scheint vor der Schubphase schon vorhanden gewesen zu sein und bei Eintritt des O—W-Druckes den Ausgleich der Spannung durch westgerichtete Überschiebungen erleichtert zu haben: ostgerichtete, die theoretisch durch den gleichen Druck gleich leicht hätten entstehen können, fehlen in den nördlichen Kalkalpen fast immer²⁾.

Es wäre ein Zirkelschluß und hieße die allgemeine Bedeutung dieses Phänomens verkennen, wenn man das Absinken nur als die Folge der Ostschübe ansehen wollte.

Die Faltungsphasen scheinen also durch Vertikalsprünge [vor der Schubphase noch] gefolgt worden zu sein, zu deren Ostseite eine Hebung, zu deren westlicher eine Senkung der Mulden erfolgte. Dagegen kann die heutige Transversalverteilung von Gruppen geringeren Schichtreichtums im S (und im äußersten N) und größeren nördlich von ihnen (Mesozoikum sowohl in der westlichen Urscholle als auch im Nordflügel der Urtriasschubmasse) erst eine Folge der Bewegungen der Schubphase gewesen sein.

Das Wiedereinstellen von Neokomschichten im östlichen Kern des Nordflügels ist hochbedeutsam und wird sicher einmal ein gutes Hilfsmittel zur Wiederherstellung des Faltenverlaufes vor den Schubphasen abgeben.

Das sollte bei der von vielen Seiten so beliebten Aufstellung großzügiger nappistischer Einheiten zur Vorsicht mahnen, zumal der große Unterschied im Schichtbestande zwischen westlicher Urtriaskreidemulde und Nordflügel der Triasschollenmasse nur am Westrande des Wettersteingebirges und teilweise am Nordrand sehr groß ist, der zum Teil³⁾ mit den gewaltigen Erhebungen durch die Ostschübe und die stark verarmende Wirkung der Erosion nach der Schubphase erklärt werden kann.

Ampferers Zurechnung der Wettersteinscholle zur „Lechtaldecke“ trägt dieser Erwägung Rechnung und es besteht zweifellos eine gewisse Gemeinschaft zwischen beiden, besonders wenn man das noch nicht hinreichend durchforschte nördliche Vorland von dem westlichen und der Jurakreidemulde trennt. Die Präjudizierung durch den vorgehenden Gebrauch des vieldeutigen Ausdruckes „Decke“ erschwert die Verständigung ungebührlich: der Deckenbegriff ist so dehnbar, daß jeder ihn scheinbar in einem etwas anderen Sinne anwendet; dabei ist er doch nicht plastisch genug, um den eigentümlichen Erscheinungen des bewegten Schollengebirges gerecht zu werden. Ich wende ihn nur dann an, wenn eine klare deckenförmige Überlagerung vorliegt, wie zum Beispiel in unserem Arbeitsgebiet in beschränkter Ausdehnung am Westende des Wettersteingebirges und im Puitental.

Es steht keineswegs fest, wie sich die Schubmassen nach unten zu in größerer Entfernung von den Westenden verhalten und es müßte erst ein prägnanter Ausdruck

¹⁾ Es erübrigt, Beweise dafür, die so häufig sind, einzeln aufzuführen.

²⁾ Anmerkung während der Korrektur. F. Broili nimmt in einer erst nach Abschluß des Manuskriptes erschienenen Arbeit (Neues Jahrbuch für Mineral. etc., Stuttgart 1914) an der Kampenwand in der bayrischen Voralpenzone eine westgerichtete Überschiebung an.

³⁾ Zum anderen Teile durch Vertikalverschiebungen vor der Schubphase.

für ihr so wechselvolles Verhalten, das den raschen Übergängen von Anlagerung (steile Randspalte) und Überlagerung (Überschiebung) gerecht wird, gefunden werden.

Dazu fehlt aber noch die Vorbedingung, die genaue Erkenntnis dieser Vorgänge.

Die Schubphase wird also, da die Gosauschichten noch mitgeschoben zu sein scheinen, wohl der dritten Bewegungsperiode, der tertiären, angehören.

Reis glaubt, daß wegen anfänglich noch größerer Hangendbelastung zuerst gefaltet wurde und daß nach der Erleichterung durch die Erosionsperiode Überschiebungen auftreten konnten und mußten.

Ich meine, wichtiger ist ein Wechsel in der Richtung des eintretenden Druckes: denn wäre der Druck gleichgerichtet geblieben, so hätten im Sinne von Reis wohl Überschiebungen folgen müssen, aber nordgerichtete. Solche von Bedeutung sind aber (trotz der gegenteiligen Behauptung von Schlagintweit) noch nie beobachtet worden.

Mir scheint, als wäre der Druck in der zweiten gebirgsbildenden Phase senkrecht zur Richtung des Druckes desjenigen der ersten gerichtet gewesen und darum liegt die Rothpletz'sche Erklärung näher, welche annimmt, daß dann erst Überschiebungen eintreten müssen, wenn ein neuer, senkrecht zum früheren Druck und gleichgerichtet mit den durch jenen geschaffenen Längssätteln und Mulden eintretender Druck nicht mehr falten kann (Beispiel: Wellblech) und sich jetzt in Überschiebungen entspannen muß.

Ferner habe ich mit Reis an der Rothpletz'schen Auffassung festgehalten, daß wir uns in Mitte der in ihrer Gesamtheit nach W bewegten rhätischen Schubmasse befinden. Naturgemäß kann aus einem so zentral gelegenen Gebiete kein Argument für die Richtigkeit dieser Anschauung, die übrigens für die Erklärung der lokalen Erscheinungen des Wettersteingebietes von geringer Bedeutung ist, erwartet werden. Momente, die gegen diese Auffassung sprächen, wurden nicht beobachtet.

Nur in einem kann sie hier Bedeutung gewinnen. Die oben charakterisierten Urschollen erscheinen im Wettersteingebirge in einem schroffen Gegensatze: die westliche vorwiegend aus jungen Schichten stets leidend, über- und verschoben, die östliche Triasurscholle schiebend. Letztere zerfällt in zahlreiche Einzelschollen mit eigenen Geschicke, die teils frühzeitig in eine leidende Stellung gedrängt werden. Eine solche Teilung muß naturgemäß am [westlichen] Stirnrand stärker sein als in den östlichen Enden einer Hauptscholle; immerhin entspringt es der Annahme einer rhätischen, ostwärts bewegten Masse, auch in der westlichen [Lechtaldecke] einen Schollenzerfall anzunehmen und vor allem in der Zone junger Schichten am südlichen Wettersteingebirgsrand eine zurückgebliebene Scholle zu sehen. Hier muß ich mich mit dieser Andeutung begnügen.

Die Frage nach der Form der westlichen Grenzlinie der Triasurscholle in der Zeit vor der Schubphase ist ziemlich gleichbedeutend mit der Frage nach dem Ausmaße der durch die einzelnen Schübe zurückgelegten Entfernungen. Sie ist heute noch keineswegs einwandfrei zu beantworten, aber von höchster Wichtigkeit.

Schließlich sei die Aufmerksamkeit auf die Form der Unterheiten, in die die Urschollen zerfallen, gelenkt. Sie sind alle schmal in transversaler, lang in longitudinaler Richtung und ähneln im kleinen jener Inntaldecke Ampferers, die bei einer Erstreckung von 136 km vom Spuller See im W bis Münster im O nur eine Durchschnittsbreite von etwa 10 km haben soll.

III. Literaturbesprechung.

A. Allgemeiner Rückblick.

Während alle noch älteren Arbeiten über unser Gebiet heute nur ein literarisches Interesse besitzen, bleibt die Karte der Gumbelschen Generalaufnahme aus der Mitte des vergangenen Jahrhunderts für Gebietsteile, die bislang keine monographische Bearbeitung wieder erfahren haben, die einzige Quelle, aus der wir schöpfen können.

Das benachbarte Karwendelgebirge hat in neuerer Zeit zweimal von österreichischer Seite eine eingehende Bearbeitung erfahren¹⁾, während für den bayrischen Anteil die von Rothpletz und einigen Fachgenossen (1888) unternommene Kartierung die Grundlage geblieben ist.

In den Bereich unseres Gebietes fällt noch die 1895 erschienene Aufnahme Heimbachs in den Farchanter Alpen (Kramergebiet, 10). Ihre Karte (1:50.000) gewinnt dadurch an Bedeutung, daß Rothpletz an einigen Begehungen teilgenommen hatte. Sie ist heute bis zu einem gewissen Grade veraltet.

Noch unter Gumbels Leitung begann die geognostische Abteilung des Oberbergamts in München 1893 eine umfangreiche Aufnahme des Wettersteingebirges im Maßstabe 1:25.000, deren Karte nach 18jähriger, freilich nicht ununterbrochener Arbeitszeit zur Veröffentlichung gelangte (2). Ihr Titel nennt O. Reis und F. Pfaff als Verfasser. Da die uns hier interessierenden Teile der Arbeit fast ausschließlich von Reis verfertigt sind, dürfen wir — der Kürze wegen — ihn schlechtweg als Autor nennen, zumal auch der I. Teil des begleitenden Textes von ihm ausschließlich herrührt.

Die Karte stellt ein Gebiet von beiläufig 320 km² geologisch koloriert dar und ist die Grundlage aller weiteren Arbeiten. Reis' Sachlichkeit ist vorbildlich. Ihre schon von Ampferer³⁾ gerühmte Zuverlässigkeit kann ich besonders im eigentlichen Wettersteingebiete³⁾, das heißt den zwischen Isar, Leutascher Ache, Gaistal, Loisach und Kankerbach gelegenen Teilen auf Grund zahlreicher Begehungen vollauf bestätigen.

¹⁾ Ampferer und Hammer 1898 für das südliche Karwendelgebirge (11), Ampferer 1903 für das nördliche Karwendelgebirge (3).

²⁾ 7, pag. 197.

³⁾ In den angrenzenden Gebieten, die noch auf dem Kartenblatt zur Darstellung gelangten, fand ich einige Ungenauigkeiten. Vgl. pag. 25, 37, 39 und 41. Hier mußte sich Reis wohl auf ältere Aufnahmen stützen und mit kursorischen Begehungen begnügen.

Sie ist um so höher einzuschätzen, als bei der Größe des Gebietes und seiner bedeutenden Höhenlage, wie Re is es mitteilt, nicht überall jene Reambulationen durchführbar waren, die nach völliger Fertigstellung einer Aufnahme oft noch wünschenswert sind.

(Leider läßt die topographische Unterlage einiges zu wünschen übrig. Sie bietet nur Höhenkurven von 100 zu 100 *m*, während die entsprechenden Positionsblätter des gleichen Maßstabes, die für den bayrischen Anteil die Grundlage der Karte bildeten, Abstände der Niveaukurven von 10 *m* aufweisen. Diese Verarmung des Kartenbildes ist wohl darauf zurückzuführen, daß auch österreichische Gebietsteile in die Karte einbezogen wurden, in denen es an Zehner-Kurven mangelte. Vielleicht wäre es — unter Verzicht auf eine Gleichartigkeit der Unterlage — günstiger gewesen, alle Details des bayrischen Anteils in die Gesamtkarte zu übernehmen und im österreichischen Gebiete, so gut es eben das grundlegende Kartenmaterial zuließ, sich zu behelfen.)

Die lange Dauer der Wettersteinaufnahme brachte es mit sich, daß Re is während ihrer die Entwicklung der verschiedenen modernen Ideen über Tektonik erleben konnte. Die uns heute scharf begrenzten Fragen nach der Chronologie, nach der Natur, auch nach Richtung der alpenbaucenden Krustenbewegungen der Erde waren bei Beginn der Aufnahme noch keineswegs — wenigstens nicht in einer vergleichbaren Form — öffentlich gestellt. Re is trat also auch nicht, wie es heute vielfach geschieht, mit fertigen tektonischen Theorien an die Arbeit, sondern er durfte und mußte sich die seinen erst während der Wettersteinaufnahme und an ihr bilden, zugleich konnte er die in anderen Gegenden gewonnenen Theorien während ihrer prüfen. Das war sicherlich in vielen Beziehungen ein Vorzug, der, soviel Unbequemlichkeiten er ihm auch mitbrachte, in der Qualität des Resultats und in der hohen Brauchbarkeit der Arbeit zum Ausdruck kommt.

Leider ist der begleitende Text bisher unvollständig, da nur Teil I (1) erschienen ist; in ihm kündigt Re is an, daß er „eine Zusammenstellung der gesammelten Faunen und eine größere Anzahl der vom Verfasser dieser Begleitworte (d. h. von ihm Verf.) aufgenommenen, für die Schichtfolge innerhalb der Formationen und für die Tektonik wichtigen Profile in einer eigenen Abhandlung als II. Teil der Erläuterungen zur Wettersteinkarte zusammenstellen will“.

Also fehlt uns bis heute noch ein wichtiges Moment zur Erkenntnis des Wettersteingebirgsbaues und der Anschauungen, die Re is über dessen Bau gewonnen hat.

Es ist vielleicht mehr wie ein glücklicher Zufall, daß die Landesaufnahme des anderen Ostalpenstaates, die k. k. Geologische Reichsanstalt in Wien, die Untersuchung der dem Wettersteingebirge benachbarten, jenseits der Grenze liegenden Alpentteile gleichzeitig unternahm. Sie betraute mit diesen Arbeiten Ö. Ampferer, der durch seine kurz vorher mit W. Hammer unternommene Aufnahme des südlichen Teiles des Karwendelgebirges (1898, 3) dazu prädestiniert war.

[Diese schließt mit ihrer gleichfalls im Maßstab 1:50,000 gehaltenen geologischen Karte an die ältere bayrische (Rothpletzsche etc.) unmittelbar nach S an.]

Zunächst untersuchte Ampferer — nunmehr für die Reichsanstalt — das nördliche Karwendelgebirge (4) und dessen östliche Anschlußgebiete von neuem, später das Seefelder- und das Mieminger-Gebiet (5), denen sich in neuerer Zeit die weiter westlich gelegenen Gebiete anschlossen.

Während der Begehung der zwischen dem Mieminger Zuge und der Landesgrenze (Kammhöhe im Südzuge des Wettersteingebirges), gelegenen Gebiete lag ihm die dort schon in der Hauptsache fertiggestellte Reissche Manuskriptkarte vor.

Andererseits haben die südlich des Gaistals und von Scharnitz gelegenen Teile der Reisschen Karte eine auf Ampferers Aufnahmen basierte Darstellung gefunden — ein vorbildliches Zusammenhalten zweier Forscher und zweier Anstalten.

Kürzlich sind als Resultat dieser Aufnahmen drei Kartenblätter von der Reichsanstalt (27 bis 29) herausgegeben worden, die aber nur noch teilweise in dieser Arbeit verwertet werden konnten, da das Manuskript schon fast vollendet war.

Endlich hat Ampferer im Querschnitt (6) nur streifend, in seinen Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges (7) ausführlicher (diesmal in einer Kontroverse mit O. Schlagintweit) seine neueren Anschauungen über den Bau unserer Gebirge niedergelegt.

Kurze Zeit nach dem Erscheinen der Reisschen Karte und unmittelbar nach dem des Ampfererschen Querschnitts (6) erschien O. Schlagintweits „Die Mieminger - Wetterstein - Überschiebung“ (8, vgl. daselbst pag. 92), auf die er nach Ampferers herber Kritik (in 7) noch eine Entgegnung folgen ließ: Zum Problem des Wettersteingebirges (9).

B. Die Auffassung von O. Reis.

1. Allgemeine Ergebnisse.

Reis äußert keinerlei extreme Anschauungen und ist in seiner Ausdrucksweise sehr vorsichtig, ja gelegentlich so einschränkend, daß es nicht immer gelingt, ohne Gefahr eines Irrtums seine Stellung festzulegen und kurz zusammenzufassen. Es mag sein, daß er manches für den uns versprochenen II. Teil zurückhält.

Im allgemeinen steht er auf dem Boden der Rothpletzschen Anschauungen von 1905 (15). Er sieht in dem von ihm untersuchten Gebiete einen Teil der in ihrer Gesamtheit nach W bewegten

Rhätischen Schubmasse.

„Es ist die Rothpletzsche Lehre des Alpenen Ost-Westschubes, welche hier von Reis auf das Wettersteingebirge übertragen wird.“ (Ampferer, 7, pag. 199.) Reis kommt dabei zu folgenden Resultaten:

Es trat eine ältere Faltungsperiode ein, darauf folgte ein Zeitraum starker Längs- und Quererosionen und endlich „eine durch die so vorhandenen vielfältigen Oberflächen-

gestaltungen geleitete und gerichtete Möglichkeit der Abspaltung und Überschiebung.“ (1, pag. 105).

Präalpine Faltungs-, Verwerfungs- und Erosionsstadien also gingen der Schollenabspaltung voraus. Diese Faltungen konnten durch die Schubbewegung gelegentlich noch Verstärkungen erfahren¹⁾.

Tangentiale Verkürzung unter großem Druck soll (also vor der Erosionsperiode) zu einer ungestörteren Faltenbildung geführt haben; später dann aber, nachdem die Hangendbelastung geringer wurde, sollen die Überschiebungen eingetreten sein.

Die Gesamtbewegung soll von O nach W stattgefunden haben (in longitudinaler Richtung).

Transversale Schiebungen von S und N dagegen seien „nur notwendige Begleiterscheinungen“.

Als der östliche Druck eintrat — Reis denkt sich diesen als Folge der durch die Südnordfaltung nur einseitig gelösten Entspannung (nach Rothpletz, 15, pag. 234) — und es zu einer flachen Abspaltung und zu Schüben kam, zerriß die abgescheerte Masse (den Ausdruck Decke gebraucht Reis im allgemeinen nur für die Ostalpine = Rhätische Decke) in

Längsschollen.

Ein typisches Beispiel für diese soll die Wettersteinscholle sein, „die sich von O nach W in die Höhe hob und das wohlausgeprägte Bild eines mächtigen Stirnrandes bildet“.

Diese Bewegung der Schollen soll eine doppelte sein. Einmal sollen sie

„als Teilschuppen der rhätischen Überschiebung“

den Weg der ganzen Ostalpinen Decke zurückgelegt haben (als Folgerung aus der Annahme der Ostalpinen Decke, von der Reis darum sich angezogen fühlt, weil sie ihm die alleinige Möglichkeit zu bieten scheint, einheitlich das Bau- und Bewegungsbild der Kalkalpen zu erfassen). Ferner sollen sie noch einen

Teilweg für sich

zurückgelegt haben, entweder weil sie rascher vorrückten als die Gesamtheit oder weil die Nachbargebiete zurückblieben. Letzteres ist ihm wahrscheinlicher.

Die Längsschollen, deren Bewegung keineswegs als eine gleichmäßig ostwestliche gedacht ist, haben sich nebeneinander (bisweilen ungleichschnell) an ihren ostwestlich gerichteten Randspalten bewegt (longitudinale Verwerfungen).

Dabei kann es möglich sein, daß am „transversalen Nebeneinander (in nordsüdlicher Richtung, d. Verf.) der Teile (Schollen, d. Verf.) sich wenig“ geändert hat, während beträchtliche Verschiebungen in ostwestlicher Richtung stattfanden.

Dieser Art Bewegungen, meint Reis können daran erkannt werden (ihr Charakteristisches ist), „daß an ihren beiden Seiten

¹⁾ Nur so kann der Relativsatz am Ende des ersten Abschnittes auf Seite 105 zu verstehen sein.

Überschiebungen (plötzlich, d. Verf.) auftauchen, aber auch scheinbar plötzlich verschwinden.“

Die Sperrung auch der wörtlich zitierten Stellen rührt stets vom Verfasser her, der sich in diesem Abschnitt eng an Kapitel 12 von Reis gehalten, jedoch seine Äußerungen etwas weniger eingeschränkt als der Autor selbst vorgetragen hat.

In einer Zusammenfassung sagt Reis, „das sei als sicher zuzugestehen, daß man mit Hilfe der Rothpletzschens Anschauung in die verwirrende Tektonik ostalpiner Gebiete, zum Beispiel das Wettersteingebirge eine gewisse Klarheit und Einheit der Auffassung bringen kann“, daß man aber aus dem Wettersteingebirge Gegen Gründe nicht ableiten könne.

Er betont, daß zum Beispiel die Wamberger Scholle anders nur durch Annahme einer totalen faziellen Vertretung des Wettersteinkalkes durch die Partnachschichten erklärbar sei. (Vgl. Ampferers diesbezügliche Erklärungsversuche [7]).

Als Beispiel des Überganges einer scheinbaren Nordüberschiebung in eine Westüberschiebung wird auf das Karwendelgebirge und auf die Beziehungen zwischen der Nordgrenze des Zentralalpiner Massivs (Inntal) und der Aufrichtung von Karwendel- und Wettersteingebirge hingewiesen.

2. Die Scholleneinteilung durch O. Reis.

Nach Reis teilt sich das Wettersteingebirge in 2 Hauptschollen, in die Sattelscholle von Wamberg (II) mit ihren mehrfachen Teilaufwölbungen im N und in

I. die Wettersteinscholle

im S, welche die vorige teilweise (tektonisch) einfaßt.

Sie stellt nach Reis ein (enger zusammengehöriges) tektonisches Ganzes dar mit den höchsten Erhebungen und den ältesten Schichten (Muschelkalk und Wettersteinkalk) im S und W. Sie bildet eine große Mulde, die sich nach O (ONO) senkt und in der sich in normalem Verbands gegen O immer jüngere Schichten einstellen.

Während aber nach NW, W und S (an den Muldenrändern aufgebogener) Muschelkalk und Wettersteinkalk die Basis der Schubmasse bilden, wird diese im N von Raibler Schichten gebildet.

Die nördlich der Wamberger Scholle liegenden Raiblerkomplexe hängen nach Reis tektonisch mit der Wettersteinscholle zusammen, sodaß dieser sich folgende (Unter-) Schollen anschließen.

1. Die Risserkopfscholle, nach SW, S und SO gegen die Wamberger Scholle abstoßend (überschiebend), nach den anderen Richtungen heute [durch Erosion] freistehend: in spiegelbildlicher Lagerung zur südlich (jenseits der Wamberger Scholle) gegenüberliegenden Kreuzjochscholle.

2. Die Partenkirchen—Barmseescholle, im Westen noch ausschließlich aus den 3 Gliedern der Raibler Schichten bestehend, die sich mit einer eigenen Sattelung diskordant an die Wamberger Scholle legen.

Grenze nach N gegen den Hauptdolomit und Plattenkalk bis zur Linie Gschwand—Roßhütte tektonisch, von da an nach O legt sich der Hauptdolomit konkordant auf die Raibler Rauhwacken. Ostgrenze etwa das Isartal und dessen südnördliche Verlängerung über Wallgau hinaus; südöstlich zwischen Weigmannsee und Barmsee scheint diese Scholle und die Hohe Kranzbergscholle zusammenzuhängen.

3. Die Hohe Kranzbergscholle und ihre direkte Fortsetzung nach W, die Kreuzjochscholle, sind aus den gleichen Elementen aufgebaut; sie bilden eine Mulde mit Hauptdolomit im S als Kern; noch weiter südlich sollen sich am anderen Muldenflügel darunter normal wieder Raibler, später auch Wettersteinkalk und Muschelkalk einstellen.

Jenseits der Isar setzt die Wettersteinmulde nach O fort; hier stellen sich im S noch ältere Schichten, im Muldenkern noch jüngere, freilich in etwas gestörter Lagerung ein.

Für die

II. Wamberger Scholle

gebraucht Reis verschiedene Ausdrücke gleichsinnig: Sattelscholle, Wamberg—Partnach—Hammersbacher Scholle, Sattelzug, Waldeck—Wamberger Scholle.

Er teilt sie in den Wamberger Rücken (Wamberger Muschelkalkzug, Muschelkalkzug Drehwiesen, Partnachklamm, Hirzeneck) im O, den Drehwiesen—Waldeckzug (mittlere Muschelkalkscholle oder Muschelkalkkrücken Waldeck—Rimlermoos) in der Mitte und einen westlichen Zug, der 750 m östlich des Eibsees endet.

Er lehnt die Möglichkeit einer völligen faziellen Vertretung des Wettersteinkalkes durch Partnachsichten ab¹⁾ und hält diesen für erodiert.

Über eine alte Erosionsbasis der Sattelzüge sollen die heute in der Mitte und im O begrenzenden Raibler geschoben sein.

„Hat es nicht den Anschein, als ob eine Decke der höheren Trias sich an diesem Muschelkalksattel geteilt, gegabelt hätte und die Gabelteile sich an ihr entlang auf über 15 km vorgeschoben hätten, so daß ein nach W offenes Fenster oder fensterartiger Schlitz, das gewiß auch zu einem nicht geringen Teil Erosionsfenster sein könnte, entstand?“

Die Karwendelüberschiebung setzt sich nach Reis über das Arnsitzenmassiv (Nordrand = Wildsteigkopfüberschiebung) ins Puitental fort (pag. 92), wo Muschelkalk Neokom überschiebt. „Ihr nördlicher Stirnrand setzt über den Ofelekopf (Nordhang) nach W fort und die Schubfläche scheint steiler geworden, an dem hohen Auftauchen des Muschelkalkes im hinteren Schüßel- und Oberreintalkar schuld zu sein.“

Also rechnet er Arnsitzenmassiv, Ofelekopf, Gehrenspitz, ferner die Gaistalmulde (? und wohl auch das Mieminger Gebirge implizite) zur

III. Karwendelüberschiebungsmasse.

Die Schichten(Einfallens)umkehr am Westende des Gehrenspitz soll die Folge einer „präalpinen“, starken, vertikalen Senkung an

¹⁾ Freilich nicht gänzlich. Vgl. pag. 21, letzter Absatz in dieser Arbeit.

einer „Querstörung“ oder aber, was ihm wahrscheinlicher dünkt, „einer einfachen flachen, durch die späteren Prozesse verstärkten Sattelung“ mit nachträglichen Firsteinbrüchen oder Einfaltungen aufzufassen sein, deren Achse mit der späteren Längsrichtung der heutigen Schollenzerteilung einen Winkel bildet.

Daß er die Vorbergstrias (ohne die Gehrenspitzen) zur Jura-Trias-Mulde (vgl. unten) rechnet, wird durch folgende Bemerkung, die sich auf das Verhältnis der Jura-Kreideschichten zur südlichen Trias bezieht, erhellt: „Das, was noch in der Leutasch und Puitalpe Überschiebung ist, das ist im Predigtsteinzug einfache Zusammenfaltung . . .“

Wie die Wamberger Scholle im N, so stößt am Südrand des Wettersteingebirges eine enge, steilgestellte, ostwestlich streichende

IV. Trias-Jura-Mulde

ab. Im Kern enthält sie noch Kreideschichten, an den (nach Sausstreichenden) aufgebogenen Muldenrändern ferner noch Trias (Wettersteinschichten, ja am Vorderlänhskopf noch Muschelkalkschichten). Sie reicht von den Issentalköpfn bis zu den Gehrenspitzen, „ . . . ein ungeheurer Teil von den tieferen Schichten des Nordflügels fehlt, wobei aber weder am Ostrand noch am Westrand dieser Scholle das Bild einer einfachen linearen Absenkung oder von entsprechenden inneren Ablösungen deutlich ist“.

Zur Erklärung des fehlenden Hauptdolomits werden Flächenabtragungen, Zusammendrückungen und Überschiebungen im Sinne von Ampferers¹⁾ hier ausklingender Karwendelüberschiebung herangezogen. Die Grenze zwischen den Jura-Kreide-Schichten im N und der triassischen Vorbergzone (Issentalköpfn—Gehrenspitz) wird als eine ältere (präalpine) Störung aufgefaßt.

Als die westliche Fortsetzung dieser Trias-Jura-Mulde, genauer der Jura-Neokom-Mulde vom Hohen Kamm, wird die

V. liegende nordsüdlichgestellte Quermulde

von Jura-Neokom-Schichten unter der Wettersteinwestwand aufgefaßt. Sicher sei, daß ihr die Wettersteintrias (hier einen Stirnrand bildend) eine kleine Strecke weit + flach aufgelagert ist. Dies sei eine Folge der schon nördlich vom Gaistal durch Querstellungen bemerkbaren Longitudinal-(O—W)Bewegung, „gleichsam als ob hier die Schubmasse mit steilerer Grenzfläche vorrückend eine letzte Stauung vor dem Stillstand erfahren und die jurassisch-kretazischen Schichten vor sich hergeschoben, gefaltet und nach W umgelegt habe“.

Diese Trias-Jura Mulde steht mit der

VI. Großen Hauptdolomit-Jura-Mulde

westlich Ehrwald scheinbar in Verbindung und hängt selbst wieder mit dem westlichen Kramergebiet zusammen. Sie umfaßt das Gebiet

¹⁾ Ampferer, dem Reis mit diesen Ausführungen folgt, hat diese Auffassung inzwischen aufgegeben. Er zieht jetzt die Nordgrenze der Mieminger Scholle längs dieser Grenze.

um den Eibsee, die Thörlen, das Lermooser Gebiet und zieht nach dem Fernpaß. Ihre Muldenachse soll sich nach O senken.

C. Die Anschauungen O. Ampferers.

Bei der Verarbeitung, ja schon bei der Besprechung der Ampfererschen Arbeiten begegnet man der eigentümlichen Schwierigkeit, daß er seine Grundanschauungen über den Gebirgsbau erheblich geändert hat.

Eine weitere, nunmehr glücklich behobene war die, daß uns bisher außer seiner Karte des südlichen Teiles des Karwendels keine Kartierungen vorlagen. Die nunmehr erschienenen (27—29) leiden sehr unter dem für diesen verwickelten Gebirgsbau viel zu kleinen Maßstab 1:75.000, der zu Schematisierungen zwang, ferner der allzu breiten Eintragung von Verwerfungen, die das Kartenbild in unerwünschter Weise vergrößern.

Er stand anfänglich auf dem Boden einer rein lokalen Erklärungsweise und sah zum Beispiel, obschon er 1903 die Überschiebungen im Karwendelgebirge als erster erkannt hatte, noch 1905 die jungen Schichten am Südrand des Wettersteingebirges als „eingebrochen“ an.

Erst 1911 mit dem Querschnitt (6) geht er zur Annahme großer Decken über, modifizierte jedoch 1912 seine 1911 vorgetragenen Anschauungen über den Bau von Wetterstein- etc. Gebirge wiederum.

Das ist nicht nur sein gutes Recht und es wäre unbillig, [ohne Beibringung von neuen sachlichen Gründen] zum Beispiel seine früher geäußerten Grundanschauungen nunmehr, nachdem er sie aufgegeben hat, gegen ihn auszuwerten, wenn sie mit den unseren zusammenpassen sollten. Im Gegenteil, es spricht für den hohen Wahrheitssinn Ampferers, daß er unbekümmert um die Folgen das einmal für richtig Erkannte vertritt und Überlebtes fallen läßt.

Bisher hat Ampferer leider noch nicht Gelegenheit gefunden, den Teil seiner früheren Ergebnisse, den er aufrechtzuerhalten gedenkt, genau auszuscheiden und ihn mit seinen neugewonnenen regionalen Hauptanschauungen zu verbinden.

Das ist ja auch gerade bei ihm bis zu einem gewissen Grade weniger dringlich als bei anderen, die sich etwa in der gleichen Lage befänden, da er sich stets bemüht hat, das „Beobachtete“ von dem „Dazugedachten“ zu trennen. (Vgl. 4, pag. 169.)

Bis das nicht geschehen ist, werden wir die Resultate seiner Arbeiten nicht ausschöpfen, nicht voll genießen können. Denn die einschlägigen Abschnitte im Querschnitt und in seinen „Gedanken“ (7) können nicht als eine Auseinandersetzung mit seiner Vergangenheit angesehen werden, da er in dem ersteren nur Theorien aufgiebt, ohne auf Einzelheiten einzugehen, letztere aber durchaus den Charakter einer bis zu einem gewissen Grade vergänglichen Streitschrift trägt.

Von einer Besprechung seiner älteren Anschauungen aus der Zeit der lokalen Erklärungen darf um so eher abgesehen werden, als ihr bei Besprechung der Reisschen¹⁾ Ausführungen Erwähnung getan ist. (Vgl. pag. 14, 15.)

¹⁾ Reis sagt in der Vorrede (1, pag. 62), daß sich Ampferers (ältere) Anschauungen und die seinen „sowohl in sachlicher Hinsicht als auch in den, wie ich meine, letzten Endes nicht unvereinbaren tektonischen Anschauungen gegenseitig ergänzen.“

1. Im Querschnitt (1911)

äußert sich Ampferer über unsere, von seinem eigentlichen Thema abliegenden Gebiete summarisch.

„Für das Wettersteingebirge“, sagt er in bezug auf die tektonische Skizze (Fig. 24), „wurde von einer völligen Umgrenzung abgesehen, da die Verhältnisse an seinem Nordrand in dieser Hinsicht nicht genügend studiert werden konnten.“

Dagegen faßt er eine

Große südliche Scholle

zusammen, welche von einer einheitlichen zusammenhängenden Schubfläche begrenzt, westlich von Innsbruck beginnend, das südliche Karwendelgebirge umfaßt und, am Mieminger Nordrand weiter verlaufend, sich (gradlinig) bis zum Ausgang des Alperschontales erstreckt. Nach S soll sie, von dem äußersten W abgesehen, unter dem kristallinen Gebirge verschwinden. Sie soll (wie er in 7, pag. 204, ausführt, wo eine genaue Beschreibung gegeben wird) bei einer Länge (von O nach W) von 130 km im Durchschnitt 10 km (von S nach N) breit sein.

Ohne diese Scholle direkt hier schon als Decke¹⁾ zu bezeichnen, nimmt er für sie eine große, einheitliche, basale Bewegungsfläche an, was das gleiche bedeutet, und läßt sie von S²⁾ herkommen, da man sie „wegen ihrer weiten Erstreckung nicht gut von O her ableiten könne“.

Hiermit gibt er seine früheren lokal tektonischen Erklärungen auf und meint, „die fast der ganzen Nordfront folgende, so äußerst intensiv verfaltete und verkeilte Zone der jungen Schichten“, für die er früher äußerst komplizierte, heute noch von Reis (vgl. pag. 15) in ähnlicher Form vertretene Erklärungen abgegeben hatte, sei „als Schub- und Schürfzone doch ungleich verständlicher und in ihrer so hoch komplizierten und variablen Architektur viel besser in der Gefolgschaft von großen Horizontalbewegungen erklärbar“.

Freilich sei das Freischwimmen nur für den Westrand beweisbar, für das größere östliche Stück der Scholle ließe sich die Deckennatur nicht direkt beweisen, aber auch nicht direkt widerlegen.

Diese durchaus unmißverständlichen, über fast zwei Druckseiten sich hinziehenden Ausführungen stehen in einem gewissen Gegensatz zu einem an ihren Anfang gestellten Satze, über den hinweggegangen werden könnte, wenn nicht Schlagintweit (in 9) hieran eine Kontroverse geknüpft hätte.

Nachdem gesagt war, daß in der Gegend des Querschnittes keine einheitliche Überdeckung, sondern eine Zerfransung in Schollen vorhanden sei, fährt Ampferer fort, daß weiter gegen O eine gewaltige geschlossene, bis in die Gegend von Schwaz verfolgbare

¹⁾ . . . , für welche die Auffassung als frei schwimmende Decke wahrscheinlich ist (6, pag. 681).

²⁾ In seiner jüngsten Veröffentlichung, erst am 16. November 1913 mir zugewonnenen Publikation, nimmt er Ostschub für diese Scholle und damit auch für die Inntaldecke an (siehe 30, pag. 12 ff. Vgl. pag. 84, Anm. 1 in dieser Arbeit).

Decke auftrete, die unter anderem das Mieminger-, Wetterstein- und Karwendelgebirge umfasse.

Damit stellt **Ampferer**, freilich nur programmatisch, eine große Decke auf, die das Wettersteingebirge mitumfaßt, trennt es dann aber auch auf dem Kärtchen (pag. 668, Fig. 24) wieder ab und setzt es zur „südlichen Scholle“ in betonten Gegensatz.

So hat er als erster den Deckenbau in diese Teile der Kalkalpen getragen (wenn man von **Rothpletz'** Rhätischer Decke und mehr theoretischen Erwägungen von nappistischer Seite absieht) und für die südliche Scholle Südschub, freilich nur per exclusionem angenommen.

2. „Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges“ (1912).

Inzwischen war die Arbeit von **O. Reis** und die erste **Schlagintweits** erschienen, in der letzterer unabhängig von **Ampferer**¹⁾ und aus anderen Gründen gleichfalls zur Annahme eines Südschubes gekommen war und die Einheit von Wetterstein und Miemingern in einer Decke behauptete. Gegen diese Arbeit wendet sich **Ampferer** mit schroffster Kritik.

Auf Grund der **Reisschen** Arbeit spezialisiert **Ampferer** nunmehr seine Einteilung.

Jetzt benennt er die Süddecke

Inntaldecke.

(Da er nichts über ihre Schubrichtung sagt, so hält er wohl noch²⁾ an der Südrichtung [siehe oben] fest.) Sie soll nirgendwo mit der Wettersteindecke zusammenhängen. Ihre Nordgrenze zieht er längs der Jurakreidemulde (rechnet also die Vorberge dazu) durch das Puitental, weiterhin durch das untere Tal der Leutascher Ache, läßt sie an der Wildsteigkopfüberschiebung aufsteigen, ins Isartal gegen S zurückspringen und endlich in die Nordgrenze der vorderen Karwendelüberschiebung fortsetzen.

Die Inntaldecke soll nur Triasschichten von Buntsandstein bis zum Hauptdolomit enthalten.

Die Scholle älterer Trias zwischen Eng- und Unterinntal (im östlichen Karwendelgebirge) wird als ein Teil der Inntaldecke, als ein „ganz abgetrennter, mächtiger Deckenzeuge“, der nach N vorgeschoben ist, angesprochen (pag. 207).

Die Inntaldecke liegt entweder auf der Wettersteindecke oder neben ihr, durch jüngere Schichten getrennt. „Wo ihre Grenze mehr gradlinig verläuft, haben wir steile Stellung, sonst flach ausgreifende Überschiebung.“ „Diese ganze, von einer zusammenhängenden Bewegungsfläche unterfabrene Gebirgswelt“ sei sehr wahrscheinlich „als eine tektonische Einheit, als eine Schubdecke aufzufassen.“

¹⁾ 8, letzte Seite, letzter Absatz.

²⁾ Anmerkung während der Korrektur. Neuerdings nimmt **Ampferer** Ostschub an. Vgl. pag. 84, Aum. 1.

Ihr lagere nach N

die Lechtaldecke

vor, die große Teile der Allgäuer und Lechtaler Alpen und in unserem Gebiete das ganze Hauptdolomit — bis Kreidevorland umfaßt, ferner die Teildecke des Wettersteingebirges und den Zug von Jura-Kössener Schichten, der sich innerhalb des Karwendelgebirges vom inneren Johannistal bis Schwaz erstreckt (vgl. 7, Fig. 1, pag. 203). Also besteht ein ungewöhnlicher Schichtreichtum von den Reichenhaller Schichten bis zum Neokom. (Von den transgredierenden jüngeren Schichten ist hier stets abgesehen.)

Innerhalb der Lechtaldecke soll der „Untergrund“ in den Fenstern von Hinterhornbach, Nüsselwängle-Reutte und von Wamberg¹⁾ aufgeschlossen sein.

Die Wettersteindecke

wird als eine unselbständige Teildecke der Lechtaldecke aufgefaßt, weil sie einerseits nirgends mit der Inntaldecke zusammenhängt, sondern sogar auf weite Strecken von dieser überschoben wird, „anderseits das Wettersteingebirge und dessen östliche Fortsetzung im Karwendelgebirge gegen N zu größtenteils normale Schichtverbindungen zeigt.“

Die Südgrenze schildert er dann als tektonisch scharf begrenzt, die mit Ausnahme des östlichen Abschnittes von einer steilgestellten Bewegungsfläche (Randspalte) gebildet wäre. Die Westgrenze wird als unzweifelhafter Überschiebungsrand aufgefaßt (einer der wenigen Punkte, über den allseitige Übereinstimmung zu konstatieren ist). Im N jedoch, von der Zuggasse bis zum Engtal im Karwendel, soll eine regelmäßige Verbindung mit den tieferen nördlichen Schichten der Lechtaldecke i. e. S. bestehen.

Für diese unselbständige Wettersteindecke wird ein Schub von O angenommen, der dies höher gelegene Stück der Lechtaldecke eine Strecke weit über die tieferliegende Nachbarschaft derselben Decke schob, ohne daß sie im allgemeinen aus ihrer Nachbarschaft losgerissen wurde (pag. 207).

Die Möglichkeiten, daß der Nordrand maskiert ist und daß die Decke nach N zu tiefer taucht und jüngere Schichten aufnimmt, wird erwogen und abgelehnt. Wie lang die Strecke des Wettersteinostschubes ist und wie sich das Fehlen der jüngeren Trias am Südabbruch des Wettersteingebirges [wo Wettersteingebirge und die junge Mulde zu Lechtaldecke gerechnet werden] erklärt, wird nicht ausgeführt.

¹⁾ Vergl. 7, Fig. 1 und pag. 212. Ampferer hält außer dieser Annahme, die ihm die „gehaltvollere“ zu sein scheint, noch eine Erklärung der Wamberger Scholle durch Fazieswechsel für möglich.

D. Schlagintweits einheitliche Wetterstein-Miemingerdecke.

Als Ampferers Querschnitt erschien, war diese Arbeit (8), wie schon erwähnt, bereits gesetzt.

Diese Decke (im nappistischen Sinne) soll von S gekommen sein. Die Jurakreidemulde vom Leutaschtale bis Ehrwald wird als ein „Fenster“ aufgefaßt, in dem das basale Gebirge herauslugt.

In seiner neuesten Veröffentlichung¹⁾ rechnet er sie zu Ampferers „Lechtaldecke“ und nennt die hangende Triasdecke Inntaldecke, indem er — durch Einbeziehung des Wettersteingebirges in diese — einer Bezeichnung Ampferers einen neuen Sinn unterlegt²⁾.

Erstere soll wie die Mieminger-Wettersteindecke ein Teil der ostalpinen Decke sein und mit dem „Fenster“ der Jurakreide-Mulden von der Ehrwalderalm bis zum Puitental in die letztere hereinreichen. Dieses Fenster soll teils tektonischer Entstehung sein auf Grund einer Emporwölbung des Untergrundes während oder kurz nach dem Süd-schub, im Puitental dagegen erosiv.

Die Bichelbachermulde Ampferers und der Zug junger Schichten am Westrand vom Mieminger- und Karwendelgebirge sollen zum basalen Gebirge, dagegen die älteren Triasschichten bis zum Hauptdolomit inklusive (der Seefelder Berge und des Wettersteinvorlandes) der Mieminger-Wettersteindecke angehören, welche im O. des Puitentales im Arnsitzenmassiv zusammenhängen soll.

Die Überschiebungen am Westrand der Wetterstein- und Miemingergebirge sollen keine Stirnränder sein, da der Schub von S angenommen wird; sondern es wird die inzwischen durch Ampferers Arbeiten als irrig erwiesene Möglichkeit erwogen, daß die Decke nördlich der Heiterwandlinie und westlich des Wettersteinabbruches sich fortgesetzt habe und dort vielleicht noch in später auffindbaren Schollen (Inseln) vorhanden sei.

Vorläufig wird für diese Decke eine Schichtverarmung (Trias bis Hauptdolomit) in der näheren und weiteren Umgebung Ehrwalds und im Karwendelgebirge festgestellt: „Es wird sich noch zeigen müssen, ob dieses Gesetz für die ganze Erstreckung der Wettersteindecke gilt oder ob in anderen Gegenden nicht doch noch jüngere Schichten über dem Hauptdolomit liegen.“

Wo der Nordrand der Decke liege, sei noch nicht abzusehen (pag. 87).

¹⁾ Diese ist hier mitbesprochen, da sie in der Hauptsache nur eine Polemik gegen Ampferer enthält.

²⁾ Die Folge ist natürlich eine Verwirrung, da unter Ampferers und Schlagintweits Inntaldecken etwas grundsätzlich Verschiedenes zu verstehen ist.

Man hat zu unterscheiden:

1. Ampferers Inntaldecke;
2. Ampferers Wettersteindecke;
3. Ampferers Lechtaldecke;
4. Schlagintweits frühere Wetterstein-Mieminger-, jetzt Inntaldecke.
5. Schlagintweits frühere ostalpine, basale, jetzt Lechtaldecke.

Möglich sei, daß auf große Strecken hin gleichalterige Glieder (z. B. Hauptdolomit) als Übershobenes und Übergeshobenes aneinander stießen, möglich, daß der Nordrand in der Nordgrenze der Wamberger Scholle gegen die Raibler zu sehen sei.

Doch zur Diskussion dieser Fragen bedürfe es noch weiterer geologischer Aufnahmen. „Wie jedoch immer die Verhältnisse im NO liegen mögen, es genügt vollauf, daß sich die Wettersteinüberschiebung bis zum Zugmösel verfolgen läßt, um ihre Natur als Deckenüberschiebung erkennen zu können!“ (pag. 88). (Das Ausrufungszeichen ist von Schlagintweit.)

Den Schwierigkeiten, die der höchst ungleichmäßige Bau der Triasdecke gegen diese Auffassung biete, begegnet Schlagintweit, der sich ihrer bewußt ist (pag. 85), durch die Annahme von östlich und westlich auskeilenden Schuppen innerhalb derselben.

In 9 wird das eigentliche Wettersteingebirge und dessen östliche Fortsetzung als eine untere Schuppe, die tiefer als Ampferers Inntaldecke liegt, aufgefaßt, an der höheren Einheit beider aber festgehalten.

Nur für die Wamberger Scholle werden weitere Erklärungsversuche gegeben.

1. Entweder soll sie als eine Anschoppung weicherer Gesteinsmassen (Anhäufung der Partnachsichten) beim Überschiebungsvorgang verstanden werden oder

2. es ist an die totale fazielle Vertretung des Wettersteinkalks zu denken oder

3. die Wamberger Scholle soll als ein Teil der Lechtaldecke aufgefaßt werden [während, im Gegensatz zum Ampfererschen Profil in 7, Fig. 4II, das Wettersteingebirge zur Wetterstein-Miemingerdecke zu rechnen wäre].

E. Zusammenfassung.

Die in den vorigen Kapiteln kurz charakterisierten Anschauungen von Reis, Ampferer und Schlagintweit [sowie die des Verfassers] weisen, trotzdem sie heute noch in vielem weit auseinandergehen, manche Übereinstimmungen auf. So scheint eine ¹⁾ frühe Faltungsphase und eine darauffolgende Überschiebungsphase allgemein angenommen zu werden, ferner auch flache Abspaltungen und horizontale Schübe, wenn auch im Einzelnen in recht verschiedener Auffassung.

Im Speziellen weist niemand den Gedanken an eine totale fazielle Vertretung des Wettersteinkalkes in der Wamberger Scholle gänzlich von der Hand, wenn Reis ihn auch für unwahrscheinlich hält. Dieses Problem kompliziert bedauerlicherweise die anderen großen Wettersteinfragen übermäßig und allem Anschein nach ist wenig Aussicht vorhanden, daß es je mit absoluter Gewißheit gelöst werden könnte.

Leider kann es nicht von der Diskussion der tektonischen Fragen abgelöst (ausgeschaltet) werden, (was um so wünschenswerter

¹⁾ Mindestens.

wäre, als es scheinbar die Aufstellung phantastischer Theorien herausfordert).

Die jungen Schichten am Südrand des Wettersteingebirges werden heute nur noch von Reis als „ingesunkene“ Teile der an sie grenzenden Vorbergscholle aufgefaßt. Ampferer, der als erster dieser Auffassung Raum gab, hat sie inzwischen aufgegeben und nimmt mit Schlagintweit [und dem Verfasser] an, daß die Vorbergzone und die Wettersteinscholle nur durch tektonische Vorgänge in die [heute] unmittelbare Nähe dieser fremden, zum westlichen Vorland gerechneten Zone junger Schichten gebracht worden sind. Die drei letztgenannten sind indessen über die Natur und die Richtung¹⁾ der Schübe, ferner über die Wertigkeit der Schollen uneins.

F. Die Hauptmängel der vorstehenden Auffassungen.

Die Auffassung der Jurakreidemulde und der Vorbergscholle als springender Punkt für die Erklärung von Wetterstein- und Miemingergebirge.

1. Einwendungen gegen O. Reis.

Reis' Erklärung der Verhältnisse am Wettersteinsüdrand muß ich — als einzigen, freilich hochwichtigen Punkt — (mit Ampferer und Schlagintweit) ablehnen.

Reis faßt die Vorbergscholle, das Gehrenspitzmassiv und die Jurakreidemulde als eine ursprüngliche Einheit auf: das heißt er erklärt lokal und wie man sehen wird auf überkomplizierte Weise.

So faßt er²⁾ den Wechsel im Einfallen der Trias der Gehrenspitze (im O) einer- und der Vorbergscholle (im W) andererseits

entweder „als Folge einer starken vertikalen, in ‚präalpinen‘ Zeit erfolgten Senkung an älterer Querstörung“

oder „als Folge einer einfachen flachen, durch die späteren Prozesse verstärkten Sattelung, deren Achse mit der späteren Längsrichtung der heutigen Schollenzerteilung einen Winkel bildet“ mit schmalen Einbrüchen im First (Feldabhang) auf.

Für die westlichen Gebiete muß er sich zu einer noch umständlicheren Hypothese entschließen, da hier außerdem noch das Fehlen des Hauptdolomits und das oft abweichende Verhalten der jungen Schichten (verschiedene Intensität ihrer Faltung) zu erklären sind: im Puitental waren sie, was Reis betont, noch überschoben. Er hält die Gehrenspitzen für von S überschoben (eine Wiederholung der tektonischen Verhältnisse am westlichen Karwendelgrat, für den er — uns nicht zustimmlich — mit Ampferer eine Überschiebung von S annimmt); das Öfelekopfmassiv soll aber, sagt er, außerdem noch (?) von N überschoben sein.

Da die jungen Schichten nun westlich vom Karlsjoch nicht mehr unter die begleitende Trias einschließen, sie sogar gegen S hin überlagern, folgert er,

¹⁾ Vgl. pag. 18, Anm. 2, der vorliegenden Arbeit.

²⁾ 1, pag. 98.

daß hier nur eine einfache Zusammenfaltung vorläge.

Das dem widersprechende Fehlen des Hauptdolomits will er durch Annahme

„bedeutender Flächenabtragungen von der Zusammendrückung“ erklären; die jungen Schichten sollen hier später von N her auf die Abrasionsfläche der Trias geschoben sein.

Der Bewegung von N soll dann rasch eine von O gefolgt sein, die die Vorberge zerlegte und die bekannte Verschiebung der Bruchstücke bewirkte.

Die schwindende Karwendelüberschiebung soll in der nordsüdlichen Überschiebung zum letzten Ausdruck gelangen (?).

Wenn man sich überhaupt zur Annahme größerer Horizontal-schübe entschlossen hat, wird man diesen Erklärungen kaum mehr zustimmen können.

Dem Verfasser scheinen sie [in Voraussetzung, daß er Re is nicht mißverstanden hat], bisweilen einander zu widersprechen; zudem setzen sie höchst merkwürdige Vorgänge voraus, wie die Teilerosion des Hauptdolomits in einer Mulde, in der noch sehr junge Schichten [wie das Neokom] in großem Areale erhalten sind. Für diese ältere Abrasionsfläche innerhalb der einheitlichen Mulde findet man im Felde keinerlei Anhaltspunkte.

Die Natur der OW- und der NS-Bewegungen bleibt im Dunkeln: der Zusammenhang mit den Bewegungsbildern der anderen Gebirgsteile fehlt fast völlig.

M. E. muß mit den Folgen eines vielgestaltigen Schubes gerechnet werden, der die Triasschubmasse in die unmittelbare Nachbarschaft der jungen Schichten brachte (Regionale Erklärung). Der Schub hatte Lokalstörungen zur Folge, die die Einzelercheinungen (Überlagerung der jungen Schichten auf die Vorbergstrias usw.) verursachten (Lokale Erklärung).

Hierbei mache ich die Trennung von Triasschubmassen und jungen Schichten (nach Ampferer und Schlagintweit) zur Voraussetzung.

Die übrigen Unterschiede in der Auffassung sind gegen diesen gering und größtenteils Folgen des Ausbaues der Auffassung dieser Gegenden.

2. Einwendungen gegen O. Ampferer.

Während m. E. Wetterstein-, Mieminger- und Vorbergscholle [hier wenigstens] als gleichwertige Einheiten anzusehen sind, die einander gegenüberstehen, rechnet Ampferer

die Vorbergscholle zur Mieminger Scholle („Inntaldecke“): lokal ist das zu weitgehend, da die Trennung sehr scharf ist, im höheren Sinne (historisch aufgefaßt) jedoch vertretbar. Unbedingt irrtümlich ist seine Trennung von Gehrenspitz- und Öfelekopfmassiv. Sie widerspricht dem Augenschein im Felde, der nicht nur eine Einheit beider mit flachen Schubflächen versehenen Massive, die nur durch ein „Fenster“ nachträglich gespalten sind, ergibt, sondern auch den Gegensatz im Einfallen der Trias zwischen Vorbergscholle und Gehrenspitzen.

Die Wettersteinscholle rechnet er zur Lechtaldecke, wogegen schon Schlagintweit (9) sich gewendet hat. Das Unzutreffende

liegt einmal an der Schiefheit des hier wenig passenden Begriffs „Decke“ im allgemeinen, zudem in der übermäßigen Ausdehnung der „Lechtaldecke“¹⁾.

3. Einwendungen gegen O. Schlagintweit.

Beizustimmen ist Schlagintweit in der Teilung in zwei Oberheiten, von denen die Jurakreidemulde die eine, die Triasschubmassen eine weitere darstellen.

Diese Einheit der Triasschubmassen ist aber meiner Ansicht nach in allererster Linie durch den Schub geschaffen, der die andere zur basalen macht.

Was die Herkunft, den ursprünglichen Zusammenhang der Schollen vor der Schubphase angeht, so kann sehr wohl die Wettersteinscholle die Jurakreidemulde ursprünglich einfach gegen O fortgesetzt haben, was Ampferer wohl durch die Zurechnung der Wettersteinscholle zur „Lechtaldecke“ zum Ausdruck²⁾ bringen wollte.

Die von Schlagintweit behauptete deckenförmige Überlagerung ist nicht allgemein nachweislich; sie besteht an den ausgehenden Westenden der Einzelschollen: sonst ist sie nirgends abgeschlossen und es fragt sich, wie die Sohlen der Schubmassen gestaltet sein können³⁾. Die zahlreichen Ostweststreichenden steilen Randspalten widersprechen jedenfalls seiner Auffassung vom

Südschub

Es fehlt ein Stirnrand im N, statt dessen sind nur westliche Stirnränder bekannt geworden.

Die Parallellagerungen von drei Nordgewölbeschenkeln längs der Jurakreidemulde⁴⁾ verweisen seine Auffassung ins Reich der Unmöglichkeit: die ostweststreichenden Schubstreifen⁵⁾ an der Basis der Schubmasse beweisen im Gegenteil direkt Ostwestbewegungen.

IV. Eine neue Scholleneinteilung.

Diese Einteilung ist zur Erleichterung der Übersicht ohne Begründung vorgestellt. Die Grenzen selbst sind in das Übersichtskärtchen eingetragen, vgl. die Bemerkung zu demselben pag. 27.

A. Westliche Urscholle.

In unserem Gebiete sind zwei fast stets mit Leichtigkeit gegen einander abgrenzbare Komplexe zu scheiden: ein ursprünglich östlicher

¹⁾ Vgl. Anm. 2, ferner pag. 19 und 91.

²⁾ Es ist unbedingt erforderlich, wenn man irgendeine Einheit aufstellt, anzugeben, worin diese besteht.

³⁾ Es steht nicht fest, daß die Jurakreidemulde unter die Wetterstein- und die Miemingerscholle über beträchtliche Strecken fortsetzt.

⁴⁾ Vgl. pag. 66 und 67, Anm. 1.

⁵⁾ Vgl. pag. 39 und 55.

ausschließlich aus Trias mit aktiver tektonischer Bewegung ($B =$ östliche Urscholle) und ein ursprünglich westlicher aus Kreide bis junger Trias, der hier stets leidend ist ($A =$ westliche Urscholle).

[Schlagintweit verbindet letztere mit dem nördlichen Vorland in Umdeutung von Ampferers Lechtaldecke, eine Frage, auf deren Beantwortung mangels hinreichender Durchforschung der Grenzgebiete vorerst verzichtet wird].

Hier sind die Gebiete der Thörlen, die unter dem Wettersteinwestabbruch und die Bichelbacher Mulde zu A . gestellt, im Einzelnen jedoch nicht gegliedert. Nur die heute rings von Triasmassen eingeschlossenen Gebiete zwischen Ehrwald und dem unteren Leutaschtal wurden als — die östlichste Scholle junger Schichten [als Jurakreidemulde = A_1] abgetrennt. Ihr Schichtreichtum besteht in Rhät (Hauptdolomit?) bis Neokom.

[Die Frage, ob die Jurakreidemulde eine zurückgebliebene Scholle sei, deren ursprünglich transversal nebengelagerte Schollen nach W weggeschoben sind, kann erst nach Vollendung der Detailaufnahmen untersucht werden].

B. Östliche Urscholle.

Die Triasschubmassen können nach verschiedenen Gesichtspunkten ¹⁾, [wie es zum Beispiel auf dem Übersichtskärtchen nach der Breitenerstreckung von N nach S geschehen ist], eingeteilt werden.

Die hier vorgenommene Einteilung trägt dem jeweils verschiedenzeitig eintretenden Verluste der Eigenbewegung Rechnung, der zu einer passiven Beanspruchung der abgelösten Schollen führte.

In frühen Schubphasen von den nachdrängenden Triasmassen abgetrennte und zum Teil überschobene, zum Teil anderweitig gestörte Schollen sind B 1—3.

B_1 .

1. Die Wamberger Scholle vom Weigmannsee bis etwa 750 m östlich des Eibsees; Muschelkalk-Partnachsichten;

1 a. westliches Viertel, gegen S von der Vorschuppe begrenzt;

1 b. östliche drei Viertel, von den Raiblerschichten der östlichen Hauptwettersteinscholle umgeben.

α) Waldeckscholle (Reis) in einfacher Lagerung.

β) Wamberger Sattelscholle im engeren Sinne mit Sattelmehrung vom Rimlermoos gegen O.

2. Die Vorschuppe(n) der Hauptwettersteinscholle = Muschelkalkscholle des Ehrwalder Köpfls (mit B_1 zusammen besprochen). Muschelkalk-Partnachsichten, stets von der westlichen Hauptwettersteinscholle überlagert.

3. Die Vorbergscholle zwischen Feldernalm und Gehrenspitzmassiv (beide ausschließlich);

¹⁾ Eine Einteilung nach der ursprünglichen Ostwestlage der Massen vor der Schubphase ist heute noch nicht durchführbar.

Muschelkalk bis Hauptdolomit. Gegen N von der Jurakreidescholle A_1 , gegen S von der Mieminger Scholle B_{II} 6, gegen O von der Leutaschscholle B_{II} 5, begrenzt.

B_{II} .

Ursprünglich weiter östlich als die ihnen entsprechenden Schollen von B_I gelagerte, diese überfahrende oder pressende Schollen.

4. Die Wettersteinscholle. Muschelkalk bis Hauptdolomit. (Von der gleichnamigen Reisschen Scholle ist das zwischen Wettersteinwandzug, Dreitorspitzenzug und Öfelekopf liegende Massiv abgetrennt und zur Leutaschscholle B_{II} 5 gestellt.) Die Vorschuppe gehört [nach anderer Einteilung] eng zu dieser Scholle.

4a. Westliche Hauptwettersteinscholle. Muschelkalk und Wettersteinkalk. Waxensteinzug, Plattsüdbegrenzung bis zum Gatterl.

4b. Östliche Hauptwettersteinscholle

im N Raibler Schichten und (?) Hauptdolomit,
im Kern Raibler Schichten und Hauptdolomit,
im O Raibler Schichten und Wettersteinkalk,
im S Raibler Schichten, Wettersteinkalk und etwas Muschelkalk.

α) nördliche Umrahmung der Wamberger Scholle bis zum Risserkopf.

α_A. Risserkopfscholle mit Loisachrauhwacken.

α_B. Partenkirchen—Barmseescholle.

β) Kreuzjoch—Bodenlähnscholle westlich der Partnach.

γ) Hohe Kranzbergerscholle östlich der Partnach.

γ_A. Das Schollendreieck des Schachen.

[δ) Karwendelvorgebirge ¹⁾ östlich der Isar.]

4c. Die Zwischenscholle. Muschelkalk-Raiblerschichten; an der südlichen Talwand des Partnachoberlaufes, vom Gatterl bis zur Schlüsselkarspitze; zum Teil auch aus fremden Elementen zusammengesetzt und von der Wettersteinscholle durch 5 abgerissen und an ihren heutigen Platz geschoben.

5. Leutaschscholle. Muschel- und Wettersteinkalk. Arnspitzenmassiv, Gehrenspitzen und die sub 4 (in der Klammer) erwähnten Massen. Die Leutaschscholle ist die westliche Fortsetzung der vorderen Karwendelschubmasse.

6. Mieminger Scholle. Keine jüngeren Schichten als Hauptdolomit mit Ausnahme der Muttekopfsgosau.

[a) Das westliche Gebiet in den Lechtaler Alpen außerhalb des Rahmens unserer Arbeit.]

b) Der isolierte Südgewölbeschenkel westlich des Mariabergjochs. Muschelkalk-Hauptdolomit in der südlichen anschließenden Mulde.

c) Der eigentliche Mieminger Sattel mit nördlichem und südlichem Gewölbeschenkel und südlich anschließender Mulde. Muschelkalk bis Hauptdolomit.

¹⁾ Mit größerem Schichtenreichtum nach oben und unten hin.

d) Die nördlichen Randzonen. Wettersteinkalk-Hauptdolomit. (Im Schachtkopf Partnachsichten angefahren.)

e) Seefelder Hochfläche. Hauptdolomit.

f) Seefelder Hochgebirge. Hauptdolomit und älteren Schichten (im S und N Raibler, Wettersteinkalk).

[Westliche Fortsetzung in den südlichen Ketten des Karwendelgebirges.]

B_3 ist ein — in früher Schubphase — abgelöster Bestandteil dieser Scholle.

C. Bemerkungen zu dem Übersichtskärtchen.

Die Umrisse der Schollen mußten schematisiert werden, weil über die Zurechnung im einzelnen nicht immer entschieden werden konnte, ferner damit die Grenzlinien nicht durch zu großen Detailreichtum [wie durch Eintragung aller jüngeren oft bedeutungslosen Störungen] unklar würden. Näheres vgl. die Besprechung der einzelnen Schollen. Hier nur soviel, daß

im Gebiete der Raibler Schichten des Schachen,
in der Abgrenzung der Zwischenscholle gegen N,
in der Abgrenzung der westlichen und östlichen Hauptwettersteinscholle und
im bunten Wechsel von Muschelkalk und Partnachsichten westlich des Hammersbaches

die Grenzeintragungen provisorisch sind.

[Von einer Scholleneinteilung des westlichen und nördlichen Vorlandes (= Schlagintweits Auslegung von Ampferers Lechtaldecke) wurde mangels gründlicher Durchforschung abgesehen.

Die durch Signaturen angedeutete Verteilung von älteren und jüngeren Schichten ist nach Erscheinen der Karte Ampferers¹⁾ größtenteils bedeutungslos geworden.

Sie sollte einen schwachen Begriff wenigstens von den dortigen Verhältnissen geben.]

Die unweit Garmisch im Loisachtale eingetragene Rauhacke ist tektonisch wichtig.

Einmal kann sie zur Partenkirchen—Barmseescholle und zur Risserkopfscholle gestellt werden, von denen sie durch Erosion und nachträgliche Verwerfungen getrennt sein könnte.

Reis hat (1, pag. 101) schon darauf hingewiesen, daß sie in der Fallrichtung der Katzensteinrauhacke (Risserkopfscholle) liegt; es ist noch hinzuzufügen, daß sie ferner das Streichen der Raibler Rauhacken von der Faulenschlucht bei Partenkirchen nach W fortgesetzt.

Die andere Möglichkeit besteht darin, in ihr das wahre Liegende des Kramerhauptdolomits aufgeschlossen zu sehen.

Letzterer zeigt an der Nordseite zweifaches Einfallen: in den oberen Lagen im O söhliche Lagerung (diese stellt Heimbach auf

¹⁾ Vgl. pag. 16.

dem Hauptprofil und dem Profil auf pag. 22 dar), die nach W hin in ein schwaches westliches Fallen übergeht.

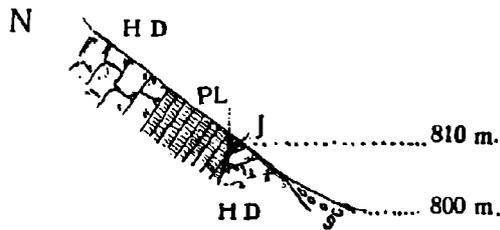
Ferner in den tieferen ein ziemlich steiles S-Fallen, das bei Reis durch Fallzeichen schon vermerkt ist.

Diesem S fallenden Hauptdolomit ist die Rauhwaacke der Loisach örtlich benachbart, der Kontakt jedoch allseitig verdeckt.

Daher wird wohl nie Gewißheit über die Zusammenhänge erbracht werden können. Um nicht eine überkippte Lagerung anzunehmen, habe ich der vorgenannten Deutung den Vorzug gegeben und die Loisachrauhwaacke zur Risserkopfscholle gestellt. [Reis läßt es offen, welcher Auffassung er zuneigt.]

Dazu kommt, daß nördlich der Loisach die (bisweilen gedoppelte) durch den Schubfetzen [Aptychenkalk¹⁾] der Ochsenhütten deutlich offenbarte, große tektonische Linie von O nach W verläuft gegen den Plansee hin.

Textabbildung 1.



Aufschluß von Aptychenkalcken zwischen Hauptdolomit und Plattenkalk im Brandgraben bei den Ochsenhütten.

J = Aptychenschichten. — *Pl* = Plattenkalk. — *HD* = Hauptdolomit.

Der Talboden der Loisach liegt 800 m hoch und wird durch den Schuttkegel des Brandgrabens erhöht.

Diese wenig mächtigen, höchst gequälten bunten Kalke können als analoge Erscheinungen zu jenen Schubfetzen des ehemaligen Scharnitzer Bleibergwerks (pag. 39), der Sulzleklamm (pag. 34), des Brunnensteinecks (pag. 38) und des Hochjochs aufgefaßt werden. Sie sind geradezu ein Charakteristikum der großen longitudinalen Bewegungen.

Die Vorschuppe(n)²⁾ ist der Übersichtlichkeit wegen durchgezogen worden. Möglicherweise besteht sie aus 2, ja vielleicht mehr Schuppen.

¹⁾ Reis verzeichnet in seiner Karte Neokom, das Herr O. Wolf und ich nicht auffinden konnten. Dagegen steht etwa 2–300 westlich der Reisschen Eintragung im Bachriß des Brandgrabens, dessen Schuttdelta in unmittelbarer Nähe der Ochsenhütten aufgebaut ist, ein kleiner Fetzen von Aptychenkalcken an, dessen Lagerung aus dem Profil hervorgeht.

²⁾ Vgl. pag. 89.

Der Issentalköpfli-komplex ist als ein Unterteil der Mieminger Scholle, als ein Teil der Randzonen des nördlichen Gewölbeschenkels bezeichnet. Von der nächst-südlicheren Zone hebt er sich deutlich ab, so daß es keine Schwierigkeiten macht, wenn man ihn zur Vorbergscholle rechnen will¹⁾.

D. Bemerkungen zur Profiltafel.

Nach Skizzen des Verfassers von Herrn A. Birkmaier in München ausgeführt. Bei einer Änderung der ursprünglichen Anordnung der Zeichen wurde dauerlicherweise die chronologische Folge nicht innegehalten.

Anfänglich nicht zur Veröffentlichung bestimmt, soll die Profiltafel lediglich zur besseren Übersicht und zur Veranschaulichung hier vorgetragener Ideen dienen.

Keineswegs lag es in der Absicht des Verfassers, durch sie einen Ersatz für die [schon angekündigten] schmerzlich entbehrten Profile von O. Reis zu geben, was aus der Wahl eines sehr kleinen Maßstabes (1:135.000), der nur eine stark schematisierende Darstellung zuläßt, und der systematischen Verteilung der Profile hervorgeht.

Außer der freilich guten Reisschen Karte waren fast keine brauchbaren Vorarbeiten (Profile) vorhanden oder solche, deren Mängel (Heimbach) schon die ersten Begehungen ergeben. Eine Ausnahme bildet der Südrand des Wettersteingebirges und die Mieminger Kette, für die prächtige Profile aus Ampferers Hand vorliegen.

Für das übrige Gebiet lagen nur die wenigen Profile des Rothpletzschens Querschnitts und die veralteten Gumbels und noch früherer Autoren vor.

So war die Aufgabe des Verfassers, der das Gebiet ja nicht kartiert, sondern nur auf Exkursionen von schließlich doch beschränkter Dauer untersucht hat, schwierig. Dementsprechend möge man bei Benützung der Profiltafel vor etwaigen Fehlern auf der Hut sein.

Alle Profile verlaufen von N nach S und sind, soweit es anging, in regelmäßigen Abständen voneinander gelegt worden. Darüber kann man sich auf der Übersichtskarte, in die ihr Verlauf eingetragen ist, am schnellsten orientieren.

Wenn ich mich entschlossen habe, die Heimbachschen Profile — mit den allernötigsten Verbesserungen — wiederzugeben, so geschah es nicht zum geringsten Teile, weil diese [nur als Dissertation gedruckte] Arbeit heute schon recht selten geworden ist. Dadurch, daß das Kramergebiet in die Profile einbezogen worden ist, kommt auch erst die Tatsache so recht zur Anschaulichkeit, daß die Wamberger Scholle in einer (alten) Depression liegt.

Erst nachdem die Profiltafel (März 1913) vollendet war, begann Herr O. Wolf seine Neuaufnahme des Kramer etc. - Gebietes. Hätte

¹⁾ Vgl. pag. 38, 77 und 81 ff.

ich gewußt, daß eine solche in so kurzer Zeit bevorstände, würde ich das dargestellte Gebiet beschränkt haben.

Was die einzelnen Profile anlangt, so bin ich in der Hauptsache den Anschauungen, denen Reis mit seiner Karte Ausdruck gegeben hat, gefolgt und nur dort abgewichen, wo neue oder abweichend gedeutete Beobachtungen vorlagen.

Denn es handelt sich für unsere Zwecke in erster Linie um die Darstellung der großen tektonischen Bewegungen, deren Narben als Schollengrenzen in die Übersichtskarte eingetragen wurden. In der Profiltafel kommen sie als die roten Verbindungslinien zum Ausdruck, die von einem Profil zum anderen leiten und jeweils die Schnittpunkte der Schollengrenzen verbinden. Minder wichtige, aber weithin verfolgbare Verwerfungen wurden durch geringer kräftige, punktierte rote Linien verbunden. Da auch punktierte Linien innerhalb der einzelnen Profile unvermeidbar waren (letztere sind schwarz angelegt), so ergab sich eine unerwünschte Häufung und Kreuzung. Man wird am leichtesten durchfinden, wenn man erst die Einzelprofile und später die [roten] Verbindungslinien betrachtet.

Die Besprechung der Einzelprofile geht stets von N aus, von links nach rechts.

Profil 1.

Die ganze nördliche Hälfte wird durch die östliche Wettersteinscholle eingenommen, deren Störungen, da unwesentlich, fortbleiben konnten.

Das Einfallen der Raibler Schichten nördlich der Leutaschkamm ist wohl nicht hinreichend steil eingetragen. Auf die Darstellung der lokalen Mulden und Sättel im Wettersteinkalke mußte hier wie in den folgenden Profilen verzichtet werden.

Die Wildsteigkopfüberschiebung der Leutaschscherolle kommt deutlich zum Ausdruck. Die Störung zwischen dem Muschel- und Wettersteinkalk der letzteren ist schematisiert.

Von grundlegender Bedeutung ist die dritte tektonische Linie, welche, hier noch zwischen zwei Wettersteinkalkmassen durchstreichend, den Südflügel der Triassschubmassen gegen N abgrenzt.

Profil 2.

Der nördliche Hauptdolomit scheint hier noch zur östlichen Hauptwettersteinscholle zu rechnen zu sein. Die in Frage kommenden Aufschlüsse habe ich nicht besuchen können.

Die Raibler liegen mit abweichendem Faltenwurf über der Wamberger Scholle, die überschoben zu sein scheint (Erosionsfenster).

Ihre Falten sind hier wie unten schematisch dargestellt, auf die Einzeichnung der meisten Längsstörungen wurde verzichtet.

Die Längsstörungen des Wettersteinkalkes wurden angedeutet.

Die Nordgrenze des Südflügels scheint hier durch zwei Bruchspalten gebildet zu werden, zwischen denen der Hauptdolomit widersinnig südlich fällt. Die Aufschlüsse sind zum Teil mangelhaft.

Die schwarzen Verbindungslinien unter den Profilen sollen nicht etwa den ungefähren Verlauf des Schubmassenfußes darstellen, sondern nur gewisse Einheiten andeuten. Es wäre ein Mißverständnis, nach Profil 3 und 5 etwa schließen zu wollen, daß die Wamberger Scholle und die Jurakreidemulde ein einheitliches Basalgebirge bildeten. Vielmehr sind beide nur Fenster in Teilschollen der Hauptschubmasse, die Wamberger Scholle selbst ein Teil dieser Schubmassen. Es wäre vielleicht besser gewesen, die punktierten Linien auch unter der Wamberger Scholle durchzuführen (Profile 2, 3, 5—7).

Profil 3.

Von diesem Profile an tritt das nördliche Vorland in den Bereich der Tafel. Hier erreicht die Leutaschscholle ihre größte Breite. Die Puitalptüberschiebung ist nicht hinreichend flach gezeichnet.

Profil 4a

soll die deutliche Diskordanz zwischen dem nördlichem Vorlande und den Raiblern, welche noch eine kleine lokale Sattelvermehrung aufweisen, zeigen.

Profil 4.

Die Störungen des Schachengebietes kommen hier zur Darstellung. Ferner ist der eigentümliche Bau der Wettersteinsüdwand angedeutet. Die Vorbergscholle tritt zum erstenmal ins Profilbild; der Unterschied ihres Baues von dem der Mieminger Scholle [und der Gehrenspitze (Leutaschscholle) in Profil 3] ist auffallend.

Die partielle Überlagerung der jungen Schichten über die Vorbergscholle (Profil 5 und 6) wurde fortgelassen, ebenso die Überschiebung des Muschelkalkes der Vorbergscholle über die nördliche Randzone der Mieminger Scholle in Profil 6.

Profil 5.

Die im äußersten N des Profiles beobachteten Plattenkalken sind versehentlich fortgeblieben. Für unsere Zwecke sind sie ohne Belang.

Die (von der westlichen nicht abgetrennte) östliche Hauptwettersteinscholle gelangt zum letztenmal zur Darstellung.

Bezüglich der Hauptdolomitmulde und der Hohen Munde vgl. pag. 84 ff.

Profil 6.

Bei Heimbach legt sich im Südflügel der Steppbergmulde noch Hauptdolomit unter den Plattenkalk. Ich beobachtete mehrfach im Lahnewiesgraben (vielleicht etwas östlich von unserem Profil), wie die Steppbergmulde mit dem Plattenkalk abschließt, der vom flachliegenden Kramerhauptdolomit wenigstens lokal flach überschoben wird. Diese charakteristischen Verhältnisse habe ich wiedergeben zu sollen geglaubt. [Dabei ist es durchaus möglich, daß das Heimbachsche Profil seine Richtigkeit an anderen Stellen erweist.]

Neuerlich ist es mir fraglich geworden, ob das Einfallen des Hauptdolomits zwischen der Loisach und Ober-Greinau richtig ein-

gezeichnet ist. Das gleiche gilt für seine Fortsetzung im Gschwandwald (Profil 7). Doch kann ich keine diesbezügliche Notiz in meinen Aufzeichnungen finden. Dieser tiefgelegene Hauptdolomitzug ist, weil mit dichtem Walde bedeckt, schlecht aufgeschlossen.

Die Liegendgrenze der [westlichen] Hauptwettersteinscholle am Nordfuße des Waxensteines mag besser zwischen die Partnachsichten und den Muschelkalk zu legen sein.

Hier versagt der Maßstab unserer Profile; denn bei der erforderlichen Vereinfachung können so schwierige Verhältnisse [wie die in und um den Stangenwald] nicht auch nur annähernd wiedergegeben werden.

In den oberen Partien des Wettersteinkalkes ist noch ein Teil der östlichen Wettersteinscholle enthalten, der über die westliche geschoben ist. Der Maßstab ließ leider die Trennung beider nicht zu. Die Überschiebung ist vom Platt aus leicht erkennbar.

Im Hohen Kamme erreicht die Zone junger Schichten ihre größte Höhe. Beachtenswert sind Muschelschichten, die sich im Gaistale nordfallend unter dem Wettersteinkalk der Vorbergscholle einstellen. (Man vergleiche dieses Profil mit Schlagintweits Fig. 1 in 8, pag. 83.)

Profil 7.

Zum letztenmal ist die Wamberger Scholle dargestellt. Mit ihrem Verschwinden nimmt [nehmen] die Vorschuppe[n] der westlichen Hauptwettersteinscholle an Mächtigkeit zu! Südlich des Wettersteingebirges geht das Profil gerade durch jenen Abschnitt, in dem Schutt- und Moränenmassen die westliche Fortsetzung der Vorbergscholle (Feldernalm) verdecken. Da hier erhebliche Zweifel über die Gestaltung des Anstehenden vorliegen¹⁾, wurde von einer Eintragung abgesehen.

Profil 8 und Profil 9.

Weniger weit voneinander entfernt, als die anderen Profile untereinander, geben sie die Verhältnisse am Issentalköpfkomplex wieder.

In beiden ist der Hauptdolomit zur Triasschubmasse und nicht zum basalen Gebirge gestellt worden. Vgl. die eingehenden Besprechungen pag. 77 und pag. 81 ff. Die Schichtenwiederholungen sind hier sehr auffallend; der Maßstab ließ hier eine Eintragung von Verwerfungslinien nicht zu.

Versehentlich blieben hier [wie in Profil 7, 10 und 11] die Verwerfungen im Wettersteinkalke, welche die hintere nördliche Randzone gegen S begrenzen, fort. Die „Terrasse“ tritt ganz schön heraus.

Profil 10.

Die jungen Schichten (J) am Südfuße des Raueck sind die eingeklemmten Aptychenschichten vom Brandgraben (vgl. pag. 28).

Die Vorschuppe und die Wettersteinscholle werden unmittelbar hinter dem Stirnrande von Profil 10 geschnitten.

¹⁾ Vgl. pag. 82 ff.

Profil 11.

Nur noch der Südflügel reicht bis in unser letztes Profil hinein. Die Störungen des Drachensees deuten schon die anormale Entwicklung im W des Mieminger Gewölbes an.

Die roten Verbindungslinien.

Um das Bild nicht allzu sehr zu belasten, wurde von einer Abtrennung in eine westliche und eine östliche Hauptwettersteinscholle abgesehen.

Die Absonderung der hinteren nördlichen Randzone in den Profilen 6 bis 11 unterblieb jedoch aus Versehen.

Mit Absicht wurde bei der Abgrenzung der Vorbergscholle die Version dargestellt, die den Issentalköpfkomplex zur Vorbergscholle rechnet (vgl. pag. 81 ff.).

Wer die andere, auf dem Übersichtskärtchen dargestellte, bevorzugt, wird die Vorbergscholle zwischen Profil 6 und 7 ausgehen lassen.

Die Verbindungslinien im nördlichen Vorgebirge westlich der Loisach sind nur approximativ.

V. Die Begründung der Scholleneinteilung. Besprechung der einzelnen Gebirgstelle.

A. Karwendelabbruch und Arnspitzenzug.

Während die Gipfel der östlichen Isartalseite von N nach S an Höhe im allgemeinen verlieren ¹⁾ und dieser westliche Karwendelzug ²⁾ bei Scharnitz das Tal erreicht, bietet die gegenüberliegende westliche Talseite ein gerade entgegengesetztes Bild: im N liegen geringere Höhen ³⁾, die noch dazu durch das Lentaschtal getrennt sind; allmählich steigt der Arnspitzenkamm ⁴⁾ gegen S hin an, um dann fast schon in der Breite von Scharnitz wieder abzusinken.

Die Isar läuft diesen SSW gerichteten Kämmen nicht parallel, da ihr Oberlauf von der Porta Claudia bis zur Breite des Schwarzwaldes und Tiefen Tales NNW gerichtet ist: eine Folge des Wettersteinkalkquerriegels vom Arntalkopf (1524 m).

Nördlich vor diesem liegt der Riedboden, eine sehr bemerkenswerte Erweiterung des Talbodens der Isar, welche die Enge von Scharnitz durchbrochen hat.

¹⁾ Von der vorderen Karwendelspitz [2373 m] im N bis zur Brunnensteinspitz [2044 m] im S = 2·5 km.

²⁾ Von dort bis Scharnitz (960 m) fällt der Kamm stark [wiederum 2·5 km].

³⁾ Burgberg 1194 m, Wildsteigkopf 1422 m.

⁴⁾ Schartenkopf 1619 m, die Scharte selbst mit 1447 m, hinter ihr die Vorgebirge [1743 m, 1931 m und 2008 m] und die Arnspitze mit 2196 m. Von hier biegt der eigentliche Kamm gegen WSW ab.

Der Wettersteinkalk zu beiden Seiten dieser Enge muß einer tektonischen Einheit zugerechnet werden; die auf beiden Talseiten unmittelbar und konkordant¹⁾ auf dem Wettersteinkalk folgenden Raibler Schichten bei Eisack und im Arntalwalde¹⁾ beweisen dies und lassen erkennen, daß nicht einmal eine [junge] Blattverschiebung hier stattgefunden hat.

Dafür scheint aber der Riedboden eine Folge hier sich sammelnder, zu Tale gehender Störungslinien zu sein.

Dahin konvergieren einmal von NNO und NNW die Schubflächen der Vorderen Karwendel- und der Wildsteigkopfüberschiebung; ferner streichen hier ostnordost-west-südwest verlaufende Längsstörungen durch, die sowohl am Karwendel- als auch am Arnspitzenzuge auffallen.

Während die Schubflächen (im O stärker und im W weniger stark) geneigt sind, stehen die Longitudinalstörungen steil.

Die Wildsteigkopfüberschiebung, deren Fallwinkel am Würzberggewölbe feststellbar ist, muß zwischen überschobenem und übergeschobenem Muschelkalk etwas südlich von P. 937 am Ausgang des „Tiefen Tales“ zu Tal gehen.

Die nach Rothpletz SO fallende Schubfläche der [von Ampferer als erstem nachgewiesenen] Vorderen Karwendelüberschiebung ist in den höheren Lagen des Westabbruches des Karwendelgebirges ziemlich gut aufgeschlossen. Sie gliedert sich nach Ampferer (3, Fig. 49) in mehrere Schuppen. Sie liegt in größeren Höhen ziemlich flach und soll etwa vom Wasserfalle an steiler fallen.

Wo sie zu Tal geht, konnte bisher nicht einwandfrei nachgewiesen werden, da das Schuttdelta der Roßlahne viel Gelände bedeckt und eine nördlich von ihr talabwärts streichende Verwerfung (?) eine Rolle spielen mag. Wenn es darum zweifelhaft bleibt, ob der Wettersteinkalkklotz des Brunnensteinkopfs noch zur Schubmasse oder zu deren Unterlage zu rechnen ist, so kann doch mit Sicherheit angenommen werden, daß die vordere Karwendelüberschiebung nicht wesentlich südlicher als das Brunnensteinkopfl zu Tale geht.

Mit der Wildsteigkopfüberschiebung wird sie wohl unter der Sohle des Riedbodens [vielleicht 500 m nördlich P. 954 am Knick des Weges Porta Claudia- ehemaliges Scharnitzer Bleibergwerk der Reischen Karte] zusammenhängen.

An den aus Muschelkalk und Wettersteinkalk unterschiedlicher Schollenzugehörigkeit bestehenden Isartalgehängen sind drei getrennte Vorkommen von jüngeren Schichten, jedesmal von sehr geringem Umfange aufgeschlossen.

Das erste bei der Sulzleklamm in Höhe von rund 1600 m wurde durch die Rothpletzsche Karwendelaufnahme bekannt und weist Kössener- und Juraschichten auf.

Das zweite [von Ampferer entdeckte] liegt an der anderen Talseite unmittelbar über der Talsohle beim Scharnitzer Bleibergwerk (941 m) und besteht aus Juraschichten²⁾.

¹⁾ Ampferer zeichnet unrichtigerweise in Blatt Zirl eine Störungslinie hier ein. Näheres siehe pag. 41.

²⁾ Schlagintweit beobachtete hier noch Neokomschichten.

Ein drittes [suchte und] fand ich am Brunnensteineck, wiederum auf der Karwendelseite, wo die Rothpletz'sche Karte ein kleines Muschelkalkvorkommen eingezeichnet enthält. Nur Aptychenkalke [und Muschelkalk].

[Näheres über dieses Vorkommen s. pag. 39. Vorgehend sei bemerkt, daß das Sulzleklammvorkommen mit den Überschiebungen des Karwendel- und Arnspitzenzuges zusammenhängt.

Die beiden anderen sind durchaus anderswertig, weil anders gelagert: sie sitzen auf steilgestellten Längsspalten innerhalb der Schubmassen.]

(Die Auffassungen anderer Autoren.)

Während Schlagintweit (ohne Angabe von Gründen) einen ursächlichen Zusammenhang dieser Vorkommen sowohl mit den Überschiebungen als auch „mit anderen Schuppen innerhalb der Triasmassen“ ablehnt, sehen Rothpletz und Ampferer sie als Charakteristika der Schollenbewegung des Karwendelgebirges an, die über das Ausmaß der Fortbewegung unter Umständen Anhaltspunkte geben können. Dem schließt sich der Verfasser vollkommen an.

Rothpletz¹⁾, der nur die Sulzleklammsschichten bespricht, will sie als notwendige Folgen von großen Schollenverschiebungen gelten lassen.

Dagegen hält Schlagintweit das Sulzleklamm- und das Bleibergwerkvorkommen „für ein emporgedrücktes Stück des Untergrundes“, der „vielleicht sogar aus dem Zusammenhang mit dem basalen Gebirge gelöst“ ist.

Es ist auffällig, daß er, der doch das ganze Wetterstein- und Mieminger Gebirge durch den horizontalen S-Schub über eine Basis von jungen Schichten gleiten läßt, hier mit einer rein vertikalen Aufpressung des Untergrundes rechnet.

In diesem Aufschluß erblickt er eine Bestätigung dafür, „daß die Zone der jungen Schichten“ [sc. des Puitentales und südlich der Wettersteinsüdwand] „entsprechend ihrem Absinken nach O vom Scharnitzjoch an unter das Arnspitzenmassiv untertaucht und unter ihm nach O fortsetzt.“ (Eine weitere Fortsetzung dieser jungen Schichten soll in denen des östlichen Karwendels „unter der lastenden Decke wieder ans Tageslicht treten“. Für die letzte Annahme fehlt jeder Beweis, doch scheint Ampferer von ähnlichen Vorstellungen beeinflusst zu werden.)

Mir erscheint es zweifelhaft, ob überhaupt junge Schichten unter dem ganzen Arnspitzenmassiv liegen. Denn wenn es auch den Anschein hat, als ob die Jurakreidemulde des Puitentales nach O hin unter das Arnspitzenmassiv sänke, so wissen wir nichts davon, wie weit sie reicht.

Eine „Aufpressung“ so kleiner Mengen von der Tiefe kann man sich nicht leicht vorstellen. Es ist natürlicher, sie als mitgerissene Fetzen bei Horizontalbewegungen aufzufassen, die dann freilich nur als longitudinal gerichtet aufzufassen sind.

¹⁾ 15, pag. 200.

Schlagintweit (8, pag. 80) und Ampferer (4, pag. 454) vermuten, daß die Vorkommen an der Sulzleklamm und am Bleibergwerk zu ein und derselben Störungslinie gehören (Schlagintweit), daß sie einander fortsetzen (Ampferer). Wäre das zutreffend, so müßte gefolgert werden, daß eine gleiche Ursache (derselbe Schub) sie abgerissen und an ihren heutigen Platz gebracht hätte, ferner daß sie zwischen zwei jeweils gleichwertigen Schollen auf ein und derselben Spalte säßen.

Identität von Karwendel- und Wildsteigkopfüberschiebung.

Selbst wenn man davon absieht, daß an der Sulzleklamm Kössener Schichten vorkommen, die am Bleiberg fehlen, dort aber Schlagintweit wiederum Neokom beobachtet hat, so kann aus anderen Gründen die obige Vermutung als unwahrscheinlich erwiesen werden.

Das Sulzleklammvorkommen ist nämlich an die Basis der schrägfallenden Karwendelüberschiebungsschubfläche angeklebt, deren östliche Fortsetzung die Wildsteigkopfüberschiebung ist (Reis, Ampferer), was Schlagintweit freilich nicht wahr haben will.

Der Aufschluß nördlich des Bleibergwerks liegt aber etwa 800 m südlich der Stelle, wo die Wildsteigkopfüberschiebung zu Tale gehen muß. Auch ist er zwischen zwei senkrecht stehenden Wänden von Wettersteinkalk eingeschlossen, die man noch mehrere hundert Meter bergauf bis etwa Punkt 1340 an der bayrisch-tirolischen Grenze unschwer verfolgen kann. Er liegt also an einer sehr steilstehenden Störungslinie, die eben darum schon, weil sich junge Schichten hier eingeklemmt finden, als eine solche erster Ordnung bezeichnet werden muß (vgl. Ampferer 4, pag. 453 und 454, Fig. 2, steilstehende Rutschflächen!). Ampferers Annahme, daß er „ungefähr an der Sohle der Überschiebungsdecke“ liegt, ist darum nicht aufrechtzuerhalten.

Andererseits ist aber der innige Zusammenhang zwischen Schollenbewegung und dem Einschlusse junger Schichten ebensowenig zu leugnen, wie — ganz im allgemeinen — die Herkunft beider junger Schichteinschlüsse aus dem Anstehen dieser Schichten im östlichen Karwendel in Frage zu ziehen. Sie entsprechen den Juraeinschlüssen, „wie wir solche durch das ganze Karwendelgebirge am Fuße der großen Überschiebungsdecke verfolgen konnten“ (Ampferer 3, pag. 240). Das Vorkommen an der Hochalpe zum Beispiel ist als ein analoges, vermittelndes anzusehen.

Hier gewinnen wir also ein sprechendes Argument für die östliche Herkunft der großen Triasschollen.

Was spricht nun dafür, daß die Wildsteigkopfüberschiebung die des vorderen Karwendelzuges fortsetzt? (Daß das Juravorkommen am Scharnitzer Bleibergwerk hier nicht in Betracht kommt, ist oben nachgewiesen. Das gleiche gilt für das Brunnensteineckvorkommen.)

1. Beide Schubflächen konvergieren auf den Riedboden zu.
2. Der Bau der Schubmassen ist ein ähnlicher, im N und zu unterst Muschelkalk, im S darauf Wettersteinkalkschichten, die zu meist SO bis SSO fallen.

3. Schuppen sind in beiden Schubmassen häufig. Im Karwendel hat Ampferer sie nachgewiesen. Im Arnspitzenmassiv ist der Bau wohl verwickelter, als die Profile von Ampferer es angeben¹⁾.

4. Die erhebliche Höhendifferenz erklärt sich größtenteils aus der verschiedenen Höhenlage des unterliegenden Gebirges zu beiden Seiten der Isar. Denn während die Schubmasse auf der Karwendeltalseite dem fast saiger stehenden Leitersteiggewölbe (Rothpletz 15) aufruht, das an der Sulzleklamm 1400—1650 m, dessen nördlicher Wettersteinkalk aber mit dem Gerberkreuz (= südlich Karwendelkreuz) 2300 m erreicht, liegt die Arnspitzenschubmasse auf dem sehr flachen und niedrigen Würzberggewölbe. Es ist wohl nichts gegen die Annahme einzuwenden, daß dies Würzberggewölbe die westliche, an Höhe und Steilheit verlierende Fortsetzung des Leitersteiggewölbes sei.

[Ob zwischen der Höhe der Aufrichtung sowohl der Überschiebung als auch des überschobenen Gebirges direkte Wechselbeziehungen bestehen, kann die Frage sein.

Für unsere Untersuchungen ist es nicht von Belang, ob das Leitersteiggewölbe in der Tat so regelmäßig gebaut ist, wie es Rothpletz (15, pag. 199) gemäß den Aufnahmen Jaeckels annimmt. Ampferer will im südlichen, südfallenden Muschelkalkzuge des Rothpletzischen Leitersteiggewölbes die Fortsetzung der überkippten Schollen des östlichen Karwendelkammes erkennen.]

Entsprechend der stärkeren Auffaltung sind im Leitersteiggewölbe noch Reichenhaller Schichten entblößt. Diese finden sich auch in der Karwendelschubmasse, fehlen aber jedoch — das ist der einzige Unterschied — auf der westlichen Talseite.

Longitudinale Störungen innerhalb dieser Schubmassen.

Nunmehr bleiben noch die longitudinalen Störungen zu besprechen, die in der Hauptsache südlich der Linie zu finden sind, auf der Karwendel- und Wildsteigkopfüberschiebung zu Tale gehen.

Sie scheinen jünger als die Überschiebungen zu sein, da sie die Schubmassen abschneiden. Sie durchlaufen gleichfalls den Riedboden und lassen diese Talerweiterung als tektonisch angelegt erscheinen.

Eine vordere zieht, wie schon erwähnt, von der Rothwand im (und später, wenn die Auffassung der Rothpletzischen Karte richtig ist, etwas nördlich vom) Tal der Roßlähne herab und schneidet möglicherweise noch einen Teil des Leitersteiggewölbes (siehe oben) ab.

Jenseits der Isar setzt sie wohl in die Schlucht der Hasellähne fort und verbindet sich mit jener Störung am Nordabbruch der eigentlichen Arnspitz (2196·9 m), auf die Ampferer (in 4) schon hingewiesen hat. Der neue Arnspitzenweg der Sektion Hochland hat eine

¹⁾ Das sehr unregelmäßige Einfallen ist durch den neuen Gratweg der Sektion Hochland von der „Scharte“ bis zum Riedkopf sehr schön aufgeschlossen, an welchem ferner gut zu beobachten ist, daß der Muschelkalk über die Scharte am Nordhang des Achterkopfes noch weit heraufreicht. [Dieser Teil der Reischen Karte ist nicht ganz einwandfrei. Man beachte die erheblichen Abweichungen auf dem Blatt Zirl und Nassereith.]

Die starke Quelle unterhalb der Scharte selbst, am Wege vom Wirtshaus zur Mühle spricht für das Durchstreichen einer nicht unbedeutenden Verwerfung.

ausgesprochene Mylonitzone im Wettersteinkalk unter der Scharte bei 1979 *m* aufgeschlossen.

Ob und inwieweit diese tektonische Linie mit einer der gleichgerichteten jenseits des Leutaschtales (vielleicht mit jenen am Südabhang des Öfelekopfes oder im Puitalpfenster selbst?) zu verbinden ist, wird um so schwerer feststellbar sein, als gerade hier das Leutaschtal durch eine jüngere Verwerfung zerschnitten ist.

Erst nach Vollendung dieses Manuskriptes war mir die Wichtigkeit dieser Linie vollkommen klar geworden und damit der Wunsch entstanden, ihre Fortsetzung im Karwendelgebirge zu untersuchen. Ich besuchte das Brunnensteineck, wo die Rothpletzsche [und die Reissche] Karte ein kleines Muschelkalkrechteck anzeigt.

Hier fand ich die Fortsetzung unzweifelhaft belegt durch einen weiteren

Jurafetzen,

dessen Vorhandensein ich gewissermaßen als Prüfstein der Richtigkeit meiner Anschauungen gefordert hatte ¹⁾.

Den Aufschluß, dessen rote Gesteine man schon von der Mittenwalder Bahn und Straße mit bloßem Auge erkennen kann, besucht man am leichtesten vom Leitersteigwege, wenn man etwa in Höhe der beiden etwas vom Wege abliegenden Aussichtsbänke auf dem Brunnensteinköpf nach S ohne Höhenverlust erst durch jungen, aber ziemlich lichten Föhrenwald, später über geneigte kahle Wettersteinkalkplatten traversiert. Man gelangt dann auf ein nach unten breiter werdendes Schuttfeld, das von Wettersteinkalkwänden eingeschlossen wird, die sich nach oben hin zu einer Schlucht verengen, am Talboden aber über 200 *m* von einander entfernt sind.

Unterhalb dieser Verengung stehen, unter einer Bergahorngruppe, steilgestellte Juraschiefer — typische, meist sehr gequälte Aptychenkalke ²⁾ — etwa in 1200 *m* Höhe an, welche ein reichliches Schuttmaterial ins Tal senden. Wie mir Herr Dr. Schlagintweit, der gleichfalls an der Schlußexkursion teilnahm und nach mir diesen Aufschluß aufsuchte, mitteilt, sollen noch erheblich tiefer, unweit der südlichen Wettersteinkalkmauer, wo ich nur Juraschutt fand, anstehender Aptychenkalk aufgeschlossen sein. (Unteres Profil.)

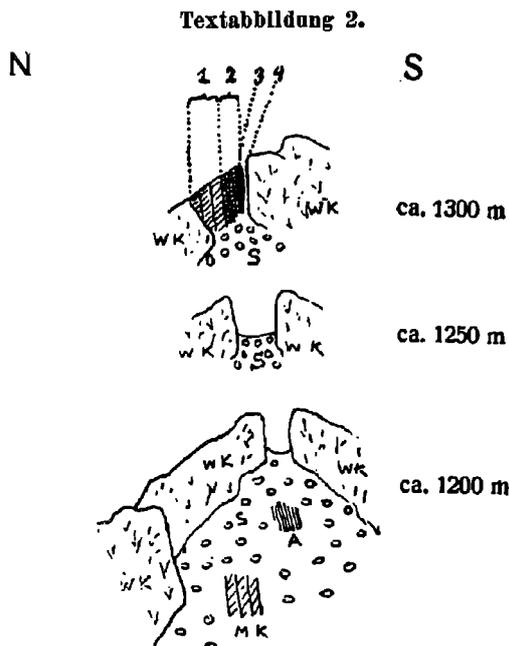
Etwas tiefer und nördlicher als der erste Juraaufschluß fand ich gleichfalls im Schuttkegel braunen Muschelkalk in geringer Ausdehnung. Dieser war es wohl, den die Rothpletzsche Karte anzeigt. Steigt man die meist nur 10 *m* breite steile, mit Muschelkalkschutt erfüllte Schlucht zwischen den beiden Wettersteinkalkmauern an (mittleres Profil), so gelangt man nach etwa 70 *m* an einen Abbruch. Während die südlich begleitende Wettersteinwand bis zu diesem Abbruch reicht, tritt die nördliche vorher gegen N zurück und verliert an Höhe.

¹⁾ Am Tage zuvor gesprächsweise Herrn Privatdozenten Dr. Leuchs und einigen Teilnehmern der von ihm und Herrn Privatdozenten Dr. Daqué geführten Sommersemester-schlußexkursion der Münchener Universität gegenüber.

²⁾ Fossiliere rote, blaßgelbe, graulichgrünliche oder bunte Mergelkalke mit Tonhäutchen und vielen Spiegelflächen, zum Teil hornsteinführend.

Der Abbruch selbst besteht aus Muschelkalkschichten, die gegen N verhältnismäßig gut erhalten sind, nach S hin immer mehr gequält erscheinen, um mit einer typischen Reibungsbreccie abzuschließen. (Oberes Profil.)

Zwischen dieser Breccie, von der schon am Einstieg in die Schlucht Reste [an der nördlichen Wettersteinwand] zu beobachten



Schubfetzen von Aptychenkalk zwischen alter Trias am Brunnensteineck.
(Karwendelgebirge).

Zeichenerklärung:

Mk = Muschelkalk. — *Wk* = Wettersteinkalk. — *A* = Aptychenschichten.
S = Schutt.

1 = Ungequälter Muschelkalk. — 2 = Gequälter Muschelkalk. — 3 = Reibungsbreccie. — 4 = Rutschfläche. Die Kluft zwischen den beiden letzteren ist in den unteren Partien zu einer kleinen Uöble erweitert.

waren, und der südlichen Wettersteinwand klapft eine deutliche, wenn auch enge Spalte, die sich nach unten hin zu einer Art Höhle erweitert. Der Wettersteinkalk selbst ist abgeschliffen und zeigt liegende, in den Berg hineinstreichende Rutschstreifen.

Dieser neue Aufschluß liegt dem länger bekannten vom Scharnitzer Bleibergwerk, nur durch das Isartal getrennt [1·5 bis 1·6 km], gegenüber. Beide sind von steilen Wettersteinkalkmauern umgeben, die

bergan sich verengernd noch über eine gute Strecke¹⁾ hinaus verfolgbar sind.

Es wird wohl niemand daran zweifeln, daß hier nur ein und dieselbe Störungslinie aufgeschlossen ist und daß ihr eine erhebliche Bedeutung zukommen muß.

In diesem Falle würde also der Wettersteinkalk südlich dieser Linie [mit dem Arntalkopf (1524 *m*) und vielleicht auch dem Arnkopf 1750 *m*], welcher ja ziemlich normal (Ampferer 4, pag. 455!) unter die Raibler des Arntalwaldes und damit unter den Hauptdolomit des Hohen Sattels einfällt, zur Seefelder Hauptdolomitscholle [Mieminger Scholle] zu rechnen sein.

Nach meinen (allerdings flüchtigen) Beobachtungen im Arnspezgebiete hat Reis dem Wettersteinkalk eine zu große Ausdehnung gegeben. Dessen Areal auf der Karte entspricht etwa dem des Wettersteinkalkschuttes, der von der Arnsteinspitze herabkommt. Aus ihm ragen aber Raibler Schichten (Rauhacken!) sicher noch weiter ostnordöstlich hervor²⁾.

In der direkten Fortsetzung der oben charakterisierten Linie liegt der Unterlauf der auf pag. 37 besprochenen Hasellähnestörung. Vielleicht haben wir mit einer Gabelung und einer Verzweigung der Störungen so gut zu rechnen, wie mit der längst bekannten Duplizität. Welche Rolle die etwas anders gerichtete Verwerfung spielen mag, welche den Arntalkopf selbst vom Hauptteil des Wettersteinkalkes abschneidet, mag unerörtert bleiben.

Wenn auch der genaue Nachweis des Verlaufes der Hauptstörung im Wettersteinkalk über eine kurze Strecke hinweg noch aussteht, so ist doch sicher:

daß die Hauptstörungslinie des Bleibergwerks- und des Brunnensteinecks identisch ist und

daß sie mit der Nordgrenze der Mieminger Scholle (Unterahren—Hoher Sattel—Arntalwald) konvergiert.

Daraus schließe ich, daß die Nordgrenze der Mieminger Scholle am Scharnitzer Bleibergwerk und am Brunnensteineck fortsetzt.

Die westliche Verlängerung der Nordgrenze über die Leutascher Ache hinaus ist auf pag. 53 besprochen.

Die wichtigste Frage ist jetzt, wohin diese Störung in ihrem Verlauf nach W streicht, ob nördlich oder südlich um den Arnkopf (P. 1750 *m*) herum. In diesem Gebiete liegen keine neueren Beobachtungen vor.

¹⁾ Die tektonische Linie des Bleibergwerks habe ich bis zur Landesgrenze abgegangen, die des Brunnensteineck jedoch nicht weiter als bis zum oben geschilderten Abbruch. Möglicherweise steht sie mit der der Roßlahne in höheren Lagen in irgendeinem Zusammenhang. Es ist sehr schwer, ohne so schlagende Anhaltspunkte, wie Einschlüsse fremder Schichten, eine tektonische Linie innerhalb von Wettersteinkalkmassen zu verfolgen, da in diesem einmal das Einfallen oft schwer erkennbar ist, zum anderen andere mehr untergeordnete Verwerfungsklüfte nie fehlen.

²⁾ Bei 1660 *m* nach meiner Barometerablesung, am Wege vom Arntalwalde zur Hinteren Arnsteinspitze. Das Schuttband zwischen Wettersteinkalk und Raiblern ist von Reis zu schmal gezeichnet worden.

Es mag sein, daß sie mit jener Linie im Wettersteinkalk zu verbinden ist, die am Südfuße der Arnspitz (P. 2196·9 *m*) durchstreichend, die unbedeutende Vorerhöhung P. 1967 *m* [oberhalb der Hütte und südlich des Gipfelweges] abschneidet. Diese läßt sich, soweit sie nicht mit Schutt bedeckt ist, gut nach WSW, immer parallel mit dem Gipfelzuge Arnspitz — Hinter-Arnsteinspitz (P. 2172 *m*) verlaufend, verfolgen. Hier sind stets zwei verschiedene voneinander abstoßende Wettersteinkalkmassen unterscheidbar, bis mit dem Absteigen in ein niedrigeres Niveau Geröll- und Latschenbedeckung jeden sicheren Einblick verwehrt. Es scheint, daß diese Linie die direkte Fortsetzung jener Verwerfung ist, die am Hohen Sattel durch das schräge Abstoßen der Raibler und des Hauptdolomits der Seefelder Scholle vom Arnspitzen — Unter-Ahrenkopf-Wettersteinkalk auf der Reisschen Karte leicht erkennbar ist.

Die Lösung der Frage nach Fortsetzung der Nordgrenze über den Arntalwald nach O, welche Reis (durch eine punktierte Linie) andeutet, entbehrt nämlich des Zwingenden; die neuerdings von Ampferer im Blatt Zirl — Nasserreith versuchte — er trennt die Raibler vom Wettersteinkalk durch eine Verwerfung — widerspricht seinen früheren Angaben (4, pag. 455).

Der Wettersteinkalk der Mieminger Scholle findet in den Massen des Brunnstainspitz und des Brunnstainkopfes seine östliche Fortsetzung. Diese fallen in schöner Regelmäßigkeit gegen S ein und stehen dabei in deutlichem Gegensatze zum Wettersteinkalk nördlich von ihnen. Ihr Zusammenhang mit den südlich bei Eisack angrenzenden Raiblern ist nicht gut aufgeschlossen: die Ampferersche Karte verzeichnet hier keine Störung.

Die Verfolgung des Verlaufes unserer Nordgrenze, die als steilstehend angenommen werden muß, noch weiter nach O fällt außerhalb des Rahmens der Arbeit.

B. Wo setzt die Wildsteigkopfüberschiebung nach W fort?

Zurück zur Wildsteigkopfüberschiebung, die Reis einmal in den Ferchenseestörungen (die Leutasch überquerend) sich äußern, zum anderen mit Ampferer (7)¹⁾ durchs Leutaschtal aufwärts sich fortsetzen läßt. Während aber letzterer die Nordgrenze [seiner Inntaldecke] durchs Puitental legt, läßt sie Reis vorher schon nach W abbiegen und den Öfelekopf[nordfuß] von der Wettersteinscholle abtrennen, ein Gedanke, an den Schlagintweit (in seiner Polemik gegen Ampferer, 9, pag. 321) anknüpft.

Die von Ampferer bevorzugte Möglichkeit dürfte durch Schlagintweit (9) hinreichend widerlegt sein. Gegen die von Reis vorgeschlagene (Öfelekopfnordfuß) habe ich gleichfalls Bedenken. Denn es ist willkürlich, die Wildsteigkopfüberschiebung durch das Leutaschtal über eine kürzere oder längere Strecke verlaufen zu lassen, da in diesem nur eine an der Verschiebung des Arnspitzenmassivs nach

¹⁾ Vergl. Ampferers interessante Ausführungen in 4, pag. 542.

N nachweisbare junge Querverwerfung zu beobachten ist. Letztere verschiebt die Nordgrenze von Mieminger Scholle (Gaistalmulde) und Seefelder Hauptdolomitscholle von der Oberen Gasse in Leutasch nach Ahren.

Noch weniger Anlaß liegt vor, am Nordfuß des Öfelekopfes eine tektonische Grenze zwischen diesem und der „Wettersteinscholle“ zu konstruieren. Wo soll sie denn verlaufen? Durch die Bergklamm? Am Südadhang des Öfelekopfes mag eine wenig bedeutende Störung durchstreichen (Neokomaufschluß an der Ostseite), weiter nördlich aber bietet sich — auch auf der Reisschen Karte — gerade das Bild einer für diese Gegenden selten kompakten Muschelkalk-Wettersteinkalkmasse mit nur wenigen, fast nördlich verlaufenden Verwerfungen.

Eine der schon von Ampferer beobachteten ostwestlichen Störungen¹⁾, etwa die nördlich des Arnspitzgipfels, mag sich im Puitental fortsetzen und neben anderen Ursachen Anlaß zu der dort fensterbildenden Erosion gewesen sein.

Das Hervortreten von Muschelkalk im Oberreintalkar etc. ist, wie an anderer Stelle auszuführen sein wird, auch anderweitig erklärbar.

Für die Unbefangenheit von Reis spricht, daß er die Störungslinie nördlich der Leutascher Dreitorspitze viel tiefer als das Ausstreichen des Muschelkalkes (etwa 2050 m), in zirka 1800 m Höhe durchs Schüsselkar streichen läßt.

Es liegt also kein zwingender Grund vor, den Öfelekopf vom Wettersteinwandmassiv abzureißen.

So bleibt nur übrig, die Überschiebungsgrenze beim Gasthaus „zur Mühle“ die Leutasch überqueren zu lassen.

Wie schon erwähnt, verbindet Reis die Diskordanz zwischen dem Muschelkalk vom Südfuße Wettersteinspitz und dem Wettersteinkalk des Grünkopfes mit der großen Blattverschiebung des Ferchenseerraumes.

Meines Erachtens ist der Zusammenhang zwischen der letzteren und der Wildsteigkopfüberschiebung höchstens ein indirekter. Das geht schon daraus hervor, daß solche Blattverschiebungen bis weit nach O hin [im Zuge der Ferchenseewände] zwischen Raiblern und Wettersteinkalk häufig sind und darum wohl auf die gleichen Ursachen, wie diese westlichste und bedeutendste zurückgeführt werden müssen. Zu ihrer Verstärkung mag die Wildsteigkopfüberschiebung immerhin \pm direkt beigetragen haben; in ihr kann aber unmöglich eine Bewegung, die das Arnspitzenmassiv, Gehrenspitzen und Öfelekopf vortrug, ausgegangen sein. [Eher scheint die von der Scharte (zwischen Achterkopf und Schartenkopf) nach SO zwischen Wettersteinkalk und Muschelkalk offenbar werdende, auf Punkt 941 beim Scharnitzer Bleibergwerk laufende Störungslinie mit der Ferchenseestörung verknüpft werden zu dürfen.]

Reis weicht auch mit seiner Linienführung von der durch die Grenze zwischen Muschelkalk und Wettersteinkalk nordwestlich des W. H. an der Brücke vorgezeichneten Störungslinienrichtung ab, was

¹⁾ Siehe oben, pag. 37.

durch den Böschungswinkel nicht hinreichend motiviert wird. Ampferer deutet im Blatt Zirl—Nassereith (27) diejenige an, der ich den Vorzug geben möchte, eine ausgesprochen nordwestliche.

Die S-Grenze der Hohen-Kranzbergsscholle.

Ich glaube, daß die Grenze am Nordabhang der Wetterstein Spitze dann nach W umbiegt und allgemein auf eine größere Strecke diese Richtung beibehält, ziehe also die ganze Wettersteinwand, Musterstein und Dreitorspitzen zum Öfelekopfmassiv und zur Arnspitzengruppe.

Hierfür sind folgende Erwägungen maßgebend. Die Kranzbergsscholle, die östliche Fortsetzung der Wettersteinmulde, erreicht nach W ihre breiteste Ausdehnung. „Unter den Wänden“ streicht steilgestellt, aber normal (nur mit den schon erwähnten transversalen Blattverschiebungen) die Raibler Folge und der Wettersteinkalk heraus. Die tiefsten Depressionen finden sich im Gebiete der weichen Raibler (etwa in 1000 m Höhe). Der wenig gestörte, meist nordfallende Wettersteinkalk, der ja härter ist, erreicht Höhen von 1200—1589 m (Grünkopf). Dann folgt das Leutaschtal (hauptsächlich hier ein Erosionstal) und schließlich stellt sich südlich des Würzberges der Muschelkalk unter dem Wettersteinkalk ein (kleines Würzberggewölbe). Alles in allem eine recht einfache Lagerung¹⁾, trotzdem dieses Gebiet mit südfallender Schubfläche vom Arnspitzmassiv überschoben ist.

Diese Höhen vom Grünkopf bis zum Burgberg sind erheblich niedriger²⁾, sowohl als die ihnen im SW benachbarten des Wettersteinwandzuges als auch als die im O im Karwendelgebirge.

Nachdem wir dort mit einer großen Überschiebung rechnen und diese mit der Wildsteigkopfüberschiebung, wie im vorigen Kapitel nachgewiesen wurde, identisch ist, so liegt es nahe, die große Höhenlage des Wettersteinwandzuges auf die gleichen Ursachen zurückzuführen, indem man die Wildsteigkopfüberschiebung nördlich von ihm weiterlaufen läßt und den Wettersteinwandzug zur gleichen Schubmasse [Leutaschscholle] rechnet.

Wie schon darauf hingewiesen ist, liegt uns in den Bergmassen der Wettersteinwand bis zum Öfelekopf trotz unverkennbarer nord-südlicher Dislokationslinien ein selten kompaktes Massiv vor. Wir haben aber noch mehr Gründe³⁾, es von der eigentlichen Wetterstein[mulden]scholle abzutrennen.

¹⁾ Vergl. das pag. 55 f. über lokale Sattelungen, die erst weiter westlich und nördlich sich finden, Gesagte.

²⁾ Sicherlich ist der Abtrag durch (Glazial-) Erosion am Grünstein und am Burgberg nicht gering zu veranschlagen. Er langt aber nicht hin zur Erklärung dieser eklatanten Höhendifferenz, zumal ein solcher ja auch am Wetterstein- und Karwendelzuge, wenn auch in etwas geringerem Maße, stattgefunden hat.

³⁾ Hier stellen sich an der Fleckalpe (in gestörter Lagerung?) Partnachschichten ein, die abgesehen vom äußersten westlichen Norden, dem Nordabfall des Waxenstein, der Wettersteinscholle fremd sind, in der östlichen Hauptwettersteinscholle aber gänzlich fehlen. Ihr Anstehen an der Fleckalpe darf vielleicht für die allogene Herkunft der Scholle als Symptom mitverwendet werden. Ich erinnere hier an die durch Stollen am Schachtkopf (Westabfall der

Es mag etwas Bestechendes haben, in den Wettersteinkalk- und Muschelkalkmassen dieses Massivs das natürliche Liegende der westlichen Teile der Hohen Kranzberg-Scholle zu erblicken, wie wir es mit den entsprechenden Schichten des Grünkopfes und Würzberges für deren östlichen Teil getan haben.

Dann bleibt aber einerseits die Frage nach der Fortsetzung der Arnspitzenmasse ungelöst, nachdem wir es für unmöglich gefunden haben, die Grenze nordöstlich des Öfelekopfes oder durchs Puitental zu legen und man müßte die Arnspitzenüberschiebung mit dem Leutaschtal überhaupt endigen zu lassen, wozu die Verhältnisse keineswegs auffordern. (Übergreifen des Muschelkalks beim „W. H. an der Mühle“ über das Tal der Leutascher Ache.)

Andererseits ist die große Mächtigkeit des Wettersteinkalkes [der Dreitorspitz—Wettersteinwand—Öfelekopfmasse] und die Vermehrung der Raibler Züge vom Gamsanger unter der oberen Wetterspitz bis zum Aussichtspunkt am Königshaus dann völlig unerklärlich.

Hier bedarf es eines weiteren Ausholens, einer Einschaltung morphologischer Betrachtungen.

C. Der Verlauf der Gipfelzüge in den beiden Hauptwettersteinschollen.

Sicher ist, daß mit der — ich sage der Kürze wegen nur — Wettersteinwandmasse ein fremdes Element [von O her] in (den Bau und) die Anordnung der Züge des Wettersteingebirges tritt.

Vorgreifend bemerke ich hier, daß ich den Wettersteinkalkzug vom Zugspitzgatterl bis zum Schlüsselkar als Zwischenscholle gleichfalls von der Hauptwettersteinscholle abtrenne und ihn in eine gewisse, später näher zu bezeichnende Verbindung mit der Leutaschscholle bringe.

Morphologisch zeigt das Wettersteingebirge zumeist Längstäler, einige unbedeutende Diagonaltäler und ein ausgesprochenes Quertal, das des Partnach-Südnordverlaufes von der Bockhütte bis zum Eintritt des Baches in die Loisachniederung.

Diese Längstäler¹⁾ entsprechen dem Gebirgsstreichen, und zwar entweder dem der gleichfalls meist O—W streichenden tektonischen Linien (zum Beispiel Ferchenbach—Düsselgraben) oder — seltener — sind sie direkt aus dem Faltenbau, respektive dem Schichtstreichen zu erklären. (Beispiele Bodenlähne und die Depression am Ferchensee und Lautersee.)

Im allgemeinen kann gesagt werden: die Hauptkamm- und die Haupttalzüge entsprechen dem ursprünglichen Muldenbau der Schollen vor der Schubphase, die die Unregelmäßigkeiten (außer jenen durch die verschiedene Härte der Gesteine, die jungen Störungen und die Ereignisse der Vergletscherungsperiode bedingten) im Gebirgsbau und der Talanlage erst geschaffen hat.

Mieminger Berge) aufgeschlossenen Partnachschichten und ähnliche Vorkommen, ohne weitgehende Schlüsse ziehen zu wollen, für die hinreichende Argumente noch nicht beisammen sind.

¹⁾ Das Entwässern, das heute manche Anormalitäten zeigt, wäre gesondert zu untersuchen, würde aber zu weit vom Thema abführen.

Im Westen begrenzen ein südlicher Zug (Wettersteinwände—Gatterköpfe) und ein mittlerer Zug (Zugspitze—Höllentalspitzen) die primäre Plattmulde der westlichen Hauptwettersteinscholle. Der nordöstliche Verlauf des Höllentalzuges, der durch das Partnachdurchbruchstal im O durchschnitten wird, zeigt dieses Bild weniger klar: hier mag neben anderen Ursachen¹⁾ die schuppende Heraufschiebung der östlichen Hauptwettersteinscholle über die westliche als Hauptgrund der Anomalie angesehen werden.

Diese Scholle, die deutlich²⁾ von Osten heraufgeschoben ist — Reis hat die Schuppungszonen sehr deutlich dargestellt — unterscheidet sich zwar nicht unerheblich im Bau von der westlichen, [indem ihr nach N zu die Muschelkalk- und Wettersteinkalktrias fehlt], ist aber doch als die ursprüngliche direkte östliche Fortsetzung der westlichen anzusehen: in der allgemeinen Längenerstreckung wird durch den Schub eine Verkürzung eingetreten sein, deren Folgen wir in dem sonst keineswegs erklärbaren Erscheinen eines zweiten nordsüdlichen Zuges erblicken müssen. Dieser läuft dem westlicheren [Wetterwanddeck—Schneefernerkopf und Zugspitz-Riffelwand] parallel und ist [ähnlich wie dieser] als ein — jedoch etwas maskierter — Stirnrand anzusehen.

Sahen wir einerseits nun in der östlichen Scholle die natürliche Fortsetzung der westlichen, so muß andererseits konstatiert werden, daß der Zusammenschub nicht ganz rein [d. h. nicht in der primären O—W-Folge] die in nunmehr ostwestlicher Richtung aufeinander folgenden Teile — wenn auch mit Auftürmung des am meisten zerpreßten Mittelstückes — aneinander gebracht hat. Ein Blick auf die Karte von Reis (und auf meine Übersichtskarte) zeigt, daß die östliche Scholle nach N vorspringt. Aber auch schon in der westlichen Scholle ist [von W nach O] nördlich der Linie Wiener-Neustädterhütte—Zugspitz ein solches Zurückweichen und Vorbiegen nach N der östlicheren Teile zu beobachten.

Wir erhalten den Eindruck, daß der ursprüngliche Verlauf der Urwettersteinmulde (vor der Schubphase) wohl kein rein westöstlicher war.

Ob die Gebiete nördlich und südlich des „mittleren Zuges“ der östlichen Scholle nicht wiederum in manchem als einander gegenüberstehende Einheiten von gewisser Selbständigkeit aufzufassen sind, kann erwogen werden; desgleichen die Frage, ob nicht die Urwettersteinscholle eine Anschwellung nach S (Plattmulde) besaß und sich nach O zu verzügte. Immerhin scheint diese Annahme nicht unbedingt nötig, da die Tatsachen des Zusammenschubes und der Abweichung vom reinen Westoststreichen nach N die heutigen Verhältnisse hinreichend erklären dürften.

Ferner beobachten wir, wie im oberen Partnachtales (östlich der nach O absinkenden Plattmulde) ein Querriegel, der jenem nördlich des „mittleren“ Zuges (von der Alpspitz über den Höllentorkopf zum Schwarzenkopf) entsprechen sollte, fehlt.

Daraus schließen wir, daß die östliche Wettersteinscholle entweder nie nach S bis ins Partnachoberlaufthal reichte oder daß sie dort nur noch so schwach ver-

¹⁾ Die Vorschuppe, die Aufwölbung des Höllentalangers und vielleicht noch andere mehr.

²⁾ Die Verhältnisse liegen dabei hier sehr kompliziert: die Störungen im Wettersteinkalk sind zahllos; zunächst sind sie leicht aufzufinden, aber dann unendlich schwer mit Sicherheit zu verfolgen, so daß eine sichere Trennung der zu der westlichen und der östlichen Scholle zu stellenden Komplexe kaum je exakt durchführbar sein wird.

treten war, daß sie der Erosion keine wesentlichen Hindernisse entgegenzustellen vermochte.

Am Aufbau des „mittleren Zuges“ mögen beide beteiligt sein, die westliche stärker im W und in den unteren Wettersteinlagen, die östliche im (äußeren) Osten und hauptsächlich in der Gipfelregion. Letzterer scheint mit dem Hohen Gaifkopf das Tal zu gewinnen und möglicherweise sich mit dem Zunderkopf — das heutige Partnachtal übergreifend — am Aufbau von dessen Südwand noch zu beteiligen. Doch handelt es sich hier, ganz ausdrücklich bemerkt, erst um Wahrscheinlichkeitsurteile. Weiter nach O hin wird die östliche Scholle durch die Partnach mit ihrem Nordsüdläufe quer durchschnitten.

Die Mehrzahl der Täler dieser Region folgt nicht dem Muldenkern, der durch den verhältnismäßig harten, noch dazu etwas aufgewölbten Hauptdolomit gebildet wird, sondern den ihn unterteufenden Raiblern, wenigstens im N und östlichen S, während diese im SW eine sehr hohe Lage und eine Vermehrung der Züge erfahren haben.

Sehen wir noch von der Wettersteinsüdwand zwischen Gatterl und Schüsselkarspitz ab, so können wir nunmehr zum eigentlichen Thema zurückkehrend, feststellen, daß sich im Wettersteinwand-, Dreitorspitz- und Öfelekkopfgebiet neue Gipfelzüge, sowohl longitudinale als auch ein transversaler einstellen.

Allein hieraus schon sollte man auf die Möglichkeit schließen, daß sich hier eine neue tektonische Einheit einstellt.

Mag man auch noch vorerst im Öfelekkopfzug, der freilich stark aus der rein ostwestlichen Richtung des Zuges Gatterl—Scharnitzspitz abbiegt, seine Fortsetzung erblicken wollen, so ist es ganz ausgeschlossen, im Zuge Törlspitz — Musterstein — Wettersteinwand eine Fortsetzung des vorbesprochenen „mittleren“ Zuges (Zugspitz—Gaifkopf) zu sehen und ersteren über den Grünkopf nach O verlängern zu wollen. Die wahre, freilich durch Erosion teilweise aufgelöste Fortsetzung dieses „mittleren“ Zuges ist die Gipfelreihe Steilenberg—Kämikopf—Zirbelkopf, denen sich nach W der niedere, aber geschlossene Zug Grünkopf—Burgberg unmittelbar anschließt. Hier haben wir das natürliche südliche Ausstreichen der östlichen Wettersteinmulde vor uns. Die Gipfel werden hier (wie dies schon im „mittleren“ Zuge jenseits der Partnach vereinzelt der Fall war) bisweilen auch von Raibler Gesteinen gebildet. Zu dieser aufgelösten Gipfelreihe sind auch in gewissem Sinne die aus der Zuganordnung nach S vorgeschobenen Gipfel des Schachentorkopfes und des noch südlicheren Schachenkopfes zu rechnen.

Wir haben es mit einem großen mittleren Zuge, der sich von der Zugspitze über den Gaifkopf (das Partnachdurchbruchstal übersetzend) in die Reihe der aufgelösten Kette bis zum Burgberg an der Isar fortsetzt, zu tun, dessen Gipfel etwa vom Hohen Gaif an nach O von unter dem Hauptdolomit zu Tag streichenden Raibler- und Wettersteinschichten gebildet wird.

Der diesem Zuge unmittelbar südlich vor- [und orographisch höher] gelagerte Zug der Wettersteinwand von der Törlspitze bis zur Wettersteinspitze verläuft im Gegensatz zu dem vorigen rein ostwest-

streichenden in westsüdwest-ostnordöstlicher Richtung und gabelt sich mit ihm gerade dort, wo die Wildsteigkopfüberschiebung in nordwestlicher Richtung jenseits des Leutaschtales zu Berge steigt. Es ist auffallend und sicher tektonisch begründet, daß der Wettersteinwandzug nicht in einer Geraden verläuft. Genau die gleichen Erscheinungen (Richtung und Ungradheit) bemerken wir im Zuge Schüsselkarspitz (exklusive)—Öfelekopf und dem zwischen beiden liegenden Tale.

Ein weiterer nordsüdlicher Querzug, der der beiden Dreitorspitzen, bildet ein Analogon zu dem oben besprochenen (Alpspitz-Schwarzenkopf) und ist wie dieser als Stirnrand zu deuten, der das Wettersteinwandmassiv nach W abschließt. Die Dreitorspitzen hängen nach O über den Söllerpaß mit dem Öfelekopf zusammen. Letzterer ist, wie pag. 50 ausgeführt, nicht vom Gehrenspitzmassiv zu trennen. Beide finden ihre Westgrenze an der gleichfalls unten besprochenen Schichtenumkehr. Nach S hin ist die Gehrenspitze vom Hauptdolomit der Gaisalmulde leicht zu unterscheiden.

So sehen wir nach N und W das Wettersteinmassiv gut abgeschlossen. Gegen SO grenzt es mit dem Arnspitzenmassiv längs der Leutascher Ache. Da wir für dieses keinen nordwestlichen Abschluß finden konnten, das Leutaschtal aber nur ein Erosions- und Verwerfungstal ist, so vereinigen wir Wettersteinwandzug, Öfelekopf, Gehrenspitzen- und Arnspitzenmassiv als eine neue Scholle und nennen sie die Leutaschscholle.

D. Das Puitental.

Auf den von Ampferer zu Unrecht bestrittenen hohen Erkenntniswert der Puitalpaufschlüsse zuerst hingewiesen zu haben, ist ein Verdienst von Schlagintweit.

In der Verallgemeinerung seiner Schlußfolgerungen wird ihm jedoch kaum jemand folgen wollen.

Anderseits sind manche wichtige Einzelheiten¹⁾ von ihm nachlässig oder unrichtig dargestellt worden.

¹⁾ So besteht die von ihm (8, pag. 79) behauptete spiegelbildliche Lagerung der Trias zu beiden Seiten des Puitentales, wie allein schon ein Blick auf die Reissche Karte lehren sollte, keineswegs.

Der Muschelkalksockel der Gehrenspitze (S) ist weit schmaler als der entsprechende im N und nur in der östlichen Hälfte vorhanden. Sein Verschwinden in zirka 1600 m Höhe ist leicht zu beobachten. Überquert man gerade von dort aus die Puitalpe, um den rauhen Pfad zum Söllerpaß (2200 m) hinaufzusteigen, so bleibt man fast bis zur Paßhöhe (bis etwa 2100 m) im Muschelkalk. Eine so beschaffene Lagerung sollte man nicht als „genau die gleichen Verhältnisse“, als „genaue Spiegelbilder“ bezeichnen.

Damit werden für die Gesamtauffassung wichtige Tatsachen, die später besprochen sind, unterdrückt.

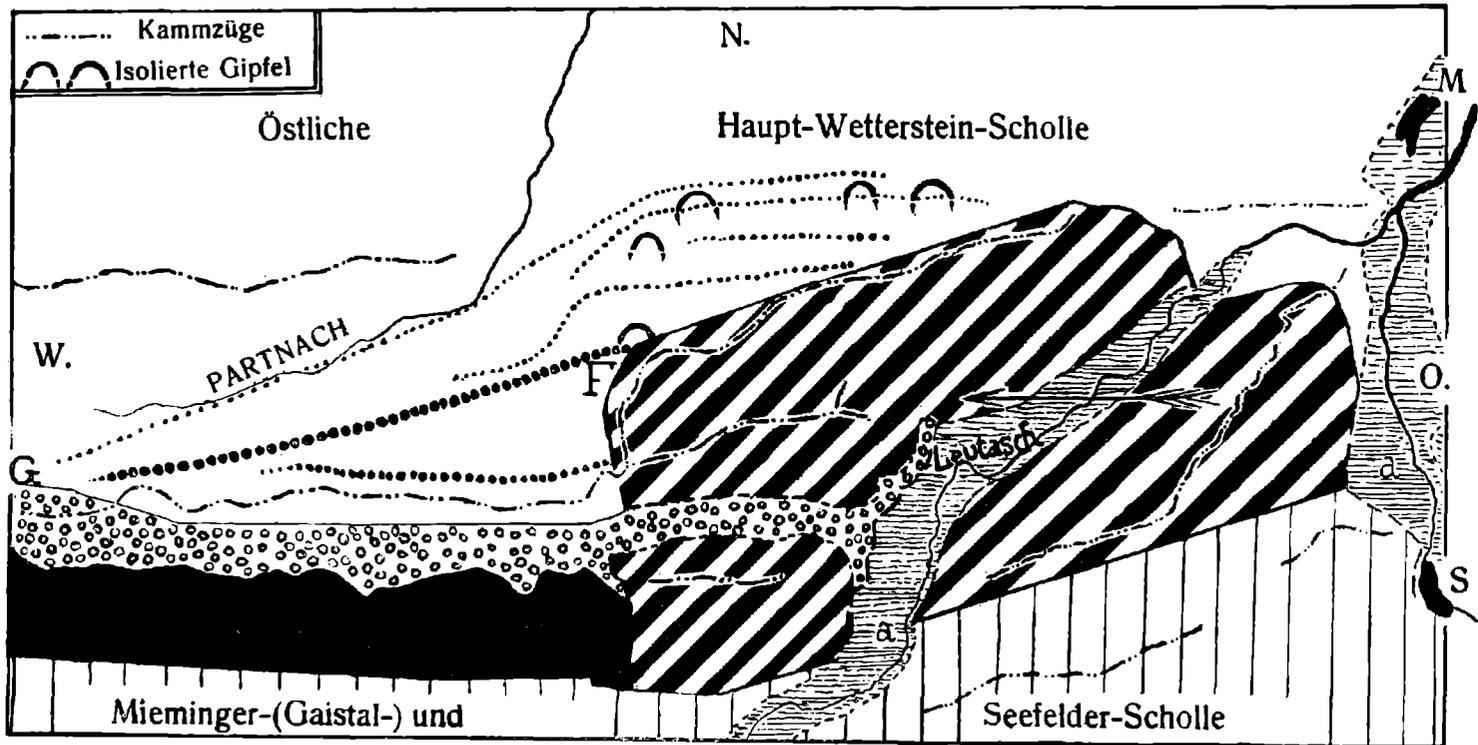
Dementsprechend sind auch die Formationen auf dem Lichtbild Nr. 14 durch Schlagintweit unzutreffend eingetragen.

Der Muschelkalk reicht [auf dessen rechter Seite] noch mindestens über die Buchstaben e und r von Wettersteinkalk herauf. Der Söllerpaß oder doch dessen allernächste Umgebung sind von dem Photo noch getroffen.

Schematische Übersichtskarte der Leutaschscholle und ihrer Umgebung.

Maßstab: 1:100 000.

K. C. von Loesch.



Erklärung zu vorstehender Karte.

Das halbdagonal stehende, schrägschraffierte Fastrechteck gibt etwas schematisiert die Lage der Leutaschscholle wieder; die der südlichen Hauptscholle ist durch senkrechte Striche, die der Jura-Kreidemulde, die noch unter die Leutasch-Scholle einschließt und dort ein Erosionsfenster bildet, durch etwas unregelmäßig verteilte Kreischen signiert, die Vorbergscholle schwarz.

Die wagrechten, sehr schwachen aber engen Striche zeigen die Gegenden an, wo im Tal der Leutascher Ache und im Isartal (im äußersten Osten) das anstehende Gebirge unter Schutt etc. versinkt.

Weiß gelassen ist das Gebiet östlich der Isar (Karwendelgebirge), das der östlichen Haupt-Wettersteinscholle im Nordosten, das der Schmalen-Schollenregion, welche durch die punktierten Linien (= Längsverwerfungen) begrenzt werden, und die Zwischenscholle [ein fast rechtwinkliges Dreieck, das nach NNW durch die (längere, stark punktierte) Linie *G* (= Zugspitz—Gatterl) bis *F* (= Frauenalp) als Hypotenuse, nach Osten durch den Dreithorspitzzug der Leutaschscholle und nach Süd durch die Nordgrenze der Jura-Kreidemulde als Katheten begrenzt wird]. Die kürzere, stark punktierte Linie zeigt die Nordgrenze der oberen Etagenschuppen der Zwischenscholle an.

Die an den Längsverwerfungslinien (punktierten Linien) oft auftretenden Überschiebungen haben keine gesonderte Darstellung gefunden.

Die Signaturen für die Kammzüge und die isolierten Gipfel sind auf der Figur selbst erklärt.

Der Pfeil zeigt die ungefähre Hauptschubrichtung der Leutasch-Scholle an, die der allgemeinen Schubrichtung entsprechen dürfte.

Der nördlichste eingetragene Gipfelzug [nö. des Partnach-WO-Laufes und des kurzen Leutascher Achen-WO-Laufes kurz vor deren Mündung in die Isar] ist der unterbrochene „mittlere“ Kammzug des Wettersteingebirges, den die drei nördlichen isolierten Gipfel des (von W nach O) Steilenbergs, Kämikopfs und Zirbelkopfs repräsentieren.

Die ostwestlich bewegte, aber wie der Verlauf ihrer Gipfelzüge schon anzeigt, halbdagonalachsige Leutaschscholle hat vom mittleren Wettersteinkamm, den sie unter einem spitzen Winkel traf, die obgenannten schmalen Längsachollen abgespalten und nach W bewegt.

Die Südgrenze der normal unter dem Hauptdolomit der östlichen Hauptwettersteinscholle herausstreichenden Raibler liegt fast stets nördlich des mittleren Kammzuges, der von Wettersteinkalk gebildet zu sein pflegt.

M = Mittenwald. — *S* = Seefeld. — *a-a* = SO-Grenze der Leutaschscholle (zwischen Unterahren und dem ehemaligen Scharnitzer Bleibergwerk).

Freilich, daß im Puitental eine deckenförmige Überlagerung des Neokoms durch die Trias vorliegt, hatte Re is schon vor ihm erkannt.

Ampferer (4, pag. 554) sieht im Puitental nur eine beschränkte Überlagerung. Schon 1905 rechnete er nur die Gehrenspitze zum Arnspitzenmassiv und stellte sie in einen tektonischen Gegensatz zum Öfelekopfmassiv, das erst mit der Wettersteinsüdwand (von W bis zur Scharnitzspitze), dem Dreitorspitzenzuge und dem Wettersteinwandzuge als den Südflügel seiner Wettersteinmulde¹⁾ ansieht.

Es ist meines Erachtens nicht erforderlich, die schon von Schlagintweit (8) zusammengestellten Beweise für die Annahme der flachen, nach N wenigstens ziemlich weitreichenden Puitalüberschiebung zu diskutieren, bis nicht Ampferer, der in seiner letzten Veröffentlichung noch die gegenteilige Ansicht vertritt oder ein anderer zwingende Gegen Gründe gebracht hat.

Nur ein bisher unbetont gebliebenes, sehr starkes Argument sei hier herausgehoben: die auffallende und anderweitig nicht hinreichend erklärbare Tatsache, daß das Einfallen ihrer Triasschichten sich gleichzeitig an den Westenden sowohl der Gehrenspitzen als auch des Öfelekopfes (in Höhe von Punkt 1860 unterhalb des Karlsjoches) ändert. Diese Änderung vollzieht also auf einer nord-südlich verlaufenden Linie und es spricht stark für die tektonische Einheit der Leutaschscholle, daß gerade auf dieser Linie sich der Anschluß des NS verlaufenden Dreitorspitzquerzuges nach N vollzieht.

Daß die steile Auffaltung der Jurakreidemulde nicht zufällig gerade an dieser Linie beginnt, ist weit unter als Erklärungsmoment verwertet.

Das Puitalpfenster beweist unter anderem für die Triasdecke, daß im N wohl gewisse Störungen die Erhebung des Muschelkalkes am Söllerpaß verursacht haben, für die es im S (Gehrenspitzen) kein Gegenbeispiel gibt, für das überfahrene Gebiet, daß die ziemlich flach (vgl. 4, pag. 542) gelagerten Neokomschichten durch den Überschiebungsvorgang nur gepreßt und gequält²⁾, aber nicht gefaltet wurden.

Nirgendwo in der ganzen Umgebung sind uns so wenig gefaltete Neokomschichten bekannt, selbst die Bichelbacher (Jura) Mulde scheint stärkere Aufrichtungen zu zeigen. Diese Tatsache muß um so mehr überraschen und von einem um so höheren Erkenntniswert sein, als wir uns ja hier mitten in einem Gebiete gewaltiger Gebirgsaufrichtung befinden.

Unter dem Öfelekopfmassiv sind noch kleine Partien von Aptychenkalken an der Sohle der Decke aufgeschlossen und zum Teil ins Neokom eingepreßt. Die Reissche Karte gibt sie nicht an. Wenn ich nicht irre, machte Schlagintweit mündlich mich auf sie aufmerksam. Der Augenschein überzeugte mich davon, daß hier nicht etwa die aufgebobenen Ränder der unter dem Neokom liegenden Malmes vorliegen, wie im W des Scharnitzjoches, sondern gequälte Schubsetzen wie am Scharnitzer Bleibergwerk, Brunnensteineck, an den Ochsenhütten etc.

¹⁾ Bisweilen gebraucht Ampferer (4, pag. 550) den Ausdruck Wettersteinkamm, der, weil mißverständlich, besser vermieden würde.

Man unterscheidet den Wettersteinwandzug im O vom Hochwannerzuge im W [= Südadbruch oder Südkette des Wettersteingebirges], letzteren wiederum vom Öfelekopfzuge, seiner östlichen Fortsetzung über die Scharnitzspitze.

²⁾ Die Schichtenverknitterung ist unter dem Öfelekopfabbruch besonders stark; sie mag hier auf örtliche Sonderbewegungen zurückführbar sein.

Wer, wie der Verfasser, im Puitental ein Erosionsfenster sieht, muß auch annehmen, daß der Erosion tektonisch vorgearbeitet war.

Daß Längsverwerfungen (nur solche können in Betracht kommen) die Leutaschscholle zerlegen, ist schon in pag. 37 bemerkt, wo diejenige nördlich des Arnsitzgipfels besprochen ist.

Gerade weil sie auf die von Reis auch eingezeichnete, durch den Südruch des Öfelekopfes gehende (heute) zuläuft, möchte ich beide in Berücksichtigung der jungen Leutaschtalverwerfung (pag. 42) nicht verbinden, sondern halte sie eher für identisch mit der Puitalperverwerfung.

Die Öfelekopfverwerfung mag etwas nördlicher durchs Arnsitzenmassiv setzen und heute vielleicht nicht erschlossen sein. „Es ist sehr wahrscheinlich, daß in den mächtigen Kalkmassen vielfach kleinere Störungen durchlaufen, doch vermögen sie nicht den einheitlichen Bauplan zu ändern.“ (Ampferer 4, pag. 455.) Es wäre aber auch möglich, daß die Öfelekopfstörung dem östlichen Leutaschtal eigentümlich wäre und zum Ausgleich von — während des Schubes über eine ungleich konfigurierte Oberfläche entstandenen — Spannungen diene.

Heute sehen wir im Puitalpfenster die nördliche Decke nach N, die südliche nach S fallen: es bietet sich uns das Bild eines in seinem First gebrochenen Sattels, in dem die Erosion natürlich leicht einsetzen konnte.

Hierbei ist es ganz gleich, ob der Sattel schon während der Schubphase in der Leutaschscholle ganz oder teilweise vorhanden war oder nicht. Es wäre nämlich möglich, daß die starke Hebung des Neokoms am Westende des Puitentalfensters eine Folgeerscheinung der starken Emporfaltung der Jurakreidemulde westlich des Karlsjoch war, eine Erscheinung, die unter dem Druck der Leutaschschollen-Trias rasch gegen O hin abgenommen haben mußte.

[Immerhin ist sie leicht vorstellbar; denn die Decke war, wie wir unten sehen werden, schon vor der Hebung zerrissen.]

Die völlige Abtragung der Decke wird aber erst durch die Berücksichtigung des ungleichen Schicksals verständlich, das wie wir sehen werden, den Öfelekopf einer- und die Gehrenspitzen anderseits traf. Es führte mit Notwendigkeit schon vor der Hebung zu einer völligen Zerstörung ihres beiderseitigen Verbandes.

Einmal ist es durch die von Schlagintweit übersehene Erhebung des Muschelkalkes am Sölllerpaß, der gerade ein Verschwinden an den Gehrenspitzen gegenübersteht, charakterisiert.

Diese Erhebung ist nur als Stauungserscheinung bei Ostschub zu deuten; die Gehrenspitzen sind nicht aufgepreßt.

Was sind die Gründe hierfür? Sie liegen wohl in der verschiedenen Beschaffenheit des Vorlandes, auf das diese beiden Teile der Leutaschscholle stießen.

Die Gehrenspitze im S traf auf die Vorbergscholle, das Öfelekopfmassiv im N auf Wettersteinkalkmassen, die zur Hauptwettersteinmasse gehören.

Während die Gehrenspitze keine Stauung erfuhr — die ihr vorgelagerte Vorbergscholle¹⁾ zerbrach — mußte sich das Öfelekopf-massiv stauen: auf Widerstand der westlichen Hauptwetterscholle, der durch die dazwischenliegende Zwischenscholle vermittelt wurde.

Vor ihrem Stirnrande haben sich sehr komplizierte, an verschiedenen Stellen dargestellte Vorgänge²⁾ in der Zwischenscholle ab-
gespielt.

E. Die Leutaschscholle.

Einen ursprünglichen Zusammenhang von Gehrenspitzen und Öfelekopf mit dem Arnspitzenmassiv nahmen Reis und Schlagintweit bereits an. Neu ist nur die Hinzuziehung des Wettersteinwand-Dreiterspitzenzuges.

Die Absonderung einer Leutaschscholle schließt die Annahme ein, daß ihr nördlicher Wettersteinkalk (des Wettersteinwandzuges) und der diesem benachbarte der östlichen Hauptwettersteinscholle ungleichwertig sind, wogegen keine gegenteiligen Tatsachen bekannt sind.

Damit erklärt sich die geringe Höhe des Grünkopfzuges im Verhältnis zum Wettersteinwandzug von selbst und zum erstenmal, während alle früheren Auffassungsvorschläge versagten.

Die Grenzen und der Schichtbestand der Leutaschscholle.

Da wir mit Ampferer und Reis (s. oben) ein Fortsetzen der Karwendelüberschiebung nach W durch die Leutaschscholle angenommen haben, so können wir in ihr nur einen westlichen Teil der vorderen Karwendelschubmasse erblicken.

Die heutige Ostgrenze der Leutaschscholle gegen das Isartal wäre demnach als das Resultat der in diesem besonders kräftig wirkenden Erosion anzusehen.

Bis zum Wettersteinwandzug ist ihre NO-Grenze schon oben verfolgt worden. Die N-, genauer NNW-Grenze scheint am Nordabbruch dieses Zuges zu liegen, und zwar wird unter den vor ihm hinziehenden zahlreichen, später noch eingehend zu besprechenden³⁾ Störungslinien wohl die südlichste, orographisch höchste den eigentlichen NNW-Rand der Scholle bezeichnen. (Die Raibler Schichten sind sämtlich zur vorgelagerten östlichen Hauptwettersteinscholle zu stellen.)

Wie schon gesagt, ist ihre Westgrenze ein zunächst maskierter Stirnrand, der westlich vor dem Querzug der beiden Dreiterspitzen liegen mag, weiter nach S hin jedoch tadellos durch die Einfallensumkehr an den Westenden des Öfelekopfzuges der (Scharnitzspitze) und der Gehrenspitze aufgeschlossen ist.

¹⁾ Schon Ampferer und Reis haben das Zerbrechen der Vorbergscholle auf Ostdruck zurückgeführt.

Ob die Querstellung der jungen Mulde vor dem Issentalköpfkomplex eine Folge des Ostschubes der Gehrenspitzen oder des Südflügels ist, wird pag. 77 erwogen.

²⁾ Vgl. pag. 60 und pag. 75.

³⁾ Über diesen letzteren möge man den Abschnitt, in dem die Verhältnisse um den Schachen dargestellt sind, vergleichen (pag. 57 ff.).

Die Südgrenze der Leutaschscholle ist im Gegensatz zur West- und wohl nur teilweise zur Nordgrenze eine steile. Wir haben sie schon vom Scharnitzer Bleibergwerk bis Ahren an der Leutasch verfolgt. Jenseits dieser Ache ist sie durch den freilich schlecht aufgeschlossenen Gegensatz von Wettersteinkalk und Hauptdolomit gekennzeichnet.

Da sie weit nach W hin als Grenze zwischen der Vorbergscholle im N und der Gaistalmulde (Mieminger Scholle) im S bis zur Pestkapelle fortsetzt (vgl. pag. 65), so kann geschlossen werden, daß die Mieminger Scholle noch westwärts bewegt wurde, als die Leutasch schon zum Stillstand gekommen war. Denn die Nordgrenze der Mieminger Scholle ist die längste der ostwestlichen Verschiebungslinien und bis auf untergeordnete Querverwerfungen vollkommen intakt.

Die Länge der Leutaschscholle beträgt zirka 10 km, die Breite zirka 5 km. Ihre Tiefe ist nicht sicher zu fixieren, sie war vielleicht vom Anfang an ungleich (vgl. die schräge Abscherungsfläche unten pag. 53). Die durchschnittliche Mächtigkeit des Muschelkalkes ist mit 200—250 m wohl nicht zu hoch angesetzt, die des Wettersteinkalkes, zumal da hangende Raibler fehlen, nur zu schätzen (500—700 m). Danach hätte man mit einer (heutigen) Gesamtmächtigkeit von 700 bis 950 m zu rechnen.

Die Verteilung von Muschelkalk und Wettersteinkalk erscheint zunächst als unregelmäßig.

Im Arnspitzenmassiv¹⁾ überwiegt der Wettersteinkalk bei weitem, nur im NO streicht unter dem Achterkopf noch Muschelkalk heraus. Im kleinen besteht hier noch die Schichtverteilung des Vorderen Karwendelzuges.

Im W der Leutasch dagegen ist längs des Leutaschtales ein nach SW freilich schwächer werdender Muschelkalkstreifen überall aufgeschlossen, über dem der Wettersteinkalk folgt.

Die Beziehungen zwischen dieser Verteilung des Muschelkalkes und den Erhebungen der beiden von ihr überfahrenen Schollen (siehe unten) sind augenfällig.

Der [teils sehr gut aufgeschlossene] Sockel der Schubmasse läßt im Puitental erkennen, daß der unterlagernde Muschelkalk von N (NO) nach SW an Mächtigkeit verliert.

Auf der Nordseite ist er überall aufgeschlossen, an der Südseite nur im W unterhalb 1600 m; daß er im O durch Schutt verdeckt sei, ist unwahrscheinlich.

Diese Verteilung zeugt für eine ungleichmäßige Abscherung der Leutaschscholle von ihrer natürlichen Unterlage.

Der Muschel- und der Wettersteinkalk fallen an der Südseite des Wettersteinwandzuges meist nach NW, doch sind Abweichungen

¹⁾ Über den Bau des Arnspitzenmassivs vergleiche man Ampferers anschauliche Schilderungen (4, pag. 452 ff.). Es sei auf eine kleine Inkongruenz hingewiesen. Ampferer betont lebhaft die konkordante Schichtfolge von Muschelkalk und Wettersteinkalk zwischen Schartenkopf und Achterkopf (Arnspitzenkamm), zeichnet aber zwischen beiden an der allein kolorierten nordwestlichen Hangseite eine Dislokation ein (die bei Reis dort fehlt, aber auf der bei Ampferer nicht-kolorierten östlichen dafür sich findet). (27 und 2.)

wie das widersinnige Einfallen der unteren Lagen über Unterleutasch häufig. Gegenüber der Kirche ist in dem Muschelkalk sogar ein kleiner Fleck Wettersteinkalk eingemuldet. [Bezüglich der Partnachschichten der Fleckalpe siehe oben.]

In der Gipfelregion des Wettersteinwandzuges überwiegt saigere Stellung, doch ist ein nördliches und südliches steiles Fallen nicht selten. Vielleicht sind auch hier lokale Mulden anzunehmen und als Folgen des stauenden Schubes zu erklären, womit zugleich ein Argument für die übergroße Anhäufung des Wettersteinkalkes gefunden wäre.

Der Untergrund der Leutaschscholle.

Im SW ist sie flach auf die (Jura-) Kreidemulde des Puitentales geschoben, die im Zentrum der Leutaschscholle, am Puiten- und Bergtalausgang bei 1200 m, noch aus dem Schutt herauslugt. Trotzdem an der östlichen Leutaschtalseite die Aufschlüsse um über 100 m tiefer reichen, tritt diese Basis nirgends mehr zutage, was mit Schlagintweit als ein Zeichen für das energische Absinken der Schubfläche nach O aufgefaßt werden mag, zu dem noch ein Absinken der Arnspitzen- und eine Querverschiebung nach N hinzutritt.

Dagegen ist es fraglich, ob die Mulde am Westende sich schon zur Zeit der Leutaschschollenschubphase zu solchen Höhen, wie heute erhob. Diese extreme Erhebung scheint erst später im Zusammenhang mit der intensiven Auffaltung westlich des Karlsjoches erfolgt zu sein¹⁾. Immerhin mag mit einem wenn auch minderen Ansteigen der Schubfläche nach O schon während der Schubphase gerechnet werden.

Im NO lagert die Leutaschscholle der östlichen Hauptwettersteinscholle auf, und zwar — an der Wildsteigkopfüberschiebung lokal wenigstens — ziemlich flach. Diese Basis sinkt von O, wo sie unter der Vorderen Karwendelüberschiebung erhebliche Meereshöhen noch einnimmt, gegen W immer mehr ab.

Doch ist es schwer, auf ihre Konfiguration vor der Schubphase der Leutaschscholle — und es wäre nötig, diese festzustellen, um damit die Anomalien der Leutaschscholle zu beleuchten — aus ihrer heutigen Gestalt zu schließen, da diese sicherlich in höchstem Maße durch den Schub der Vorderen Karwendel- und der Leutaschschollenüberschiebung beeinflusst wurde.

Eher gelangen wir zum Ziele, wenn wir berücksichtigen, daß die südlichen Randteile der östlichen Wettersteinscholle ursprünglich ebenso aufgebogen waren, wie es die relativ weniger gestörten Teile dieser und der westlichen (Plattmulde) noch heute sind (vgl. pag. 59 u. 61) und daß der „mittlere“ Zug allmählich nach O niedriger wurde. Wie waren die primären Grenzen zwischen der östlichen Wettersteinmulde und der Scholle junger Schichten beschaffen? Das ist nicht mehr mit Sicherheit anzugeben, da das Zentrum der Leutaschscholle sich ja gerade hierüber geschoben hat; wahrscheinlich lag hier eine Depression, in welche, falls ein größerer Zwischenraum zwischen den einzelnen Schub-

¹⁾ Vgl. pag. 51 und pag. 70 ff.

phasen lag, eine Urtarnach, wie an anderer Stelle erwähnt, hatte entwässern müssen.

Auch wenn die heutige Erhebung des Neokoms am Westende des Puitentales größtenteils erst während und nach Leutaschschollenbewegung bewirkt wurde, so bestand wahrscheinlich doch bereits eine Art Hohlform, über die die Leutaschscholle hinweg mußte: eine Wanne, deren Achse in der Tiefe etwa O—W oder SO—NW strich.

Daß eine über einen so konfigurierten Untergrund geschohene Scholle zerbrechen mußte und der Erosion geringen Widerstand leisten konnte (Puitenthalhalbfenster und Leutaschtal) ist sicher.

Den Brüchen bei der Anpassung an die Unterlage sind wohl die zahlreichen, etwa NS verlaufenden Verwerfungen des Wettersteinwandzuges zuzurechnen; ob dagegen die oben erwähnten Anomalien, z. B. der Feldalp mit Resten der Tektonik der Leutaschscholle vor dem Schube in Verbindung zu bringen sind, kann unentschieden bleiben.

Aus welcher Richtung kam die Leutaschscholle?

Da wir in ihr einen westlichen Teil der Vorderen Karwendelüberschiebung sehen, so könnte ebensogut nach deren Schubrichtung gefragt werden.

Ampferer und Rothpletz beantworten sie verschieden; ersterer läßt sie gemäß ihrem Schubflächenwinkel aus S kommen, letzterer weist (15, pag. 200) nach, daß sie — theoretisch genau so leicht — von O gekommen sein kann. Aus der Vorderen Karwendel-schubmasse sind keine Schubstreifen bekannt geworden; an der Basis der Leutaschscholle fand ¹⁾ ich im Puitental, wo sie unter dem Muschelkalke des Öfelekopfes oft so prächtig aufgeschlossen ist, jene

liegenden ostwestlichen Schubstreifen,

die ein Beweismittel sind.

Die Neigungswinkel der Schubflächen können ja — wie oft und von vielen Seiten betont wurde — über die Schubrichtung keine Aufklärung geben, in unserem Falle natürlich um so weniger, als ja die Neigungswinkel der Leutaschscholle im NO und in SW fast aufeinander senkrecht stehen.

Gerade dort, wo die Schubfläche der Leutaschscholle nach S (genauer SSW) fällt, im Gebiete der Hohen Kranzbergscholle, war das Vorland schon vor dem Schube in Falten gelegt, die senkrecht dazu strichen. (Longitudinale Faltung der Hauptwettersteinscholle.)

Darum kann, wenn man auch die Steilerstellung des Südflügels der Wettersteinscholle als Folge des Schubes der Leutaschscholle an-

¹⁾ Die Teilnehmer der auf pag. 38, Anm. 1 schon erwähnten Schlußexkursion hatten Gelegenheit, sich von den Schubstreifen zu überzeugen. Sie finden sich in der äußersten Tiefe der Höhlungen (Guffeln) unter der überhängenden Triaswand, deren Neokom-usw.-Unterlage weggewittert ist. Man besucht sie auf einem von dem waldlosen Almboden der Puitalp bei zirka 1610 m zunächst nach der großen Schuttreihe nord- und abwärtsführenden Pfade. Steigt man diese herauf, so gelangt man rasch zu diesem weithin sichtbaren Aufschlusse, zu dem Herr Dr. Schlagintweit die Exkursion führte. Im Sommer 1913 waren sie in den westlichsten Guffeln gerade am deutlichsten.

sehen will, daraus kein Argument gerade für den **Südschub** gewonnen werden. Denn jeder — gleichviel wie gerichtete — Schub (**außer** den nicht in Betracht kommenden Schüben von NW, N und NO) muß in einem aus so starren Massen (wie Wettersteinkalk) bestehenden Komplex bis zu einem gewissen Grade gleichsinnig mit der schon herrschenden Faltung gewirkt haben.

Gegen einen Südschub, **für einen Schub von Osten** zeugt, daß gegen W, gegen das Schachengebiet¹⁾ hin, Zerreißen und Verschiebungen der abgerissenen Teile die (sekundären) Falten immer mehr ablösen.

Für einen Ostschub²⁾ sprechen ferner folgende Gründe:

Die im Puitalphalbfenster aufgeschlossenen jungen Schichten sind trotz ostwestlichen Streichens, trotzdem sie [durch Überfahung] in höchstem Maße tektonisch beansprucht sind, nur schwach gefaltet: sobald sie aber — jenseits des Karlsjochs — aus der Leutaschscholendecke heraustreten, sind höchstmöglich gefaltet.

Wäre die Leutaschscholle von S geschoben, so hätte sie diese widerstandsunfähigen Neokomschichten sehr stark falten müssen, so stark wie diese im W gefaltet sind — und weit leichter als die Raibler-, vor allem aber als die Wettersteinkalkschichten des mittleren Zuges.

Nur bei Annahme eines mit dem ursprünglichen OW-Streichenden der Neokommulde gleichgerichteten Schubes der Leutaschscholle ist die geringe Auffaltung des Neokoms verständlich.

Auch Reis und Ampferer erklären die Störungen der Vorbergszone durch Druck von O, der nur durch die Leutaschscholle ausgeübt sein kann. (Vgl. pag. 51.)

Das gleiche gilt für die durch Längsdruck flach wurzellos abgespaltene Zwischenscholle von der Scharnitzspitze bis zum (Zugspitz-) Gatterl. (Vgl. pag. 60 ff.)

Der Dreitorspitzenzug bildet einen deutlichen Stirnrand, der der Urpartnach vielleicht ihren natürlichen Abfluß nach O verlegte und sie zur Entwässerung nach N — zur Anlage eines Durchbruchtales, das tektonisch vorbereitet gewesen sein mag — zwang.

Während, wie wir oben sahen, die südliche Grenze der Leutaschscholle eine steilstehende Bewegungslinie ist, an der die Mieminger Scholle auch noch nach der Verankerung der ersteren weiter westwärts glitt, während im Puitental und am Wildsteigkopf die Überschiebung eine mäßig geneigte ist, so wird sowohl am Stirnrande im W, als auch im eigentlichen NNW das tektonische Bild dadurch unklar, daß Wettersteinkalk auf Wettersteinkalk³⁾ zu liegen kam.

¹⁾ Näheres siehe pag. 59 ff.

²⁾ Vielleicht war es kein reiner Ostschub, sondern ein Schub von OSO.

³⁾ Wo immer im Gebiete des Wettersteinkalkes zwei Schollen dieses Gesteins aufeinander liegen, werden wir — zumal er häufig nur undeutlich, oft gar nicht gebankt ist — solange Wahrscheinlichkeitsurteile gelten lassen müssen, als es nicht gelingt, diese Massen von oft 800 und mehr Metern Mächtigkeit zu gliedern, was noch vorderhand ausgeschlossen erscheint.

Am Nordrand haben wir vielleicht gleichfalls mit einer flachen Überschiebung zu rechnen, vielleicht aber auch mit einer steilen Stellung, die veranlaßt wäre durch den Widerstand des nach W gleichmäßig an Höhe gewinnenden „mittleren Zuges“.

[„Theoretisch verlangt meine Auffassung des Vorganges“, so sagt Rothpletz in 15, pag. 201 von der Vorderen Karwendelüberschiebung, „daß im allgemeinen die Schubfläche sich sowohl nach der Tiefe immer steiler stelle, als auch da, wo eben der nachbarliche Widerstand ein größerer war“.]

Die Halbdagonalstellung der Leutaschscholle.

Während Diagonalstellungen im kleinen (nach Reis) nicht selten sind, so weichen die Hauptschollen doch nur wenig von der OW-Richtung ab. Die Halbdagonalstellung der Leutaschscholle, der NNW-Verlauf des sie beherrschenden Wettersteinwandzuges bedarf daher einer Erklärung.

Offensichtlich steht sie mit dem Baue der nordöstlich vorgelegerten Zone der Raibler Längsschöllchen in engem Zusammenhange. Beide sind bei Annahme eines Ostschubes am leichtesten verständlich.

Die Leutaschscholle kam von O [vielleicht von OSO], wie es Rothpletz für die vordere Karwendelüberschiebung annimmt, fand zunächst keine Hindernisse vor, die nicht leicht zu überfahren gewesen wären (Würzberggewölbe) oder richtete das sich entgegengesetzte Ostende des „mittleren“ Zuges auf. An dessen nach W hin ansteigender Kette fand sie härteren Widerstand, spaltete vom Vorland die nachher in ein Dreieck¹⁾ zusammengeschobenen Raibler Längsschollen nacheinander ab, mußte sich dann aber verbiegen (ungerader Kammverlauf) und die ursprüngliche Richtung aufgeben.

Die Veränderungen, die der Schub der Leutaschscholle im W, in den vor seinem Stirnrande gelegenen Gebieten hervorrief, sind auf pag. 60 und 68 ff. besprochen.

F. Das Schachengebiet.

Leider bespricht Reis die in den vorigen Kapiteln behandelten Gebiete so knapp, daß seine Stellung zu einzelnen Problemen unsicher bleibt.

Dagegen widmet er dem Schachengebiete etwas eingehendere Ausführungen, denen wir — abgesehen von den aus der abweichenden Scholleneinteilung sich ergebenden Konsequenzen — im ganzen zustimmen (1, pag. 90 und 97, 98).

Er schildert, wie am Jägersteig und an der Südwestecke des Schachenplateaus je eine flach südeinfallende Überschiebung von Wettersteinkalk über Hauptdolomit und Raibler Schichten auftritt; beide lassen sich nach O (die letztere weit bis zum Zirbelkopf) verfolgen; nordfallende Überschiebungslinien kleineren Ausmaßes sollen auch nicht selten sein.

¹⁾ Vgl. das Kärtchen auf pag. 48.

Außer diesen flachfallenden Überschiebungen ist am Teufels-
gesäß „eine steile, die Überschiebungen scheinbar begleitende, vertikale
Schubfläche bloßgelegt, welche liegende Schubstreifen hat. Die Fläche
streicht NO bis SW (also etwa parallel dem Wettersteinwandzuge,
d. Verf.). Hieraus ist auch einerseits das ausgeprägte Bild vertikal
übereinander geordneter Schuppen, anderseits durch einander ent-
gegengesetzte Bewegungen auch das Auftreten so schmaler Einbrüche
wie am Schachensee verständlicher“.

Ganz ähnliches soll auch für den südlichsten Raiblerzug Fauenalp—Hirschbühl, „was die Anzeichen kleiner Schubwirkungen betrifft“, gelten.

Es ist am einfachsten, mit der Besprechung des Schachengebietes im O zu beginnen, wo am Lauter- und Ferchensee Raibler Schichten¹⁾ und Wettersteinkalk unter dem Hohen Kranzbergdolomit der östlichen Hauptwettersteinscholle konkordant zutage streichen.

Der Nordrand der Leutaschscholle ist hier noch über 1,5 km entfernt. Wir befinden uns hier im Gebiete der schon oben besprochenen Blattverschiebungen.

Diesen Raibler Zug können wir — westlich von der letzten und bedeutendsten Blattverschiebung — nach einigen Unterbrechungen durch Gehängeschutt über den „Schützensteig“ zur Quelle [w. s. w. der Windfallhütte] verfolgen und finden ihn am flachen Bergrücken westlich des Kämitales, an der Schwarzen Leine und über dem Keilschrofen wieder. Weiterhin fehlt er am Jägersteig, wo dafür (vgl. pag. 57) Wettersteinkalk flach von S sofort den Hauptdolomit überschiebt: eine Überschiebung, die sich nach O zu am Steilenberg und der Schwarzen Leine [wo sich die Raibler, wie gesagt, normal wieder einstellen] deutlich, aber mit steilerem Einfallen fortsetzt (Reis, l. c., pag. 90).

Der orographisch über, tektonisch unter dem ersten Raibler Zuge liegende Wettersteinkalk scheint am Kämikopf und Zirbelkopf mit ihm in normalem Verbands zu stehen; freilich ist ihr Kontakt nicht aufgeschlossen.

Außer diesem ersten bemerkt man einen zweiten, südlicheren, der vom Gamsanger unter der Oberwettersteinspitze über den Zirbelkopf (SW-Seite) und die Kämalpe hinzieht und meist aus Raibler Sandsteinen besteht, ferner noch weiter gegen S einen dritten vom Kämitor bis zum Schachentor und schließlich einen vierten in höchster und südlichster Lage an der Frauenalpe unter dem Nordabbruche des Musterstein-Dreiterspitzgrates.

Diese nur teilweise durch eingeschalteten Wettersteinkalk getrennten Züge setzen sich nicht über das Partnachtal nach W fort; dort fehlt es an einigermaßen ähnlichen Parallelerscheinungen.

Die im folgenden vorgeschlagene Deutung dieser Erscheinungen rechnet damit, daß alle Raibler Schichten hier der östlichen Hauptwettersteinscholle angehören (vgl. pag. 43), da Raibler Schichten, wenn wir von den weit abliegenden Mieminger und Vorbergsschollen absehen, allein in ihr aufgefunden wurden.

¹⁾ Vgl. pag. 42.

Die steilen, mit liegenden Schubstreifen versehenen Schubflächen sind von ungleich größerem Erkenntniswerte für die Entstehung des Gebirges als die flach [nördlich oder südlich] fallenden, die einen lokalen Sonderfall¹⁾, bedingt durch den Vorstoß der Leutaschscholle und die größere Höhenlage des südlichen Wettersteinwandgebietes etc., bilden.

Die Richtung dieser langen und schmalen Parallelzüge²⁾ — im O sind es zwei, im W drei bis vier —, die meist durch steile Schubflächen begrenzt werden, ist weiterhin für die Auffassung wichtig³⁾.

Für die nördlicheren ist noch die Richtung der Hohen Kranzbergsscholle maßgebend, im südlichsten herrscht schon die des Wettersteinwandzuges und damit der Leutaschscholle: die mittleren sind allzu stark gestört.

Innerhalb dieser Parallelschöllchen bemerkt man öfters größere und kleinere, offenere und engere Mulden, die um so ausgesprochener werden, je näher sie dem Wettersteinwandzuge liegen (Frauenalpe, Gamsanger).

Daraus wird wahrscheinlich, daß die Leutaschscholle am Nordfuß des Wettersteinwandzuges noch südlich des südlichsten Raibler Schöllchens endet, daß die Südgrenze des ungestörten Verbandes der östlichen Hauptwettersteinscholle erst südlich des nördlichsten Raibler- und Wettersteinkalkzuges beginnt.

Sicher ist, daß die Störungen und die Zahl der Züge von O nach W zunehmen: denn deren Vermehrung beginnt gerade dort, wo die Leutaschscholle mit der Wettersteinspitze in die unmittelbare Nähe der Raibler Zone tritt: wo die Kammzüge (vgl. pag. 46) sich gabeln: wo die sonst aller Orten herrschende OW-Richtung teilweise verlassen wird. Diese Erscheinungen verschwinden in der Höhe des Partnachtales, denn dort erreicht auch mit dem quergestellten Stirnrand der beiden Dreitorspitzen die Leutaschscholle ihr Westende.

Unbeschadet der später folgenden Erwägungen kann ferner hier gefolgert werden, daß die Anordnung der mehrfachen Raibler- und Wettersteinkalkzüge in schmale longitudinal streichende Schollen, deren Randklüfte liegende Schubstreifen zeigen, auf eine gleichfalls longitudinale Bewegungsrichtung hinweist.

Da die Verhältnisse im O (am Ferchensee) und im W (jenseits der Partnach) in der östlichen Wettersteinscholle heute noch einfacher sind als im Schachengebiet, so ist es wohl zulässig, aus dem Mittel zwischen beiden das ungefähre Bild zu rekonstruieren (vgl. pag. 44), daß vor Eintritt der Störungen der jüngeren Schubphase (vor dem Heranrücken der Leutaschscholle) bestanden haben mag.

Im Westen zeigt die Reissche Karte im Gebiete der Bodenlähnemulde zwischen Stuibwald—Stuibenspitz und Partnachsüdordlauf weite Flächen von Raibler Schichten. (Die flächenhafte Verbreitung ist hier eine so große, weil die Neigung des Geländes mit der der Schichtung ziemlich zusammenfällt. Die Schichten dieser S-Flanke der Bodenlähnemulde stehen keineswegs steil.)

¹⁾ Nach Reiss.

²⁾ Parallel ist nicht allzu eng zu fassen, sie ist nur fast parallel.

³⁾ Darum habe ich im Profil 3 und 4 der Profiltafel die unwichtigen Überschiebungen fortgelassen.

Im Osten ist der Muldenkern des Kranzbergs schwach gefaltet, nur der Muldenrand steil aufgerichtet (saigere Raibler¹⁾ etc.). Diese Aufrichtung ist aber möglicherweise eine Folge der Wildsteigkopfüberschiebung, der Stauung vor der nur noch 1·5 km entfernten Leutaschscholle. (Näheres pag. 55/56.)

Für die geringe Intensität der Faltung(en) vor der Schubphase spricht das große Areal des Hauptdolomits im N mit seinen lokalen Sattelungen. Ähnliche zeigt der Wettersteinkalk nicht nur am Würzberggewölbe, sondern auch zwischen Wasserfall und Gamsanger, nahe der Leutaschscholle.

Hieraus folgt, daß im westlichen (Schachen) Gebiete ursprünglich, wenn wir aus den Lagerungsverhältnissen östlich und westlich der Hauptstörungszone ein Bild der vormaligen Verhältnisse machen, wohl eine durch die Gleichsinnigkeit von Böschungs- und Fallwinkel begünstigte weite flächenhafte Ausdehnung der Raibler Schichten vorhanden war; sie mag nur wenig der heutigen — westlich der Partnach — nachgestanden haben. Damit ist eine Erklärung für die heute bei weitgehender Zerstückelung noch so große Verbreitung von Raibler Schichten im Schachengebiet gefunden.

Im östlichen Gebiete ist wohl ursprünglich durchweg eine so schwache Faltung verbreitet gewesen, wie sie heute noch die unberührteren Kernteile und die Raibler im N zeigen. Daß die für dieses Gebiet so charakteristischen Lokalmulden erst durch die Stauungen beim Zusammenstoß von Leutaschscholle und östlicher Hauptwettersteinscholle entstanden, wird dadurch wahrscheinlich, daß sie gerade längs der ersteren angeordnet sind.

G. Die Zwischenscholle.

So bezeichne ich ein rechteckig begrenztes, morphologisch einheitliches Gebiet, dessen westlichster spitzester Winkel am Zugspitzgatterl liegt. Von hier reicht die längere Kathete entlang dem S-Abbruch des Hochwannerzuges bis zur Schüsselkarspitz und bildet mit dem Stirnrand der Leutaschscholle (Dreiterspitzzug) [= die kürzere Kathete] einen nach NW geöffneten annähernd rechten Winkel. Etwa in der Höhe des unteren Karbodens des Oberrheintals (15 bis 1600 m) zieht sich die Hypotenuse zum Zugspitzgatterl.

Das Westende der eigentlichen Leutaschscholle und den Beginn der Zwischenscholle bezeichnet die Umkehr im Einfallen der Trias an der Schüsselkarspitz. Hier hört das vom Söllerpaß an herrschende flache Nordfallen der Öfelekopftrias auf und der Muschelkalksockel verschwindet. Es wird durch ein sehr steiles Einfallen²⁾ abgelöst, mit dem gleichörtlich das beispiellose Auftreten von Muschelkalk in den nach N geöffneten Karen (Oberreintal- und Schüsselkar) des Hochwannerzuges einsetzt.

In dieser Steilheit des Einfallens erkennen wir ein Charakteristikum der hohen Lagen der Zwischenscholle: es erhält sich durch

¹⁾ Die Raibler Schichten im Profil I der Profiltafel sind versehentlich nicht steil genug gezeichnet worden.

²⁾ „Während ... am Öfelekopf und an der Leutascher Dreitorspitz flach nordfallende Muschelkalk- und Wettersteinkalkschichten die hohe Begrenzungswand der jungen Schichten aufbauen, zeigt diese vom Scharnitzjoch an bis gegen den Westabbruch des Wettersteingebirges sehr steile, oft saigere Schichtstellungen. Dieser Übergang zu steilerer Aufrichtung fällt zusammen mit dem Wechsel der Fallrichtung im westlichen Abschnitt der Gehrenspitzen.“ (Ampferer, 4, pag. 543.)

den ganzen Hochwannerzug und endet mit diesem am Zugspitzgatterl, wo diese auf die nur mäßig geneigten Schichten der Plattmulde der westlichen Hauptwettersteinscholle stößt. Der Gegensatz zwischen den intakten, wenig stark (NO) geneigten Wettersteinkalkschichten der Plattmulde und den steilgestellten, stark zertrümmerten der Zwischenscholle ist am „Gatterl“ gut zu beobachten; dort liegen zahlreiche Muschelkalkblöcke, die für einen westlichen Stirnrand in Anspruch genommen werden können.

Gegen S grenzt sie über 7·5 km gegen die Juraneokommulde. Von der WNW-Grenze [und der Liegendbegrenzung] wird unten Näheres gegeben werden.

Diese Scholle ist aus mehreren inhomogenen Stücken zusammengesetzt, deren Gemeinsames es ist, daß sie in der Schubphase von anderen Schollen abgespalten wurden, nunmehr wurzellos sind und von der Leutaschscholle vor sich hergeschoben in ihre heutige Lage gebracht wurden. Die Zerstückelung in ihrem Areal ist die größte, die im Wettersteingebiet beobachtet wurde und übertrifft wohl noch die des im vorigen Kapitel geschilderten Schöllchendreiecks am Schachen, mit dem sie viele Züge und manche Schicksale gemein hat.

Für ihre Entstehung ist vor allem der Ostschub der Leutaschscholle, speziell der des Öfelekopfmassivs¹⁾ wichtig.

Doch ist die Bewegung, die zur Emporfaltung der ihr südlich unmittelbar benachbarten Jurakreidemulde führte, in ihr noch gleichfalls wirksam gewesen.

Der schon auf pag. 55 ff. besprochene Ostschub der Leutaschscholle äußert sich in der Zwischenscholle in zahlreichen Verwerfungsclüften²⁾ mit Rutschstreifen von O nach W.

Diese Verwerfungsclüfte ziehen vielfach in die Trias [in spitzem Winkel zum Streichen des Gipfelzuges] hinein³⁾ und stehen wohl in engstem Zusammenhange mit der durchgehends zu beobachtenden höchst auffälligen Tatsache⁴⁾, daß das Schichtfallen sich mit dem Gipfelzugstreichen in spitzem Winkel schneidet.

Schon innerhalb des Öfelekopfmassivs sind (nach Schlagintweit) solche Clüfte mit Rutschstreifen zu bemerken. Dieser sagt: „Ihre Häufigkeit in dieser Gegend wird verständlich, wenn man sie als Zerrungs-, besser Pressungserscheinungen auffaßt, Folgen der Verbiegung der Schubmasse.“

Sie können nur durch Ostdruck, durch Ostschub hervorgerufen sein und finden durch die von Schlagintweit übersehene⁵⁾ Emporpressung des Muschelkalkes am Sölllerpaß ihre Bestätigung.

¹⁾ Vgl. pag. 51 f.

²⁾ Von denen Ampferer eine der größten, die schön aufgeschlossen ist, in 7, pag. 206, Fig. 2 darstellt. „Jedenfalls“, sagt er dazu, „illustrieren diese Verhältnisse in ausgezeichneter Weise die Mitwirkung von starken ostwestlichen Verschiebungen, für die in der Arbeit von O. Reis so viele wertvolle andere Beweise gegeben wurden.“ (7, pag. 211.)

³⁾ Schlagintweit 9, pag. 324

⁴⁾ Auf die Reis aufmerksam macht.

⁵⁾ Vgl. pag. 47, Anmerkung 1, und pag. 51.

Schlagintweit erwähnt diese Rutschstreifen des Öfelekopfes, um zu beweisen, wie wenig Rutschflächen zu bedeuten haben! Das ist verkehrt; sie sind

In der Zwischenscholle herrscht Wettersteinkalk vor. Muschelkalk und Raibler finden sich nur in sehr kleinen Partien, doch ist ihr Vorkommen für die Gliederung der Scholle ausschlaggebend.

Ihre Unhomogenität ist zweifach: nach der Vertikalen und nach der Horizontalen.

Von O nach W stehen (in der oberen „Etage“, siehe unten) zwei fremdartige Bestandteile sehr verschiedener Größe einander gegenüber: ein östlicher, dessen Südabbruch ausschließlich von Wettersteinkalk gebildet wird und in welchem Muschelkalk nur in den nördlichen Karen austritt, und ein westlicher bis zum Gatterl, in dem am Südabbruche stets Muschelkalk den Wettersteinkalk unterteuft.

Eine tektonische Linie zwischen beiden schneidet den Kamm schräg von SO nach NW, sie zieht von dem östlichsten Muschelkalkvorkommen an der Südseite im westlichen Teil zum westlichen des östlichen Teiles an der Nordseite des Hochwannerzuges. Beide Muschelkalkvorkommen verlaufen hier über eine Strecke von etwa 700 m einander parallel.

Daß von oben nach unten (topographisch) verschiedene Bauglieder unterschieden werden müssen, lehrt schon der Blick auf die südliche Partnach (-Oberlauf) -Talwand [vom Stuiben und vom Aussichtspavillon am Königshaus des Schachen]. Man vergleiche die hier aufgenommene höchst instruktive Photographie (bei Reis, 1, pag. 91).

Ohne weiteres sind trennbar (von oben nach unten):

1. Die schief zum Grat gestellten (schon oben erwähnten), meist steil NW fallenden Schichtkomplexe des Gipfelzuges;

2. darunter — an den nach N vorspringenden Quergraten schön aufgeschlossen — Komplexe mit vorwiegend saigerer Stellung, die gegen N zum Teil mit deutlicher Muldenbildung

3. einen tieferen — in Höhe der unteren Karböden liegenden — Komplex von nahezu horizontaler Lagerung überschieben.

Nur 1 und 2 sind zur Zwischenscholle gerechnet worden, 3 dagegen zur östlichen Hauptwettersteinscholle.

Darauf einzugehen, ob diese Einteilung zweckmäßig ist, lohnt nicht recht, da einmal die Einteilung ja nur die Übersicht erleichtern soll und in manchen Fällen zweifelhaft bleiben muß. Zum anderen kommt der Zwischenscholle nur eine untergeordnete Stellung zu und es wäre möglich gewesen, sie wie das Schöllchendreieck unselbständig zu lassen. Doch läßt sich dessen natürlicher Verband noch nachweisen, was für manche Teile der Zwischenscholle noch nicht gelungen ist.

Eine Lösung, die nur 1 als Zwischenscholle ablöst, 2 und 3 dagegen zur östlichen Hauptwettersteinscholle schlägt, hätte auch manche Vorzüge.

ein wichtiges Symptom für den Nachweis der Richtung der Schübe, wobei natürlich zu prüfen ist, inwieweit nur örtliche Erscheinungen vorliegen oder ob es sich, wie im Wettersteingebirge, um wichtige, allorten gefundene handelt. So findet man sie am Brunnensteineck, an der Schubfläche der Leutaschscholle im Puitental, im Schachengebiet (1, pag. 91), in der Höllentalklamm etc. Dagegen fehlen süd-östliche fast immer.

Schlagintweit kehrt (8, pag. 91, 92) die Sachlage gerade um.

Abgesehen von den Raiblern der Stuibenspitze findet man im oberen Partnachtal nur in 2 und 3 noch Raibler Schichten¹⁾, und zwar in Vorkommen von geringem Umfange.

Sie stehen — nach der Reisschen Karte zu urteilen²⁾ — mit dem jeweils sie unterlagernden Wettersteinkalke in ungestörtem Verbande. Nur an einer Stelle zeichnet Reis nördlich der Raibler Schichten eine Störungslinie ein.

Da, wie oben ausgeführt³⁾, Raibler Schichten aus der Leutascholle nicht bekannt sind, so ergibt sich ohne weiteres für die durch sie charakterisierten Teilstücke eine Herkunft aus Wettersteinscholle, und zwar wahrscheinlich aus der östlichen, wenn auch der Gedanke an die westliche, die sich ja gegen ONO herabsenkt und in der sie sich nach oben einstellen könnten, nicht unmöglich⁴⁾ ist. Viel stärker weisen sie aber auf das Schöllchendreieck im O. Reis hat diesen Beziehungen in seinem Übersichtskärtchen Ausdruck verliehen.

Er nimmt an, „daß die westliche Fortsetzung der Überschiebung am Jägersteig als Längsbewegung durch das obere Partnachtal zieht und am Gatterl in einer diagonalen Verschiebung ausläuft“⁵⁾.

Das ist nicht direkt nachweisbar. Der ihr Streichen fortsetzende westöstliche Lauf der Partnach, durch deren Talsohle Reis diese tektonische Linie legt, entspricht zugleich dem Absinken der Plattmuldenachse, braucht also in keinem ursächlichen Zusammenhange mit der Störung zu stehen.

Die Verbindung der Störungen, die oberhalb des Zundernkopfes nach W in den großen und den kleinen Hundstall streichen, mit denen der Schachenalp und der Frauenalp ist jedenfalls sicherer, zumal die Strecke gering ist, welche durch Schutt und Latschen im Oberrheintal verdeckt ist. Ich möchte hier der von Reis in der Karte angedeuteten Lösung folgen.

Folgende Merkmale sind den Schollengebieten westlich und nördlich der Leutascholle eigentümlich:

1. das Vorkommen von langen, longitudinalgerichteten, dabei sehr schmalen Schöllchen;
2. diese sind:
 - a) (Normalfall) mit steilen Randspalten versehen, welche bisweilen
 - b) (Spezialfall) in flache Überschiebungen übergeben, eine Folge vom S-Druck.

¹⁾ Welche (nach Reis) von Dr. F. W. Pfaff untersucht wurden.

²⁾ Verf. hat diese Plätze nicht besucht. Oft behinderte die Witterung die Untersuchung an Ort und Stelle, wie überhaupt der regenreiche Sommer 1912 das Arbeiten, zumal in größeren Höhenlagen, allznoft nicht zuließ.

³⁾ Vgl. pag. 52.

⁴⁾ Ebenso schwer ist die Frage zu entscheiden, wie weit sich die westliche Hauptwettersteinscholle noch an der Bildung des südlichen Partnachgehanges beteiligt. Vielleicht geschieht dies mit den flacher fallenden Schichten östlich der Angerhütte. Daß die westliche Hauptwettersteinscholle das Liegende zum mindesten der westlichen Partien der Zwischenscholle bildet, steht außer Frage.

⁵⁾ 1, pag. 98.

Im Gegensatz hierzu scheint in seinem Übersichtskärtchen angedeutet zu sein, daß sie durch eine Diagonalverwerfung abgeschnitten wird.

Die Folgen des Ostdruckes können von denen des Süddruckes unterschieden werden; ersterer ist der der westwärts vordringenden Leutaschscholle: er spaltete die schmalen Längsschollen von der östlichen Hauptwettersteinscholle ab und

α) schob¹⁾ sie teils vor sich her (Zwischenscholle),

β) teils drängte er sie in das spitzwinkelige Dreieck²⁾ zusammen, das die Leutaschscholle heute mit den noch unzerstörten Teilen der östlichen Hauptwettersteinscholle bildet (Schollendreieck).

Während, wie wir sahen, die Bauteile der unteren Etagen mit der Schöllchenregion und damit der östlichen Hauptwettersteinscholle in organischem Zusammenhange stehen oder standen, haben wir für die Herkunft der oberen keine Anhaltspunkte. Das allein schon rechtfertigt die Abtrennung der Zwischenscholle.

Diese obersten Bauteile bestehen nur aus Wettersteinkalk, der einen schmalen Muschelkalksockel hat. Sie können nicht von der westlichen Wettersteinscholle stammen, da sie über Teilen der östlichen liegen, die diese überschiebt.

Die Umkehr im Einfallen an der Schüsselkarspitze, die erst durch die Gleichzeitigkeit der Umkehr an dem Westende der Gehrenspitze ihre richtige Beleuchtung erhält, beweist, daß sie, falls sie aus dem Zusammenhange der Leutaschscholle stammen sollten, dort abgerissen und in eine leidende Rolle gebracht wurden. Möglicherweise aber sind sie bereits in einer früheren Schubphase (im ganzen oder zum Teil) durch die Leutaschscholle irgendwo im O von einer vielleicht später überfahrenen Scholle abgerissen und vor sich hergeschoben worden. (Leitersteig- oder Würzburggewölbe?)

Die horizontalen Bewegungen der Zwischenscholle mußten am Gatterl ein Ende finden, als sie auf die große Masse der Plattmulde trafen. Letztere sinkt nach ONO ab, wodurch die geringe Höhenlage des Wettersteinkalkes sowohl der Plattmulde als auch der Zwischenscholle eine Erklärung findet.

Zugleich ist das allmähliche Verjüngen der Zwischenscholle gegen W zur Erklärung der Gatterldepression heranzuziehen.

Letzten Endes ist auch hier die Ausbildung der heutigen, so extremen Verhältnisse mit der erst nach³⁾ dem Ostschub der Zwischenscholle eintretenden lokalen Faltungsbewegung von S⁴⁾ in Verbindung zu bringen.

Der Süddruck, der östlich der Frauenalp und des Dreitorspitzzuges auftritt, ist eine Folge der Raumverengung⁵⁾, die bei dem Ostschube der Mieminger Scholle durch das Zurückbleiben der Vorbergscholle entstand; er legte die Jurakreidemulde zwischen den Issen-

¹⁾ Und bildete damit zunächst die untere Etage der Zwischenscholle. Anfänglich lag wohl die heutige obere transversal neben der unteren und wurde erst zur Zeit der Aufrichtung und engen Faltenlegung der südlich benachbarten Jurakreidemulde auf diese geschoben.

²⁾ Vgl. die Erläuterungen zu dem Übersichtskärtchen auf pag. 49. Die vier heute nebeneinander liegenden Längsschöllchen haben scheinbar durch Verkürzung die Zahlvermehrung erfahren, wofür die Ineinanderschiebung am Kämitor zeugt.

³⁾ Oder ungefähr gleichzeitig, siehe pag. 73—76.

⁴⁾ pag. 71.

⁵⁾ Näheres vgl. pag. 84.

talköpfln und dem Scharnitzjoch in enge Falten und bewirkte (vgl. pag. 64, Anm. 1) die Überschiebungen des Hochwannerzuges.

Reis glaubt, daß diese Überschiebungen bei S-Druck um so leichter eintreten konnten, als ja das Gebirge von N nach S stufenweise ansteigt. Dies mag für den Wettersteinwandzug gelten, keinesfalls aber für den Hochwannerzug von der Scharnitzspitze bis zum Gatterl, denn dieser scheint seine Aufrichtung erst dem Süddrucke zu verdanken.

3. Auffallend ist die so oft wiederkehrende Dreieckform; nicht nur die Zwischenscholle und die Schollenregion sind dreieckig begrenzt, sondern deren Einzelschöllchen haben zumeist diese Gestalt; natürlich ist das kein Zufall, sondern die Folge davon, daß einmal die Achsen von Hauptwetterstein- und Leutaschscholle in einem spitzen Winkel zu einander stehen, daß die Bewegungsrichtung der Leutaschscholle keine rein longitudinale ist, daß die Plattmulde nach ONO absinkt und schließlich daß der S-Druck nach N überschob.

H. Die Vorbergscholle.

Ihre Grenzen.

[Ihre Grenze gegen W hängt von der Frage der Zurechnung des Issentalköpffkomplexes ab, die [vgl. pag. 77 und pag. 82] nicht mit Sicherheit entschieden werden kann.

Rechnet man die Issentalköpfl zur Vorbergscholle hinzu, so liegt deren Westgrenze östlich der quergestellten Juraneokommulde der Ehrwalder Alm, andernfalls östlich des großen Schuttfeldes der Feldernalp.]

In diesem Abschnitte ist stets diese engere Begrenzung unter Vorbergscholle verstanden, die Schicksale des Issentalköpffkomplexes sind an den oben zitierten Stellen besprochen.

Da der Schichtbestand der Vorbergscholle¹⁾ ein anderer ist, als der der Jurakreidemulde²⁾, so kann über die Nordgrenze so wenig ein Zweifel aufkommen, wie über die Südgrenze. Soweit letztere abgeschlossen ist, stoßen NO fallender Wetterstein- und Muschelkalk der Vorbergscholle gegen die nördlichen Raibler oder den Hauptdolomit der Mieminger Scholle ab oder überschieben diese lokal.

Gegen S folgt vielmehr (abgesehen von der hier unwesentlichen Randzone) sofort der weitere Nordschenkel des Mieminger Gewölbes, dem sein Südschenkel unmittelbar, aber nicht ohne daß im Gewölbestrich eine bedeutende tektonische Linie durchzöge, folgt.

Hier liegen also zwei getrennte Einheiten nebeneinander, deren Sekundärstörungen auch nicht durchsetzen. Darum ist die Vereinigung beider zu einer tektonischen Einheit³⁾ nicht ohne weiteres zulässig.

¹⁾ Muschelkalk bis Hauptdolomit.

²⁾ Der längs dieser Abschnitte der Vorbergscholle aus Kössenern bis Neokom besteht.

³⁾ Wie Ampferer es in der Inntaldecke tut. Sicherlich gehörte die Vorbergscholle einst der „Inntaldecke“ an, trennte sich aber in einer relativ frühen Schubphase (vgl. pag. 94) ab und blieb zurück. Ampferer mußte die Nordgrenze

Die Ostgrenze zieht längs der Westgrenze des Gehrenspitzenmassivs mit seinem saigeren oder südfallenden Wettersteinkalk (Leutaschscholle), während die Raibler und der Wettersteinkalk der Vorbergscholle gegen NNO fallen. Ein Zwickel Neokom zwischen beiden Schollen (4, pag. 533, Profil 31) erleichtert die Auffindung der Grenze in den oberen Partien.

Der Bau der Vorbergscholle

ist ein beispiellos klarer, trotz zahlreicher sekundärer (unten besprochener) Störungen, weil diese durchaus regelmäßig sind und eine Rekonstruktion des vormaligen Zustandes zulassen.

Vor der Zerlegung und der Abdrehung der Teilstücke strichen alle Schichten der Vorbergscholle ostwestlich, ausgesprochen longitudinal und fielen gegen N ein.

Zuunterst und gegen S lag ein heute noch teilweise erschlossener Muschelkalksockel, auf diesem Wettersteinkalk, zuoberst und gegen N Raibler und endlich noch bisweilen Hauptdolomit, der jedoch zur Zeit der Schubphasen schon zum größten Teil abgetragen war.

Die Vorbergscholle stellt sich also als ein Nordschenkel eines Gewölbes¹⁾ dar. Diesem folgt gegen S nicht der entsprechende Südschenkel; er ist also isoliert.

Am Südrande der Plattumrahmung des Wettersteingebirges fällt gleichfalls die Trias nach S. Zuunterst und am meisten südlich liegt hier — wie auch in der Zwischenscholle — Muschelkalk unter steilstehendem oder nordfallendem Wettersteinkalk.

Also liegt nördlich parallel zur Vorbergscholle ein dritter Gewölbenordschenkel im Wettersteingebirge, dem wie dem des Vorbergs der Südschenkel fehlt, nur getrennt von ihm durch die Jurakreidemulde.

Diese Parallellagerung von drei Nordschenkeln kann nur die Folge von Ostschub sein, der die Längsschollen eines längsstreichenden Gebirges ungleich weit vorschob und ursprünglich einander nicht benachbarte Schollenteile nebeneinander brachte.

Daß sie keineswegs mit einer Theorie, die Wetterstein- und Miemingergebirge von S über die Jurakreide schiebt, in Einklang zu bringen ist, geht schon aus dem sorgfältigen Studium der Karten von Reis (2) und Ampferer (27) hervor. Wer für diese Fragen Interesse hat, der möge an der Hand der Karten diese großartigen Verhältnisse südlich des Wettersteingebirges aufsuchen, um selbst zu entscheiden.

der „Inntaldecke“ längs des Nordrandes meiner Mieminger Scholle ziehen, südlich der Gehrenspitze [der Leutaschscholle], welche ein ganz entgegengesetztes Einfallen als die Vorbergscholle zeigt, längs der Juraaufschlüsse des ehemaligen Scharnitzer Bleibergwerkes und des Brunnensteineck.

¹⁾ Das bei dem später eintretenden sekundären Südschub mit der Jurakreidemulde gehoben und nach N ein wenig verschoben wurde.

Mit kleinen Mitteln dieses Großzügige verkleinern zu wollen, wie Schlagintweit es unternahm¹⁾, ist ein Versuch der Rettung der Süddecke mit untauglichen Mitteln.

¹⁾ Es ist nicht nötig, in eine Polemik einzugehen. Man möge nur die von beiden Seiten vorgebrachten Gründe nebeneinander stellen und womöglich im Gelede prüfen. Nur soviel sei zur Richtigstellung bemerkt:

Ein Schuppenbau, wie Schlagintweit ihn [innerhalb seiner großen Decke] glaubhaft machen will, besteht südlich der Jurakreidemulde nicht. Hier liegen Vorbergscholle, „nördliche“ und Sattelzone der Mieminger Scholle transversal nebeneinander mit OW streichenden steilen Randspalten. Eine Überlagerung besteht nur — von der hypothetischen Ostüberschiebung der Tajaköpfe und der Sonnspitze über die Lange Lahnstufe (pag. 81), einer Nebenwirkung des Ostschubes, abgesehen — am Südfuße der Vorderen Oberlahnkopfwand. Hier überschiebt lokal die Vorbergscholle (von N) die „nördliche Zone“ der Mieminger Scholle. Diese Erscheinung kann nie für, nur gegen Schuppenbau sprechen, da sie der partiellen Überlagerung der Jurakreidemulde über die Vorbergscholle analog [von N gegen S gerichtet] als eine Rückstauerscheinung bei der sekundären SN-Faltung anzusehen ist oder als Folge des Schubes der Zwischenscholle (pag. 60). Höchstens für einen Rückstau kann auch die Zurückbiegung²⁾ des Hochwannerkopfes (nach S), der Schlagintweit Erklärungswert beimessen will (8, pag. 83, Fig. 1), sprechen, nie aber für eine Umbiegung der Decke nach N über die Jurakreidemulde. Trägt man sich die von Schlagintweit ~~vermeintliche~~ Schichtenverteilung in dessen Fig. 1 ein (etwa gemäß Profil 7 der Profiltafel) und verbindet man dann die Vorbergscholle durch einen kühnen Luftsattel mit dem Wettersteingebirge, wie Schlagintweit es im Sinne hat, so trifft normalliegender Wettersteinkalk auf überkippten Wettersteinkalk. Die Raibler der Vorbergscholle treffen auf den Muschelkalk des Wettersteingebirges!

„Der Unterschied (sc. im Bau der Schlagintweitschen „Fensterränder“ [der Verf.]) ist wohl nicht gar so groß, als er auf der Karte erscheint“ (8, pag. 84). Eines der kleinen Mittel, diesen Unterschied zu verringern, findet Schlagintweit in dem Nachweis, daß Reis in seiner Karte dem Muschelkalk eine zu große Verbreitung am Südfuße des Wettersteingebirges zugewiesen habe (8, pag. 84).

Als ob das für die Gesamtauffassung, für die das Einfallen der Trias maßgebend ist, nicht ganz gleichgültig wäre. Wem es einmal gelungen ist, diese sich klar zu machen, für den kommt es nicht darauf an, ob der Muschelkalk etwas zu breit gezeichnet ist, ein belangloses Versehen, was Reis (1, pag. 113, Nr. 14), wie Schlagintweit hätte nachlesen können, selbst schon vorher richtig gestellt hatte.

An der gleichen Stelle bezweifelt Schlagintweit — ein weiteres kleines Mittel — „ob sich Wettersteinkalk und Raiblerkalk stets mit Sicherheit unterscheiden lassen, wenn man von den Lagerungsverhältnissen absieht.“

Zugegeben, daß ihm die Unterscheidung [subjektive] Schwierigkeiten machen kann. Der aufnehmende Alpengeologe jedoch, der mit der Fazies vertraut ist, ein so feiner Beobachter wie Reis, wird sie stets überwinden.

Seine Verlegenheit diesen [zwingenden] Tatsachen gegenüber gibt er, der sonst so sicher erscheint, zu und bringt allerhand nur unklar angedeutete, einander widersprechende Vorschläge zur Beseitigung der den Südschub ausschließenden Schwierigkeiten. Wer ihn um jeden Preis retten will, der muß die Einzelheiten des Deckenbaues vor der Südüberschiebungsbasis irgendwo fern in S entstanden sein lassen. Selbst dann aber fehlen noch immer alle Beweise für Südschub (Stirnrand, Schubstreifen) und die Aufpressung des basalen Gebirges im Gebiete der Decke wäre noch nicht erklärt. Andererseits müßte man noch immer den Bau innerhalb der Decke doch durch Ostschub erklären und seine Entstehung nur zeitlich vor den Südschub und nach S hin verlegen.

Endlich blieben die Querstellungen der jungen Schichten am Westrande unter dem Stirnrande, die für den Ostschub der Triasmasse so beweisend sind, ungeklärt; denn daß sie, wie Schlagintweit will, auch durch Südschub bewirkt sein könnten, ist unrichtig.

Schlagintweit irrt, wenn er die Verhältnisse im O und im W als zwingend beweiskräftig für Südschub ansieht (pag. 85, 2. Absatz). Besser sind sie —

Die Störungen der Vorbergscholle.

Die Störungslinien streichen [heute] NNO—SSW, NO—SW und ONO—WSW. Die Stärke der Ablenkung des Streichens, das stets zu den Störungslinien senkrecht steht, von der Longitudinalrichtung¹⁾ ist [nicht regellos, sondern] in der einzelnen Berggruppe ungefähr gleichstark und durch Übergänge mit dem der benachbarten Berggruppe verbunden. Man kann Komplexe mit intensiverer Ablenkung (Roßkopf, Vorderer Oberlähnskopf) solchen mit geringerer (Feldalpe, Hinterer Oberlähnskopf) gegenüberstellen.

Ich kann Reis nur zustimmen, wenn er die Abbiegungen der einzelnen Teilschöllchen auf longitudinalen Druck zurückführt (1, pag. 94).

Es scheint, daß wir hier zwei modifizierte Äußerungen des Ostdruckes unterscheiden können, die jedesmal auf die passive, das heißt schon an Ort und Stelle befindliche Vorbergscholle, die keine Eigenbewegung mehr hatte, wirkten.

1. Ostdruck der Leutaschscholle. Diese prallte mit dem Gehrenspitzmassiv auf die Vorbergscholle und zerlegte sie in Bruchschöllchen, deren Brüche N—S senkrecht zur Druckrichtung verliefen.

[Noch nie ist eine Zerlegung dieser Art so gut bekannt geworden. Freilich liegen hier auch die Verhältnisse für eine Kartierung selten günstig. Die reiche transversale Gliederung und die Regelmäßigkeit der sekundären Ablenkung der Teilschöllchen gestatten eine gute Übersicht.]

Für die Zerlegung kann wohl nur das Gehrenspitzmassiv in Betracht kommen, das allein an das Ostende der Vorbergscholle stößt.

Die einzelnen NS-Bruchlinien lassen sich weder in die Jura-kreidemulde noch in die nördliche Zone der Mieminger Scholle hinein verfolgen. Sie sind der Vorbergscholle eigentümlich und bilden zugleich einen Beweis für die Ostbewegung der Leutaschscholle (des Gehrenspitzenmassives).

2. Der Ostschub der Mieminger Scholle. Man kann sich kaum vorstellen, daß der Ostschub der Gehrenspitze auch die Ablenkung der Teilschöllchen hätte bewirken sollen, zumal die Ablenkung in den unmittelbar der Gehrenspitze benachbarten Partien sehr gering ist.

dieser Nachweis zieht sich wie ein roter Faden durch meine Arbeit — durch Ostschub erklärbar. Er sagt: „Unter ihrer meines Erachtens zwingenden Beweiskraft muß eben auch das abweichende Verhalten eines Teiles der Vorberge unter Annahme dieser Schubdecke zu verstehen gesucht werden.“

Mit diesem „muß“, mit dem Verstehenmüssen von Unverständlichem mutet er dem Leser zuviel zu. Nur wer für eine Anschauung voreingenommen ist, wird vor den beiden großen Hindernissen, die sich seiner Auffassung entgegenstellen, nicht zurückschrecken:

1. dem Parallelbau von Mieminger Gebirge, Vorbergen und Wettersteingebirge;
2. dem Mangel eines nördlichen Stirnrandes.

Sie allein reichen zur Ablehnung des Südschubes vollkommen aus, so daß es nicht nötig ist, die vielen anderen widersprechenden Einzelbeobachtungen aufzuführen. Sie würden diese Arbeit übermäßig belasten.

¹⁾ Die Ursprünglichkeit der Längsrichtung vor der Bruchphase ist vorausgesetzt (und noch nie bezweifelt worden).

Dagegen besteht ein örtlicher und wahrscheinlich auch ein ursächlicher Zusammenhang zwischen dem Bau des Nordrandes¹⁾ der Mieminger Scholle und den Stärkegraden der Ablenkungen der Vorbergschollteilchen. Der Nordrand der Mieminger Scholle springt bald nach N vor, bald wieder nach S zurück. Je nördlicher er vordringt, um so größere Höhen nimmt er auch ein. Die Zonen seiner tiefsten südlichsten Lagen entsprechen denen der geringsten Ablenkung in der Vorbergscholle und nehmen den äußersten O und den äußersten W ein (Feldalpe und hinterer Oberlähnskopf), die dazwischenliegende des stärksten Vorstoßes der Zone der stärksten Abdrrehungen in der Vorbergscholle. [Innerhalb dieser mittleren Zone ist die Nordgrenze (nach den schlechten Aufschlüssen zu urteilen) wiederum ungleichmäßig beschaffen und — analog der verschiedenen N-Erstreckung der einzelnen Teile — scheinen auch die Vorbergschöllchen verschieden intensiv abgedreht zu sein.]

Die Komplexe mit stärkster Abdrrehung²⁾ liegen stets etwas nordwestlich der höchsten (nördlichsten) Erhebung der Mieminger Scholle, die Zonen relativer Breite der Jurakreidemulde³⁾ wiederum etwas nordwestlich der Komplexe größter Abdrrehung in der Vorbergscholle.

Daraus ist die Chronologie der Ereignisse abzulesen. Die Mieminger, die an der Vorbergscholle vorbeiglitt, übte zugleich mit ihrem Vorschreiten nach W den (faltenden) Sekundärsüddruck aus. Süddruck und Ostdruck mußten also die einzelnen Teilchen der Vorbergscholle aus der NS-Lage in eine NO—SW-Lage abdrrehen. Da der Nordrand, wie die Randzone beweist, ungleich konfiguriert war, da die Hebung der Vorbergscholle (und der Jurakreidemulde) ihrer Intensität nach ganz von den örtlichen, raumverengenden und darum druckverstärkenden Schollenbreiten abhing, so wurde die wohl anfänglich gradlinige Südgrenze der Vorbergscholle durch ungleiches Nachgeben gegen einen ungleichen Süddruck ungleichförmig. Bei fortschreitendem Ostschube der Mieminger Scholle mußten deren vorspringende Randteile diejenigen der Vorbergscholle, die ihnen nunmehr gegen W benachbart waren und im Wege standen, abdrrehen. Darum liegt die Zone der intensivsten Störung stets westlich des nördlichsten Mieminger Vorstoßes. Die benachbarten Teilschöllchen der Vorbergscholle folgten automatisch nach, doch wurde die Intensität der Abdrrehung von Schöllchen zu Schöllchen geringer. Im O, wo die weit nach S reichende Gehrenspitzenmasse schützte, und im W, wo die nördliche Zone der Mieminger Scholle sich verjüngte (wenn nicht auskeilte), war die Abdrrehung am geringsten.

Wenn der Ostschub des Gehrenspitzenmassivs die Abdrrehung bewirkt hätte, so müßte sie im Gebiete der Feldernalpe am stärksten sein (Reibung am Stirrband); hier ist sie aber am schwächsten. In den Issentalköpfen fehlt eine analoge Erscheinung überhaupt oder sie ist durch die nachfolgenden Ereignisse völlig verwischt worden.

¹⁾ Vgl. pag. 79 ff.

²⁾ Plattert, Vorderer Oberlähnskopf, Predigtstein, Roßberg.

³⁾ Vgl. pag. 70 ff.

Wer mit einem Ostschub der Triasmassen rechnet, der kann Fragen, welche die Anhänger der großen Südschubdecke in Verlegenheit setzen, leicht beantworten. Warum fehlt der Mieminger Scholle jenseits des Mariabergjoches der nördliche Gewölbeschenkel, warum der Vorbergscholle der entsprechende südliche? Aus welchem Verbandsstamme die Vorbergscholle?

Die Antwort lautet: Die Vorbergscholle ist der westlich des Mariabergjoches fehlende Gewölbeschenkel, transversal neben dem einst [in einer vergangenen Schubphase] der heute um 16 km nach W vorbeigeschobene Südschenkel lag. Warum blieb die Vorbergscholle zurück? Weil die westlich von ihr gelegene westliche Wettersteinscholle ihr den Durchzug nach W verwehrte, sei es direkt sei es indirekt durch Auffaltung der Jurakreidemuße westlich der Vorbergscholle im engeren Sinne.

I. Die Jurakreidemuße.

Die Vorbergscholle, die für die Erkenntnis der Jurakreidemußenschicksale so wichtig ist, ist auf pag. 65 ff., das Puitentalneokom auf pag. 50 u. 56 besprochen.

Die Jurakreidemuße hängt im W mit dem „Vorland“, der Region der vor dem Stirnrand der Hauptwettersteinscholle quergestellten Schichten und der offenen Bichelbacher Muße zusammen. Ihre Westgrenze zieht man am besten dort, wo sie aus der unmittelbaren Nachbarschaft der Triasmassive heraustritt, also längs der Linie Wettersteinwestabbruch—Westabbruch der Sonnspitze im Mieminger Gebirge.

Gegen N grenzt sie bis zum Zugspitzgatterl an die westliche Hauptwettersteinscholle, von da bis zur Einfallensumkehr an der Schlüsselkarspitze an die Zwischenscholle.

Im O verschwindet sie unter der Leutaschscholle.

Im S grenzt sie (von der Einfallensumkehr im O bis zu den Issen-talköpfen im W) an die Vorbergscholle.

Weiter nach W hin — mit dem Zurücktreten der letzteren — legt sie sich an die Mieminger Scholle, der sie schon vorher im „Loch“ der Feldernalpe nahe kam.

Die Gründe für ihre grundsätzliche Abtrennung von der Vorbergscholle, mit der sie Reis noch verbindet, sind auf pag. 22 und 23 dargelegt und werden im folgenden bestätigt.

Die Jurakreidemuße ist hauptsächlich aus Jura- und Neokomgesteinen gebildet. Im O im Puitental besteht sie entsprechend der geringen Auffaltung nur aus Neokomschichten. (Die Juravorkommen sind wohl an der Basis der Schubmasse mitgeschleppte Schubfetzen).¹⁾

Vom Karlsjoch nach W treten oberer Jura und Lias hinzu und nehmen beträchtliche Areale ein. Kössener Schichten spielen erst von der Feldernalpe ab gegen W eine Rolle. Ob und von wo an Hauptdolomit noch zu unserer Muße gestellt werden muß, ist kaum zu entscheiden und für unsere Zwecke von geringem Belang.

¹⁾ Vgl. pag 55, Anm. 1.

Die eruptiven Ehrwaldite wurden nach Re is, was ich bestätigen kann, bisher stets in den unteren Lagen der oberjurassischen Hornsteine gefunden.

Wir können in der Jurakreidemulde verschiedene Stadien der Intensität der Faltung unterscheiden. Das der geringsten entspricht der (präenomanen?) primären Faltung, die der Schubphase voranging. Vgl. pag. 6 ff.

Die der höheren Faltung dagegen sind keine allgemeinen Erscheinungen, sondern rein lokale, die lokal erklärt werden müssen: und zwar aus dem Verhalten der Schubmassen während der Schubphasen, deren Vorgänge sie widerspiegeln.

1. Stadium der Erhaltung des Zustandes vor der Schubphase (östlich vom Karlsjoch) im Bereiche der Leutaschscholle.

Recht flache Lagerung mit leichten O—W streichenden Falten; diese blieb erhalten, da die Überschiebung der Triasdecke in der Richtung der Faltenachse erfolgte und darum die Intensität der Faltung nicht vermehren konnte. Unter dem Druck der lastenden Triasdecke ist eine Quälung der Oberfläche des Neokoms eingetreten.

2. Stadium der mittleren Verstärkung der Faltung (zwischen Ehrwald im W und der Ehrwalder Alm im O): im N im Bereiche der westlichen Hauptwettersteinscholle, im S im Bereiche der Mieminger Scholle.

Mittellenge, W—O streichende Falten, die auf erneuten N- oder S-Druck schließen lassen.

Auffallende Längsstörungen, fast mit den Faltenachsen gleichlaufend. (Blätter.)

Quälung fehlt, da nie eine Decke über den jungen Schichten lag.

3. Stadium der höchsten Verstärkung der Faltung (zwischen der Ehrwalder Alm im W und dem Karlsjoch im O): im N im Bereiche der westlichen Hauptwetterstein- und der Zwischenscholle, im S im Bereiche des Issentalköpfkomplexes und der Vorbergscholle.

Sehr enge, oft saigere Falten, die auf einen höchsten Sekundärdruck von S oder N schließen lassen. Teilweise Überlagerung der südlich anschließenden Trias.

Quälung fehlt (s. oben).

1. Unterstadium im O. Mittlere Breite der jungen Schichten (zwischen Karlsjoch und Mitterjöchl).

Verhältnismäßig einfachere Sekundärfaltung.

2. Unterstadium im Zentrum. Größte Breite (zwischen Mitter- und Feldernjöchl).

Weitere Vermehrung der Faltenelemente durch Ostschub.

Höchste Erhebung des Neokoms, Überragen auch der nördlichen Trias.

Aufbruch von Eruptivgesteinen¹⁾.

3. Unterstadium im W. Geringste Breite (vom Feldernjöchl bis östlich der Ehrwalder Alm).

Sehr enge Sekundärfalten;

ferner:

a) Einpressung von Muldentteilen nach S zwischen Vorbergsscholle und Nordrand der Mieminger Scholle.

b) Fast vollendete Querstellung¹⁾ von Muldentteilen vor dem Stirnrand des Issentalköpfkomplexes.

Im Puitentalfenster ist uns das Jurakreidegebirge im Stadium der geringsten Faltung wieder erschlossen worden. Dieses kann nur den Zustand vor der Schubphase widerspiegeln: den Zustand nach der primären Faltung, die der Schubphase vorausgegangen zu sein scheint. (Vgl. pag. 6 u. 56.)

Immerhin sind die Aufschlüsse im Puitental nicht gut [und vor allem nicht breit] genug, um uns ein klares Bild von der Intensität der primären Faltung zu geben; wir können nicht entscheiden, ob der in der Bichelbacher Mulde (im W unseres Gebietes) erhaltene Faltungszustand dem des Puitalfensters und damit der primären Faltung entspricht. Es scheint fast, als ob er dort schon etwas durch Sekundärfaltung kompliziert wäre; doch ist eine Gewißheit hierüber kaum zu erlangen, für unsere Zwecke hat diese Frage nur untergeordnete Bedeutung.

Denn vom Karlsjoch im W bis zum Westende des Wettersteingebirges und längs des Teiles der Mieminger Scholle, in dem beide Gewölbeschenkel nebeneinander liegen [östlich vom Mariabergjoch], ist die Faltung erheblich stärker, sowohl als im Puitental, als auch im Gebiet der Bichelbacher Mulde.

Diese Verstärkung der Faltung steht sicher im ursächlichen und im örtlichen Zusammenhange mit der Breite der Mieminger Scholle und der zwischen dieser und der Jurakreidemulde liegenden Schollen.

Sie fehlt östlich der **Hauptnordsüdlinie** — Westrand der Leutaschscholle bis Innknie — und westlich der NS-Linie — Westrand des Wettersteingebirges bis Mariabergjoch: — ist also als Lokalerscheinung die Folge einer Sekundärfaltung, die, wie wir später sehen werden, von S erfolgt ist.

Westlich der Hauptnordsüdlinie entspricht:

die Faltung mittlerer Intensität der mittleren Breite der Mieminger Scholle mit zwei Gewölbeschenkeln (Süd- und Nordschenkel); die Faltung höchster Intensität der größten Breite der Mieminger Scholle mit zwei Gewölbeschenkeln (Süd- und Nordschenkel) und der Breite der zwischen Mieminger Scholle und Jurakreide liegenden Vorberge.

¹⁾ Ähnlich intensive, auf Abscherung durch Schub zurückführbare Störungen kennzeichnen die jungen Schichten unter dem westlichen Stirnrand der westlichen Wettersteinscholle. Querstellung der vorher longitudinalen Mulde. An der Umbruchstelle im Lähngrabenbach Aufdringen von Eruptivgesteinen. (Vgl. 1, pag. 96; 97.

Westlich der zweiten Nordsüdlinie (s. oben) entspricht: die geringe Faltung der Bichelbacher Mulde der geringen Breite der Mieminger Scholle, die vom Mariabergjoch an nur noch aus dem Südschenkel besteht.

Es sind also Beziehungen zwischen der Breite der Mieminger Scholle und der Intensität der Faltung mit Sicherheit konstaterbar. Mit anderen Worten je breiter diese ist, desto enger ist jene aufgefaltet. Die Sekundärfaltung ist eine Folge der von W nach O fortschreitenden Raumverengung durch die Mieminger Scholle. Diese, scheint es also, hat bei östlicher Bewegung nach S nicht ausweichen können. (Die östliche Bewegung der Mieminger Scholle ist in pag. 84 im Zusammenhange besprochen.)

Sie mußte nach N ausweichen und die dort liegende, seit der primären Faltung nur leicht ostwestlich gemuldete Jurakreidescholle stärker falten. Je breiter die Mieminger Scholle war, je stärker raumverengend die zwischen ihr und der Jurakreidemulde liegenden Vorberge wirkten, desto intensiver wirkte auch diese Sekundär-S-Faltung.

Sie trat wahrscheinlich weder einheitlich ein — das heißt nicht gleichzeitig längs ihrer ganzen späteren Erstreckung, sondern zuerst im mittleren W und später im O —, noch blieb ihre Intensität gleich. Diese steigerte sich allmählich, war lokal bald stärker und bald schwächer, indem sie von der jeweiligen Breite der ostwärts geschobenen Schubmasse (Mieminger Scholle) und der Breite der passiv wirkenden, raumverengenden Masse, die schon die Eigenbewegung verloren hatte, abhing.

Die Wirkung der Sekundärfaltung hing dabei zum Teil von Beschaffenheit des hinter (n.) der Jurakreidemulde gelegenen vorwiegend aus Wettersteinkalk gebildeten Geländes ab. Sie mußte am größten sein [und die Jurakreidemulde auf das kleinste Gebiet zusammendrücken], wo der Widerstand am stärksten war.

Dieses bestand vom W bis zum Gatterl aus der verhältnismäßig weit nach S (SW) vorgeschobenen westlichen Hauptwettersteinscholle: der aufgebogenen Umrandung der Plattmulde. Daß eine solche Masse einem Sekundärdrucke kaum nachgeben konnte, ist einleuchtend; dementsprechend ist die Jurakreidemulde aufs schmalste dort zusammengedrängt, wo die Vorberge — bis zu den Issentalköpfen noch mit der westlichen Hauptwettersteinmulde parallel laufend — raumverengend wirkten. Westlich der Issentalköpfe öffnen sich die nördlichen und südlichen Triasmassen trompetenförmig, geradeso wie die Mulden des jungen Gebirges zwischen ihnen.

Östlich der Gatterlköpfe dagegen, mit denen die westliche Hauptwettersteinmulde ihren Vorstoß nach SW abschließt, verbreitet sich die Jurakreidemulde wieder.

Zugleich aber springt ihr N-Rand mit einer auffälligen Stufe nach N vor. Das beweist, daß der sekundäre S-Druck im Wettersteinkalk des Plattmuldengebietes sich nicht geltend machen konnte, wohl aber westlich davon. Möglich (aber unentscheidbar) ist es, ob die westliche Hauptwettersteinscholle bei ihrem Vorstoß gegen WSW schon mit einer Faltung begonnen hatte (ONO-Faltung); höchstwahrscheinlich aber, daß die Sekundärfaltung von S zuerst längs der westlichen Haupt-

wettersteinscholle begann. Denn das Areal der Jurakreidemulde wurde zum erstenmal durch sie (von N her) eingeengt, zu einer Zeit, wo im weiteren O die Zwischenscholle sich noch nicht zwischen Jurakreidemulde und die nach NNO zurückweichenden Hauptwettersteinschollen eingeschoben hatte.

Wir müssen also mit dem Beginn der Sekundär-S-Faltung im W rechnen, und zwar konnte sie schon unmittelbar vor und mit dem Zurückbleiben der Vorbergscholle (der Folge des WSW-Vorstoßes der westlichen Hauptwettersteinscholle) eintreten.

[Östlich davon begann die Sekundärfaltung erst später, und zwar wohl vom Ostende her. Näheres s. unten.]

Die größere transversale Breite des Jurakreidegebirges westlich der Gatterlköpfe ist einmal als die Folge der geringeren Widerstandskraft der Zwischenscholle, die nördlich dieses Abschnitts liegt, anzusehen. Letztere ist aus heterogenen Elementen erbaut und mußte einen Teil des S-Druckes in sich aufnehmen. Dieser hat die nordgerichteten Überschiebungen der einzelnen Stockwerke (die an seinem N-Abfall zu sehen sind, vgl. pag. 62) verursacht, vielleicht auch — indirekt — die Steilstellung des Gipfelzuges.

Ferner mag die Auffaltung im O schon begonnen haben, bevor die Zwischenscholle in ihre heutige Lage von O her vollends geschoben war.

Während dieses Schubes mußte die Zwischenscholle direkt und indirekt auf die Faltung beeinflussend wirken. [Bezüglich dieses Einflusses, der im Gebiete des Hohen Kammes natürlich besonders stark wurde, vgl. unten. Die endgültige Gestaltung der Zwischenscholle wurde anderseits durch die Auffaltung der Jurakreideschichten und durch den Süddruck gleichfalls beeinflusst.]

In dem zwischen den Gatterlköpfen und dem Karlsjoch liegenden Abschnitte der Jurakreidemulde wechselt die transversale Breite nicht unerheblich. Die Nordgrenze verläuft im allgemeinen gradlinig, von O bis jenseits des Hochwanners ostwestlich, von da bis zum Gatterl knickt sie gegen WNW ab; die Südgrenze ist höchst wechselreich und folgt den [pag. 68 beschriebenen] Abdrrehungen der Vorbergschollenteile. Den Komplexen größerer Abdrrehung entspricht eine breitere, denen geringerer Abdrrehung eine mindere Breite der Jurakreidemulde, und zwar folgt die größte Süderstreckung der Mulde gegen O dem Höhepunkt der Abdrrehung nach.

In der Jurakreidemulde scheint sogar die durch die Abdrrehung geschaffene bald größere, bald geringere Breite in einem lokalen Engeroder Weiterwerden der Falten längs der einzelnen Komplexe sich widerzuspiegeln. Dies beweist, daß die Faltung nach der Abdrrehung noch weiter fortschritt.

Auch die Elemente des Baues des Jurakreidegebirges bleiben nicht immer in diesem Abschnitte die gleichen. Eine sehr breite Neokommulde im N und ein Sattel mit Lias im Kern im S sind jedoch stets vorhanden.

An diesen Sattel schließt sich noch eine Mulde an, deren Reste zumeist jedoch (Neokomtrümmer am N-Rande der Vorbergscholle) undeutlich sind; nur im äußersten O (im Gebiete der Wangalpe) ist sie annähernd normal ausgebildet. Von dort nach W hin gewinnt der Lias

sattel entsprechend dem fast völligen Auskeilen der südlichen Mulde an Breite (zwischen Hinterreintalschrofen und Schönberg).

Die Verhältnisse um den Hohen Kamm.

In Höhe des Hochwannerzuges ändert sich das Bild; der Muldenbau wird durch längs der Achsen streichende Longitudinaldislokationslinien, die jetzt auftreten, gestört. Es scheint, als ob sich zwischen den Liassattelzug (der zum „südlichen“ wird) und die nördliche Neokommulde ein neues tektonisches Element, das gegen N und S von Störungen begrenzt ist (Reissche Karte), einschöbe.

Dieses scheint aus zwei sehr engen Sätteln zu bestehen, die eine sehr enge Mulde einschließen; letztere enthält fast nur oberen Jura mit wenig Neokom (im W) im Kern; ihre transversale Breite ist sehr gering. In beiden einander parallelliegenden Sattelgebieten haben Aufbrüche von Eruptivgesteinen stattgefunden, und zwar kam es nicht zu Deckenergüssen; sondern es scheint, als ob die Ehrwaldite in sehr engen Schloten¹⁾, jedesmal an den unteren Hornsteinen empordrang.

Im äußersten W dieses Abschnittes, unmittelbar vor der größten Verengung der Mulde am Felderjöchel ist diese Gliederung am reichsten.

Intensive Faltung und transversale Schichtenverdopplungen durch Ostschub haben das bewirkt.

Diese abnormen Verhältnisse werden durch das Auftauchen der oberen Juraschichten am Mitterjöchel — in der nördlichen Neokommulde — ja schon durch eine kleine Adventivsattelung unter dem Hinterreintalschrofen gewissermaßen vorbereitet und lassen Längsstörungen in der nichtgegliederten Neokommulde vermuten.

Die wechselnde Enge der Falten kann auf die wechselnde Intensität des Druckes bei gleichem Ausdehnungsraum und gleicher Widerstandskraft des Widerlagers zurückgeführt werden.

Warum war nun die Wirkung, die Faltungsintensität im Gebiete des Hohen Kammes am größten, wo das Widerlager zweifellos am schwächsten²⁾ war?

Der Grund liegt in der Wirkung des Ostschubes, den die Zwischenscholle ausübte. Wir sahen oben, daß sie während der Sekundärfaltung nach W geschoben wurde und westlich des Hochwanners nach NW abgedrängt wurde. Der Hochwannerzug mußte also Ostdruck ausüben, einen Ostdruck übte ferner direkt die Leutaschscholle aus.

Da die westliche Hauptwettersteinscholle mit ihrem SW—NO streichenden Rande (Gatterlköpfe—Gatterl) und die Vorbergscholle ein Ausweichen nach W nicht erlaubten, so wurden die jungen Schichten

¹⁾ Gelegentlich der pag. 38, Anm. 1 schon erwähnten Exkursion wurden noch einige neue Vorkommen an den zerrissenen Graten des Südabfalls des Hohen Kammes entdeckt. Das Material, welches in der Münchener Staatssammlung liegt, ist gleichfalls stark zersetzt.

²⁾ Denn die Zwischenscholle nimmt von O nach W nicht nur an Höhe, sondern auch an Breite ab; im Gebiete des Hohen Kammes stehen ihre Triasschichten durchweg saiger.

hier gestaut und es kam zu jenen Mulden- und Sättelverdoppelungen, die wir oben geschildert haben.

Dadurch wurde aber eine neue Raumverengung geschaffen, die sich in der Erhöhung der Wirkung des Süddruckes bemerkbar machte, in einer Hochpressung des Hohen Kammes, in der Überwältigung der nördlichen Trias.

Die Intensität der Faltung hatte schon vorher ein festes Gerippe in der Jurakreidemulde geschaffen, welches eine Querstellung der zwischen Triasmauern eingeschlossenen jungen Schichten — analog den Barren an den westlichen Stirnrändern — nicht mehr zuließ, sondern nur noch Steigerungen der Wirkung in den ein- für allemal vorgezeichneten Bahnen: OW streichende Falten und Längsverschiebungen. Jede mehr oder weniger gleich gerichtete Kraft mußte sich nach diesen Richtungen bewegen und summierend wirken.

Da Ostschub und S-Faltung gleichzeitig wirkten, so ist der Nachweis des Wirkungsanteils eines jeden Druckes kaum möglich.

Der Zusammenhang zwischen dem Ostschub der Zwischenscholle und den Längsverschiebungen südlich des Hohen Kammes ist nachzuweisen: die Abbiegung der ersteren nach WNW nämlich beginnt gleichörtlich mit den Faltenverdoppelungen westlich der Linie Hochwanner—Mitterjöchl.

Die Verhältnisse östlich des Feldernjöchls.

Hier beschränkt der Widerstand der nördlich vorgelagerten Plattumrandung die Jurakreidemulde auf ihre kleinste transversale Breite längs des verengenden Issentalköpfelkomplexes. Westlich derselben werden die Mulden wieder weiter; doch steht die Grenze zwischen Trias und Neokom längs des ganzen Wettersteingebirgsrandes steil. (Vgl. Textabbildung 4.)

Leider sind sehr große Areale mit Schutt bedeckt, so daß manche wichtige Frage unentschieden bleiben muß.

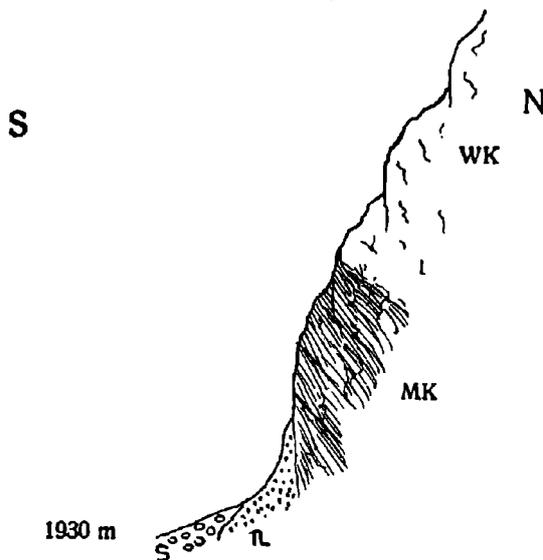
Die Enge der Faltung ist die Folge des Süddruckes. Die transversale Schichtenwiederholung in der Trias, die Querstellung der jungen Schichten westlich der Trias [der Issentalköpfel] und die Longitudinalverschiebungen der — westlich der Ehrwalder Alm offener werdenden — Kreidejuramulden sind Folgen des Ostschubes.

Die beiden letzteren Phänomene scheinen nicht von noch jüngeren Störungen abgeschnitten worden zu sein, wohl aber das erstere. Da wir hier mit zwei Ostschubphasen zu rechnen haben [erstens der Phase, die die Vorbergscholle, respektive die nördliche Randzone der Mieminger an Ort und Stelle brachte, zweitens der Phase, in der die Leutaschscholle an die Vorbergscholle stieß, ihr den Schub mitteilte (respektive in der die Vorbergscholle wiederum dem Issentalköpfelkomplex diesen zweiten Ostschub mitteilte)], so könnte es sein, daß die Schichtwiederholungen schon in einer früheren Ostschubphase bewirkt wurden und vollendet waren, als mit dem zweiten Ostschub der Leutaschscholle die schon vorhandenen mittleren Mulden einmal aufgeschürft und quergestellt, ein andermal längsverschoben wurden.

Wie sind die jungen Schichten (nahe der Feldernalphütte 1512 *m*) in jene so weit südliche Lage zwischen die Vorbergscholle und die Mieminger Scholle geraten?

Es liegt kein Anlaß vor, diesen Vorgang mit Hilfe einer „Diagonalverwerfung“ zu erklären; sondern die S-Faltung, welche die Vorbergscholle (zugleich) zum Teil heben mußte, und der Ostschub durch die Leutaschscholle reichen theoretisch zur Vorstellung der hier einst

Textabbildung 4.



Neokomaufschluß am S-Fuße der Wettersteinspitzen (P. 2750 *m*).

Zeichenerklärung:

Mk = Muschelkalk. — *Wk* = Wettersteinkalk. — *N* = Neokom. — *S* = Schutt.

Das gleiche Bild bietet sich an allen Aufschlüssen des Wettersteinschubmassensockels zwischen den Holzerwiesen im W und dem Goasel im O.

tätigen Vorgänge aus, ganz gleich, welcher der beiden (pag. 81 f. erwogenen) Möglichkeiten man den Vorzug gibt.

Wer die Issentalköpfe zur Vorbergscholle rechnet, muß annehmen, daß der Süddruck ein Zerreißen der Vorbergscholle herbeiführte. Während längs der westlichen Wettersteinscholle die jungen Schichten nicht gegen N ausweichen konnten, also die ihnen benachbarten Teile der Vorbergscholle auch nicht nach N vorgeschoben wurden, so wich — im O des Feldernjochs — die Jurakreidemulde um einige 100 *m* gegen N aus¹⁾ und der östliche Teil der Vorbergscholle mußte nachfolgen. In die entstehende Lücke konnten die Jurakreideschichten eindringen und sich mit den Trümmern der Trias an der Reißlinie mengen. Der Ost-

¹⁾ Vgl. pag. 73 u. 74.

schub der Leutaschscholle schob später die nunmehr etwas nördlicher liegende Vorbergscholle an den jungen Schichten (östlich der Feldalpkütte) teilweise vorbei.

Stellt man aber die Issentalköpfe zur nördlichen Randzone der Mieminger Scholle und läßt man die Vorbergscholle in Höhe des Feldernjöchls enden, so muß man mit dem Vorbeigleiten der ersteren längs der in Hebung und im Vordringen gegen N begriffenen Vorbergscholle rechnen.

So entstand wohl ein Dreieck zwischen Wettersteingebirge im N, Vorbergscholle im O und Mieminger Scholle im SW, in dem die jungen Schichten sich befanden, in das beim Ostschub der Leutaschscholle die Vorbergscholle hereingepreßt wurde.

Es bedarf wohl keiner näheren Ausführungen, daß so hypothetische Vorstellungen nicht zur Entscheidung der Zurechnungsfrage beitragen dürfen.

Die Querstellung der jungen Schichten unter dem Westabbruch des Wettersteingebirges

kann nie, wie Schlagintweit meint, durch Südschub, sondern nur durch abschürfenden Ostschub herbeigeführt sein. Die Juraschichten südwestlich des Ehrwalder Köpfls liegen genau im Streichen der nach N abgebogenen Mulde und sind — wie diese — als vor der Schubmasse hergeschobene Teile des Untergrundes anzusehen. Unbegreiflicher Weise läßt Reis, der sonst den Ostschub uns ja als erster gezeigt hat, diese Juraschichten das Ehrwalder Köpfl von S her „überschieben“, als ein letztes Stadium einer Art Stirnrand„verkeilung“ (1, pag. 95).

Da die jungen Schichten keinen aktiven Schub hatten, so müßte also eine aktiv schiebende Masse einst von S her diese Jurakreideschichten auf das Ehrwalder Köpfl geschoben haben. Eine solche gab es aber nie; es ist unendlich viel einfacher, diese Juraschichten mit der quergestellten Mulde gemeinsam abgeschert und gemeinsam von der Wettersteinscholle [von O her] geschoben sein zu lassen.

Wann fand der Erguß der Ehrwaldite statt?¹⁾ Jedesmal finden wir sie an Stellen höchster Intensität der Faltenbildung, einmal südlich des Hohen Kammes, zum anderen am Lahngrabenbach: dort, wo die Jurakreidemulde aus ostwestlicher in die Südnordrichtung umbiegt [oder besser umbricht. Denn es scheinen, nach den Aufschlüssen des neuen Jagdweges, an der Umbruchstelle stärkere Störungen durchzustreichen, als das die Reissche Karte andeutet.]

Wenn nun die Ehrwalditaufbrüche auf die Stellen höchster Störung beschränkt sind, so liegt der Schluß sehr nahe, sie als eine Folge dieser intensiven Faltung²⁾ anzusehen, wogegen keine Beobachtungen sprechen.

¹⁾ Vgl. pag. 75.

²⁾ Sekundärfaltung, bzw. Sekundärumbiegung.

Reis dagegen läßt sie nach einer „ersten nicht geringen Zusammenfaltung“ aufsteigen, aber vor der Muldenabbiegung nach N, vor der letzten „Aufpressung“. Leider gibt er keine Gründe für diese Annahme an.

K. Die Mieminger Scholle.

Sie deckt sich mit den Grenzen ¹⁾ von Ampferers Inntaldecke bis auf den Nordrand, den ich südlicher verlaufen lasse, da ich Vorberg- und Leutaschscholle für selbständig halte.

Die Westgrenze zieht — soweit sie nicht aus dem Gebiete herausfällt — am Westfuße der Wettersteinkalkmassen der Sonnspez und des Schachtkopfes entlang.

In unserem Gebiete lassen sich zwei recht verschieden ausgebildete Abschnitte in der Mieminger Scholle unterscheiden: ein östlicher, mit vorwiegend junger und ein westlicher mit vorwiegend älterer Trias, dies- und jenseits der Hauptsüdnordlinie ²⁾ Innknie—Buchen—Wackerle in der Plaik—Westende der Gehrenspitze, der schmalsten Einschnürung unserer Scholle.

Im äußersten W, noch jenseits des Fernpasses liegt das Heiterwandgebiet, das uns jetzt nicht angeht. Anschließend folgt das Mieminger Gewölbe. Dies zerfällt (nach Ampferer) in zwei Abschnitte: einen östlichen bis zum Mariabergjoch, in dem nur der Südschenkel des Gewölbes erhalten ist, und einen westlichen von dort bis Buchen, mit beiden Gewölbeschenkeln.

Der Sattel ist im First geborsten und bald überschleibt der nördliche Schenkel den südlichen, bald der südliche den nördlichen (Süd-Norddruck!).

[Nach S folgt eine Mulde mit Hauptdolomit im Kern und alter Trias an den aufgebogenen südlichen Rändern.]

Im Mieminger Gebirge selbst überwiegen Wetterstein- und Muschelkalk, die die hohen Lagen bilden. Auch gegen N stellen sich immer jüngere Schichten im Nordschenkel ein (Gaistal), in W nur Raibler Schichten, in O Raibler und Hauptdolomit; doch sind die ursprünglichen Verbände stark gestört.

Jenseits der oben erwähnten Nord-Südlinie des Innknies findet man zunächst nur noch Hauptdolomit. Es folgt die Seefelder Hochfläche, die [bei starker (Glazial-) Erosion] nur verhältnismäßig geringe Meereshöhe mehr aufweist, auf sie das Seefelder Gebirge mit beträchtlichen Erhebungen [auf gleichfalls nur aus Hauptdolomit bestehend]. Seinen Faltenwurf konnte Ampferer nicht nur bis ins Karwendelgebirge hinein verfolgen, sondern er glaubte auch die Identität des Mieminger Zuges mit dem vordersten der Seefelder Gebiete zu erkennen und sah hierin einen Beweis für den natürlichen Zusammenhang aller dieser Gebiete [und die Scholleneinheit der Mieminger Scholle].

¹⁾ Soweit sie in unser Gebiet fallen.

²⁾ Vgl. pag. 72 u. 85.

Auf pag. 40 sahen wir, daß noch Teile des Wettersteinkalkes der Arnspitzengruppe und Raibler Schichten zur Mieminger Scholle zu stellen sind, die ja — jenseits der Isar-Nord-Südlauflverlängerung gegen S — wieder viel alte Trias zutage gehen läßt.

Solange die Mieminger Scholle an die Leutaschscholle grenzt, ist ihre steilstehende Nordgrenze fast gradlinig und ganz regelmäßig (vgl. pag. 53). (Nur wurde sie durch den Sprung bei Ahren, der von einer Horizontalbewegung begleitet ist, ein wenig nachträglich verschoben [vgl. pag. 42 u. 51]).

Vom Hohen Sattel bis zum Westende der Leutaschscholle (aus Wettersteinkalk) bilden Hauptdolomitschichten die Nordgrenze der Mieminger Scholle.

Sobald diese an die Vorbergscholle stößt, wird die Grenze unregelmäßig, gleichörtlich (d. h. etwa von der Verlängerung der Westbegrenzung der Leutaschscholle gegen S nach W an) mit der Aufwölbung des eigentlichen Mieminger Gebirgssattels, der in so auffallendem Gegensatze zum Hauptdolomit der Seefelder Gebirge und zur Seefelder Hochfläche steht. Mit anderen Worten ausgedrückt: Solange die Mieminger Scholle über Tag nur Hauptdolomitschichten zeigt und damit einen geringeren Grad von Auffaltung und Abtragung, ist ihre Nordgrenze gradlinig.

Jenseits der Iunknienordsüdlinie, mit dem Eintritt in die Region der Vorberg- und der Zwischenscholle [in die Region der intensiven Auffaltung der Jurakreidemulde] wird die Nordgrenze — gleichzeitig mit dem Aufbrechen des Mieminger Sattels — unregelmäßig; sie springt bald nach N vor, bald gegen S zurück.

Zugleich sind Längsstörungen und Querstörungen im Bau des nördlichen Gewölbeschenkels zu beobachten. Die ersteren scheinen die primären zu sein und sind wohl auf Widerstände gegen die Ostbewegung der Mieminger Scholle zurückzuführen. Diese trennten — an longitudinalen Reißlinien — Parallelschöllchen vom Nordrande ab und schufen durch das Vorbeigleiten der Hauptmasse an den passiv gewordenen Randteilen jene Verdopplungen, die auf der Reisschen Karte und meinem Übersichtskärtchen gut heraustreten.

Bis zum Nollenkopf ist der ungestörte Verband der Mieminger Scholle, der die Nordgrenze mit Hauptdolomitschichten bildet, wohl in der Hauptsache noch erhalten.

Vom Leithentale bis zu dem Bache, der von dem Feldernjöchel herabzieht, ist sie von verschiedenen Schichten gebildet, die einer stark durch Querstörungen zerstückten „nördlichen Randzone“ angehören. [Die Hauptmasse des Mieminger Gewölbes beginnt erst jenseits der Leutascher Ache.] Bald sind es Glieder der Raibler, bald ist es wiederum Hauptdolomit. Wo die Schuttmassen der Vorberge sehr weit nach S vordringen, ist sogar bisweilen der Wettersteinkalk als nördlichstes Schichtenglied erschlossen; doch darf dann wohl stets mit einer Verschüttung jüngerer Schichten gerechnet werden.

Das ganze Randgebiet nördlich des Mieminger Gewölbes ist früher als Gaistalmulde bezeichnet worden; dies ging zu weit. Eine tektonische Mulde kann höchstens im geschlossenen Hauptdolomitgebiet zwischen Klamm- und Leithenbach gefunden werden, wo im S der Haupt-

dolomit normal nordfällt, im N dagegen bisweilen gegen S (SO). Diese verallgemeinernde Deutung [in Profil IV meiner Profiltafel] ist also fraglich, da die Abweichungen vom N-Fallen — in Anbetracht der für den Hauptdolomit charakteristischen Wechselfähigkeit in der Richtung des Einfallens — ganz gut als lokale Erscheinungen angesehen werden könnten.

Aus dem gleichen Grunde ist es schwer [in diesen, noch dazu schlecht aufgeschlossenen, oft schichtungslosen Massen] die lokalen Störungen von den weiterreichenden zu trennen und letztere zu verfolgen. Sie werden vielleicht im Hauptdolomitgebiet noch vorhanden sein, da sie ja im anstoßenden Raibler Gebiet so häufig sind, in welchem die reiche Gliederung an Hand der sorgfältigen Reiss'schen Aufnahmen einen guten Überblick gestattet.

Im W fehlen südfallende Schichtenkomplexe nicht. Immerhin kann von einer „Mulde“ bei der so weitgehenden Zerstücklung schwerlich die Rede sein.

Nördlich der eigentlichen Mieminger Sattelscholle kann man (vgl. das Übersichtskärtchen) zwei Randzonen unterscheiden, die sich mehr oder weniger deutlich voneinander und vom Hauptgewölbe abheben, je nachdem die Schuttbedeckung eine größere oder geringere ist.

Die südlichere und im allgemeinen westlichere besteht aus Wettersteinkalk und ist gegen das Hauptgewölbe durch eine höchst auffallende Terrasse abgesetzt¹⁾.

Ihr Wettersteinkalk liegt im W wenigstens (westlich der Pestkapelle) zumeist horizontal.

Sie erstreckt sich von der Langenläh über die Pestkapelle und die Feldernalmhütte (bis hierher ist ihre Nordgrenze leicht zu verfolgen — erst besteht sie in einer Geländestufe, dann folgt sie dem von der Quelle bei der Pestkapelle entspringenden Zufluß des Geißtaches) bis zur Tiffußalm; ja vielleicht sind die am Leutascher Wege vor dem Köthbache anstehenden Wettersteinkalkschichten noch zu dieser Zone zu stellen. Gegen S bildet hier die Leutascher Ache die Grenze, südlich deren noch die Raibler Schichten des Mieminger Hauptgewölbes ins Tal einschließen. Gegen W wird der Nachweis mit dem Auskeilen der Raibler schwieriger; doch besagt der Gegensatz zwischen dem steil-nordfallenden Wettersteinkalke (Breitenkopf, Igelskopf, Tajakopf, Sonnspez) des Gewölbes und der breiten schutt- und moränenbedeckten Terrasse, auf der der Negelsee und die Seebenalmhütte liegen, genug.

Ob der Schachtkopf zu dieser Zone zu stellen ist, wie es das Übersichtskärtchen andeutet, mag dahingestellt bleiben.

Diese südlichere Randzone mußte, weil aus Wettersteinkalk bestehend, besser erhalten bleiben als die nördlichste, in der Raibler Schichten den Hauptdolomit und den Wettersteinkalk weit überwiegen.

Ihr östlicher Abschnitt zwischen dem Leithenbach und dem vom Felderjöchel kommenden Bache, [dem Wettersteinkalk fehlt], mag noch

¹⁾ Wer je am Holzereck oder unter dem Wetterwandeckestieg gestanden hat, dem wird diese so deutliche, so weithin verfolgbare Terrasse sich ins Gedächtnis geprägt, den wird sie zum Nachdenken veranlaßt haben.

enge Zusammenhänge mit der südlich benachbarten Zone aufweisen und erst in verhältnismäßig später Schubphase von ihr abgetrennt sein. Aber er ist weit stärker gestört als jene. Quer- und Diagonalverwerfungen (letztere im „Gaiselt“) sind häufig, korrespondieren aber nicht direkt mit den Abdrrehungen der Vorbergscholle (pag. 68 ff.).

Südlich der Westbegrenzung der Vorbergscholle im engeren Sinne stellen sich am Westende dieses östlichen Abschnittes ganz junge Schichten, Teile der Jurakreidemulde, am Nordrand der Mieminger Scholle ein.

Im Gebiete der Feldernalm sind die Aufschlüsse spärlich. In den Bacrissen sieht man Teilschöllchen älterer und mittlerer Trias (die, da der natürliche Verband bei der weitgehenden Zerstückelung fast stets gelöst und der Schichtbestand der Vorberg- und der Mieminger Scholle der gleiche ist, jeder von beiden ursprünglich angehören könnte) mit sicher aus der Jurakreidemulde herrührenden jüngeren Schichten gemengt.

Weiter westlich werden die Aufschlüsse im Issentalköpfkomplexe besser und die jungen Schichten sind auf die quergestellte Mulde und den Nordrand beschränkt: die Zerstückelung ist aber noch denkbar groß.

Hier stehen wir vor 3 Fragen:

1. Ist die Herkunft der Einzelschöllchen im Issentalköpfkomplex noch auch nur mit annähernder Sicherheit nachzuweisen?
2. Ist dieser Komplex überhaupt noch als eine „Einheit“ von tektonischer Bedeutung anzusehen und, wenn ja,
3. ist er dann zur Vorberg- oder zur Mieminger Scholle zu stellen?

Prüfung der einzelnen Bestandteile.

Die Kössener Schichten, die gleichfalls (siehe oben) randlich angeordnet sind und geringe Verbreitung haben, sind in den beiden Triasschollen noch nicht nachgewiesen worden und dürften zur Jurakreidemulde zu rechnen sein. Der Kössener Zwickel am Fuß des vorderen Oberlähnkopfes, welcher in der Karte fehlt (vgl. 1, pag. 113, Nr. 13), braucht nicht als Zeuge für das Vorkommen von Rhät im normalen Verbands der Mieminger Scholle angesehen zu werden; sein Vorkommen muß wohl tektonisch erklärt werden.

Am unsichersten ist die Herkunft des Hauptdolomits.

Die Hauptdolomitschichten könnten in allem 3 Schollen angehören, aber auffallenderweise finden wir sie in keiner der dreien in unmittelbarer Nähe des fraglichen Bezirkes.

Am nächsten noch in der nördlichen Zone unter dem Muschelkalk des Vorderen Oberlähnkopfes; in der Vorbergscholle noch weiter westlich erst am Steinernen Hüttl.

Aus der eigentlichen Jurakreidemulde ist zwar kein einwandfreies Vorkommen von Hauptdolomit bekannt, aber wo Kössener Schichten gefunden werden, da würde auch eine Entblößung des Hauptdolomits, zumal Plattenkalke fehlen können, nicht unmöglich sein. Es ist vielleicht kein akzidentielles Zusammentreffen, daß der Hauptdolomit

stets neben Gliedern der Jurakreidemulde gewissermaßen in randlicher Lage liegt, wie zum Beispiel der den Gipfel der Issentalköpfel bildende neben den so versteinungsreichen Kössenern der Ehrwalder Alm. Für eine Zurechnung zur Jurakreidemulde spricht die Tatsache, daß hier die Störung und Aufpressung besonders stark war: gegen die zu den beiden anderen Schollen, daß in beiden der Schichtbestand von O nach W sichtlich verarmt.

Endlich wäre es nicht ausgeschlossen, daß der Hauptdolomit keiner der 3 Schollen entstammt, daß er irgendwo abgerissen und vor den Schubmassen hergeschoben ist. Doch fehlen dafür alle Anhaltspunkte.

Die Raibler und der Wettersteinkalk können dagegen nur den beiden Triasschollen entstammen. In der Vorbergscholle überwog bis dahin der Wettersteinkalk an Areal der Raibler weit, während in den nördlichen Zonen und im Issentalköpfelkomplex das Verhältnis eher umgekehrt ist.

Die Vergleichung der Areale darf aber kein Argument für eine Zurechnung sein, da große Gebiete zwischen den Issentalköpfeln und den Westenden der beiden in Frage kommenden Schollen durch Schutt und Moräne verdeckt sind, in denen sich zum Beispiel eine Abnahme des Wettersteinkalkes der Vorbergscholle gegen W hätte anbahnen können. Eine solche ist vielleicht schon in den aufgeschlossenen Gebieten vorbereitet. (Der Muschelkalk fehlt vom Schönberge ab nach W).

Wir beantworten Frage 1 folgendermaßen:

Nur für die Schichten vom Neokom bis zum Rhät einschließlich kann die Herkunft mit Sicherheit festgestellt werden. Sie entstammen der Jurakreidemulde. Für den Hauptdolomit, die Raibler und den Wettersteinkalk ist das nicht möglich.

Trotz obiger Feststellung kann nach Ausscheidung der älteren Schichten bis zu den Kössenern einschließlich hinauf in diesem Komplex [unter Bejahung von Frage 2] eine Einheit, die tektonisch ist, gesehen werden.

Sie besteht in dem Gegensatz zu den nachweislich zur Jurakreidemulde gehörigen Gliedern der quergestellten NS-Mulde westlich unseres Komplexes.

Dieser hat, nachdem er die heutige Zusammensetzung erhalten hatte, jene Schichten abgeschert und quergestellt. Hätte er nach dieser Querstellung noch wesentliche Veränderungen erfahren, so würden diese eine erhebliche Störung der Quermulde bewirkt haben müssen, was aber nicht der Fall ist.

Die weite Erstreckung des letzteren steht in einem — nur so begreiflichen — Gegensatz zur kleinlichen Zerstückelung innerhalb des Issentalköpfelkomplexes, dem die Hauptdolomitmassen [gleichgültig, welcher Herkunft sie sind] schon zur Zeit der Querstellung angehörten.

Die dritte Frage ist folgendermaßen zu beantworten:

Da die Hauptstreichrichtung innerhalb des Komplexes die gleiche ist, wie innerhalb der Vorberg- und Mieminger Scholle (O—W), da die Bauelemente die gleichen sind und da er endlich — beiden be-

nachbart — in der Verlängerung sowohl der Vorbergscholle als auch der Randzone liegt, versagen die Hauptkriterien, die für die Zurechnung zu Schollen zu Gebote stehen.

[Eine Bewegung gegen O, die die Einheitlichkeit des Komplexes nachwies, machen gleichfalls beide Schollen durch. Die den Durchschnittshöhen der Vorbergschollengipfel annähernd entsprechende Höhenlage der Issentalköpfe kann durch die Hebung beim sekundären Südschub hinreichend erklärt werden.]

So muß wohl die 3. Frage offen bleiben.

(Bezüglich der Entscheidung, die eine graphische Darstellung verlangte, vgl. pag. 29 und pag. 32).

Für die Gesamtauffassung ist es ziemlich belanglos, ob der Ostschub der Vorbergscholle oder der der Mieminger Scholle die Fastquerstellung ausführte.

Der Schub der Mieminger Scholle.

Die Mieminger Scholle geht in unserem Gebiete noch nicht aus, sondern erstreckt sich weiter nach W in die Lechtaler Alpen. Darum kann auch in unserem Gebiete kein so prächtiger Stirnrand, wie er sich am Westende des Wettersteingebirges bietet, erwartet werden.

Jenseits des Madauer- und Parseiertales bieten quergestellte Mulden junger Schichten einen sicheren Beweis für einen Ostschub. Jenseits dieser Linie löst sich die Schubmasse in immer kleiner werdender Inselchen auf, die — entsprechend der Hebung der Schubfläche in den Lechtaler Alpen von O nach W — schließlich nur noch die Gipfel krönen (nach Ampferer 30).

Aber selbst innerhalb unseres Gebietes findet man hinreichende Beweise für den Ostschub der Mieminger Scholle: so am Westfuße des Schachtkopfes, an welchem Juraschichten mitten im Hauptdolomit-Plattenskareal des Fernpasses aufgeschlossen sind. Leider ist dieser partielle Stirnrand stark verschüttet.

Die beiden nördlichen Randzonen der Mieminger Scholle und ihre Störungen sind hierher zu rechnen: sie sind longitudinal abgespalten, die Negelseeterrassenzone ist vielleicht noch einseitig in ihren südlichen Partien durch Ostschub überfahren worden. Der Schachtkopf selbst ist ein Analogon des Ehrwalder Köpfls.

Endlich sind die Vorbergscholle selbst (ihre heutige transversale Lage) und die sekundären Ablenkungen ihrer Einzelschöllchen nur durch den Ostschub der Mieminger Scholle zu erklären.

Gegen Norden und Süden begrenzen Randspalten in steiler Stellung die Mieminger Scholle sowohl in unserem Gebiete wie in den Lechtaler Alpen¹⁾.

¹⁾ 30, pag. 12: „Die Grenze zwischen Kalkalpen und Kristallin ist eine mächtige Bewegungszone, der entlang verschiedenes Gebirge steil gepreßt aneinander stößt.“ „... daß entlang der ‚Inntallinie‘... nach der Gosauzeit bedeutende Verschiebungen stattgefunden haben...“ Pag. 13: „Die Grenzfläche steht in unserem Bereiche allenthalben steil“. Soweit handelte es sich um die Grenzfläche zwischen Kristallin und der Lechtaler Alpen überhaupt. Über die Südgrenze der „Inntaldecke“, die in der Gegend von Schönfließ von W her das Inntal erreicht,

An der Nordgrenze scheint die Randspalte nur dann vollkommen steil zu stehen, wenn sie auch vollkommen ostwestlich verläuft. Sobald diese Grenze im rechten Winkel nach S abbiegt, kommt es zu Stirnrand ähnlichen Bildungen mit flacher Schubfläche. So wie sie schräg diagonal gegen WSW gerichtet ist, ergibt sich der Effekt eines einschärigen, einseitigen, einseitig den Untergrund aufrichtenden Pfluges (vom Mariabergjoch nach W gegen die Heiterwandlinie).

Die „Inntallinie“ (Ampferers) im Süden ist von fast noch größerer Wichtigkeit als die Nordgrenze. Sie muß während der Schubphase der Mieminger Scholle das feste Scharnier gewesen sein, entlang dem sich diese gegen W schob und das nicht nachgab. So erklärt sich, daß aller Druck, welcher beim Ostschub der gegen O sich verbreiternden Scholle entstand (deren Durchzugsraum noch dazu durch das Zurückbleiben der Vorbergscholle verengt war), innerhalb dieser Scholle und gegen N wirkte.

Innerhalb dieser Scholle: bald ist der nördliche Gewölbeschenkel des Mieminger Hochgebirges über den südlichen, bald der südliche über den nördlichen geschoben.

Gegen Norden: Quetschung der nördlichen Randzone, Hebung der Vorbergscholle, intensive Sekundärfaltung der Jurakreidemulde.

Östlich der Hauptnordsüdlinie ¹⁾ (von der Zone zwischen dieser und dem Mariabergjoch mag hier, weil sie „unnormale“ ist, abgesehen werden) divergieren die Nordgrenzen von Mieminger Scholle und Kristallin sehr stark. Erstere streicht longitudinal mit einer unbedeutenden Abweichung nach ONO bis zum Brunnensteineck — weiter haben wir sie noch nicht verfolgt — letztere gegen OSW auf Innsbruck zu.

In diesem offeneren Felde fehlen nicht nur alle Sekundärstörungen, sondern es ist auch fast nur junge Trias aufgefaltet.

Betrachtet man diese Verhältnisse vom Standpunkt der Ostwestbewegungen, so fällt zunächst auf, daß die Leutaschscholle gerade an der Hauptnordsüdlinie ihr Westende erreicht, zum Stehen kommt.

Die Mieminger Scholle gleitet an ihr (mit steiler Randspalte) vorbei, erfährt aber von nun an die größten Störungen in sich, Abspaltungen und Stauungen; diese äußern sich in südlichem Sekundärdruck, heben die Vorbergscholle und falten die Jurakreidemulde intensiv.

An anderer Stelle ²⁾ wurde der Zusammenhang dieser Erscheinungen mit den Schubphasen des Nordflügels nachgewiesen. Dieser konnte

sagt Ampferer pag. 16: „Hier scheint sich diese Bewegungsfläche jener an der Grenze von Kalkalpen und Urgebirge anzugliedern.“

Damit scheint Ampferer, ohne es deutlich auszusprechen, den Ostschub seiner „Inntaldecke“ anzunehmen, im Gegensatz zum Querschnitt (6, pag. 638) indem er noch sagte:

„Da wir nun diese Scholle von N nicht aus ihrem Untergrund und wegen ihrer weiten Erstreckung auch nicht gut von O her ableiten können, so bleibt nur übrig, sie von S her zu beziehen.“ Diese neue Anschauungsweise deckt sich vollkommen mit den Resultaten dieser Arbeit.

¹⁾ Vgl. pag. 72 u. 79.

²⁾ Vgl. pag. 76, 94 u. 95.

aber nur die Faltung verstärken, konnte den Anlaß bieten zum Zurückbleiben zum Beispiel der Vorbergscholle.

Die Vorbedingungen hierzu, die Zertrümmerung des Gewölbefirstes, mußte schon vorher in östlicherer Lage geschehen sein, und zwar war dies möglich bei der Passierung der Hauptnordsüdlinie.

Es hat also den Anschein, daß die Enge von Teifs, der Nordvorstoß des Kristallin schon vor der Schubphase bestand, eine Frage, die ich mich mangels hinreichender Detailkenntnisse vom Bau des Zentralmassivs nicht zu entscheiden getraue.

Ampferer hat (unter anderem in 4) die Vermutung ausgesprochen — ich weiß nicht, ob er noch an ihr zurzeit festhält oder Gegenbeweise gefunden hat —, daß das Zentralmassiv mit dem Telfser Zipfel auf den Kalkalpen läge und die Depression der Seefelder Hochfläche mitverursacht hätte. Ein solcher Vorstoß müßte also erst nach der Schubphase eingetreten sein und zu beiden Seiten der Hauptnordsüdlinie gleichsinnig gewirkt haben, wovon nichts zu sehen ist. Da die Hauptnordsüdlinie auch nicht in das Zentralmassiv fortsetzt (vgl. dessen regelmäßigen Bau auf Blatt Zirl, 26), so kann kein einseitiger aus dem Zentralmassiv kommender Stoß von S die Ursache der auf die Westhälfte der Mieminger Scholle beschränkten Störungen sein.

Nimmt man aber, vorerst als Arbeitshypothese, an, daß der Vorstoß schon vor der Schubphase bestand, so erklären sich die Störungen westlich der Nord-südlinie von selbst. Die Mieminger Scholle, die vor Passierung dieser Linie nur schwächer gefaltet war, erlitt, als sie durch die Enge gezwängt wurde, Katastrophen.

Nach Ampferer bestehen die westlichsten Teile der Inntaldecke noch aus Hauptdolomit. Als diese Westenden¹⁾ des Südflügels der großen Schubmassen die Enge überschritten, war [abgesehen von ihrer vielleicht geringen Breite] der Ausweichraum nach N hin noch nicht durch den erst allmählich sich verkeilenden Nordflügel versperrt.

Die Ursachen, aus denen die Hinteren Karwendelketten (der Mieminger Scholle) so hoch gefaltet sind — das Seefelder Hochgebirge vermittelt zwischen diesen und der Seefelder Hochfläche — und die östliche Fortsetzung der Leutaschscholle-Vorderen Karwendelschubmasse sollen in einer weiteren Arbeit untersucht werden.

L. Das Problem der Wamberger Scholle und die Vorschuppe(n).

Der Gedanke an die gänzliche Vertretung des Wettersteinkalkes²⁾ ist, wie schon gesagt, von keiner Seite a limine abgewiesen worden.

Freilich neigt Reis, auf dessen Urteil es in erster Linie ankommt, ihm nicht zu. Es nimmt eine doppelseitige Vertretung der Partnachsichten durch Muschel- und Wettersteinkalk (und umgekehrt) an, glaubt aber, daß stets noch Wettersteinkalk entwickelt war;

¹⁾ Vgl. pag. 21, 93 u. 94.

²⁾ Wie er in anderen Gebieten der Ostalpen angenommen worden ist.

wo dieser, wie über der Wamberger Scholle, fehlt, soll er erodiert sein.

Dementsprechend sieht er die Raibler Schichten, die die Wamberger Scholle zu Dreiviertel umgeben, für von O her überschoben an: „so daß ein nach W offenes Fenster oder ein fensterartiger Schlitz, das gewiß auch zu einem nicht geringen Teil Erosionsfenster sein könnte, entstand.“

Nirgendwo ist ein für eine konkordante Ablagerung der Raibler Schichten über die Partnachsichten zeugendes Profil zu beobachten; vielmehr legen sich erstere mit eigenem Faltenwurf neben und über die Wamberger Scholle.

Gleichwohl ist diese weitverbreitete unmittelbare Nachbarschaft von unteren Raibler Sandsteinen und Partnachsichten der Wamberger Scholle derart frappierend, daß anfänglich ein jeder, der mit jenen Verhältnisse sich zu beschäftigen beginnt, dem Vertretungsgedanken als der scheinbar einfachsten Lösung Raum gewährt wird.

Was spricht für fazielle Vertretung?

Zunächst die große Mächtigkeit der Partnachsichten (400 m und mehr); „es ist ausgeschlossen, daß diese Zahl etwa eine mehrfache Wiederholung geringerer Mächtigkeit darstellt“ (Reis).

Im Falle der totalen Vertretung müßte man also der Mergelfazies mindestens die halbe Mächtigkeit der Kalkfazies¹⁾ zuerkennen; ja die ursprüngliche Mächtigkeit der recht weichen Mergel könnte bedeutender gewesen sein. (Vgl. 1, pag. 65 ff.)

Ferner ist es gewiß bemerkenswert, daß nirgends im Bereiche oder an den Grenzen der Wamberger Scholle Partnachsichten und Wettersteinkalk, und sei es nur tektonisch zusammengebracht, aneinanderstoßen.

Daraus freilich, daß beide, die Wamberger Scholle und die sie begleitenden Raibler, ausgesprochen längsgesattelt sind, kann kein Argument für oder wider eine Lösung gewonnen werden. Denn ähnliche Längssättel [und Längsmulden] finden sich als Folgen der primären SN-Faltung überall in unserem Gebiete, wo keine besonders unnormalen Verhältnisse vorliegen, und der Schub von O nach W mußte ein dem heutigen ähnliches Bild hervorbringen.

Daß ein Ostschub, wie Reis ihn annimmt, tatsächlich stattgefunden hat, das beweisen die zahlreichen Quer- und Diagonalstörungen im östlichen Dreiviertel der Wamberger Scholle²⁾ einwandfrei, ebenso die transversale Vermehrung der Zahl der Sättel an manchen Stellen, die nur als eine Verkürzung der Längenerstreckung, als Folgen der Ausweichbewegung bei Ostdruck auffaßbar sind.

Jedoch schließen sich Ostschub und völlige fazielle Vertretung nicht aus. Man könnte ersterem Rechnung tragen und trotzdem — um der Annahme einer den Wettersteinkalk völlig abtragenden Erosion

¹⁾ Das „Riff“ des Wettersteinkalkes hat über 800 m Mächtigkeit.

²⁾ Die in gewissem Sinne ein Analogon zur Zerstückelung der Vorbergscholle bilden.

zu entgehen, weil für diese zunächst **positive** Argumente noch fehlen — an der völligen faziellen Vertretung festhalten.

In diesem Falle müßte man annehmen, daß die Raibler Sandsteine konkordant über den obersten Partnachsichten abgelagert wären und daß der Ostschub wenigstens an manchen Stellen (siehe unten) keine erhebliche Längsverschiebung¹⁾ hervorgebracht habe.

Dagegen habe er die Verwischung des ursprünglichen Bildes, vor allem die Zerstörung der normalen Profile bewirkt (indem längs der Auflagerungsfläche eine solche Abspaltung eingetreten sei, wie sie diejenigen annehmen müssen [Abspaltung des Raibler von Wettersteinkalk], die mit Reis die Raibler von O her über die Partnachsichten geschoben sein lassen). Die nach W bewegten Raibler müßten nach der Ablösung partiell dann die tektonisch basal gewordenen Partnachsichten überfahren und gestaut, ja auch den Muschelkalk aufgepreßt haben. Damit wäre zwanglos der Muschelkalkklotz nördlich des Salzgrabens und die Anhäufung der Partnachsichten am Fuchstern nordwestlich der Partnachklamm, ferner die relativ einfache Lagerung in dem Teil der Wamberger Scholle zwischen Risserjoch und Kreuzjoch erklärt, wenn man nur diese beiden höchsten Erhebungen der Raibler als die am wenigsten weit nach O verschobenen Widerlager ansähe, vor dem sich die Hauptmasse der Wamberger Scholle gestaut hätte. Letztere hätte wiederum das auffällige Ausweichen des nördlichen Raibler Zuges [Partenkirchen—Barmsee] nach N verursacht.

Diese Erklärung hat etwas Bestechendes und doch keinen Bestand; denn die Wamberger Scholle erstreckt sich noch weiter nach W bis fast an den Eibsee und die unten besprochenen Zusammenhänge mit den Muschelkalk- und Partnachsichten im Riffel- und Stangenwalde sind unverkennbar.

Warum fehlt dort die Raibler-Nachbarschaft vollkommen? Besonders im N, westlich vom Risserkopf, hätte sie sich leicht erhalten können und müßte einmal aus der Blockbedeckung herauslugen. Endlich ist es doch befremdlich, daß kein einziger gemeinsamer Zug durch die Störungen der Wamberger Scholle und der sie begleitenden Raibler geht.

Um Mißverständnissen vorzubeugen, sei gleich hier bemerkt: Aus den Stauungen vor den — aus Risserkopf- und Kreuzjochraibern gebildeten — Widerlagern ist gleichfalls kein Argument für oder wider die totale fazielle Vertretung abzuleiten. Hat man die letztere Erklärungsmöglichkeit im Auge, so ist mit mehreren Schubphasen, wie an der Südseite des Wettersteingebirges, zu rechnen. Eine erste hätte dann eine An- und Überschiebung im Sinne von Reis bewirkt; sie wäre mit der Verankerung der Risserkopf- und Kreuzjochschollen beendet gewesen; eine weitere hätte dann die oben geschilderten Stauungen bewirkt.

¹⁾ Von einem Süddruck ist nirgends etwas wahrzunehmen. Von S her kann die östliche Hauptwettersteinscholle nicht über die Wamberger Scholle hinweggegangen sein; denn sie müßte in den empfindlichen Partnachsichten entsprechende Störungen hervorgebracht haben.

Die Vorschuppe(n) der Hauptwettersteinscholle.

Wie schon ausgeführt, lag das erheblichste Bedenken gegen die Reissche Anschauung darin, daß keine Argumente für die Erosion des vielleicht einstmals die Partnachsichten bedeckenden Wettersteinkalkes gefunden wurde. Die folgende Erwägung setzt sie in ein neues Licht.

Am Westabbruch des Wettersteingebirges wird die Muschelkalkscholle des Ehrwalder Köpfls durch die Hauptwettersteinscholle überschoben. Durch die zwischen beide eingeschalteten Jurafetzen wird sie als eigene Vorscholle besonders deutlich gemacht.

Es ist erheblich, daß sie ausschließlich aus Muschelkalk besteht, daß sich in den überschubenden Triasmassen nach O hin immer jüngere Schichten einstellen. Diese Beobachtung ist nicht für unser Gebiet, sondern für große Teile der nördlichen Ostalpen die Regel und mag als Gesetz angesehen werden.

Diese Vorschuppe¹⁾ findet in dem Muschelkalk vom Zuggraben, vom Riffelwald und Stangenberg eine Analogie. Es ist kein kühner Schluß, alle diese Massen älterer Trias (im N stellen sich noch Partnachsichten ein) als Reste des westlichen Frontteiles der Wettersteinschubmasse aufzufassen, die, abgelöst, vorzeitig zum Stillstand kamen und dann teils über-, teils angefahren wurden.

In unmittelbarer Nähe dieser Vorkommen findet sich (in etwas tieferer Lage) das letzte westliche Viertel der Wamberger Scholle²⁾, dem, wie schon bemerkt, die Raibler Nachbarschaft fehlt.

Da beide aus fast gleichaltrigen Schichten bestehen [nur nach S hin wiegt der Muschelkalk vor, während gerade der äußerste Westteil der Wamberger Scholle fast ganz aus Partnachsichten gebildet ist], da ferner die Vorkommen in Stangen- und Riffelwald noch im Streichen der Wamberger Scholle liegen, so muß man sie wohl zusammenfassen und beide, wie die Vorschuppe des Ehrwalder Köpfls als die zurückgebliebenen, respektive überschobenen Reste des westlichen Frontteiles der großen Triasschubmassen ansehen.

Mit dieser auf den ersten Blick vielleicht befremdlichen Annahme lösen sich in der Tat fast alle Schwierigkeiten.

Der Wettersteinkalk fehlt über den Partnachsichten schon seit Zeiten, die vor dem Ostwestschub liegen, und zwar aus gleichen

¹⁾ Die großen Schuttmassen nordwestlich des Zugspitz-Waxensteinzuges verdecken den Sockel der Schubmasse. So ist es nicht möglich festzustellen, ob eine einheitliche tektonische Linie vom Ehrwalder Köpfl bis Hammersbach durchstreicht, etwa so wie das Übersichtskärtchen es darstellt.

Möglicherweise ist sie innerhalb der gewaltigen Muschelkalkmassen des Sockels teilweise aufgeschlossen und es waren nur die Schroffheit der Abstürze im W, die Waldbedeckung im N der Auffindung hinderlich.

Man kann also entweder mit einer oder mit zwei Vorschuppen rechnen; im Grunde ist es ohne Belang, wozu man sich entscheidet.

Die Partnachsichten am Zuggraben, bei der Alplehütte und im Staugenwalde beweisen die Selbständigkeit der Vorschuppe(n).

²⁾ Wenn auch die Blockanhäufung und Diluvialbedeckung das westliche Viertel in Inseln zerlegen und damit den Zusammenhang der einzelnen Teile stören, so wäre eine Abtrennung von der geschlossenen östlichen Hauptmasse jenseits des Hammersbaches durch nichts gerechtfertigt.

Ursachen, aus denen der Schichtbestand der großen Triasschubmassen [gesetzmäßig] von W nach O hin erst zunimmt.

Seine Erodierung mag durch seine geringere Mächtigkeit auf Grund einer partiellen Vertretung durch die Partnachsichten erleichtert worden sein.

Es ist ein Vorzug dieser Auffassung, daß sie die totale fazielle Vertretung keineswegs ausschließt. Wer sie jedoch, wie der Verfasser als nicht hinreichend motiviert erachtet, dem erklärt sich das Fehlen der Raibler im W damit, daß sie dort nie zur Ablagerung gekommen sind, ihr Vorhandensein in O aber, wie schon oben angedeutet, durch tektonische Vorgänge. Ein Schub von O hat es bewirkt, daß die spiegelbildlich zueinander gelagerten Risserkopf- und Kreuzjochschollen etwa auf einer nordsüdlichen Linie ihr Westende erreichen. Während sich der Risserkopfscholle keinerlei Hindernisse entgegensetzten, kam die Kreuzjochscholle, ein Teil der östlichen Hauptwettersteinscholle, zum Stillstand, als die Schubenergie nicht mehr hinreichte, die überfahrene westliche Hauptwettersteinscholle noch weiter zu überfahren. Dieser an sich unmotivierte, gleichörtliche Stillstand der (nördlichen) Risserkopfscholle ist von Erkenntniswert.

Darin liegt ein Beweis für die Scholleneinheit der gesamten Raiblerumrandung der Wamberger Scholle.

Von der weiteren Schubphase, die die Stauungen etc. herbeiführte, ist schon oben ausführlich gesprochen worden.

Die hier vorgeschlagene Lösung, die eigentlich nur eine Modifikation der Reisschen ist, rückt manche wenig beachtete Tatsache in ein neues Licht.

Wenn sie auch die Entstehung der Eibseedepression nicht erklärt, so läßt sie diese doch als sehr alt erscheinen. Denn in ihr scheint sich die Wamberger Scholle „verfangen“ zu haben.

Die tiefe Lage der Wamberger Scholle, die höhere der Vorschuppen vom Riffel- und Stangenwald, die höchste der (westlichen) Hauptwettersteinscholle scheinen jedoch nicht ohne weiteres als Grundlage zu einer Chronologie der Schubphasen ausgewertet werden zu dürfen — wegen der Mangelhaftigkeit der Aufschlüsse, die es auch untunlich erscheinen lassen, aus der Anordnung des Vorkommens von Partnachsichten am Nordfuß des großen Waxensteins Schlüsse über die Faziesverteilung vor den Schubphasen zu ziehen.

Dagegen mag die Wamberger Scholle als ein nördliches Gegenstück, das aber im Vorstoß nach W vorzeitig gehemmt wurde, zur Mieminger Scholle (Amperers Inntaldecke) gesehen werden, die sich ja weit nach W bis ins Bsclapstal erstrecken soll.

M. Das nördliche Vorland.

Für dieses lassen sich aus den Ergebnissen des vorigen Kapitels nur wenige Erklärungsmomente gewinnen und ich glaube, daß wir erst die Neuaufnahmen¹⁾ abwarten müssen.

¹⁾ Vgl. pag. 1, Anm. 1.

Es handelt sich jetzt nur um die Frage, ob und wie weit die Schollen des Wettersteingebirges sich nach N erstrecken.

Jenseits der Loisach scheinen sich diese, wenn wir von dem Raibler Aufschluß am Loisachknie unweit Garmisch absehen¹⁾, nicht mehr zu erstrecken. Vielmehr bildet der Loisachlauf — von der Schmelz bis Garmisch (SW—NO) — eine ausgesprochene Grenze: im NW liegt Hauptdolomit von eigentümlichem Baue, im SO das Wettersteinkalkgebirgssystem. Diese Grenze läßt sich gradlinig über die Schmelz hinaus nach NSW bis in die Gegend des Eibsees—Zuggasse verfolgen. Sie markiert sich durch eine von ganz jungen Gebilden überdeckte Depression, der auch die Eibseestraße folgt. Hier an der Zuggasse stoßen wir auf Kössener, die unzweifelhaft als basal anzusehen sind.

Jenseits der Loisach liegen die Verhältnisse schwieriger. Bei Partenkirchen sind Vorland (Plattenkalke und Hauptdolomit) von den Raiblern der Fauckenschlucht leicht zu trennen. Erstere sind wohl einem Vorlandsystem, letztere mit Sicherheit der östlichen Hauptwettersteinscholle zuzurechnen. Je weiter wir aber nach O gehen, desto weniger Anhaltspunkte finden wir für eine derartige Teilung. Wir müssen uns hier bescheiden, bis die Neuaufnahme unsere Kenntnisse erweitert.

Aus diesen Gründen, d. h. wegen unzureichender Kenntnis des Vorlandbaues vermeide ich es auch, die von Ampferer auf diese Gebiete ausgedehnte Lechtaldecke zu übernehmen.

N. Die beiden Hauptwettersteinschollen

sind in den vorstehenden Kapiteln, je nach Erfordernis, schon mitbesprochen worden²⁾, so daß nur eine Zusammenfassung erforderlich ist.

Die Vorschuppen bilden — anfänglich wohl hinter der Wamberger Scholle liegend — mit dieser den westlichsten Teil des Nordflügels³⁾ und sind von der westlichen Hauptwettersteinscholle überschoben, diese wieder von der östlichen mit einem schönen Stirnrand östlich des Höllentalbodens.

Da beide Schollen aus dem gleichen Material bestehen, ist die Trennung der einzelnen Teile oft schwer, besonders im Partnachtale.

Von W nach O nimmt der Schichtenreichtum zu: so stellen sich in der östlichen Raibler und Hauptdolomit ein, während der Wettersteinkalk auf die randlichen Zonen beschränkt wird. Muschelkalk scheint nur noch im Würzberggewölbe erschlossen zu sein.

Die östliche Scholle scheint ihren natürlichen Verband nach N besser als die anderen gewahrt zu haben und ich folge Reis, in dem ich die Raibler Schichten nördlich des Wamberger Halbfensters zu dieser Scholle stelle.

¹⁾ Vgl. pag. 27.

²⁾ Vgl. pag. 43—47, 55—66, 73—79 und 89, 90.

³⁾ Gemeint ist der Nordflügel der östlichen Urscholle-Triasschubmasse (vgl. pag. 25 B). Dieser ist in der Zeichenerklärung des Übersichtskärtchens determiniert.

Die Zwischenscholle besteht zum Teil aus Teilen der östlichen Hauptscholle, die die Leutaschscholle abgeschert hat.

Jenseits der Isar setzt das Karwendelvorgebirge¹⁾ die Kranzbergscholle, das Leitersteiggewölbe wahrscheinlich das Würzberggewölbe fort: beide Male scheinbar mit wachsendem Schichtenreichtum nach oben und unten.

Diese Gebiete sollen in einer späteren Arbeit behandelt werden.

Dadurch, daß die Vorschuppen an der Wamberger Scholle südlich vorbeirückten, wurde auch für die westliche Hauptwettersteinscholle gegen N eine Art von Widerlager geschaffen, das zur Abdrängung dieser Scholle gegen WSW führte.

(Übersicht über den Nordflügel.)

Wir können im N-Flügel einen einheitlichen Faltenbau zurückverfolgen, der durch die Schubstauungen unregelmäßig wurde: einen Sattel im N und eine Mulde im S.

Die Wamberger Scholle freilich besteht scheinbar nur aus dem nördlichen Sattel: ob die Vorschuppen, die später an ihr vorbei gedrängt wurden, eine ursprünglich gegen S anschließende Mulde bildeten, kann nicht mehr aufgeklärt werden.

In der westlichen Hauptwettersteinscholle ist auch trotz starker späterer Störung eine Sattelanlage (im N, Höllental) und — trefflich erhalten — (im S) die Plattmulde zu erkennen.

Der Raibler-Sattel im N und die Bodenlähmulde (Hohe Kranzbergmulde) im S der östlichen Hauptwettersteinscholle sind tadellos deutlich.

Durch die transversale Verkürzung und die Abdrängung nach WSW wurde nur die primäre westöstliche Mulden- und Sattelfolge gestört.

Der Höllentalsattel legte sich südlich neben dem Wamberger Sattel und glitt an ihm vorbei; der Raibler Sattel wich aber wiederum gegen N aus und glitt über den Wamberger Sattel, so daß unter Ausschaltung des Mittelgliedes (der westlichen Hauptwettersteinscholle) die Longitudinalrichtung wieder hergestellt wurde.

Dafür kam aber die südlich an ihn anschließende Bodenlähmulde longitudinal hinter den nördlichen Höllentalsattel der westlichen Hauptscholle zu liegen und das Ostende der Plattmulde mußte zunächst frei bleiben. [Hier füllte die Leutaschscholle später mit der vor ihr hergeschobenen Zwischenscholle eine „Lücke“ aus.]

Die neuerliche Abdrängung der Wettersteinscholle kann einfach als eine Beibehaltung der primären Ostwestrichtung angesehen werden; der Riß zwischen westlicher und östlicher Hauptwettersteinscholle

¹⁾ Vgl. 26, pag. 338, β , 3 und pag. 339b, α . Hahn irrt, wenn er die „Wettersteindecke“ dem tieferen (?) Karwendel gleichsetzen will, falls unter „tieferem Karwendel“ die vordere Karwendelschubmasse verstanden sein soll. Die Wettersteinschubmasse = Nordflügel entspricht seiner „südlichen Kreidemulde von der Vereinsalpe“, dem Karwendelvorgebirge; die gegen W auskeilende Leutaschscholle der Vorderen Karwendelüberschiebung und wahrscheinlich erst dessen hintere südliche Ketten der Mieminger Scholle = Südflügel der Triasschubmassen.

mußte erfolgen, sobald kräftige Mittelglieder zwischen N- und S-Flügel (Leutaschscholle, Vordere Karwendelschubmasse) der westlichen Hauptwettersteinscholle ein Nachfolgen in der WSW-Richtung zur mechanischen Unmöglichkeit machten¹⁾.

Rechnet man mit der Verschiebung der Faltelemente an zwei NS-Brüchen und vergegenwärtigt man sich die Zunahme des Schichtreichtums nach oben gegen O, so ist der Bau des nördlichen Wettersteingebirges aufs einfachste erklärt und die Entstehung der Talungen leicht abzuleiten.

Die Lagerungsverhältnisse zwischen der Zwischenscholle und Jura-Neokomulde sind nirgends mit hinreichender Deutlichkeit erschlossen. Ihre Grenze kann stark geneigt, sie kann auch — was vielleicht wahrscheinlich ist — senkrecht stehen.

Trotzdem wurde die erstere Möglichkeit im Schollenschema zum Ausdruck gebracht; sonst hätte die Längenerstreckung der Jurakreidmulde (im untersten Profile des Schollenschema II) nicht dargestellt werden können: auf jene war es jedoch in erster Linie abgesehen. Dieses Profil verläuft nicht gradlinig, sondern längs des Kammes.

Die untere W-Grenze der Wamberger Scholle — im obersten Profile des gleichen Schemas — ist gleichfalls recht hypothetisch: mindestens ebenso wahrscheinlich ist es, daß diese Scholle eine größere Tiefe hat: ihr Liegendes ist nicht aufgeschlossen.

VI. Schluss.

Versuch einer Chronologie der Ostschubphasen.

Es handelt sich hier um die Festlegung der einzelnen Stadien des Baues von Wetterstein- und Mieminger Gebirge durch die (nach dem Ende der auf die [letzte] Faltung folgenden Ruhezeit eintretende) Schubphase:

In Sonderheit um den Moment des Eintritts der einzelnen Schubschollen in unserem Gebiet, ihrer Verankerung, ihrer nachträglichen Umgestaltung oder des Zeitpunktes ihres Wiederaustritts (Durchzuges nach W).

Die Schubmassen rückten zunächst mit ihrem S-Flügel und ihrem N-Flügel gegen W vor und ließen zwischen beiden Flügeln ein Gebiet (Jurakreidmulde) anfänglich frei. Dieses wurde in in späteren Phasen zum Teil überschoben, zum Teil seitlich eingengt und sekundär gefaltet.

I. Schubphase des ersten Vorrückens gegen W.

Die heute am weitesten westlich oder am tiefsten gelegenen Frontteile der Triasschubmasse treten mit Aktivbewegung in unser Gebiet von O her hinein.

¹⁾ Hier ist zu berücksichtigen, daß die Leutasch- = Vordere Karwendelschubmasse wahrscheinlich zur Zeit der Überschiebung der östlichen Hauptwettersteinscholle über die westliche noch nicht in unsere Gebiete getreten war, sondern noch weiter östlich (östlich der heutigen Isar) lag. Trotzdem muß mit ihrem Vorhandensein gerechnet werden.

1. Im N. Die westlichste, die Wamberger Scholle, gleitet in eine heute noch teilweise erkennbare Depression (Eibseedepression) ein. Mit dem Ende dieser Schubphase erreicht die Wamberger Scholle mit ihrer heutigen Lage ihren Ruhepunkt: zusammengeschürfte junge Schichten werden am Eibsee vor den Hauptdolomit- und Plattenkalkmauern aufgestaut.

Die Vorschuppen lagern südlich an [und über] die Wamberger Scholle; hierin könnte schon eine weitere oder eine Unterphase gesehen werden. Jedenfalls gleiten sie von O her an der Wamberger Scholle vorbei.

2. Im S gleiten die — später bis weit in die Lechtaler Alpen vorgeschobenen — westlichen Frontteile, ohne wesentliche Hindernisse zu finden, gegen W vor und durchziehen unser Gebiet, ohne Spuren zu hinterlassen. Entweder hat die Bewegung des S-Flügels früher eingesetzt als die des N-Flügels oder der S-Flügel hatte schon bei Beginn der Schubphase eine westlichere Erstreckung als der N-Flügel.

Die Längenverkürzung des N-Flügels durch den stärkeren Zusammenschub reicht nicht zur Erklärung seines so beträchtlichen Zurückbleibens aus.

Das Jurakreidegebirge innerhalb unseres Gebietes verbleibt im Stadium der primären Faltung.

2. Schubphase. Beginn der Verkeilungen im N.

1. Im N Vorschub und Verkeilung von (Vorschuppen und s. oben) westlicher Hauptwettersteinscholle. Letztere wird durch die nördliche Vorschuppe nach SW abgedrängt und nähert sich dem Durchzugswege des S-Flügels. Sie wird von nun an passiv („Ambos“).

2. Im S rückt der S-Flügel frei weiter nach W vor.

Das Jurakreidegebirge im Innern verbleibt noch in seinem Primärstadium.

Westlich von der Hauptwettersteinscholle wird es aufgeschürft, quergestellt und überfahren. (Stirnrand der Wettersteinscholle, Jura-keil zwischen ihr und der Vorschuppe des Ehrwalder Köpfls.)

3. Schubphase. Verstärkung der Verkeilungen.

Das Westende des nördlichen Flügelvorstoßes ist schon erreicht.

1. Im N schiebt sich die natürliche Fortsetzung der westlichen Hauptwettersteinscholle, die östliche über diese mit einem Stirnrand längs der Linie Henneneck-Schwarzenberg-Alpispitz und Überschiebungen im mittleren Gipfelzuge (Höllentalspitzen), und über die Wamberger Scholle mit ihren nördlichen, aus Raibler Schichten bestehenden Teilen.

2. Im S zunächst weiterer freier Vorstoß nach W. Da die transversale Breite inzwischen zugenommen hat, findet der S-Flügel nicht mehr hinreichend Raum zum Durchzug nach W, weil die westliche Hauptwettersteinscholle (2, 1.) weit nach SW vorgeschoben war. Folgen:

Zurückbleiben des Nordflügels des Sattelgewölbes. Dieser verhängt sich an der weit nach SW vorgeschobenen Plattmulde oder

die jetzt beginnende Auffaltung des Jurakreidegebirges versperrt ihm den Durchzug = Zurückbleiben der Vorbergscholle.

Das Jurakreidegebirge wird im W der inneren Mulde aufgefaltet, zwischen westlicher Hauptwettersteinscholle und Mieminger Scholle, zunächst noch mäßig intensiv. Diese Auffaltung mag sich nach O hin noch in der Nähe der Gatterlköpfe bemerkbar gemacht und der später dort so hohen Auffaltung vorgearbeitet haben, weiter östlich zunächst aber noch nicht, da gegen N ein Ausweichen der Jurakreideschichten noch möglich war und auch stattfand. [Die Zwischenscholle wurde erst in 4 vorgeschoben. Das Ausweichen westlich des Feldernjochs tritt auf dem Übersichtskärtchen schön hervor.]

4. Schubphase der höchsten Verkeilung der Triasmassen und der höchsten Sekundärfaltung des Jurakreidegebirges.

1. Im N sind die Schübe im wesentlichen beendet, doch macht sich zusammenstauender Ostschub vielleicht noch immer geltend. Die östliche Hauptwettersteinscholle ist Widerlager geworden.

2. Der Ostschub der nunmehr in unser Gebiet tretenden, die Mittelzone zwischen Wetterstein- und Mieminger Scholle einnehmenden Leutasch- [resp. Vorderen Karwendel-] Schubmasse füllt die zwischen beiden offen gebliebene Lücke aus.

Überfahren von Teilen der östlichen Hauptwettersteinscholle und von den östlichsten [noch im primären Faltungszustand verharrenden] Teilen des Jurakreidegebirges. Abspaltung von Teilen der östlichen Hauptwettersteinscholle und ihre Anordnung im Schollendreieck (im N) und zur Zwischenscholle (im W der Leutaschscholle). Anstoßen und Zerlegung der gegen Ende der 3. Phase passiv gewordenen Vorbergscholle.

3. Im S liegt zu Beginn der Phase die natürliche Südfortsetzung der Vorbergscholle, der heute westlich vom Mariabergjoch liegende isolierte Südschenkel, noch transversal neben der Vorbergscholle und wird während dieser Schubphase um etwa 16 km nach W in ihre heutige Lage geschoben. Neben die Vorbergscholle wird die an Breite zunehmende Ostfortsetzung der Mieminger Scholle geschoben. Sie besteht aus

- einem nördlichen und
- einem südlichen Gewölbeschenkel, ferner
- 1—2 „Randzonen“.

Nebenerscheinungen des Ostschubs der Mieminger Scholle in dieser Phase:

1. Abspaltung der Randzonen vom N-Gewölbeschenkel;
 2. Abdrehung der Teilschöllchen der Vorbergscholle;
 3. Sekundärer Süddruck:
 - a) Zusammenschub in der Mieminger Scholle.
 - b) Intensive Südfaltung im Jurakreidegebirge, besonders stark längs der raumverengenden passiven Zwischenglieder.
- Ausweichen östlich der Gatterlköpfe nach N, südlich derselben höchste Pressung (Feldernalm).

Die Ostbewegungen der Zwischen- und Leutaschscholle und der Süd(Ost-)Druck der Mieminger Scholle erfolgen zeitweise gleichzeitig. Sie prallen an die westliche Wettersteinscholle an. Dazwischen im Gebiet der Hohen Munde höchste Hochpressung des Neokoms.

VII. Literaturzusammenstellung.

A. Neuere örtliche Literatur.

1. 1911. Otto M. Reis, Erläuterungen zur geologischen Karte des Wettersteingebirges I. Kurze Formationsbeschreibung, allgemeine tektonische und orographische Übersicht. Geognostische Jahreshefte 1910, XXII. Jahrg., München.
2. 1911. — u. Friedrich Pfaff, Zwei Karten usw. Ebenda.
3. 1903. O. Ampferer, Geologische Beschreibung des nördlichen Teiles des Karwendelgebirges. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 53.
4. 1905. —, Geologische Beschreibung des Seefeldler, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 55.
5. 1905. —, Einige allgemeine Ergebnisse der Hochgebirgsaufnahme zwischen Achensee und Fernpaß. Verh. d. k. k. geol. R.-A. Wien.
6. 1911. — u. W. Hammer, Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 61.
7. 1912. —, Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges. Verh. d. k. k. geol. R.-A. Wien.
8. 1912. O. Schlagintweit, Die Mieminger-Wettersteinüberschiebung. Geol. Rundschau III, 2., Leipzig.
9. 1913. —, Zum Problem des Wettersteingebirges. Verh. d. k. k. geol. R.-A. Wien.

B. Arbeiten über angrenzende Gebiete und ältere Arbeiten

10. 1895. H. Heimbach, Geologische Neuaufnahme der Farchauter Alpen. Diss. München.
11. 1898. O. Ampferer und W. Hammer, Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 48, 2.
12. 1883. A. Rothpletz, Das Karwendelgebirge. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenver.
13. 1894. —, Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen nebst Anhang über die sogenannte Glarner Doppelfalte. Stuttgart.
14. 1900. —, Alpenforschungen I. München.
15. 1905. —, Alpenforschungen II. München.
16. 1906. I. Knauer, Geologische Monographie des Herzogstand Heimgartengebietes. Geogn. Jahresh. München.
17. 1910. —, Die tektonischen Störungen des Kesselberges. Landeskundl. Forsch. (Geogr. Ges. München.) H. 9.
18. 1912. D. Aigner, Das Benediktenwandgebirge. Geol. Neuaufn. der Lenggrieser Berge vom Isartal bis hinüber zu den Bergen bei Kochel. Landeskundl. Forsch. (Geogr. Ges. München.) II. 16.
19. 1912. C. Lebling, Ergebnisse neuerer Spezialforschung in den deutschen Alpen. 2. Die Kreideebenen der bayrischen Alpen. Geol. Rundschau, Leipzig, III, 7.
20. 1896. U. Söhle, Das Labergebirge. Geogn. Jahresh. München, Jahrg. 9.
21. 1898. —, Das Ammergebirge. Geogn. Jahresh. München, Jahrg. 11.
22. 1893. E. Böse, Geologische Monographie der Hohenschwangauer Alpen. Geogn. Jahresh. München Jahrg. 6.
23. 1861. K. W. Gumbel, Geogn. Beschreibung des bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Gotha.
24. 1894. —, Geologie von Bayern. II. Bd. Kassel.
25. 1902. I. Blaas, Geol. Führer durch die Tiroler und Voralberger Alpen.
26. 1912. F. F. Hahn, Versuch zu einer Gliederung der austroalpinen Masse westlich der österreichischen Traun. Verh. d. k. k. geol. R.-A. Wien.

Die drei folgenden Karten und Nr. 30 erschienen erst, nachdem das Manuskript in der Hauptsache vollendet war und konnten darum nicht in allen Teilen verwertet werden.

27. 1913. Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. K. k. geol. R.-A. Wien. Blatt: Zirl und Nassereith. Zone 16, Kol. 4.
28. 1913. Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. K. k. geol. R.-A. Wien. Blatt: Innsbruck und Achensee. Zone 16. Kol. 5.
29. 1913. Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. K. k. geol. R.-A. Wien. Blatt: Achenkirch und Benediktbeuren. Zone 15, Kol. 5.
30. 1913. O. Ampferer, Das geologische Gerüst der Lechtaler Alpen. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenver. Wien. XLIV.

VIII. Inhaltsverzeichnis.

I. Einleitung.	Seite
A. Begrenzung des Gebietes	1
B. Ziele der Arbeit	1
II. Allgemeiner Teil.	
A. Voraussetzungen und „Beweisführung“	8
B. Die Faltungen vor der Schubphase. (Grundsätzliche Erwägungen)	5
III. Literaturbesprechung.	
A. Allgemeiner Rückblick . . .	9
B. Die Auffassung von O. Reis	11
1. Allgemeine Ergebnisse	11
2. Die Scholleinteilung durch O. Reis	13
[I. Wettersteinscholle S. 13, II. Wamberger Scholle S. 14, III. Karwendelüberschiebungsmasse S. 14, IV. Trias-Jura-Mulde S. 15, V. Liegende nordsüdlichgestellte Quermulde S. 15, VI. Große Hauptdolomit-Jura-Mulde S. 15.]	
C. Die Anschauungen O. Ampferers	16
1. Im Querschnitt (1911)	17
2. „Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges“ (1912)	18
D. Schlagintweits einheitliche Wetterstein-Miemingerdecke	20
E. Zusammenfassung	21
F. Die Hauptmängel der vorstehenden Auffassungen	22
Die Auffassung der Jurakreidemulde und der Vorbergscholle als springender Punkt für die Erklärung von Wetterstein- und Miemingergebirge	22
1. Einwendungen gegen O. Reis	22
2. Einwendungen gegen O. Ampferer	23
3. Einwendungen gegen O. Schlagintweit	24
IV. Eine neue Scholleneinteilung.	
A. Westliche Urscholle	24
A. I. Jurakreide-Mulde	25
B. Östliche Urscholle	25
B. I. 1. Wamberger Scholle	25
B. I. 2. Vorschuppe(n)	25
B. I. 3. Vorbergscholle	25
B. II. 4. Wettersteinscholle	26
a) westliche Wettersteinscholle	26
b) östliche Wettersteinscholle	26
c) Zwischenscholle	26

	Seite
BII. 5. Leutaschscholle 27
BII. 6. Mieminger Scholle 27
C. Bemerkungen zu dem Übersichtskärtchen 27
D. Bemerkungen zur Profiltafel . . .	29

V. Die Begründung der Scholleneinteilung.

Besprechung der einzelnen Gebirgsteile.

A. Karwendelabbruch und Arnspitzenzug 33
Identität von Karwendel- und Wildsteigkopfüberschiebung	36
Longitudinale Störungen innerhalb dieser Schubmasse	37
B. Wo setzt die Wildsteigkopfüberschiebung nach W fort?	41
Die S-Grenze der Hohen Kranzbergerscholle	43
C. Der Verlauf der Gipfelzüge in den beiden Hauptwettersteinschollen	44
D. Das Puitental 47
E. Die Leutaschscholle	52
Der Untergrund der Leutaschscholle 54
Aus welcher Richtung kam die Leutaschscholle?	55
Die Halbdiaagonalstellung der Leutaschscholle	57
F. Das Schachengebiet	57
G. Die Zwischenscholle	60
II. Die Vorbergerscholle. Ihre Grenzen	65
Der Bau der Vorbergerscholle 66
Die Störungen der Vorbergerscholle	68
I. Die Jurakreidemulde	70
Die Verhältnisse um den Hohen Kamm 75
Die Verhältnisse östlich des Feldernjöchls	76
Die Querstellung der jungen Schichten unter dem Westabbruch des Wettersteingebirges 78
K. Die Mieminger Scholle	79
Der Schub der Mieminger Scholle 84
L. Das Problem der Wamberger Scholle und die Vorschuppe(n)	86
Was spricht für fazielle Vertretung?	87
Die Vorschuppe(n) der Hauptwettersteinscholle	89
M. Das nördliche Vorland 90
N. Die beiden Hauptwettersteinschollen 91
(Übersicht über den Nordflügel) 92

VI. Schluß.

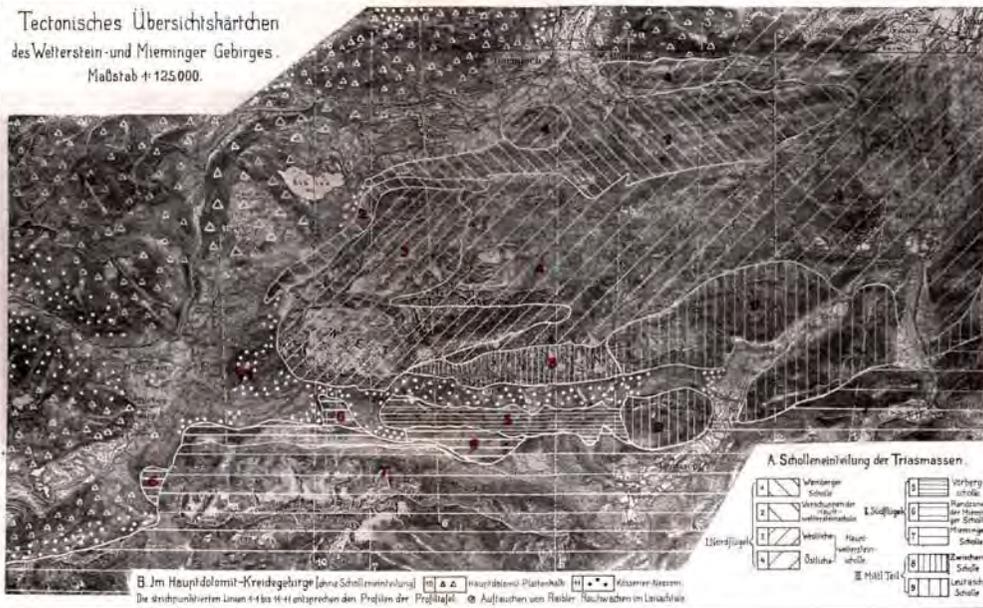
Versuch einer Chronologie der Ostschubphasen	93
1. Schubphase des ersten Vorrückens gegen W	93
2. Schubphase. Beginn der Verkeilung im N	94
3. Schubphase. Verstärkung der Verkeilungen	94
4. Schubphase der höchsten Verkeilung der Triasmassen und der höchsten Sekundärfaltung des Jurakreidegebirges	95

VII. Literaturzusammenstellung	96
--	----

VIII. Inhaltsverzeichnis 97
------------------------------------	------

Erklärungen zur Profiltafel findet man auf pag. 29, zu dem Übersichtskärtchen auf pag. 27 und zu dem Schollenschema auf pag. 93.

Tectonisches Übersichtshärtchen
des Wetterstein- und Mieringer Gebirges.
Maßstab 1:125000.



Mit ausdrücklicher Genehmigung
des k. Bayr. Topographischen Bureaus.

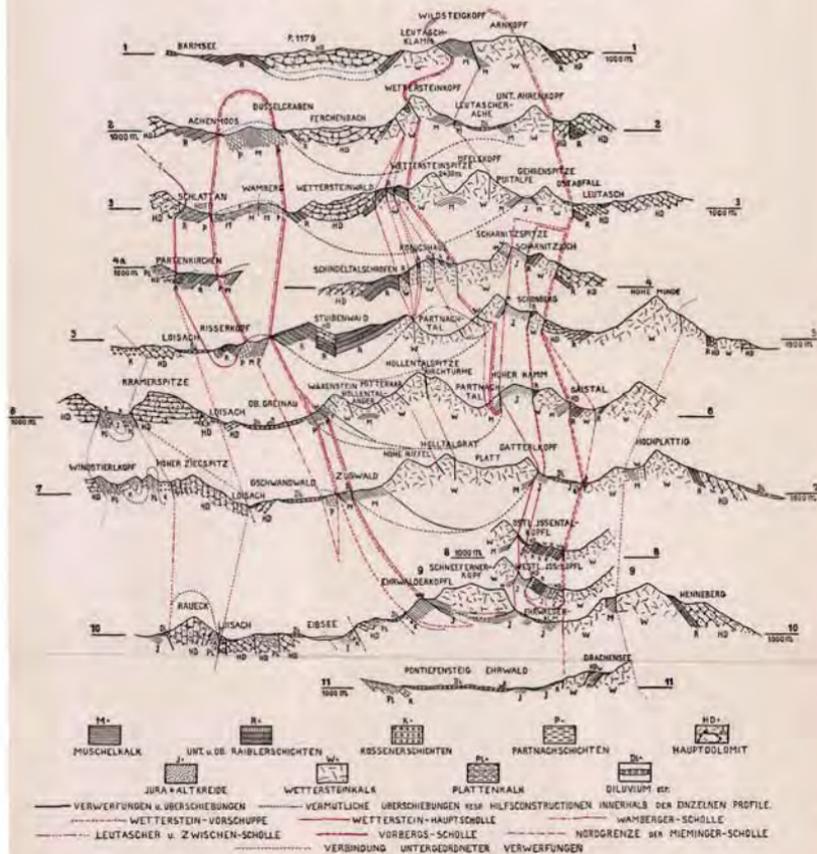
Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt. Bd. LXIV, 1914.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23.

Lithdruck v. Max Jaffe, Wien

12 schematisierte Profile durch das Wettersteingebirge,

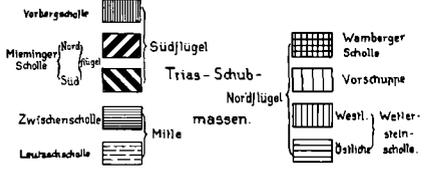
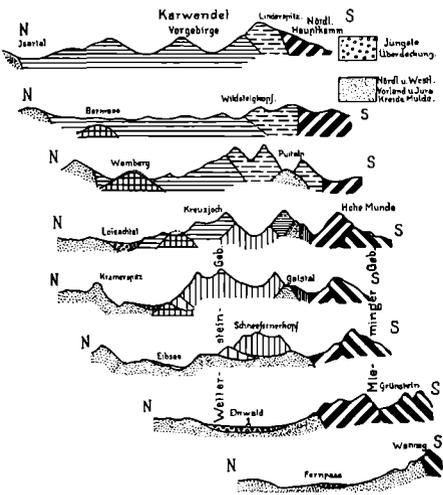
das Miemingergebirge und das nördliche Vorland im Maßstab 1:135.000, entworfen von K. C. v. Loesch nach Aufnahmen von Reis, Amperfer, Rothpletz, Heimbach und eigenen Aufnahmen.

Die Profilstrecken sind in das Übersichtskärtchen eingetragen.

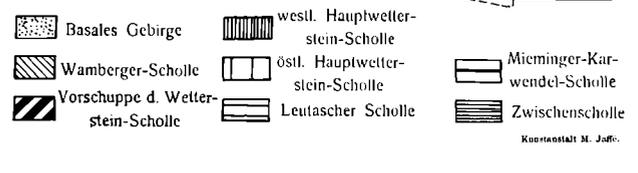
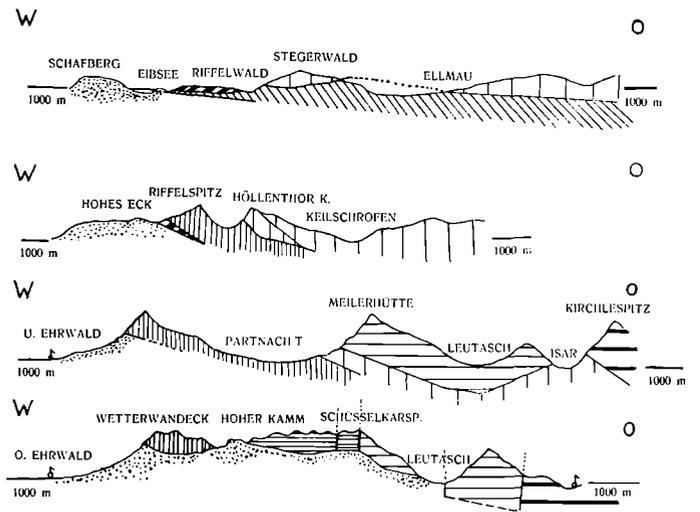


Kunstanstalt M. Jaff.

Schollen-Schema I.



Schollen-Schema II.



Koordinatalt. M. Jaffl.

Über Gebirgsspannungen und Gebirgsschläge.

Von Dr. K. A. Weithofer.

Über Gebirgsschläge¹⁾ sind, insbesondere im letzten Jahrzehnt, eine ganz ansehnliche Reihe von Veröffentlichungen in verschiedenen Fachzeitschriften erfolgt, die über dieses Phänomen bereits eine ziemliche Fülle von Material bekannt werden ließen. Nichtsdestoweniger ist man sich über die Natur dieser Erscheinungen wie auch über deren Ursachen noch immer recht im unklaren.

So sind sie für die einen — um nur zwei Hauptanschauungen hervorzuheben — Ergebnisse ausschließlich des Schweredruckes der darüber lastenden Schichten, für andere wieder nur Äußerungen eines lateral wirkenden Druckes von gebirgsbildenden Kräften. Es wird jedoch kaum möglich sein, so einfach eine einzige Ursache als in allen Fällen wirksam hinzustellen. Schon die Erscheinungsform dieser Gebirgsschläge ist eine ziemlich mannigfaltige; es liegt nahe, daß auch die Ursachen verschiedene werden sein können. Wenn man die bisher bekanntgewordenen Tatsachen prüft, wird man in der Tat auch zu diesem Schlusse geführt.

Es sollen im folgenden zunächst die Erscheinungen in der Kohlengrube von Hausham beschrieben werden, die als ein hervorragendes Betätigungsfeld für solche Gebirgsschläge seit nahezu einem Vierteljahrhundert sich erwies, und daran auknüpfend dann jene in anderen Grubengebieten, Tunneln und Steinbrüchen, um derart vielleicht zu gemeinsamen Gesichtspunkten zu kommen, unter denen die Natur dieser oft recht bedenklich sich äußernden Kräfte zu erklären ist.

¹⁾ Für Erscheinungen dieser Art sind die verschiedenartigsten Bezeichnungen gebraucht worden: Gebirgsschläge, Bergschläge, Gesteinsschläge, Detonationen, Abbrennen, Absprengungen, Pfeilerschüsse, Kohlenstoßexplosionen u. dgl. Als geeignete Ausdrücke, die allgemein genügend alle vorkommenden Äußerungen umfassen, kommen wohl nur die beiden ersten in Betracht. Wenn ich mich dabei für das Wort „Gebirgsschläge“ entscheide, so hat dies seinen Grund darin, daß die Bekanntschaft mit diesen Erscheinungen wohl in erster Linie aus dem Bergbau stammt. Das anstehende Gestein, das die Schläge verursacht, nennt der Bergmann aber „Gebirge“, daher Gebirgsschläge. „Berg“ ist das erhaucne taube Material, das in den Versatz oder auf die Halde wandert; dieses ist unter allen Umständen tot, aus diesem kommen keine Schläge mehr. Sonst wird das Wort „Berg“ als Bestimmungswort wohl nur in alten Zusammensetzungen, wie Bergwerk, Bergmann u. dgl. gebraucht, wo es den „Berg“ als Ortsbestimmung gegenüber der Ebene bezeichnete, denn bei der geringen Kunst der Alten in die Tiefe zu gehen, war der Bergbau damals eben vorwiegend an die Berge gebunden.

Die Grube Hausham, am Alpenrande südlich von München gelegen, baut Flöze der oberbayrischen Oligocänmolasse.

Bezüglich der Schichtenfolge und des Gebirgsbaues dieser letzteren sei auf frühere Arbeiten des Verfassers verwiesen¹⁾. Nur über den Gebirgsbau möge hier folgende Zusammenfassung und Ergänzung, insbesondere mit Rücksicht auf die in Rede stehende Örtlichkeit gestattet sein.

Wie in dem Aufsätze vom Jahre 1914 geschildert, lassen sich in der oberbayrischen Molasse zwischen Salzach und Lech drei Faltenzonen unterscheiden:

a) Eine südliche Falte, die vom Westen nur bis zum Kochelsee oder zur Loisach reicht, sich hier schließt und an einer vorspringenden Alpengebirgsstaffel abstößt; sie besteht in ihrem Innern aus wenig Cyrenenschichten und hauptsächlich unterer bunter Molasse und ist ringsum von unterer Meeresmolasse umgeben.

b) Eine mittlere Falte, die gegen Osten über erstere hinaus bis zum Inn sich erstreckt und hier in ganz gleicher Weise an dem vorspringenden Alpenrand abstößt. An der Isar hebt sie sich bei Tölz sattelförmig heraus, so daß hier im Streichen die untere Meeresmolasse zutage tritt und eine östliche, vollständig in sich abgeschlossene und rings von unterer Meeresmolasse umgebene Teilmulde, die Haushamer Mulde, von einer westlichen, der Penzberger Mulde, die nur an ihrem Südrand untere Meeresmolasse zeigt, trennt. Sie sind über dem tiefsten Horizont, der genannten unteren Meeresmolasse, beide von den brakischen Cyrenenschichten erfüllt, in welche sich nur in der westlichen (Penzberger) Mulde die untere bunte Molasse in schon mehrfach geschilderter Weise zwischenschiebt. In der Haushamer Mulde scheinen höchstens Spuren von letzterer vorhanden zu sein.

c) Ein nördlicher Faltenzug; dieser enthält keine einheitliche Falte, wie unter a und b, sondern meist neben einer Hauptfalte noch mehr oder weniger deutlich vorgelagerte Nebenfalten. Die untere marine Molasse ist hier wohl nirgends einwandfrei bekannt; dagegen alle höheren Schichten bis zur oberen bunten Molasse.

Uns interessiert hier ausschließlich der mittlere Faltenzug, insbesondere dessen östlicher Teil, die Haushamer Mulde, und auch von dieser hauptsächlich der mittlere Teil, vor allem etwa zwischen Schlierach und Leitzach, der durch die Haushamer Grubenbaue auf über 15 km streichende Erstreckung in sehr eingehender Weise abgeschlossen ist.

Durch drei bei Hausham im Schlierachtale auf 255 m (Auersole), 515 m (III. Tiefbausohle) und 715 m (VI. Tiefbausohle) niedergebrachte Förderschächte (Meershöhe des Tagkranzes derselben etwa 770 m) werden die zwei bauwürdigen Flöze dieser Mulde (das

¹⁾ Weithofer, Zur Kenntn. der oberen Horizonte d. oligoc. Brackwassermolasse Oberbayerns etc. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1899, pag. 269. — Einige Querprofile durch d. Molassebildungen Oberbayerns. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1902, Bd. 52, pag. 39. — Über neuere Aufschlüsse in den jüngeren Molasse-schichten Oberbayerns. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1912, pag. 347. — Die Entwicklung der Anschauungen über Stratigraphie und Tektonik im oberbayr. Molassegebiet. Geolog. Rundschau 1914, Bd. V, pag. 65.

sogenannte Großkohl- und Kleinkohlflöz) aufgeschlossen. Die obere Breite dieser Mulde zwischen Nord- und Südflügel genannter Flöze ist etwa 2 km. Der Nordflügel fällt überall ziemlich flach gegen Süden ein, das Muldentiefste liegt, soweit heute bekannt, in ca. 800—850 m Tiefe unter Tagkranz, der Südflügel steigt daraus steiler empor, geht — vornehmlich östlich der Schächte — sogar in überkippte Lage über. Die Überkippungsstelle befindet sich dabei in der Nähe der Schächte über der Auersohle bei etwa 200 m Tiefe¹⁾. Gegen Westen verliert sich die Überkippung sehr bald vollständig und der Südflügel fällt hier dann steil gegen Norden ein²⁾. Gegen Osten von den Schächten wird die Überkippung hingegen immer schärfer, sinkt dabei immer tiefer, so daß sie 4 km östlich der Schächte bereits in der Mitte zwischen Auersohle und dritter Tiefbausohle liegt. Auch legt sich der überkippte Schenkel in dieser Richtung immer flacher und hat in einer Entfernung von 4 bis 4·5 km nur mehr ca. 40° südliches Einfallen³⁾.

Aus diesen Profilen ist zu ersehen, daß der Muldentheil östlich vom Schlierachtal einer ganz außerordentlichen seitlichen Pressung ausgesetzt war, die schließlich den Südflügel gegen Norden zu weit über die Mulde hinüberschob. Im Schlierachtal sind die Schichten dabei noch in einem sanften Bogen überkippt, weiter gegen Osten wird der überkippte Schenkel immer energischer, förmlich von oben her, muldeneinwärts hereingedrückt, er wird flacher, die Überkippung selbst schärfer, bis sie zu einer förmlichen Knickung wird.

Etwa 1 km östlich der Schächte stellen sich dabei in diesem Flügel in dem Flöze eine Reihe von kleinen Verwerfungen ein⁴⁾. Sie fallen sämtlich mehr oder weniger steil gegen das Muldeninnere zu ein. Der hangende Teil ist auch stets gegen die Mulde zu abgesunken. Diese Verwerfungen bilden fast ausnahmslos einen ziemlich spitzen Winkel gegen das Flöz — also gegen die Schichten im allgemeinen — und stehen auffallender Weise im allgemeinen desto steiler, in je höherem Niveau (über dem Meere) sie auftreten. Sie machen dadurch den Eindruck, daß sie zu einer Zeit entstanden sind, da die Haushamer Mulde noch ganz flach war. Mit der Aufrichtung und schließlich Überkippung des Südflügels scheinen dann auch diese ursprünglich ganz flachen, von der Horizontalen nicht viel verschiedenen Verwerfungen — hier dann besser Überschiebungen genannt — gehoben und nach oben zu daher immer steiler aufgerichtet worden zu sein. Sie sind daher ebenfalls anfängliche Resultate des gleichen Seitenschubes, der dann später den Südflügel samt ihnen emporgehoben und überworfen hat.

Einen Widerspruch zu dieser Präexistenz der Verwerfungen oder Überschiebungen scheint allerdings der Umstand zu bilden, daß gerade an der Knickungsstelle des überkippten Flügels mehrere derselben sich befinden, daher scheinbar wohl auf die Knickung selbst zurück-

¹⁾ Vgl. Weithofer, l. c. 1902, Taf. II, Prof. III.

²⁾ Ebenda Taf. III, Prof. IV.

³⁾ Ebenda Taf. II, Prof. II.

⁴⁾ Ersichtlich bei Baumgartner, Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw., 1900, Taf. XVI, Fig. 1.

zuführen sind. Man kann sich die Sache aber auch so erklären, daß bei der gegen Osten immer schärfer werdenden Umbeugung der Schichten die bereits vorhandenen Verschiebungsflächen zu einer vollständigen Zerknickung des überworfenen Bogens führten.

Ähnliche kleine, jedoch zahlreiche und ganz flach liegende Überschiebungen zeigt auch die unmittelbar nördlich vorgelagerte Miesbacher Mulde, die bereits dem nördlichen Faltenzuge angehört. Nord- und Südfügel fallen hier annähernd gleich flach südlich, respektive nördlich ein¹⁾, so daß sie dadurch etwa das Bild der Haushamer Mulde in einem frühen Stadium bietet zu einer Zeit, als die heutigen steilen Verwerfungen sich ebenfalls noch als flache Überschiebungen in der flachen Mulde darstellten.

Es mögen diese wie Schuppen sich präsentierenden kleinen Überschiebungen hier ein Vorstadium der ganzen Aktion zeigen, deren mächtiger Nachschub dann die Haushamer Mulde in ihrem Südfügel auftürmte und überwarf, sowie schließlich die oligocäne Molasse an ihrem Nordrande über das vorgelagerte Miocän überschob.

Bei derartigen Faltungen ist es als weitere Folgeerscheinung natürlich unvermeidlich, daß die im Innern der Falten gelegenen Schichten eine Pressung in der Richtung längs ihrer Schichtflächen erfahren, dagegen die äußeren Schichten mehr oder weniger eine Zerrung in gleichem Sinne. Als Folge muß sich einerseits, soweit dies nach dem Gesteinscharakter möglich ist, Komprimierung oder Dehnung einstellen oder aber andererseits Verschiebungen der einzelnen, von der Faltung betroffenen Schichten gegeneinander.

Bildet nach der Beschaffenheit ihres Materials die Stelle geringsten Widerstands irgend eine Schicht selbst, so geht die Verschiebung unter vollkommener Zerreibung und Durcheinanderknetung dieser Schicht vor sich. Jedem Bergmann ist dieses Vorkommen von solchen, oft ganz zermahlenen, von Rutscheln und wirren Gleitflächen durchzogenen, stets weicheren Schichten im normalen Schichtenverbande bekannt²⁾.

Häufig genug bilden die Flöze diese Stelle geringsten Widerstands und diese sind dann nicht gebankt und fest, sondern ihre Kohle zerrieben, durcheinandergeknetet und verworren, ohne jeden Grobkohlenanfall. Oft genug werden sie dann als allochthon angesprochen. Es sind dies aber wahrscheinlich meist Flöze, in welchen solche Verschiebungsbewegungen der Schichten bei der Faltung, überhaupt Biegung, stattgefunden haben.

Da die einzelnen Bänke eines und desselben Flöztes weiter oft genug nicht von gleicher Beschaffenheit und Resistenz sind, so kann man auch finden, daß ein Teil des gleichen Flöztes normal abgelagerte,

¹⁾ Vgl. Weithofer, a. a. O., 1902, Taf. II, Prof. III und Taf. III, Prof. IV.

²⁾ Man vergleiche als Beispiel — das mir aus der Literatur gerade zur Hand ist — Briarts Mitteilung und Abbildung in den *Annales de la Société géologique de Belgique*, Bd. 17, 1889—1890, pag. 129 u. ff., wo von einer Bank bituminöser Schiefer die Rede ist, die in den Friauler Alpen bei Resiutta, 15 km von der österreichischen Grenze entfernt, abgebaut wird, die, vollständig durcheinandergefaltet, zwischen regelmäßig gelagerten Triaskalkbänken liegt; weiter wohl auch: Katzer, *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1904, pag. 154 und 155.

festen, gebankten Kohle enthält, eine Bank derselben also solche vollkommen mürbe, zerriebene und durcheinandergeknetete Kohle. Man kann dies häufig genug beobachten, so zum Beispiel im Bayerschachte der Pilsener Kohlenmulde, so auch in Hausham, von wo Baumgartner¹⁾ schon eine Reihe von Flözprofilen abbildet, deren Störungen offenbar nur auf diese Ursachen zurückzuführen sind²⁾.

Naheliegender ist es nun und nicht ausgeschlossen, daß nach solchen heftigen Bewegungsvorgängen allgemein latente Spannungen in großem Maße in dem betreffenden Gebirge zunächst zurückgeblieben sein mögen. Ein großer Teil mag ja sicher im Verlauf der Jahrmillionen infolge nachgiebigem Nebengestein gegen die Oberfläche oder gegen seitliche Taleinschnitte zu wieder verloren gegangen sein. Man neigt vielfach sogar zur Ansicht, daß solche vorhandene latente Spannungen überhaupt nicht aus der Zeit des tektonischen Sturmes und Dranges jener Gebirge herrühren. Wo sich Spannungen zeigen, seien sie ausschließlich auf den Druck der überlagernden Gebirgsmassen zurückzuführen.

Insbesondere Heim ist ein nachdrücklicher Vertreter dieser Anschauungen. Schon im Jahre 1878 scheint er in seinem monumentalen Werk „Über den Mechanismus der Gebirgsbildung“³⁾ zu dem Resultat zu kommen, daß „der gebirgsbildende Horizontalschub nicht mehr fort dauert“, wenn er auch einige Seiten vorher (pag. 99) die Antwort auf die Frage, „ob jetzt die Alpen, der Jura und so fort gegen den Horizontaldruck, der sie aufwärts, im Gleichgewicht sind oder ob ihre Stauung noch fort und fort wirkt“, für „heute noch unmöglich“ hält. Auch in einer seiner jüngsten Schriften über den Simplontunnel glaubt er, die Frage, ob statt diesem „allgemeinen und mit der Tiefe mehr und mehr hydrostatisch sich verteilenden Druck durch die Überlagerung“ „vielleicht noch Reste von Gebirgsspannungen aus der Zeit der Gesteinsfaltung“ vorhanden sein könnten, mit Nein beantworten zu müssen⁴⁾.

Er glaubt dagegen alle Druckerscheinungen — hauptsächlich hat er dabei allerdings die tiefen Alpentunnel der Schweiz im Auge — auf Gebirgsdruck infolge der Last der überlagernden Schichten zurückführen zu müssen: „Die Schwerelast des Gebirges setzt sich

¹⁾ Baumgartner, Über Störungen und eigenartige Druckerscheinungen (sog. „Pfeilerschüsse“ oder „Kohlenstoßexplosionen“ der oberbayr. tert. Kohlenmulde auf Grube Hausham. Österr. Zeitschr. f. B. u. H., Bd. 48, 1900, pag. 461, Taf. XVI.

²⁾ Verschiebungen der Kohle zwischen ihrem Hangenden und Liegenden sind ja zudem eine sehr häufige Erscheinung. Oft genug ist es zu beobachten, daß infolge Druckwirkung das Flöz stellenweise förmlich ausgewalzt und die ausgepreßte Kohle in der Nähe in einer linsenförmigen Anschwellung des Flözes angehäuft ist. Ein bezeichnendes Beispiel bietet die stark zusammengedrückte und in ihrem Südfügel gleichfalls überworfene Penzberger Mulde westlich von Hausham. In der östlichen und westlichen Muldenecke ist die Kohle in einzelnen Flözen beträchtlich angereichert, dadurch eine starke Anschwellung der Flözmächtigkeit bildend, doch ist sie hier sehr unregelmäßig gelagert und vielfach ganz durcheinandergeknetet.

³⁾ A. Heim, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878, II. Bd., pag. 102.

⁴⁾ A. Heim, Nochmals über Tunnelbau und Gebirgsdruck. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. in Zürich, 1905, 53. Jahrg., pag. 88.

in einer je nach der Gebirgs- (Gesteins-) Festigkeit ungleichen durchschnittlichen Tiefe in einen allseitigen, dem hydrostatischen ähnlichen Gebirgsdruck mit Auftrieb um¹⁾).

Nach ihm ist daher in jedem Teil des Gebirges ein Druck ähnlich dem hydrostatischen vorhanden, dessen Wirksamkeit von der vorhandenen Gebirgsfestigkeit — unter Umständen der Gesteinsfestigkeit — abhängig ist. Jeder in einem solchen Teil des Gebirges künstlich geschaffene Hohlraum ist daher diesem allseitigen Druck ausgesetzt; ob und in welchem Grade er in einem gegebenen Falle in die Erscheinung tritt, hängt eben von der Gebirgsfestigkeit ab. Bei gleicher Tiefe wird er in weicherem Gestein zuerst ausgelöst werden, bei gleichem Gestein in entsprechend größerer Tiefe.

Schmidt in Basel, der sich auch sehr lebhaft mit diesen Druckproblemen, besonders soweit sie bei den großen Schweizer Tunnelbauten zum Vorschein kamen, beschäftigte, zollt dieser Anschauung zwar volle Anerkennung, findet aber doch, „daß wir in den Tiefen, in denen Bergleute und Ingenieure zu arbeiten haben, nicht mit hydrostatischen, sondern mit dynamischen Kräften zu rechnen haben“²⁾.

Es ist nun gewiß das zweifellose Verdienst Heims, diesen fruchtbaren Gedanken vom Gebirgsdruck eingeführt, scharf formuliert und in allen seinen Konsequenzen durchgeführt zu haben, allein es ist doch nicht zu verkennen, daß diese These in der Praxis sehr schwierig zu handhaben ist, da die dem Gebirgsdruck entgegenstehenden Kräfte, und damit das praktisch allein greifbare Resultat dieses Widerstreites, nämlich jene der Gebirgs- oder Gesteinsfestigkeit und schließlich all die verschiedenen Störungserscheinungen vollkommen unbekannt und in der Wirklichkeit unfaßbare Größen sind. Auch darauf weist übrigens schon Schmidt hin³⁾. Gegenargumente vorzubringen, wird dadurch eigentlich unmöglich gemacht.

Allerdings scheint ja Heim selbst, schon nach seinen gesamten früheren fundamentalen Darlegungen über Gebirgsbau und Gebirgsbildung, kaum die ausnahmslose Ansicht zu vertreten, daß primär laterale Schubkräfte unter allen Umständen auszuschließen seien, oder daß sich diese oben zitierten Äußerungen doch in der Hauptsache bloß auf jene Regionen der Gebirge beziehen, die über der Talsohle liegen. „Sodann kann ich mir nicht denken, daß aus der Zeit des Zusammenschubes zum Gebirge noch Spannungen übriggeblieben wären, weil seither Tausende von Metern der Überlastung abgetragen worden, Hunderttausende von Jahren verstrichen sind, und auch weil das vom Tunnel durchfahrene Gebirge beiderseits oder in weiterem Umfange ringsum durch Täler umschnitten und dadurch vom Horizontaldruck benachbarter Gebirgsmassen isoliert ist. Die gebirgsbildenden Kräfte sind in diesem oberen Teile des Gebirges über dem Talniveau längst ausgeglichen — so wenigstens muß ich es für wahrscheinlich halten“⁴⁾.

¹⁾ A. Heim, Tunnelbau und Gebirgsdruck. Vierteljahrshr. d. Naturf. Ges. Zürich 1905, 50. Jahrg., pag. 21.

²⁾ C. Schmidt, Die Geologie des Simplongebirges und des Simplontunnels. Rektoratsprogramm d. Univ. Basel f. d. J. 1906 u. 1907. Basel 1908. Pag. 93.

³⁾ A. a. O., pag. 86.

⁴⁾ Heim, a. a. O. 1908, pag. 38.

Ex contrario kann man daher vielleicht annehmen, daß auch er nicht ausschließt, daß unter der Talsohle einerseits die Horizontalverspannungen dem Schwerdruck als weiteres Moment noch entgegenwirken, und andererseits aus der Gebirgsbildungszeit herstammende latente Seitendrucke unter Umständen noch nicht zur Entspannung gekommen sind. Da beides aber gegen die Oberfläche zu nach ihm dann ebenso eintreten müßte, resultierte auch hieraus, daß ceteris paribus solche Gebirgsspannungen, hervorgerufen durch Seitendruck, eigentlich ebenfalls mit der Tiefe zunehmen oder überhaupt erst auftreten müßten. Da sich zudem für Anhänger einer flüssigkeitsähnlichen Druckverteilung — bei entsprechender Größe des Druckes — aber auch hier wieder allseitige Druckverteilung ergeben müßte (wie schließlich bei jedem Druck, welcher Herkunft immer er sei), wäre für diesen also wohl das Endergebnis folgerichtig in beiden Fällen stets das gleiche und doch die Ursachen sehr verschieden.

Selbst über der Talsohle oder in unmittelbarer Nähe derselben wird man aber auch noch anderweitige Spannungen, unabhängig vom hydrostatisch wirkenden Gebirgsdruck der Schwere, zugeben müssen. Finden sich ja sogar aus Steinbrüchen — also über oder nahe der Talsohle gelegenen Bauen — Erscheinungen verzeichnet, die nur schwer als Wirkungen der Schwerelast der über- oder umliegenden Gesteinsmassen gedeutet werden können.

So die bekannten Angaben von W. H. Niles¹⁾ aus einem in einem niederen Hügel angelegten Gneisssteinbruche bei Monson, Mass., in den Vereinigten Staaten; bei dem im Bruche freigelegten Gestein bilden sich häufig flache Antiklinalen, welche oft in ihrer Sattellinie mit lautem Knall aufersten, wobei Staub in die Luft geworfen wird, oft auch Steine von mehreren Pfund Gewicht; die Knalle sind oft wie Sprengschüsse, einmal glaubte man sogar das Pulvermagazin explodiert. Eine abgelöste, lange Gesteinsplatte, die jedoch an einem Ende noch mit dem Muttergestein zusammenhing, hatte sich, was nach den Bohrlöchern, längs denen die Ablösung erfolgte, gut zu beobachten war, um $1\frac{1}{2}$ Zoll gelängt.

Niles faßt seinen Bericht dahin zusammen²⁾, daß die Gneise unter starkem lateralem Druck stehen, der sich nach ihm sogar nur in NS-Richtung geltend macht, welcher letzteres später allerdings widerlegt wurde. In der zweiten Mitteilung erwähnt er zudem ähnliche Erscheinungen aus einem Sandsteinbruche bei Berea, Ohio, und aus einem Kalksteinbruche bei Lamont, Ill. Er betont dabei pag. 275 ausdrücklich: „that the lateral compression could not have been caused by vertical pressure upon adjacent parts of the beds.“ In der Tat wäre es bei der verhältnismäßig geringen Überhöhung der den Brüchen benachbarten Gelände schwer denkbar, daß durch diesen recht geringen Schweredruck die Gebirgsfestigkeit des Gneises bereits überwunden würde. (Vgl. die Bemerkungen am Schlusse dieser Arbeit.)

¹⁾ W. H. Niles, Some interesting Phenomena observed in Quarring. Proc. Boston Soc. of Nat. Hist., Vol. XIV, 1870/71, Boston 1872, pag. 80.

²⁾ Auch in einer weiteren Mitteilung in der gleichen Zeitschrift, Vol. XVIII, 1875/6, pag. 472. — Vgl. auch E. Suess, Über Zerlegung der gebirgsbildenden Kräfte. Mitt. d. geol. Ges. Wien, Bd. VI, 1913, pag. 37 u. ff.

Ganz ähnliche Verhältnisse beschreibt auch Hankar-Urban¹⁾, der Direktor der Steinbrüche von Quenast in Belgien, aus den dortigen Porphyrb Brüchen, und in einer weiteren Abhandlung²⁾ erwähnt er noch andere Fälle aus Kalkbrüchen von Yorkshire (nach Mc. Kennedy Hughes, *Bursting rock surfaces. The geol. Mag.* 1887, pag. 511). Auch hier kann die Schwerelast der seitlichen Steinbruchwände wohl nicht gut als den seitlichen Druck verursachend herangezogen werden.

Bekannte Erscheinungen in dieser Hinsicht haben auch die Marmorbrüche von Carrara geliefert: die Sägespalten drücken sich über dem Sägedraht wieder zusammen, so daß letzterer oft genug gar nicht mehr herausgezogen werden kann; von den freigelegten Wänden springen auch hier wie in Quenast unter starkem Knall größere Schalen ab. Delhaye³⁾ berichtet hierüber und führt die Sache auf Spannungen zurück, die von der Gebirgsbildung her zurückgeblieben sind und „en relation très intime avec les mouvements de l'écorce terrestre et particulièrement avec les plissements de l'époque miocène“ (a. a. O., pag. 38) stehen. Es gibt dort nach ihm auch interessante Unterschiede im Auftreten dieser Erscheinungen: der grobkörnige Statuenmarmor, der dem oberen Niveau der Marmorlager angehört, hat weiches Nebengestein, welches die Pressung wie ein Polster aufnimmt, daher er weniger Spannung zeigt; der feinkörnige Marmor von Massa ist dagegen in Form von schwächeren Bänken oder Linsen in einem sehr harten Triasdolomit eingelagert, daher hauptsächlich in ihm jene oben beschriebenen Äußerungen einer vorhandenen Spannung im Gebirge auftreten.

Lassen sich also schon nahe der Oberfläche Spannungserscheinungen verzeichnen, die durch den bloßen Schweredruck nicht gut zu erklären sind, so dürfte mit letzterem allein um so weniger auszukommen sein, je tiefer man sich von der Oberfläche nach abwärts zu begibt, denn nach Heims Annahme selbst wäre mit der größeren Tiefe immer mehr und mehr die Möglichkeit einer Entspannung gegen die Oberfläche und gegen die Seiten zu genommen. Ob und wie weit es allerdings möglich ist, daß diese oberflächlichen Spannungen nicht auf tektonische Vorgänge, sondern auf andere Ursachen, etwa auf petrographische Veränderungen zurückzuführen sind, die in den bezüglichen Gesteinen vor sich gingen und eine Volumenvermehrung bewirkten, dies zu beantworten muß berufenerer Seite vorbehalten bleiben⁴⁾.

Über solche Spannungsäußerungen in Bergwerken sind schon zahlreiche Mitteilungen veröffentlicht worden. Auch in der Grube von Hausham, deren tektonische Verhältnisse eingangs geschildert worden waren, findet sich ein in der Literatur schon mehrfach erwähnter und

¹⁾ A. Hankar-Urban, Note sur les mouvements spontanés des roches dans les carrières. *Boll. Soc. Belge de Géol., de Pal. et d'Hydrog., T. XIX, Mém.,* Brüssel 1905, pag. 527—540. — Ferner: *Ebenda, T. XX, 1906, pag. 56—61; T. XXI, 1907, Mém., pag. 21—42; T. XXIII, 1909, pag. 260—270; T. XXV, 1911, pag. 173—175.*

²⁾ *Ebenda, Mém., 1907, pag. 23.*

³⁾ Fer. Delhaye, Les bruits de montagnes aux carrières de marbre de la région de Carrare. *Ann. Soc. géol. de Belgique. T. 35, 1907/8, Liège, pag. B 35—38.*

⁴⁾ Vgl. diesbezüglich z. B.: J. Cornet, Sur une des causes de phénomènes d'autoclase („Bergschlüge“ etc.). *Ann. Soc. géol. de Belgique T. 35, Liège 1907/8, pag. B 277.*

behandelter Herd von solchen. Insbesondere durch die Aufsätze von H. Müller¹⁾ und K. Baumgartner²⁾ sind sie seit längerer Zeit bereits bekannt geworden.

Die Gebirgsspannungen sind hier nicht überall gleich; sowohl nach dem Streichen wie nach dem Verfläichen (nach der Tiefe) sind sie recht verschieden. Aus naheliegenden Gründen sind ihre Äußerungen hauptsächlich in den Flözen bekannt; sie hängen hier aber, wie gleich gesagt sein mag, weniger von der Tiefe, als von der Situation, der Flözbeschaffenheit selbst, vom Nebengestein und den Zwischenmitteln ab.

Im Bau sind in Hausham, wie bereits erwähnt, zwei Flöze: das ältere Großkohlföz und das jüngere Kleinkohlföz, die etwa 5—9 m voneinander entfernt sind. Im überkippten Teil des Südflügels ist daher das Kleinkohlföz das liegende, im normal gelagerten Teil das Großkohlföz. Westlich der Schächte ist nur das Großkohlföz bauwürdig entwickelt und reicht in diesem Zustande bis etwa 4500 m östlich der Schächte. Die Bauwürdigkeit des Kleinkohls beginnt dagegen erst etwa 700 m östlich der Schächte und reicht in dieser Richtung noch weit über das Großkohlföz hinaus. Nur über eine Erstreckung von etwa $3\frac{3}{4}$ km werden daher beide Flöze übereinander abgebaut.

Obzwar der Bergbau hier schon seit den sechziger Jahren datiert, hat man die Wechselwirkung der beiden Flöze aufeinander zufolge des Gebirgsdruckes doch erst etwa vom Jahre 1890 an verstehen gelernt. (Vgl. Müller und Baumgartner a. a. O.) Vorher baute man fast nur das schönere und mächtigere Großkohlföz; jeder Versuch, nach dem Abbau dieses Flöztes auch das schwächere Kleinkohlföz herauszunehmen, scheiterte auf die Dauer an dessen außerordentlicher Härte. Es stellte sich aber heraus, daß diese Härte sich stets erst nach dem Abbau des Großkohlföztes bemerkbar macht, daß sie jedem der beiden Flöze zukommt, wenn es nach dem anderen zum Abbau gelangt. Das zuerst abgebaute Flöz ist stets milde, das zweite wird erst hart, wenn das erste herausgenommen ist, und zwar genau für den Bereich der Abbaufäche des darunter oder darüber zuerst abgebauten Flöztes.

Über das Verhalten des seinerzeit fast allein gebauten Großkohlföztes über der Auersohle (255 m), d. h. also über der Überkippung im überworfenen Teil des Südflügels, ist heute nicht viel bekannt; wahrscheinlich machte hier der Druck keine sonderlichen Schwierigkeiten, da die Tagesoberfläche nicht weit war. Ob man die Schwerkraft als Hauptenergiequelle ansieht oder einen seitlichen Gebirgsdruck — im ersteren Falle war eben der Druck nicht besonders groß, im zweiten konnte sich eine ursprünglich vorhandene latente Spannung gegen oben zum Teil wenigstens verlieren. Druck scheint aber immerhin vorhanden gewesen zu sein, sonst wäre die Verhärtung des Kleinkohlföztes nach erfolgtem Abbau des Großkohlföztes nicht eingetreten.

¹⁾ H. Müller, Erfahrungen über Abbaumethoden mit Bergvorsatz. Österr. Ztschr. f. B. u. H., Bd. 48, 1900, pag. 347.

²⁾ K. Baumgartner, a. a. O., pag. 461.

Als sich die Baue Ende der achtziger und anfangs der neunziger Jahre des vorigen Jahrhunderts gegen die Tiefe fortschreitend der Überkipfung näherten und dieselbe dann nach abwärts überschritten, stellten sich als Zeichen einer größeren latenten Spannung des Gebirges die ersten unangenehmen Erfahrungen ein. Vorerst eine erhöhte Pressung des Flözes, die man sich zunächst gern gefallen ließ, da sie die Hereingewinnung der Kohle außerordentlich erleichterte. Ein ständiges Knistern machte sich hörbar, oft genug sprangen auch größere Stücke von den Kohlenstößen ab, es bedurfte nur verhältnismäßig geringer Nachhilfe, um die Kohle hereinzubringen. Dann kam aber die unangenehme Seite: Vorerst in ungefährlicher, wenn auch mehr Kosten verursachender Weise; infolge der lebhaften Pressung wurden die Kohlenstöße in den Strecken zermürbt und langsam in dieselben hereingedrückt. Wo sie nicht rechtzeitig hinter der Zimmerung nachgenommen wurde, wurden die Stempel zerknickt, die Kohle „wuchs in die Strecke herein“, Sohle und First näherten sich. Wiederholte Zimmerung und Nachreißen von Sohle oder First waren die Folge.

Ähnliche, nur entsprechend modifizierte Erfahrungen machte man in den Abbauen. Stellenweise wurde die Pressung aber so stark, daß öfter unter lautem Krachen der Kohlenstoß hereinbrach, mehr oder weniger große Mengen von Kohlenklein und Kohlenstaub in die Abbaue oder Strecken warf und mehrfache Unglücksfälle verursachte: die Gebirgs-, oder vielleicht sogar die Gesteinsfestigkeit der Kohle war überschritten worden. Es mußte aber nicht immer gerade die Kohle sein, es kam auch vor, daß eine besonders spröde Bank von Kalkmergel oder Stinkstein sich als *locus minoris resistentiae* erwies und als Opfer des Gebirgsschlages vollständig zertrümmert herausgeschleudert wurde.

Eine Hauptbedingung dabei war stets, daß es sich ausschließlich um harte und spröde Materialien handelte. Eine Einlagerung von einer weichen Schicht hob stärkere Spannung auf. So konnte man z. B. bei einem kleineren Gebirgsschlag am 21. August 1912 (in einem Abbau der Brems 1 Ost, VI. T. S.) die Wahrnehmung machen, daß der Kohlenstoß in dem Abbau nur zur Hälfte „explodierte“; die Kohle der anderen Hälfte war von einer etwas plastischen Lettenbank durchzogen. Diese scheint also als förmlicher Polster den Gebirgsdruck aufgefangen und unschädlich gemacht zu haben. Aus ähnlichen Gründen scheint vielleicht auch der ganze westliche Teil der Grube von solchen Gebirgsschlägen verschont zu sein, weil hier das Flöz von ähnlichen weichen Mergeln und Lettenbänken durchzogen ist.

Am gefährlichsten waren und sind diese Gebirgsschläge heute noch in einem mittleren Teil der streichenden Erstreckung der Grube, etwa von Brems 1 West bis Brems 5 Ost auf zirka 3-5 km Länge, wo die Kohle am reinsten und das Nebengestein zugleich ein spröder Zementmergel und Sandstein ist. In dieser Partie haben sich auch fast alle die bisher bekanntgewordenen — insbesondere die katastrophalen — Gebirgsschläge abgespielt. Es läßt sich auch nicht sagen, daß sie hier irgendwie gegen die Tiefe zu häufiger geworden wären, obwohl man gerade hier bereits bis gegen den tiefsten Teil der Mulde — zirka 800 m vorgedrungen ist. Sie haben sich hier nahe der Über-

kipfung — also in 200—300 *m* Tiefe — zuerst bemerkbar gemacht und halten in gleicher Stärke bis zur Tiefe an.

Wie sie im Westen bis zur heutigen Abbautiefe von 600 *m* noch nicht wahrgenommen wurden, so haben diese Gebirgsspannungen auch im Osten an Intensität stark eingebüßt; sie machen sich nur durch größeren — nicht unerwünschten — Druck, mit meist unschädlichem Abspringen größerer oder kleinerer Teile bemerkbar, nicht aber in jenen oft zu heftigen Unglücksfällen führenden Gebirgsschlägen der Mitte. Die Schäden betreffen nur das früher erwähnte Anfangsstadium, die Kohle drängt in die Strecke herein, knickt die Zimmerung und nötigt zu häufigeren Reparaturarbeiten. Vielleicht hängt diese geringere Druckäußerung in diesem östlichen Teile auch damit zusammen, daß hier ungefähr jene kleinen Verwerfungen (Überschiebungen) beginnen, die, wie früher erwähnt, an der Überkippungsstelle sowie auch darüber und darunter gegen Osten sich einstellen. Vielleicht ist dadurch ein Teil der ursprünglichen Spannung im Überkippungsbogen verloren gegangen.

Zu bemerken ist allerdings, daß man aus den bisherigen Erfahrungen auch gelernt hat, den Gebirgsschlägen und ihren verschiedenen Äußerungen auszuweichen oder zuvorkommen. Sie müßten sonst bei dem überaus lebhaften Betrieb, der gerade in der gefährlichen Zone jetzt mehr denn je stattfindet, zu viel häufigeren Vorkommnissen gehören.

Normal kommt der Druck vor der Abbaufont dadurch zur Äußerung, daß die Kohle „arbeitet“, daß sie „lebendig“ ist: sie knistert und zerspringt ständig, es bedarf nur verhältnismäßig geringer Nachhilfe bei der Gewinnung. Solange dieser Zustand anhält, ist die Gefahr nicht groß; sie wächst erst wieder — wie schon Baumgartner a. a. O., pag. 400, anführt — mit der Wegnahme dieses zerknisterten und zerklüfteten Mantels, sowie wenn diese Zerklüftung nicht rasch genug im gleichen Schritt mit dem Abbau vom neuen entsteht. Oft kommt es dann vor, daß die Kohle hart wird; obige Erscheinungen des „Arbeitens“ treten dann nicht mehr auf. Damit wird der Zustand erfahrungsgemäß sehr kritisch; die Kohle muß wieder zum „Arbeiten“ gebracht werden, soll nicht größte Gefahr für den Eintritt eines Gebirgsschlages entstehen. Schon die Arbeit in Pausen ist ein solches Hilfsmittel, indem sich nach gewissem Stillstand der Arbeit die Zerklüftung wieder bildet, dem Abbau nachkommt. Man beschleunigt dies nun auch dadurch, daß man einen oder mehrere Schüsse in der Kohle abtut; meist nimmt man dabei dann zuerst den Stoß und Schall des Schusses wahr und einige Sekunden darauf erst den in dieser Form immer in harmloser Weise ausgelösten und verlaufenden Gebirgsschlag. Viel Material findet sich in der Regel herein geworfen, meist „arbeitet“ die Kohle dann wieder.

Auch Spannungen im Sohlgestein werden derart oft künstlich durch tiefe Sprengschüsse, die mehr lockern, denn werfen, ausgelöst und die Gebirgsschläge dadurch gleichsam in statu nascendi unschädlich gemacht.

Der hier in Rede gestandene mittlere Teil der Grube, der vornehmlich Gebirgsschlägen ausgesetzt ist, deckt sich keineswegs mit jenem früher erwähnten mittleren Teil, in welchem beide Flöze bau-

würdig entwickelt sind; er umfaßt im Gegenteil zur Hälfte Flächen, wo nur das Großkohlföz allein bauwürdig vorhanden ist und abgebaut wird. In der gefährlichsten Zone mußte sogar das dort gänzlich unbauwürdige Kleinkohlföz herausgenommen werden, nur um das darunter befindliche Großkohlföz zu entspannen, damit es gefahrlos abgebaut werden konnte.

Am gefährlichsten sind selbstredend immer jene Situationen beim Abbaubetriebe, wo früher (beim Pfeilerbau) der Rückbau sich der Bremse näherte, oder jetzt (beim durchweg eingeführten Strebau) der Abbau an der Feldesgrenze gegen den alten Mann zu herandrückt. Diese führten einigemal zu den bösartigsten Katastrophen.

Unter den gleichen Verhältnissen befinden sich auch die sogenannten „Sicherheitspfeiler“ längs der Grundstrecken; im rings abgebauten Felde wurden sie zu einer ständigen Bedrohung der Grundstrecke, weil sie ein immerwährender Herd von Gebirgsschlägen waren, da diese zurückgelassenen, verhältnismäßig schwachen Kohlenpfeiler die schließliche Belastung nicht mehr aushielten. Baumgartner hat mehrere diesbezügliche Unfälle geschildert; sie haben sich noch öfters wiederholt. Zu einem neuerlichen katastrophalen Zusammenbruch kam es auf der Grundstrecke der III. Tiefbaushle im Bereiche der Bremse 2 Ost am 21. Januar 1910, wo diese Strecke unter gewaltigen Erschütterungen auf etwa 200 m Länge zusammengeworfen wurde; das dadurch hervorgerufene Erdbeben wurde auch noch auf der Münchner Erdbebenwarte sehr schön aufgezeichnet.

Als häufigste Begleiterscheinung dieser Gebirgsschläge zeigt sich die Firse durchgebogen oder auch die Sohle aufgeborsten.

Es wurde schon erwähnt, daß nicht immer die Kohle der von der Zerstörung heimgesuchte Teil war; auch spröde Gesteinsbänke wurden davon betroffen, die zum Beispiel beim Abbau mitgenommen werden mußten und daher vor Ort anstanden, sowie die bei dem vorhandenen Einfallen der Schichten im Dreieck nachgerissene Sohlbank, die manchmal allein zerquetscht und unter schußähnlicher Detonation hereingeworfen wurde. Auch beim Teufen des 735 m tiefen Klenzschachtes, der mit zirka 6·7 m das Flöz durchörterte, machte sich unterhalb des Flözes, insbesondere im Schachtfüllort, im Gestein derartige Gebirgsschläge höchst lästig, indem unter Krachen starke Schalen absprangen, was zu großer Vorsicht bei der Arbeit nötigte.

Auf eine nicht zu übersehende Eigentümlichkeit muß bei diesen Haushamer Gebirgsschlägen ferner noch hingewiesen werden. Die dortige Kohle enthält nur sehr wenig Schlagwetter, so daß die meisten Orte trotz Sicherheitsgeleuchte mit offenem Lichte befahren werden können. Gelegentlich solcher Gebirgsschläge nun und infolge der dabei vorkommenden Zermalmung der Kohle treten nicht selten Schlagwetter auf. Bei der Katastrophe vom 8. Juni 1892 waren sie sogar in sehr bedenklicher Menge bei den damals allerdings sehr reichlich ausgeworfenen Kohlenmengen frei geworden¹⁾. Auch in anderen Fällen konnten sie konstatiert werden, so zum Beispiel bei einem größeren Gebirgsschlage im Abbaupfeiler 1 auf Gesenk I West unter der dritten

¹⁾ Vgl. die Schilderung bei Baumgartner a. a. O., pag. 477.

Tiefbausohle; daß sie nicht stets beobachtet werden, hat wohl seinen Grund in den verhältnismäßig geringen Gasmengen, die noch dazu durch den guten Wetterzug sofort verdünnt werden, zumal ja ein solcher Ort nach einem Gebirgsschlag, zu befürchtender Wiederholungen wegen, nicht sofort betreten wird.

Als auffallend muß es immerhin bezeichnet werden, daß selbst bei dem geringen Gasgehalt der Haushamer Kohle durch die Zersplitterung derselben infolge eines Gebirgsschlages verhältnismäßig so bedeutende Gasmengen entbunden werden können.

Nicht unerwähnt muß schließlich noch folgende, auch heute noch auftretende Erscheinung bleiben, über die auch Baumgartner¹⁾ schon berichtet. Die Kohle eines der beiden Flöze wurde herausgenommen, der entstandene Hohlraum verzimmert. Als dann das andere Flöz darüber oder darunter abgebaut wurde, fielen die Stempel der Zimmerung im erstgebauten Flöz um, die Öffnung war also weiter geworden. Es geht daraus hervor, daß das Hangende oder Liegende des erstgebauten Flözes gegen den neu entstandenen Hohlraum des zweitgebauten Flözes hinein ausgewichen war.

Wenn das zweitgebauete Flöz das untere war, war die Sache ja einwandfrei durch ein Nachsinken des stehengebliebenen, 6—9 m mächtigen Zwischenmittels infolge der Schwere zu erklären. Wurde dagegen das obere Flöz als zweites herausgenommen, so konnte nur ein Auftrieb von unten oder eine seitliche Pressung die Aufwölbung bewirkt haben. Es kann dies auf die „hydrostatische“ Wirkung der Schwerelast im Heimschen Sinne zurückgeführt werden, kann aber auch die Äußerung einer latenten orogenetischen Spannung sein.

Im ersteren Falle müßte es aber wohl allerdings überall in der Grube auftreten und nicht bloß lokal.

Eine weitere Begleiterscheinung dieser Haushamer Gebirgsschläge sind endlich die Erdbeben, die in ihrem Gefolge obertags oft auf beträchtliche Entfernungen wahrzunehmen sind. Erwähnt wurde schon das Erdbeben gelegentlich des Gebirgsschlages vom 21. Jänner 1910, das die Münchner Erdbebenwarte in einer Entfernung von etwa 55 km registrierte. Leider besteht diese Warte erst seit 1905, so daß man bezüglich der früheren stärkeren Beben nur auf zufällige Mitteilungen angewiesen ist. Nach Baumgartner war der Gebirgsschlag vom 8. Juni 1892 sowie jener vom 11. Jänner 1897 weithin auf mehrere Kilometer als Erdbeben fühlbar, so letzterer gegen Norden in Miesbach und Parsberg in 4 km, nach Südost in Schliersee in 2·5 km und nach Südwest in Tegernsee in 8 km Entfernung. Aus größeren Entfernungen fehlen Beobachtungen; zweifellos reichten die Wirkungen noch weiter. Sogar recht schwache und unbedeutende Schläge, wie einer vom 21. August 1912 und besonders ein solcher vom 12. Dezember 1912 wurden deutlich von der Nordsüdkomponente des Münchener Seismographen als Nahbeben aufgezeichnet (die Ost-Westkomponente wies nur Spuren auf)²⁾.

¹⁾ A. a. O., pag. 492.

²⁾ Zur genaueren Registrierung von Erschütterungen wurde übrigens im Einvernehmen mit der Münchener Erdbebenwarte kürzlich ein Seismograph nach Prof. Dr. Konrad in Hausham unterirdisch aufgestellt.

Aus dem über Hausham im Obigen Gesagten ergibt sich zunächst als Tatsache:

1. daß der ganze Westen der Grube von etwa 700 *m* westlich der Schächte bis zur heutigen westlichen Baugrenze in etwa 3 *km* Entfernung und bis zur heute erreichten Tiefe von 600 *m* nahezu druckfrei ist, d. h. kein wesentlich verstärkter Druck ist zu merken;

2. daß unmittelbar daran gegen Osten der druckhafteste Teil der Grube auf etwa 3·5 *km* streichende Länge sich anschließt. Auffallenderweise beginnt er gerade dort, wo oberhalb die Überwerfung des Südflügels sich einstellt. Gebirgsschläge treten in diesem Teil in gleicher Heftigkeit und Zahl von der Überkippungsregion in etwa 200—250 *m* Tiefe abwärts bis zu den heutigen tiefsten Abbauen in etwa 700 *m* Tiefe auf; wenigstens könnte man keine irgend in die Augen fallende Vermehrung gegen die Tiefe zu feststellen. Die aus dem letzteren Horizonte (—700 *m*) in dem aufgerichteten Südflügel bis in den horizontalen Teil der Muldenmitte etwa noch bis — 800 *m* vorgetriebenen Untersuchungsstrecken waren bis nun ohne alle jene Begleiterscheinungen — auch nicht jener der blähenden oder treibenden Gebirge —, welche sonst Strecken in diesem druckhaften und gebirgsschlaggefährlichen Teile der Grube zeigen, obzwar doch gerade hier der vertikale Druck der Schwerelast sich am günstigsten äußern könnte. Vielleicht läßt sich das Fehlen hier durch die tauben Einlagerungen im Flöz und dessen weichere Kohle erklären, wenn man dann allerdings wenigstens „treibendes“ oder „blähendes“ Gebirge erwarten könnte;

3. der weiter anschließende Osten der Grube zeigt Druckerscheinungen nur in weit vermindertem Maße; Gebirgsschläge sind hier nur wenig bekannt, obzwar die Abbaue auch hier schon bis zu 600 *m* Tiefe allseits vorgedrungen sind;

4. im Nordflügel, der allerdings Abbaue in größerem Umfange nur bis 250 *m* Tiefe hat und wo erst in jüngster Zeit solche in 500 *m* Tiefe begonnen wurden, hat sich bisher kein bemerkenswerter Druck gezeigt. Auch hier könnte das Gewicht der darüber lastenden Schichten gut zur Wirkung kommen. Die flachere Lagerung wäre nach Schmidt¹⁾ gerade geeignet, den Gebirgsdruck viel lebhafter und eher zur Äußerung kommen zu lassen als steil gestellte Schichten, wie sie der Südflügel führt.

Sollte nun — diese Tatsachen im Auge behalten — als Ursache die Schwerelast, das Gewicht der darüberliegenden Schichten allein in Anspruch genommen werden, so müßte wohl, besonders unter den sich gleich bleibenden Gesteinsverhältnissen des mittleren Teiles eine sehr merkliche Zunahme ihrer Wirkungen nach der Tiefe zu wahrzunehmen sein, da ja die Tiefe der Baue von der Überkippungsstelle nach abwärts sich allmählich verdreifacht, insbesondere wenn man dabei berücksichtigt, daß, den vorkommenden Gebirgsschlägen entsprechend, das betreffende Material bereits oben bis zur Grenze seiner Festigkeit beansprucht sein muß.

¹⁾ A. a. O., pag. 84.

Ähnliches müßte auch im Osten der Fall sein; im Westen könnte man ja annehmen, daß die Gesteinsbeschaffenheit nicht danach ist, um bis 600 m Tiefe schon Druckerscheinungen zu bringen.

Es scheint daher, daß mit der Schwerelast oder mit ihr allein die hier in Hausham auftretenden Erscheinungen nicht befriedigend und restlos zu erklären sind; es scheint da wohl nebst dieser natürlich stets bis zu gewissem Grade wirksamen Last der überlagernden Schichten schon auch noch — und zwar in erster Linie — auf Spannungen zurückgegriffen werden zu müssen, die für die vorliegenden Außerungen ihren Sitz sichtlich in dem überworfenen Bogen des Südflügels haben, dessen Entstehung natürlich wieder auf einen seitlichen Gebirgsdruck zurückzuführen ist, der stauchend und faltend und überschiebend im übrigen hier ja Arbeit genug geleistet hat und nach vielfachen Anschauungen auch heute noch fortgesetzt leisten soll.

Schmidt meint: „Der faktische Beweis für das Vorhandensein derartiger Energiereste wäre gegeben, wenn ceteris paribus (petrographische Natur, Lagerung, Überlastung) tektonisch stärker gestörte Gebiete stärkeren Sohlauftrieb und stärkeres Zusammengehen der Ulne einerseits, energischere Bergschläge andererseits zeigen würden, als relativ normal liegende“¹⁾.

Dies scheint mir gerade auf den mittleren Teil unseres Südflügels gegenüber dem Westen und Osten sowie dem Nordflügel anwendbar zu sein.

Zwar sagt auch Heim²⁾ diesbezüglich: „Solche Gebirgsspannungen“ (d. h. obige Energiereste) „müßten sich in ganz anderer Art äußern, vor allem hätten diese keinen Grund, ihre allfälligen Abschälungen parallel den Stollenwandungen zu legen, dagegen könnte dadurch etwa ein Abscheren in irgendeiner Richtung entstehen.“ Ich muß jedoch gestehen, es ist mir nicht ganz klar geworden, was damit gemeint sein soll, denn schließlich muß sich überdies jeder Druck, wenn er vorhanden ist und insbesondere nach Heim flüssigkeitsähnlich wirkt, im großen und ganzen gleich äußern. Allerdings ist wieder zu berücksichtigen, daß dies in erster Linie wieder für Tunnel, daher für Gebirgsschichten oberhalb der Talsohle gesagt ist, von Heim selbst daher nach den früheren Ausführungen für die Tiefe vielleicht in etwas anderer Weise aufgefaßt wird.

Für unseren praktischen Gebrauch und für die raschere Verdeutlichung im folgenden möchte ich die einschlägigen Phänomene in folgende zwei Hauptkategorien einteilen, wobei nur zu bemerken ist, daß der Unterschied nur ein gradueller ist und durch die Tatsache herbeigeführt wird, daß, sofern die Schwerelast mit der Tiefe wirksam würde, wohl die meisten unserer Bergbaue noch nicht in solche Tiefen gedrunken sind, um an und für sich die Gebirgsfestigkeit der gewöhnlich vorkommenden Gesteine zu erreichen oder zu überschreiten. Nur die oft sehr spröde, dagegen im allgemeinen nicht

¹⁾ A. a. O., pag. 87.

²⁾ Heim, Nochmals über Tunnelbau etc. 1908, pag. 38.

sehr druckfeste Kohle dürfte da vielleicht zuweilen eine Ausnahme machen und leichter an die Grenze der Gebirgs- oder Gesteinsfestigkeit kommen.

Wir hätten demnach zu unterscheiden:

1. Der Gebirgsdruck — gleichgültig welcher Ursache — bleibt ziemlich weit unter der Druckfestigkeit der Gesteine (der Gebirgsfestigkeit), wobei weiter auseinanderzuhalten wäre:

a) etwa vorkommende weiche Gesteine werden sich je nach dem Grade ihrer Konsistenz bereits treibend oder blähend zeigen,

b) harte, feste Gesteine werden standhaft bleiben und keinerlei Druckercheinungen erkennen lassen.

In der Penzberger Mulde, die gleichfalls dem oberbayrischen Kohlenrevier angehört, zwar stark zusammengefaltet ist, doch keinen dem Haushamer ähnlichen Druck aufweist, sinkt der Südflügel widersinnig steil und gradlinig zur Tiefe. Nach einer scharfen Muldung steigt dann der Nordflügel in ziemlich flacher Lagerung wieder empor. Ein Querschlag in 200 m Tiefe traf in der erwähnten Muldenspitze unmittelbar in der First gerade eine weiche Lettenschicht. Wie ein Keil lasteten daher die jüngeren Schichten der Mulde darauf. Wenn nun durch ein Loch in der First dieser Letten in den Querschlag gepreßt wurde, und zwar mit solcher Gewalt — Wurstpresse nannten es bezeichnenderweise die Arbeiter — daß diese Stelle des Querschlages nicht zu halten war, abgemauert und durch einen Umbruch umgangen werden mußte, so ist dies ein charakteristisches Beispiel der Äußerung der bloßen Gebirgslast auf eine weiche Gesteinsschicht. Wenn sonst als ungemein häufige Erscheinung in — besonders jüngeren — Kohlenrevieren die verhältnismäßig weichen Schiefertone der Sohle, zum Beispiel bei horizontaler Lagerung, blähend ständig in die Strecke wachsen und diese ohne immerwährende Reparatur endlich vollständig zuschließen würden, oft in ganz geringen Tiefen, so ist dies gleichfalls der sonst vielleicht noch lange nicht zum Ausdruck kommende Druck der hangenden Gebirgslast¹⁾.

In verhältnismäßig geringen und natürlich nach der Gesteinsbeschaffenheit — und zwar sowohl der gedrückten wie der drückenden — wechselnden Tiefen genügt aber der durch die Schwere hervorgerufene Gebirgsdruck, um die Konsistenz weicher Materialien (Letten, Schiefertone, weiche Kohle u. dgl.) zu überwinden und nach der Entlastungsstelle — hier der Stollen — zu drängen: treibendes oder blähendes Gebirge. — Härtere und festere Gesteine bleiben selbst für längere Zeiträume standhaft; es müßte denn sein, daß sie durch lebhaftere Zerklüftung, Verwitterung oder Lockerung ihrer Festigkeit aus anderen Gründen dazu kommen, unter die Gesteine ersterer Art eingereicht zu werden und dann ähnlich diesen sich zu verhalten. Natürlich gibt es Übergänge aller Art.

¹⁾ Vgl. zum Beispiel die Ausführungen und Zeichnungen von Dr. Nieß in der Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- und Salinenwesen i. preuß. St., 1900, Bd. 58, pag. 420 u. f.

c) Nur wenn aus irgend welchem Grunde Pfeiler festeren, normal ganz standfesten Gesteines, z. B. Kohle, von Abbauen umgeben, stehen bleiben, (auch freistehende Abbaustöße können es sein), das Dach fest ist und über den abgekohlten Räumen nicht sogleich zusammenbricht, muß es geschehen, daß der Gesamtdruck des Daches, der früher ja auf eine vielfach größere Fläche verteilt war, auf diesen stehengebliebenen Pfeiler oder den Abbaustoß konzentriert wird; der Druck auf die Flächeneinheit wird hier daher künstlich vermehrt, vervielfacht, bis er unter Umständen groß genug ist, die spezifische Druckfestigkeit des Pfeilergesteines oder des schwächsten Teiles derselben zu überwinden, und durch plötzliche Zermalmung derselben unter Krachen und schweren Erschütterungen und gegebenenfalls auch unter Freimachung großer Schlagwettermengen aus der plötzlich zerkleinerten Kohle einen Gebirgsschlag hervorzurufen.

Man sieht, es beruht dies auf künstlich geschaffener, einfacher Überlastung, daher auf keinem eigentlich tektonischen Vorgang, höchstens kann man einen solchen mitheranziehen, wenn das ganze Geschehnis durch vorhandene Verwerfungen oder sonstige Störungen vorbereitet und befördert wird, sofern dadurch die lastende Decke günstiger und einseitlicher zur Wirkung kommt.

Es gehören zu dieser Gruppe daher die meisten Gebirgsschläge dieser Art, die aus Flözen, insbesondere beim Abbau bekannt geworden sind. Ich möchte diese Art von Gebirgsschlägen Pfeilerbrüche nennen.

2. Die Gebirgsspannung ist nahe der Druckfestigkeit der Gesteine (der Gebirgsfestigkeit) oder dieselbe erreichend;

a) bei weichem Gestein wird sich das Treiben und Blähen in immer verstärkterem Maße zeigen;

b) harte, spröde Gesteine werden schlagend werden; häufige Gebirgsschläge als normale Erscheinung;

c) Überlastungen durch zu weit freistehendes Hangend auf zu klein gewordene Pfeiler werden sich mit ihren Wirkungen (Pfeilerbrüchen) hier entsprechend früher einstellen.

Je tiefer die Grubenbaue zum Beispiel, die sonst zu 1) gehören, werden, desto stärker wird sich sicherlich — theoretisch wenigstens — das Gewicht der auflastenden Schichten geltend machen, desto mehr werden sie sich im allgemeinen den Fällen von 2) nähern. Doch scheint, daß dies durch die Tiefe, das heißt durch die Schwerelast allein bei den heutigen Bergbauen nur ausnahmsweise erreicht wird; der große Druck der Fälle unter 2) dürfte vielmehr in erster Linie auf noch andere Kräfte, zum Beispiel eben jenen seitlichen Schub als die Fortwirkung der gebirgsbildenden Energien oder deren Reste, auf petrographische Ursachen, oder drgl. zurückzuführen sein.

Diese zweite Gruppe wird daher von jenen Vorkommnissen gebildet, wo von allem Anfang an, schon im unverritzten Gebirge, die Pressung — unabhängig von der Ursache — eine so große ist, daß durch diese an für sich schon der Druck auf die Flächeneinheit der spezifischen Gebirgsfestigkeit nahe kommt oder sie sogar

überschreitet. Wenn nun in diesem unter derartigen Druck stehenden Gestein irgendeine künstliche Höhlung geschaffen wird, so trachtet sich diese Pressung in den Hohlraum hinein — infolge der Wegnahme des Gegendruckes — zu entspannen und es zeigen sich an den Wänden im festen, spröden Gestein allüberall die schon vielfach geschilderten, meist unter allerlei Lautäußerungen vor sich gehenden Zerknisterungen, Ablösungen oder Absprengungen, unter Umständen jene gefürchteten Gebirgsschläge, wie sie soeben, als auch in geringeren Tiefen durch künstliche Mittel hervorgerufen, geschildert wurden.

Bei der verderblichen Wirkung dieser Ereignisse kann es nicht Wunder nehmen, wenn sie schon seit längerer Zeit auch in der Literatur lebhaft Beachtung gefunden haben; zuerst, soviel bekannt, in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts aus Steinbrüchen und Tunneln in Nordamerika, dann aus englischen Gruben, in Deutschland aus Oberschlesien und Westfalen.

Um die Jahrhundertwende mehren sich die Angaben ganz außerordentlich und fließen nun von Jahr zu Jahr verstärkt aus allen Weltteilen herbei, so daß sich seither bereits eine ganze Literatur darüber gebildet hat. 1905, 1906, 1907 und 1909 hat Hankar-Urban gelegentlich der interessanten und eingehenden Beschreibung der Gebirgsschlagerscheinungen in seinen belgischen Porphyrrüchen einen großen Teil derselben zusammengestellt (a. a. O.), ebenso 1907 C. Schmidt¹⁾ anläßlich der Besprechung der Gebirgsschläge und Druckäußerungen im Simplontunnel; auch Rzehak hat bezügliche Literaturerscheinungen in der Zeitschrift für praktische Geologie 1906 bis 1908 und 1910 gesammelt, ebenso R. Hoernes 1907 in der Laibacher „Erdbebenwarte“ besprochen.

Von erfahrenen Beobachtern führte schon Niles 1870 diese Erscheinungen (in nordamerikanischen Steinbrüchen) auf lateralen Druck zurück und 1900 gab Baumgartner die gebirgsbildenden Kräfte, welche auch die Haushamer Kohlenmulde zusammenschoben, im Einklange mit den allgemeinen Anschauungen an Ort und Stelle als Ursache an. Auch Hankar-Urban bezeichnet für Quenast 1905 die gleichen seitlichen Kräfte als wirksam. Eine eingehende Durcharbeitung finden diese Fragen an der Hand des außerordentlich reichen Erfahrungsmateriales der großen Schweizer Gebirgstunnele in den an den Bau anschließenden Kontroversen, insbesondere Heims, Schmidts, und in jüngster Zeit erst sehen wir wieder Prof. E. Sueß²⁾, sich mit ihnen und zusammenhängenden Fragen der Gebirgsbildung beschäftigen.

Es soll im folgenden unter den durch Veröffentlichungen bekannt gewordenen Fällen von Gebirgsspannungen und deren Äußerungen Umschau gehalten und geprüft werden, auf welche Ursachen

¹⁾ C. Schmidt, Untersuchungen über die Standfestigkeit der Gesteine im Simplontunnel. Gutachten, abgegeben an die Generaldirektion der Schweizer Bundesbahnen. Bern, 1907. — Später in erweiterter Form in dem zitierten Rektoratsprogramm, 1908.

²⁾ E. Sueß, Über Zerlegung der gebirgsbildenden Kraft. Mitteilungen der Geol. Gesellschaft, Wien, Bd. VI, 191³.

sie zurückgeführt werden können, und gegebenenfalls, wie sie sich zu der oben aufgestellten Gruppierung verhalten.

Aus deutschen Bergbauen dürften die ersten Berichte über hier einschlägige Vorkommnisse auf A. v. Lasaulx¹⁾ zurückzuführen sein. Er macht Mitteilung über einen im Sommer des Jahres 1875 erfolgten plötzlichen Einsturz der abgebauten Glocken des zur Königsgrube gehörigen Krugschachtes zu Kattowitz in Oberschlesien. Das Hangende der über vier Lachter mächtigen, abgebauten Flöze scheint länger ausgehalten zu haben und dann plötzlich zusammengebrochen zu sein; die näheren Vorgänge hierbei in der Grube und ihre Vorbedingungen sind dem Berichte allerdings nicht zu entnehmen. Ein sehr heftiges Erdbeben war aber die Folge. Im späteren soll übrigens noch darauf zurückgekommen werden.

Fernere Angaben rühren von L. Cremer²⁾ her, wenn man von alten Berichten, wie von dem von B. Baumgärtel³⁾ vom Rammelsberg bei Goslar aus dem Jahre 1795 mitgeteilten, vorläufig absieht. Cremer beschreibt drei Erdbeben, vom Jahre 1876, 1880 und 1883, die in den westlichen Stadtteilen von Dortmund wahrgenommen worden waren, die er möglicherweise auf Einsturzbeben unterirdischer Hohlräume, entstanden durch abgebaute Pfeiler, zurückführen zu können glaubt, wobei er als verursachend damals schon die liegenden Flöze der dortigen Zechen ver. Westfalia und Tremonia vom Flöz Sonnenschein aufwärts im Auge hat.

Eine eingehende Darstellung und Besprechung einer Reihe von Gebirgsschlägen aus dem gleichen Revier wurde 1903 von Dill⁴⁾ geliefert. „Unter schußartigem Knall und starkem Luftdruck platzen die Kohlenstöße auseinander und werfen die Kohlenmassen — meist fein zerkleinert — weit in die Strecken hinein, das Liegende wölbt sich mit heftigem Ruck auf, die Zimmerung wird umgeworfen.“ Nachträglich „findet man das Hangende gewöhnlich unversehrt, den Kohlenstoß an einer oder mehreren Stellen aufgeklafft und hin und wieder eine starke Schlagwetterausammlung“. „Eigentümlich für diese Erderschütterungen ist, daß sie im allgemeinen nur dort auftreten, wo die betroffenen Bauabteilungen sich in unmittelbarer Nähe vom alten Mann befinden oder gar inselartig von ihm umringt sind, wo ein schwunghafter Abbau mit ungenügendem oder ganz ohne Versatz geführt worden ist, und wo die Flöze ein äußerst gesundes und kräftiges Hangend haben, welches nur schwer zu Bruche geht.“ „Dasjenige Flöz, welches

¹⁾ A. v. Lasaulx, Die Erdbeben. In Kenncott, Handwörterb. d. Min., Geol. u. Pal., Breslau, 1882, Bd. I, pag. 301. — Allerdings soll sich in der „Zeitschr. d. Oberschles. berg- u. hüttenm. Ver. in Kattowitz“ bereits 1875 eine Mitteilung über die Einsturzkatastrophe im Krugschachte befinden, welcher Jahrgang mir jedoch nicht erreichbar war.

²⁾ Leo Cremer, Erdbeben und Bergbau. „Glückauf“, Essen, 31. Jahrg. 1896, pag. 367.

³⁾ B. Baumgärtel, Über einen vor längerer Zeit beobachteten Bergschlag im Erzlager des Rammelsberges bei Goslar. Zeitschr. f. prakt. Geol., Bd. XXI, 1913, pag. 467.

⁴⁾ Dill, Die in den letzten Jahren auf Steinkohlengruben des Oberbergamtsbez. Dortmund vorgekommenen Gebirgstöße etc. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Sal.-W. in preuß. St., Bd. 51, 1903, pag. 439.

diese Bedingungen erfüllte und daher Jahre hindurch sich als der einzige Gefahrenträger erwies, war das Flöz Sonnenschein. Erst in jüngster Zeit haben sich zwei andere Flöze, das Flöz Bismarck der Gasflammkohlenpartie und das Flöz F'inefrau der oberen Magerkohlenpartie hinzugereiht.“

Die geschilderten Ereignisse sind geradezu typisch für unsere Gruppe 1 c. Es ist nicht anzunehmen, wenigstens deutet absolut nichts darauf hin, daß irgendwelche vorbestehende Spannungen vorhanden waren. Durch den äußerst lebhaften und raschen Abbau, wie er betont wird, wurde der Druck des sehr festen und guten Hangenden — beziehungsweise ist immer von einem bestimmten Niveau die Rede — auf immer kleinere Kohlenpfeiler übertragen, der Druck auf die Flächeneinheit wuchs hier daher ständig, überschritt endlich stellenweise die spezifische Gebirgsfestigkeit der Kohle und die Auslösung mit allen ihren charakteristischen Eigentümlichkeiten trat ein. Es ist dies also ein Vorgang, der mit Tektonik nichts zu tun hat, höchstens daß durch vorhandene Sprünge eine Unterstützung desselben stellenweise eintreten mochte.

Hingewiesen sei dabei nur noch auf die mit diesen Pfeilerbrüchen, Gebirgsschlägen im allgemeinen, häufig freiwerdenden großen Gas-mengen, auf die auch Broockmann¹⁾ in dem großen Sammelwerk über den westfälischen Bergbau 1903 an einer Stelle aufmerksam macht. Was er hier aus Flöz Röttgersbank der Zeche Dannenbaum, Schacht I, beim Pfeilerrückbau beschreibt, sind charakteristische Pfeilerbrüche mit großer Schlagwetterentwicklung.

Über einen im Sommer 1910 auf der Zeche Consolidation aufgetretenen Gebirgsschlag, und zwar wiederum im Flöz Sonnenschein, macht Rumberg²⁾ ausführliche Mitteilung; auch hier betraf es wieder eine Bauabteilung umgeben vom alten Mann, auch hier die zermalmt hereingeworfene Kohle, das unbeschädigt gebliebene sehr feste Hangende (und Liegende), auch das Auftreten von großen Schlagwettermengen in einem vor dem Gebirgsschlag vollständig schlagwetterfreien Flöz, sowie eines Erdbebens, das übertags gefühlt wurde. Der als Ursache angegebenen Erklärung dürfte aber vielleicht nicht beizustimmen sein; auch hier wird ganz augenscheinlich der Druck des nachsitzenden festen Hangenden auf zurückgebliebene, zu schwach gewordene Kohlenpfeiler schließlich die Festigkeit der letzteren überschritten und dadurch den Gebirgsschlag, beziehungsweise Pfeilerbruch hervorgerufen haben.

Recht wahrscheinlich muß es nach Hollenders³⁾ eingehender Darstellung bezeichnet werden, daß auch das große Unglück auf Radbod vom Jahre 1908 primär auf einen Gebirgsschlag zurückzu-

¹⁾ Die Entwicklung des niederrhein.-westfäl. Steinkohlenbergbaues in der zweiten Hälfte des 19. Jahrh., 1903, VI. Bd., Wetterwirtschaft, pag. 102.

²⁾ Rumberg, Der Gebirgsschlag auf der Schachtanlage III/IV der Zeche Consolidation am 10. Juni 1910. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Sal.-W. im preuß. St., 1911, pag. 68.

³⁾ Hollender, Die Explosion auf der Steinkohlengrube Radbod I/II bei Hamm in W. am 12. November 1908. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Sal.-W. im preuß. St., Bd. 59, 1911, Hft. 5 und „Glückauf“, 48. Jahrg., 1912, Nr. 5.

führen ist („Glückauf“, 1912, pag. 265). Das Hangende des Unglücksflözes 3 war sehr fest und gut, und es „wird sich also das Gebirge trotz des Abbaues recht lange gehalten haben, bis endlich der Zeitpunkt eintrat, wo das Gebirge, bis die Spannung zu groß wurde, zusammenbrach“. Die Schlagwetter in den Klüften und wahrscheinlich dem oder den Flözen wurden plötzlich in größter Menge — ähnlich wie auf Consolidation soeben geschildert — frei. Auch wurde ja festgestellt, daß die Grundstrecke von Flöz 3 der II. Sohle auf längere Erstreckung stark gehoben und in einem ganzen Klüftesystem aufgeborsten war, wie dies als Folgen solcher Gebirgsschläge auch anderswo in die Erscheinung trat.

Hier anschließend sei auch gleich des „Berichtes der nach Nordfrankreich und Belgien entsandten Mitglieder der Stein- und Kohlenfallkommission“¹⁾ Erwähnung getan, da er für unsere Zwecke interessante Momente enthält. Im allgemeinen wird zwar auffallenderweise über wenig Druck, auch an den Abbauörtern, berichtet, obwohl das Hangende außerordentlich fest ist. Nur gering seien daher die Bewegungen, welche durch den Abbau in demselben hervorgerufen würden. Allerdings ist dem gegenüberzuhalten, daß Demanet²⁾ genug von sehr großem, ja „ganz unglaublichem“ Druck berichtet, der zum Beispiel im Serainger Becken Eichstämmen von 20 cm über einen Tag förmlich zersplittert oder nach einer Schicht Strecken so zusammendrückt, daß 2—3 m rückwärts vom Stoß nicht mehr durchzukommen ist.

Eine Eigentümlichkeit dieser Gruben sind bekanntlich jene plötzlichen Gasausbrüche, die „dégagements instantanés“. Nach Demanets Beschreibung (a. a. O., pag. 52) wird dabei „infolge der Gewalt der losgeschleuderte Kohlenstoß in feinsten Staub zermalen und vom Gasstrom mitgeführt“. In einem Falle „folgte dieser Staubwolke eine große Masse zerkleinerter, gleichsam gesiebter Kohle, welche die Strecke fast 30 m zuschüttete und ein Volumen von 175 cm³ ergab“. (Ausbruch am 3. Januar 1865 auf Midi de Dour; bei anderen Gelegenheiten wurden sogar noch viel größere Kohlenmengen herausgeschleudert.)

Und die Steinfallkommission berichtet weiter: „daß Kohlenwasserstoffgase eine Zerreißen des Gebirges bewirken, wurde auf den belgischen Gruben verschiedentlich behauptet. So wurde auf Grand Hornu angeführt, daß durch plötzliche Schlagwetterausbrüche der Kohlenstoß hereingeworfen oder mit knisterndem Geräusch abgedrückt werde. Auch glaubt man daselbst beim Abbau nahe übereinander liegender Flöze ermittelt zu haben, daß der nachfolgende Abbau eines tieferen Flözes schwieriger wird, sobald die Kohlenwasserstoffgase Gelegenheit gehabt haben, in die Hohlräume des höher liegenden Abbaues zu entweichen.“ „Von der Zunahme des Druckes mit der Teufe der Baue konnten sichtbare Beweise nicht erbracht werden“³⁾.

¹⁾ Die Verhandlungen und Untersuchungen der preuß. Steiu- und Kohlenfallkommission. Hft. 5, 1902, pag. 425.

²⁾ Ch. Demanet, Der Betrieb der Steinkohlenbergwerke. 2. Aufl. Deutsch v. Dr. Kohlmann u. Grahn. Braunschweig, 1906, pag. 368 u. ff.

³⁾ A. a. O., pag. 425.

Sollten bei dieser Standfestigkeit des Hangenden, diesem — wenigstens lokal — heftigen Druck, bei dieser ganz auffallenden Übereinstimmung der Äußerungen dieser „dégagements instantanés“ mit unseren Gebirgsschlägen, wie sie insbesondere unter 1 c beschrieben wurden, die auch schon Dill (a. a. O., pag. 464) auffällt, jene dégagements instantanés nicht doch zum Teil wenigstens auf solche Gebirgsschläge zurückzuführen sein? Sollte das, was oben über das Verhältnis zweier nahe beieinander liegenden Flöze beim aufeinanderfolgenden Abbau von der Kommission mitgeteilt wird, nicht vielleicht dem entsprechen, was als Folge des Druckes bei unseren Haushamer Flözen erkannt wurde? Es ist jedenfalls auffallend ähnlich. Das Hartwerden des später zum Abbau gelangenden Flözes wird dort nur der Entgasung in den Abbauräum des vorher abgebauten Flözes zugeschrieben, während es bei uns die Entlastung vom Drucke bewirkt. (Vgl. auch Demanet, a. a. O., pag. 367.)

In ausführlichster Weise werden diese plötzlichen Gasausbrüche in verschiedenen außerdeutschen Grubenrevieren in zwei größeren Aufsätzen behandelt, die Schausten und Bracht¹⁾ auf Veranlassung des preußischen Ministers für Handel und Gewerbe veröffentlicht haben, denen noch im amtlichen Auftrage angefertigte Beschreibungen der bisher beim Steinkohlenbergbau im Ruhrbezirk und bei Saarbrücken beobachteten Fälle angeschlossen sind.

Bald darauf fanden sie auch in W. Schulz²⁾ einen eingehenden Darsteller. Auch er weist dem Druck dabei eine nicht untergeordnete Rolle zu (a. a. O., pag. 105).

Gasausbrüche wurden bisher fast immer ziemlich getrennt von Gebirgsschlägen behandelt; nach den bisher maßgebenden Anschauungen von Arnould³⁾ sind ihre Ursachen ausschließlich in den unter hoher Spannung in den Poren der Kohle, unter Umständen sogar in flüssigem Zustande, befindlichen Grubengasen zu suchen.

Eine Grenze zwischen Gasausbrüchen und Gebirgsschlägen läßt sich jedoch augenscheinlich nicht gut ziehen. Beiden liegen sichtlich die Äußerungen zweier Agentien zugrunde, die wohl beide getrennt, aber auch beide in verschiedenster Stärke zusammenwirkend auftreten können: der Gebirgsdruck, wie wir ihn früher in verschiedener Form kennen lernten, und der Gasdruck in hiezu disponierten Flözen. Die Kohlenflöze entwickeln ja fast alle mehr oder weniger Gase; oft ist ihre Menge nahezu gleich Null, oft hinwiederum so groß, daß sie sich, insbesondere bei undurchlässigem Nebengestein, unter hohem Druck im Flöze (oder auch im Nebengestein) ansammeln.

Es liegt nun im Bereiche der Möglichkeit, daß die Gase bei solchen stark zusammengepreßten Anreicherungen allein, aber mit Vehemenz in die Grubenräume austreten können, wobei sie auch starke

¹⁾ Gasausbrüche beim Steinkohlenbergbau. A. Schausten, Gasausbrüche beim ausländischen Steinkohlenbergbau, und B. Bracht, Grubengasausbrüche in Belgien. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Sal.-W. im preuß. St., Bd. 58, 1910, pag. 1 u. 24.

²⁾ W. Schulz, Die plötzlichen Gasausbrüche in den belgischen Kohlenruben während der Jahre 1892—1908. „Glückauf“. Essen 1912, pag. 60.

³⁾ Arnould, Etude sur les dégagements instantanés de grisou dans les mines de houille du bassin Belge. Ann. trav. publ. de Belgique 1860, pag. 1 u. 419.

mechanische Wirkungen wie Zersprengen, Fortschleudern der Kohle oder des Gesteines in wechselndem Umfange hervorzubringen imstande sind.

Kombiniert sich jedoch dieser Gasdruck, wie das häufig genug vorkommt, mit heftigem Gebirgsdruck, der die Kohle (oder sogar auch das Nebengestein) in den früher öfter beschriebenen Zustand äußerster, bis an die Grenze der Gebirgsfestigkeit gehenden Spannung bringt, so muß beim erfolgenden Gebirgsschlag die zermalnte Kohle auch ungeheure Gasmengen entbinden. Man kennt solche Gebirgsschläge mit heftiger Schlagwetterentwicklung, man weiß auch, daß die meisten Gasausbrüche von starken, oft sogar ganz außerordentlich starken — mehrere 100, ja 1000 t — Auswürfen von Kohle begleitet wurden.

Die zahlreichen und heftigen Gasausbrüche von Reschitzta im Banat erklärt Becker¹⁾ geradezu in erster Linie und primär durch den Gebirgsdruck bewirkt, „während den Gasen eigentlich die Nebenrolle eines das Zustandekommen des Phänomens befördernden Agens zukommt“. Durch das in den Streckenraum zufolge des Gebirgsdruckes hereingebogene Hangend und Liegend sollen diese den Kohlenstoß vor Ort zusammenpressen, wodurch einerseits die gewöhnliche Gebirgsdruckspannung in ihm entsteht und die Kohle zuweilen herausgequetscht wird. Ein Teil der ohnedies bereits in verdichtetem und daher gepreßtem Zustande befindlichen Gase wird nach ihm dadurch andererseits in das Innere des Pfeilers gedrängt, hier eine Zone größter Pressung hervorrufend, die mit dem Fortschreiten der Strecke auch vor sich hergeschoben wird. Vor Verdrückungen kann sie nicht mehr weiter, die Pressung steigt und unter Umständen erfolgt die Explosion des Kohlenstosses mit allen geschilderten Begleiterscheinungen.

Auch Demanet spricht, wie erwähnt, von den überaus heftigen Druckerscheinungen in vielen belgischen Gruben; ebenso führt nach Harzé der Direktor der Grube Dour, Hequet's, die Gasausbrüche auf den durch die Grubenbaue hervorgerufenen Gebirgsdruck zurück²⁾. Daß Gasausbrüche mit letzterem in gewissem Zusammenhange stehen, darauf weist die allgemein konstatierte Tatsache hin (Arnould, Roberti-Lintermans³⁾, Becker, Schausten), daß dieselben mit der Tiefe an Heftigkeit und Stärke rasch zunehmen, ja zum Teil der Tiefe erst eigentümlich sind. Es ist dies allerdings gewiß auch der hier immer mehr behinderten Entgasung zuzuschreiben. Vor Eintreten solcher Gasausbrüche werden ferner bezeichnenderweise fast stets Knalle, oft mehrere und längere Zeit hindurch gehört, was doch

¹⁾ A. Becker, Zur Theorie der plötzlichen Gasausbrüche. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw., 55. Jahrg., 1907, pag. 269. — Vgl. auch: H. Haslacher, „Glückauf“, 45. Jahrg., 1909, pag. 262, sowie eine während der Korrektur dieses erschienenen Abhandlung von Dr. K. A. Weber, Der Kohlenbergbau von Anina und Resicza unter besonderer Berücksichtigung der Gasausbrüche auf der Doman-grube. „Glückauf“, Essen 1914, 50. Jahrg., pag. 701.

²⁾ E. Harzé, Des mesures a prendre en vue des dégagements instantanés de grisou. Ann. trav. publ. T. 43, Brüssel 1885, pag. 11. — Auch die weiteren Darstellungen Harzéz sind bezüglich Gasausbrüchen von großem Interesse.

³⁾ Roberti-Lintermaus, Les dégagements instantanés de grisou dans les mines de houille de Belgique. Annales des travaux publics de Belgique, 1895, pag. 75.

wohl Spannungsauslösungen im Gebirge durch Bruch vermuten läßt. Dazu müssen aber notwendigerweise erst heftige, die Festigkeit überschreitende Spannungen vorhanden sein. Auch daß sie mit Vorliebe in der Nähe von Gebirgsstörungen, von Schichtenbiegungen, Sätteln u. dgl., also von sicheren Schauplätzen früherer Druckäußerungen, deren Reste aber noch vorhanden sein können, auftreten, deutet vielleicht auf Ursachen in der gleichen Richtung hin.

Daß diese hohen und höchsten Gasspannungen anscheinend oft genug „nesterweise“ vorkommen, mag sich in Wirklichkeit so verhalten — mir fehlen darüber persönliche Erfahrungen — und dann mit wechselnden Eigentümlichkeiten — organischen oder physikalischen — der sie bildenden Kohle oder selbst des Nebengesteins zusammenhängen; oder ihre stellenweisen Ausbrüche und Explosionen (aus diesen schließt man ja nur auf stellenweise gesteigertes Vorkommen und gesteigerten Gasdruck) sind eben auf eine lokale Kombination mit heftigem Gebirgsdruck zurückzuführen. Wäre das „nesterweise“ Auftreten einwandfrei konstatiert, so kann dies natürlich durch letzteres nur noch mehr verstärkt und dem kritischen Punkte rascher zugeführt werden.

Daß auch in Klüften und sonstigen Hohlräumen im Nebengestein stark komprimiert vorkommendes Grubengas durch Gebirgsschläge — gewiß auch ohne solche durch die Grubenarbeiten — frei werden kann, ist selbstredend; es wurde darauf bei Erwähnung der Radbodkatastrophe bereits hingewiesen.

Wir sehen daher Gebirgsschläge (besonders Pfeilerbrüche) von Gasausbrüchen begleitet sein. Da es sich dabei aber um zwei ganz verschiedene Ursachen handelt, die vollkommen unabhängig voneinander sich entwickeln und je vom geringsten bis zum höchsten Grade vorhanden sein können, wird natürlich auch ihr Auftreten und ihre Kombinierung eine sehr verschiedene sein. Es gibt Gebirgsschläge in Kohle fast ohne Auftreten von größeren Gasmengen, wenigstens wird hierüber nichts berichtet. In nicht ins Auge fallender Weise mögen sie immerhin vorhanden sein. Es werden anderseits auch häufig Gasausbrüche ohne besondere Druckerscheinungen beschrieben, so, wie erwähnt, in Belgien und dem östlichsten Ruhrgebiet (Zechen Werne und Maximilian bei Hamm¹⁾), von der Saar, die aber meist alle mit Herausschleudern großer Mengen zermalmer Kohle verbunden waren. Weitere Beobachtungen werden über deren Natur wohl noch erst volle Klarheit verschaffen müssen.

Daran anschließend muß auch der Ausbrüche von Kohlen-säure Erwähnung geschehen, die bisher zwar nur an wenigen Punkten beobachtet wurden, immerhin aber unter ähnlichen Erscheinungen vor sich gehen: Im Ostwaldenburger Revier des niederschlesischen Kohlenbeckens und im Kohlengbiet des Departements Gard in Süd-

¹⁾ Gasausbrüche beim Steinkohlenbergbau. Zeitschr. f. d. B., H. u. S. im preuß. St., Bd. 58, 1910, pag. 41 (für den Saarbezirk, pag. 44). — Hollender, Der Gasausbruch auf der Zeche Maximilian bei Hamm am 11. April 1910. Ebenda, Bd. 59, 1911, pag. 62.

frankreich¹⁾. In Niederschlesien sind die von diesen Ausbrüchen herbeigeführten mechanischen Wirkungen meist recht unbedeutend, nur sehr große Gasmengen — bis 5000 m³ — treten plötzlich auf, begleitet von Auswürfen fein zerkleinerter Kohle (bis 500 t) und bisweilen auch von Gestein. Von Druckäußerungen ist nirgends die Rede; es scheint daher, als ob lediglich der außerordentliche Druck der im Flöze oder im Nebengestein angehäuften Kohlensäure die Festigkeit der Kohle in eine Art labilen Gleichgewichtes gebracht habe, so daß bei geringer Veranlassung — meist treten die Ausbrüche infolge eines Schusses auf, bisweilen auch schon nach einem Schlag mit der Haue — diese Festigkeit bereits überwunden wird und die Kohle — vgl. die batavischen Glastropfen — förmlich explodiert unter Freimachung der eingeschlossenen Gasmengen.

Viel zerstörender zeigen sich diese Kohlensäureausbrüche in Südfrankreich²⁾, wie insbesondere aus dem von Werne mitgeteilten Falle der Grube „Alais“ hervorgeht, wo bei Erreichung eines 18 m mächtigen Flözes beim Schachtabteufen allein nach obertags gegen 1000 t Staubkohlen ausgeworfen worden waren, die über 23 ha um die Schachanlage herum bedeckten und die gesamte Auswurfsmasse die außerordentliche Menge von 4000 t Kohle überschritt. Der Ausbruch geschah nicht bei der ersten Bloßlegung des Flözes, sondern beim Einbruch in das Flöz selbst nach den ersten Schüssen, also ähnlich wie in Niederschlesien. Dagegen wird berichtet, daß bei einer weiteren Katastrophe auf der Grube Nord d'Alais Ende November 1912, die 24 Opfer forderte, der Ausbruch „unvermutet mitten in der Arbeit ohne jede äußerliche Veranlassung und, wie angenommen wird, wahrscheinlich infolge Gebirgsschläges oder Einsturzes“ erfolgte.

Nicht zu übersehen sind schließlich Gasausbrüche, die offenbar für sich allein wirkend ganz bedeutende mechanische Wirkungen, wenn auch unter wesentlich anderen Bedingungen, ausüben. Bekannt sind ja die mächtigen Erdölspringbrunnen, deren Energiequelle doch gleichfalls nur in hochgespannten Kohlenwasserstoffgasen zu suchen ist, die in dem Öl sich angesammelt haben. Nach Überwindung des Bohrlochdruckes werden die geförderten Massen oft noch hundert und mehr Meter hoch emporgeschleudert, und zwar nicht

¹⁾ Laske, Der Kohlensäureausbruch auf dem Steinkohlenbergwerk Cons. Segen Gottes-Grube bei Altwasser am 7. Dez. 1910. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Sal.-W. i. pr. St., Bd. 59, 1911, pag. 175. — Laske, Der Kohlensäureausbruch auf dem Steinkohlenbgw. Cons. Rubengrube b. Neurode am 17. Sept. 1911, ebenda, Bd. 60, 1912, pag. 74. — Festschrift z. XII. allg. d. Bergmannstag, Breslau 1913, Bd. III, Der Waldenburg-Neuroder Industriebezirk, pag. 120, Wetterwirtschaft v. Prietze. — Werne, Vortrag bei gleichem Bergmannstag. Festschr. Bd. VI, pag. 98 und Ref. v. Bartonec, Montan. Rundsch., 1913, pag. 1220. (*Anmerkung während der Korrektur*: Inzwischen erschienen: Werne und Thiel, Kohlensäureausbrüche beim Steinkohlenbergbau in Niederschlesien, Südfrankreich und Mähr.-Ostau. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Sal.-W. im preuß. St. 1914, Bd. 62, pag. 1. Die Kohlensäure ist nach ihnen überall juvenilen Ursprungs — worauf durch G. Thiel allein „Glückauf“, Essen 1914, pag. 251, schon eingehend hingewiesen wird — und lokal in die Kohle eingepreßt; durch Erschütterungen verschiedenen Ursprungs wird sie befreit).

²⁾ Schausten, a. a. O. (mit Literaturangaben). — Werne, a. a. O.

nur Öl und Wasser, sondern oft genug auch Gesteinsmaterial. Höfer¹⁾ erwähnt auch trockene, lose Sande, in welchen gespannte Gase sich befanden, die dann beim Anbohren als wahre Sandspringquellen sich entluden.

Als auf bloße Ausbrüche von hochgespannten Kohlenwasserstoffgasen muß endlich auch noch auf die reinen Gasquellen oder Gaseruptionen hingewiesen werden, die aus verschiedenen Gebieten der Erde schon lange bekannt sind und in den letzten Jahren besonders in Siebenbürgen bei Kissármás die Aufmerksamkeit auf sich gezogen haben. Diese Erdgasausbrüche schleuderten hier bis 100 kg schwere Stücke des Gesteins zutage, die nach Böckh um die Eruptionsstellen herum über mehrere hundert Meter ausgedehnte Schutthalden bildeten.

Durch die bloße Energie der Gase allein wurde hier demnach das Gestein zerrissen und mit Gewalt aus dem Ausbruchsschlotte befördert.

Wie schon im früheren angeführt, liegt keine Beobachtung vor, welche auf eine Zunahme des Druckes gegen die Tiefe im nieder-rheinisch-westfälischen Kohlenbecken, trotzdem schon recht bedeutende Tiefen erreicht wurden, hindeuten würden²⁾. Ähnliches wird ja auch ausdrücklich aus Belgien-Nordfrankreich berichtet (vgl. oben den Bericht der Steinfalkkommission).

Dagegen erwähnt Bernhardi³⁾ aus dem ober-schlesischen Kohlenrevier mit der fortschreitenden Tiefe eine erhöhte Spannung der Kohle beim Streckenbetriebe. Er könne jedoch keine sichere Erklärung dafür geben; mit dem gewöhnlichen Druck hätte es nichts zu tun. Die Kohle sei spröder geworden. Es ist ja immerhin möglich, daß sich entsprechend der spezifischen Beschaffenheit der ober-schlesischen Kohle die Schwerelast hier mit fortschreitender Tiefe auf die spröde Kohle immer mehr geltend macht. Andererseits erklärt er aber die nach der Tiefe hin zunehmenden Druckerscheinungen beim fortschreitenden Abbau durch die immer größer werdenden Glocken, die natürlich kuppelförmig das Gewicht der von ihnen getragenen Hangendschichten auf die nebenstehenden Kohlenpfeiler übertragen und deren Druckfestigkeit endlich überwinden⁴⁾. Je fester das Hangende, desto auffallender tritt nach ihm bezeichnenderweise diese Erscheinung ein (a. a. O., pag. 174); so sind diese letzteren

¹⁾ H. v. Höfer, Das Erdöl und seine Verwandten. Braunschweig 1912, 3. Aufl., pag. 197.

²⁾ Vgl. auch Wolff, Grubenausbau, in dem Sammelwerk über die Entw. d. niederrhein.-westf. Kohlenbergbaues, Bd. II, pag. 351.

³⁾ Fr. Bernhardi, Über den Gebirgsdruck in den verschiedenen Teufen und seine Folgen für den Abbau der in Oberschlesien in so großer Ausdehnung gebauten mächtigen Flöze. Aus dem Bericht der Abteil. I der Stein- u. Kohlenfallkommission, Berlin 1902, pag. 171. — Ebenso: Friedr. Bernhardis gesammelte Schriften, hrsg. v. Oberschles. berg- u. hüttenm. Ver. Kattowitz 1908, pag. 91.

⁴⁾ Vgl. auch Bernhardi, Die durch den Abbau v. Kohlenflözen verursachte Wärmezeugung. Zeitschr. d. Oberschl. b.- u. h. Ver. 1886, pag. 367 und Ges. Schriften pag. 89 ff., wo direkt darauf hingewiesen wird, daß „in Oberschlesien die Fälle gar nicht so selten sind, in denen ganze Bremsschachtfelder entweder gar nicht oder doch nur durch ganz schwache Holz- oder Steinkohlenpfeiler unterstützt, längere Zeit zum großen Teil offen stehen, eine Quelle der äußersten Gefahr für die betreffende Grube“.

also im Wesen wieder genau die gleichen Vorgänge, wie bei unserem früheren festen Hangenden, daß sich schließlich auf relativ zu klein gewordene Pfeiler stützt.

Wenn er endlich die auch von Lasaulx schon beschriebene (vgl. oben) Zusammenbruchskatastrophe des Krugschachtes der Königszeche vom Jahre 1873 erwähnt, so spricht er sogar von einer „stattgehabten Zerdrückung der vorgerichteten Pfeiler“. Nach Hoffmann waren damals dort „ganze Bremsbergfelder plötzlich zu Bruch gegangen, als man versuchte, einzelne der — (bei dem schachbrettformigen Abbau) — stehen gebliebenen Pfeiler nachträglich zu gewinnen. Ein ähnlicher Einsturz infolge schachbrettartigen Abbaues ereignete sich 1897 in Rosdzin“¹⁾. Wahrscheinlich haben wir also bereits damals die gleiche Sache vor uns, wenn auch die Tiefe im Krugschachte bloß 160 m betrug: eine Überlastung der stehen gebliebenen Pfeiler. Die geringe Tiefe zeigt deutlich, daß von einer Schwerewirkung durch zu große Tiefe keine Rede sein kann²⁾.

Übrigens berichtet über einen durch allzu große Verschwächung der Pfeiler im oberschlesischen Kohlenrevier erfolgten Zusammenbruch eines Bremsberges im Heinitzflöz auf der 340 m tiefen Sohle im Felde der Königin Luisengrube Ackermann³⁾ ausdrücklich und in ausführlicher Weise: Mit Fortschreiten des Abbaues steigerte sich der Druck über den immer schmaler werdenden Bremsbergpfeilern immer mehr, bis ohne vorherige Anzeichen der Zusammenbruch dieser außerordentlich verschwächten und daher nicht mehr tragfähigen Kohlenpfeiler sich ereignete: ein typischer Pfeilerbruch.

Über zum Teil ähnliche Verhältnisse berichtet Krug⁴⁾ aus dem Lugau-Ölsnitzer Grubenrevier. Auch er unterscheidet, wie Bernhardt, erhöhte Spannung im Flöze beim Vortrieb der Strecken in 600–900 m Tiefe, die sich darin äußert, daß „unter heftigem Schläge bis zu $\frac{3}{4} q$ schwere Kohlenstücke aus dem Einbruche herausgepreßt und auf etwa 6 m Entfernung in die Strecke geschleudert wurden. Gleichzeitig sind die drei oder vier letzten Baue umgeworfen worden und die ursprünglich 2 m hohe Strecke war auf 1.2 m zusammengedrückt“. Schläge geringerer Heftigkeit kamen sehr häufig vor.

Dann führt er die „eigentlichen Gebirgsschläge“ an, die sich in den heftigsten Gebirgserschütterungen äußern, die als Erdbeben bis an die Oberfläche sich fortpflanzen. Sie treten nach ihm bei sehr festem und kompaktem Hangenden auf und wenn der Abbau sehr weit vorgeschritten ist, das tragfähige Hangende daher sehr weit frei liegt. Die Erschütterung soll dann durch den plötzlichen Zusammen-

¹⁾ Hoffmann, Die Technik im oberschlesischen Bergbau und Hüttenbetriebe. In: Festschrift z. XII. allg. deutsch. Bergmannstag Breslau 1913, Bd. II, pag. 500.

²⁾ Man vergleiche hierzu übrigens auch die Ausführungen Knochenhauers in der Zeitschr. d. oberschles. berg- u. hüttenmänn. Vereines Kattowitz 1912 (Nov.-Heft) über „Erderschütterungen und Bergschäden“. Der gleiche Aufsatz auch in der „Berg- u. Hüttenmänn. Rundschau“ Kattowitz, 9. Jahrg., 1913, Nr. 7.

³⁾ Ackermann, Wirkungen des Abbaues mit Sandspülversatz auf das Deckgebirge im Felde der Königin Luisengrube. „Glückauf“, 46. Jahrg., 1910, pag. 1287.

⁴⁾ Krug, Eigene und fremde Beobachtungen über Gebirgsschläge in Lugau-Ölsnitzer Gruben. Jahrb. f. d. Berg- u. Hüttenw. im Kgr. Sachsen, 1903, pag. 31

bruch dieses freigelegten Hangenden erfolgen. Wenn dem wirklich so ist und nicht etwa auch hier die überlasteten und plötzlich zertrümmerten Kohlenstöße die Katastrophe einleiten, so hätten wir in ersterem Falle allerdings überhaupt bloß eine Einsturzerschütterung vor uns, wie solche in geringerem Umfange täglich bei jedem Zubruchegehen des Hangenden vorkommen. Mit Gebirgsschlägen hätte es dann überhaupt nichts zu tun.

Es sei dem nun so oder so, jedenfalls sind auch hier wieder keine eigentlichen tektonischen Vorgänge zu verzeichnen. Der Abbau schritt vor, bis die Tragfähigkeit irgendeines Elements überschritten war und der Zusammenbruch erfolgte. In den Strecken im freien Felde mag auch hier speziell die Kohle infolge der großen Tiefe von 600—900 *m* schon Pressungserscheinungen zeigen, wenn die Ursache nicht eine andere ist. Denn nach mir gewordenen brieflichen Mitteilungen sind diese schon damals nur sehr lokal auftretenden Schläge, die daher auch nicht gut auf irgendwelchen allgemeineren tektonischen Vorgängen beruhen können, in den letzten Jahren nicht mehr oder doch nur in unbedeutendem Maße vorgekommen. Auf besseren Versatz mit Ausschlämmen, wie vermutet wird, kann dies wohl nicht zurückzuführen sein, da diese Schläge ja beim Vertrieb im unverritzten Gebirge auftreten. Vielleicht tragen, wie stellenweise in Hausham, spezielle lokale Konstitution der Kohle und des Nebengesteins, event. der Zwischenmittel zu ihrem Entstehen bei.

In Böhmen kennt man im Kohlenbecken von Kladno seit langer Zeit gebirgsschlagartige Erscheinungen, welche dort Detonationen heißen. Das mächtige Flöz wird daselbst ohne Versatz gebaut. Zeitweise mag es da geschehen, daß das Hangende zuweilen zu lange stehen bleibt und dann allein oder durch Zusammendrücken der unterstützenden Pfeiler plötzlich unter starker Erschütterung der Grubenbaue und der Tagesoberfläche niedergeht. Eine Erklärung für diese Erschütterungen suchte man früher nach Schröckenstein¹⁾ in einer durch den Bergbau herbeigeführten Austrocknung und dadurch erfolgenden Zerberstung des ganzen Hangendgebirges. Doch hat diese Hypothese dort keine Anhängerschaft erworben, was in mehrfachen, von Amts wegen erstatteten Gutachten damaliger Zeit (E. Preißig und A. Irmiler) über diese Vorkommnisse zum Ausdruck kam. „Solange sich der Abbau in der Tiefe bis zu 225 *m* Sohle bewegte, hat sich der Pfeilerbau durchaus bewährt, dagegen gestaltete sich der Betrieb wesentlich anders, als der Tiefbau zwischen dieser und der tieferen 514 *m* Sohle eröffnet war. Beim Rückbau der vorgerichteten Pfeiler wurde der Druck auf diese immer größer, was sich vor den Abbaustößen durch ein Zerfallen der an sich festen Kohle äußerte. In den Teilungsstrecken, Bremsbergen und Fahrüberhauen zeigten die Kohlenstöße in ungewöhnlichem Maße das Bestreben, in den freien Raum hineinzuwachsen, verengten dadurch den Querschnitt und gaben so zu fortwährenden kostspieligen Re-

¹⁾ Fr. Schröckenstein, Die Erderschütterungen mit Detonationen in den Steinkohlengruben bei Kladno. Montan-Kalender, hrsg. v. Montan.-Ver. f. Böhmen, Jahrg. XVII, 1900, pag. 80 (danach auch in einem Vortrag bei der 66. Naturf.-Vers. in Wien).

paraturarbeiten Veranlassung. Als dann durch das fortgesetzte Schwächen des Kohlenpfeilers diese nicht mehr imstande waren, dem auf ihnen lastenden Druck Widerstand zu leisten, begannen sie zu brechen, was mit heftigem Knallen und Hereinbrechen größerer Kohlenmassen verbunden war und sich übertags durch erdbebenartige Erderschütterungen bemerkbar machte¹⁾.

Nach einem vorangehenden, bereits am 3. April 1896 erstatteten Gutachten traten größere Detonationen in neu aufgeschlossenen Felderteilen nie auf, während die Schauplätze für solche stets im Bereiche „der verhauten oder im Verhau befindlichen Bremsberge oder in schmalen, zwischen abgebauten Feldern noch anstehenden Pfeilern liegen“. Man erkennt: genau die gleichen Grundlagen und Ereignisse wie in Hausham oder in Westfalen und an anderen Orten — die Kohlenpfeiler überlastet und folgender Zusammenbruch. Wenn sich die Ereignisse wirklich erst in größerer Tiefe bemerkbar machten und hier nicht vielleicht auf andere Ursachen (lebhafterer Abbau u. dgl.) zurückzuführen sind, so kommt dadurch noch hinzu, daß die Kohle für geringere Tiefen druckfest genug gewesen wäre, daß jedoch ihre Gebirgsfestigkeit in größerer Tiefe unter Hinzukommen des künstlich vergrößerten (in der Tiefe, wie gesagt, vielleicht durch lebhafteren Abbau stärker vergrößerten) Hangenddruckes bereits erreicht und stellenweise überschritten wurde.

Tektonische Ursachen kämen wieder nur unterstützend in Frage, entsprechend den vielen Verwerfungen, welche das Flöz dort durchsetzen²⁾. In diesem Sinne und als Ablehnung der an gleichem Orte neuerdings angeführten Austrocknungshypothese sind auch meine kurzen Äußerungen vom Jahre 1905³⁾ über diese Angelegenheit zu verstehen, zumal ja aus dieser Veranlassung ganze, auch über die Abbaue hinausreichende Gebirgskörper, insbesondere soweit sie von Verwerfungen umschnitten und aus dem Zusammenhange mit dem Gebirgsanlagen gebracht sind, offenbar in Bewegung gesetzt werden können. Vielleicht sind unter diesem Gesichtswinkel auch Schrockensteins Angaben a. a. O. bezüglich des Auftretens der von ihm angeführten Detonationsfälle zu betrachten.

In weit stärkerer Weise läßt Davison⁴⁾ die Verwerfungen bei der Erklärung solcher Gebirgsschläge beziehungsweise Pfeilerbrüche eine Rolle spielen. Durch den Abbau würde das Hangende auf große Erstreckungen hin seiner Stütze beraubt, trachte daher niederzugehen und den Abbauraum auszufüllen. „Nowhere can this tendency be greater than where the rock is severed by a fault from that which adjoins it. Here the sinking would take place by a series of fault-

¹⁾ E. Preißig und A. Irmler, Gutachten betr. die zur möglichsten Verhütung von plötzlichen Erschütterungen (Detonationen) in den Steinkohlengruben des Kladnoer Reviers zu treffenden Sicherheitsmaßnahmen. Prag, 15. April 1901, pag. 15.

²⁾ Vgl. z. B. die Profile in „Die Mineralkohlen Österreichs“. Wien 1903, pag. 226.

³⁾ Weithofer, Verh. d. Naturf.-Ver. Brünn, Bd. 43, 1904, pag. 44.

⁴⁾ C. Davison, On some minor British Earthquakes of the Years 1693—1899. The geol. Mag. 1900, pag. 176. Vgl. auch: Derselbe, Ebenda 1905, pag. 220.

slips, each of which might give rise to a rather strong shock on the surface of the ground above.“ Immerhin geht die Sache auch hier auf die Überlastung durch zu weit freigelegtes Hangend zurück und den dadurch hervorgerufenen Druck.

In ähnlicher Weise beschreibt Atkinson¹⁾ Gebirgsschläge aus dem Staffordshire-Kohlenfeld, dort „bumps“ oder „goths“ genannt. Sie kommen hauptsächlich in mächtigen und tiefen Flözen vor, begleitet von schuß-, oft donnerähnlichen Detonationen, manchmal ohne sichtlichen Effekt, manchmal mit Erschütterungen, Niedergehen der First (zuweilen auch Aufbersten der Sohle), Hereinbrechen von Kohle und Zertrümmerung der Zimmerung. Manchmal nähme es den Anschein, als ob die ganze Grube zu Bruche ginge. Endlich seien öfter als Begleiterscheinungen Gasausbrüche zu verzeichnen. Ursache sei nach ihm „the sudden release by fracture of a state of tension in the strata either preexistent or brought about by the mine-working“. Daß der „Spannungszustand“ nach dem Vorangehenden wohl kaum präexistent war, sondern ebenfalls durch den Abbau hervorgerufen wurde, dürfte kaum zu bezweifeln sein. Daß er nach seiner Ansicht durch keine lateralen Pressungen hervorgerufen werde, teilt er Hankar-Urban mit.

Interessant sind die Mitteilungen I. E. Carnes²⁾ aus den Kannelkohlengruben Genowlan und New Hartley in Neu-Süd-Wales, insofern, als sie ja nach der Konsistenz der Kohle verschiedenes Verhalten zeigen. Wo weiche bituminöse Kohle in der First ansteht, gibt diese nach und mildert so den enormen Druck auf die steife Kannelkohle. Wo jedoch harte Kannelkohle in der First ist, kommt der Druck restlos zur Geltung: Ständiges und heftiges Absprengen von Materialteilchen findet statt, besonders wo Abbauräume die seitliche Spannung der Kohle zum Ausdruck kommen lassen, so daß die Häuer nur hinter Schutzschildern und mit Schutzbrillen vor den Augen ihrer Arbeit nachgehen können, um sich vor den abgesplitterten, scharfkantigen Schieferstücken zu sichern. Es erinnert dies wechselnde Verhalten an gewisse Vorkommen in Hausham, die früher auch erwähnt wurden.

Die Überlagerung ist hierbei kaum 1000 Fuß, also nicht bedeutend.

Auch aus dem Erzbergbau liegen mehrfache Mitteilungen über Gebirgsschläge vor.

So vor allem aus Przibram von F. Mladek, H. Stefan und N.³⁾

Was Mladek beschreibt, sind wieder die schon mehrfach ge-

¹⁾ W. N. Atkinson, Report of H. M. Inspector of Mines for the Stafford district for the year 1903, pag. 15 (nach Davison, a. a. O., 1905, und Hankar-Urban, a. a. O., T. XXI, 1907, pag. 86).

²⁾ I. E. Carne, The Kerosene shale deposits of New South Wales. Mem. geol. Surv. of N. S. W., Dep. of Mines and Agric. Sydney, 1903, pag. 84.

³⁾ F. Mladek, Über Erderschütterungen im Przibramer Bergbaurrain. Österr. Ztschr. f. Berg- u. Hüttenw., 1905, Jahrg. 53, pag. 349. — H. Stefan, Spannungen im Gestein als Ursache von Bergschlägen in den Przibramer Gruben. Ebenda, 54. Jahrg., 1906, pag. 253. — N., Die Spannungen der Gesteine in den Przibramer Gruben. Ebenda, 1906, pag. 398.

schilderten Wirkungen des seines unterstützenden Haltes durch den Abbau beraubten Hangenden: „Es ist einleuchtend, daß bei stetig steigender Wirkung des Pfeilergewichtes schließlich die Grenze der Widerstandsfähigkeit der Gebirgsschichten überschritten wird, und die durch diese Gewichtswirkung hervorgerufene Spannung der Schichten an den hierzu geeigneten Stellen zur Auslösung gelangen muß.“ Diese Auslösung „äußert sich durch Ausbauchung des Liegenden oder Hangenden eines solchen entblößten Pfeilers, welche in offenen Verhauen, Strecken usw. unter Umständen sogar in Berstung und völligen Verbruch ausartet“. Es erfolgt dies unter kanonenschußartigem Knall und Erschütterung der ganzen enorm großen Pfeilermasse, welche sich mitunter bis zur Erdoberfläche fortpflanzt.“ (Pag. 350.)

Die von Stefan als erste beschriebenen Erscheinungsformen werden von ihm zwar vor allem auf im Gebirgsbau begründete Pressungen zurückgeführt, wie sie zum Beispiel „an jenen Stellen entstehen, wo der Gang ein anderes Streichen oder Verflachen annimmt“, er deutet aber selbst darauf hin, daß sich „die Lage verschlimmert, und zwar trotz tadellosesten Versatzes, bei fortschreitender Ausdehnung des Abbaues und der hiermit verbundenen Konzentration des Hangenddruckes auf immer kleinere Gebirgspfeiler“. (Pag. 258.) Wir haben daher offenbar auch hier wieder nur Überlastung des bei fortschreitendem Abbau allmählich zu klein gewordenen Pfeilers einer harten, spröden Flöz- oder Gangmasse durch das feste, tragfähige Hangende vor uns, zumal die daraus resultierenden Gebirgsschläge nach dem Autor auch wirklich nur dann auftreten, wenn die Gangmasse sehr fest, nicht aber, wenn sie milde und zerrieben ist.

Was er an zweiter Stelle als tückischere Erscheinungsform der dortigen Gebirgsschläge aufführt, daß unter schußartigem Knall oder starkem Getöse aus dem Nebengestein größere, „in viele scharfkantige Stücke verschiedener Größe zersplitterte Gesteinsmassen“ losspringen, geht auf eine bereits erfolgte Überschreitung der Gebirgsfestigkeit dieses Nebengesteines durch irgendeinen Druck zurück. Die Vorkommnisse dieser Art treten nach ihm nur in einer Tiefe von mehr als 1000 m und nahe der Muldenmitte im flachen Südostflügel auf, niemals im steilen Flügel. Oft folgen dem Hauptschlag an gleicher Stelle noch mehrere kleinere, so daß „eine solche Firnenstraße stunden-, ja tagelang nur mit größter Vorsicht betreten werden kann“. Und wieder betrifft es auch hier nur „harte, dichte, quarzige, keinesfalls milde, tonige“ Gesteine. Er zieht den Schluß, „daß die Schlagkraft nicht allein in einem senkrecht zur Schichtung wirkenden Drucke der überliegenden Gebirgsmassen, sondern gleichzeitig auch in einer parallel zu letzterer gerichteten Pressung an der Muldenmitte zu suchen ist“. (Pag. 256.) — Es sollen also nach ihm trotz der Tiefe nicht die Schwerelast die allein wirkende Ursache sein, sondern tektonische Verhältnisse, die mit der Schichtenbiegung in der Muldenmitte zusammenhängen. Nachdem er jedoch vorhin von „Firnenstraßen“ als Schauplatz dieser Gebirgsschläge spricht, scheint es, daß auch der Abbau und die dadurch vermehrte Lastung des Hangenden wenigstens mit eine Ursache dieser Überlastungserscheinungen ist, die sich diesmal im Nebengestein abspielen (wie ja öfter auch in Hausham).

Daß es nicht mit der Tiefe zusammenhänge, konstatiert überdies ausdrücklich N., jedoch auch, daß diese Erscheinung in beiden Muldenflügeln, im flachen und steilen, und zwar ohne Unterschied der Tiefe auftritt. Bedingung ist jedoch „dichtes, hartes und glasiges, sprödes Quarzitzgestein“. „Die geringere oder stärkere Äußerung wird allerdings mehr oder weniger auch durch äußere Umstände beeinflusst, also durch die Art der Bloßlegung des Gesteines beim bergmännischen Betrieb sowie durch sonstige lokale Grubenverhältnisse.“ Die milden, graphitischen Schiefer zeigen bloß Blähung und dabei „große Neigung zur Gesteinsabsonderung sowohl der Schichtung wie auch der Transversalschieferung nach“.

Da die Tiefe also keinen Einfluß auf die Stärke des Auftretens dieser Gebirgsschläge haben soll, bleibt nur die künstliche Schaffung derselben durch den Abbau oder irgendwelche tektonische oder sonstige Spannungen als Ursache übrig. Erstere sind für einen großen Teil der Erscheinungen wohl als einwandfrei festgestellt zu betrachten, letztere sind aus dem bisher bekannt Gewordenen nicht klar nachzuweisen.

Damit im Zusammenhange sei auch eines Berichtes von Br. Baumgärtel (a. a. O.) über einen bereits im Jahre 1795 im Erzlager des Rammelsberges bei Goslar beobachteten Gebirgsschlag gedacht, sowie wiederholter erdbebenartiger Erschütterungen über diesem in Abbau befindlichen Lager, die er auf Spannungen, verursacht durch Gleitbestrebungen des gewichtigen Erzkörpers auf einer vorhandenen zerütteten Überschiebungszone zurückführen zu sollen glaubt (pag. 472), nachdem er wegen der geringen Tiefe von 230 m die Heimsche Gewichtshypothese ablehnt, und auch einen tangentialen Schub, als Rest der oberkarbonischen Zusammenfaltung der dortigen Schichten, wegen des Vorhandenseins von Verwerfungen mit abgesunkenem Hangenden — die also im Gegenteil auf eine Zerrung der Schichten hindeuten würden — nicht gut annehmen kann.

Es ist jedoch nicht zu übersehen, daß diese Erklärung des Autors eigentlich doch nur auf der Heimschen Hypothese beruht, außer man zieht auch noch die ja vorhandenen großen Abbauräume, trotz des erwähnten guten Versatzes, zur Deutung heran, gegen und in welche hinein sich die ihrer Unterstützung beraubten Erz- oder Gebirgskörper senkten; wir haben aber dann damit wieder den Druck dieser letzteren auf kleiner gewordene und deshalb unter Umständen übermäßig beanspruchte Unterlagen als Ursache vor uns¹⁾.

Auch aus außereuropäischen Erzgebieten kennt man solche zu den Gebirgsschlägen gehörige Vorgänge. So aus den Goldfeldern von Hillgrove, am Bakers Creek in Neu-Süd-Wales gelegen. Andrew²⁾

¹⁾ Anmerkung während der Korrektur: In jüngster Zeit berichtet B. Baumgärtel, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1914, pag. 88, noch über zwei möglicherweise gebirgsschlagartige Erscheinungen in den Erzbergwerken von Lautental im Oberharz, von denen man jedoch (1906 und 1912) nur Detonation und Stoß vernahm, ohne ihre Ursprungsstelle näher zu kennen.

²⁾ E. C. Andrew, Report on the Hillgrove Gold-Field. Department of Mines and Agriculture, Geol. Survey, Mineral Resources, Nr. 8, Sydney, 1900, pag. 18

machte zuerst Mitteilung von metamorphen Schiefen, die beim Schlagen oder Bohren „explodieren“ und mit Gewalt nach allen Richtungen zerspringen; tagelang vorher zeigt sich dies oft schon dadurch an, daß das Gestein zeitweise „spuckt“. Andrew führt es auf große Pressungen zurück, die durch die verschiedenen Granitausbrüche dieser Gegend verursacht wurden. Dadurch wird beim Beginn der Arbeiten erst dieses „Spucken“ oder kleinere Schläge herbeigeführt; wenn aber der Abbau fortschreitet und der Druck von allen Seiten fühlbar wird, kommt ein Moment, wo das Gleichgewicht gestört und „a disastrous explosion“ ausgelöst wird.

Jaquet¹⁾ beschreibt dann zunächst, wie in der Nachbarschaft, als Folge einer heftigen „Gesteinsexplosion“, am 15. Dezember 1904 ein Hauptbrensberg zusammengeworfen wurde; an Andrews Annahme der Ursache dieser Pressungen (Granitausbrüche) glaubt er jedoch nicht, führt sie vielmehr einmal auf Spannungen in den Stößen zurück — woher? — sowie auf den Umstand, daß die bezüglichen Schichten spröde sind und sich daher nicht durchbiegen. Aus der beigegebenen Zeichnung und der Beschreibung des Vorganges ergibt sich jedoch ohne weiteres, daß es sich auch hier um ein fortgesetztes Verschwächen des tragenden Pfeilers handelt, bis der Gebirgsschlag — ein Pfeilerbruch — erfolgt.

Von großem Interesse für unseren Gegenstand sind Spannungsäußerungen, wie sie zu gleicher Zeit W. F. Smeeth aus den Kolar-Goldfeldern von Mysore, in Vorderindien, schildert²⁾. Leider war es mir ebenfalls unmöglich, mir diese Veröffentlichungen hier zugänglich zu machen und ich muß mich im folgenden auf den Auszug in Hankar-Urbans Abhandlung (a. a. O., T. XXI, 1907, pag. 30 u. ff.) beziehen.

Danach unterscheidet Smeeth auch hier wieder „Air Blasts“, Gesteinsabsprengungen oder Absplitterungen, wie wir sie im Vorangehenden schon an vielen Orten angegeben fanden. Einige bezeichnende Beispiele werden erwähnt: Auf der Oregum-Mine zeigt der goldführende Quarz, ebenso auch Hornblendeschiefer (nach Smeeth basaltische Laven) in zirka 300—350 m Tiefe Zerknisterungen und Absplitterungen. Auf Champion Reef mußte eine Strecke in zirka 590 m Tiefe deswegen sogar eingestellt werden. So heftig trat die Erscheinung hier in der Streckenfirst auf, daß diese sich dadurch um 3 m erhöhte; wobei nur zu bemerken ist, daß im nächsthöheren und niederen Horizonte (zirka 560 und 620 m) nichts zu verspüren war. In der Tank-Mine trat diese Absplitterung in zirka 260 m in basaltischem Gestein, und zwar sogar mit Funkenbildung auf; auch nach längerer Zeit noch löste jeder Hammerschlag diese Absprengungen von Gesteinssplittern aus.

¹⁾ Rapport annuel du département des Mines de la Nouvelle-Galles du Sud pour 1908, pag. 72—76. — Das Original war mir nicht erreichbar; stütze mich daher auf A. Hankar-Urbans Mitteilung im Bull. de la Soc. Belge de Géol., Mém., T. XXI, Brüssel 1907, pag. 27 u. ff.

²⁾ W. F. Smeeth, Air Blasts and Quakes on the Kolar Gold Field. Mysore Geol. Dept., Bangalore, 1904, pag. 45, und nach E. Suess, a. a. O.: Rep. of the Chief Insp. of Mines for 1908/09, Madras, 1910 und for 1911/12, Madras, 1918.

Diese Air Blasts kämen hier daher in Tiefen von 150—600 *m* im Quarz, Basalt und metamorphen Schiefen vor, in dem goldführenden Quarzgang selbst, wie in größerer Entfernung von ihm, in frisch aufgefahreneu, wie in älteren Strecken. Die Wirkung der Schwere als Ursache erscheine wohl ausgeschlossen. Direktor Bosworth Smith der Tankgrube erklärt diese Erscheinungen im Quarzgang durch seitlichen Druck infolge der Faltung, im übrigen durch Zugspannungen, entstanden durch Kontraktion bei der Abkühlung. Stellenweise wäre Entspannung möglich gewesen, daher das lokale Auftreten. Smeeth dagegen glaubt alle Äußerungen auf Auslösung von Zugspannungen zurückführen zu sollen.

Viel ernsterer Natur sind die Quakes, da sie nicht nur in der Grube sehr zerstörend wirken, sondern auch obertags auf 5—6 *km* Entfernung als Erdbeben zu fühlen sind. Selbst das sie begleitende Getöse konnte man an der Erdoberfläche zuweilen 1—2 *km* weit hören. Solche Quakes sind sehr häufig; in der Champion Reef-Grube allein konnte man im Verlauf von zwei Jahren 70 zählen. Er führt davon mehrere Beispiele an: Ein Luftschacht der Oregum-Mine wurde in Hornblendeschiefer zwischen 200—230 *m* Tiefe auf 20 Fuß unter starkem Knall auf 1—2 Zoll verschoben und zugleich in der Strecke von 230 *m* Tiefe die Zimmerung auf 20 Fuß Länge niedergebrochen und Gestein abgesprengt. Auf Champion Reef wurde eine Strecke in 400 *m* Tiefe durch eine Erschütterung auf 140 Fuß Länge zusammengeworfen; die Sohle barst heftig auf und große Gesteinsschalen bis 12 Zoll Dicke wurden abgeschleudert. Am 13. und 20. März 1903 gab es auf der gleichen Grube wieder große, auch an der Oberfläche fühlbare Erschütterungen, die von Strecken in der Tiefe von zirka 270 und 325 *m* ausgingen und hier große Gesteinstrümmen (Dolerit) weit wegschleuderten. Alles Vorgänge ganz ähnlich wie in Hausham.

Smeeth glaubt die Ursachen dieser Quakes zum Unterschiede von jener der Air Blasts in einem Zusammenbrechen der Pfeiler unter dem Gewichte des überlagernden Gebirges suchen zu müssen: der goldführende Quarzgang sei dort auf große Erstreckung bereits bis zur Tiefe von über 500 *m* weithin abgebaut; Hangend und Liegend sehr widerstandsfähig und spröde. Darin gerade sieht er aber die Hauptvoraussetzungen für diese Erschütterungen, wenn er sich auch fragt, warum dieselben denn nicht auch in den Nachbargruben, wo die gleichen Verhältnisse herrschen, vorkommen. Auch Hankar-Urban sieht in dieser Lokalisierung des Auftretens ein Hindernis für eine solche Erklärung, zumal nach ihm Air Blasts und Quakes überdies doch auf die gleiche Ursache werden zurückgeführt werden müssen, die er schließlich am wahrscheinlichsten in seitlichen Pressungen orogenetischer Natur sehen zu können glaubt.

Es scheint mir jedoch diese Schlußfolgerung nicht notwendig zu sein. Da Schwerewirkung des überlastenden Gebirges bei der geringen Tiefe und dem festen Gestein ausgeschlossen sind, die Quakes aber hauptsächlich in Abbaufeldern auftreten, kann man sich der Erklärung Smeeths sicherlich anschließen, die auf Pfeilerbrüche

hinausgeht. Wenn solche nur stellenweise auftreten, so kann das seine Ursache in lokalen Gesteinsverhältnissen haben, die bisher vielleicht nur nicht genügend berücksichtigt werden, in abweichenden Abbauvorgängen u. dgl. Übrigens böte dies stellenweise Auftreten der Erklärung H a n k a r - U r b a n s durch seitlichen Druck die gleichen Einwände.

Auch die Air Blasts treten zudem anscheinend nur lokal auf; offenbar hängt auch dieses mit der Gesteinsbeschaffenheit zusammen, die den wirkenden Kräften, seien sie nun welche immer, lateraler Druck, chemische oder physikalische Vorgänge im Gestein, verschiedenen Widerstand entgegensetzen und damit auch sich verschieden äußern.

Soweit Gebirgsschläge in Tunneln beobachtet wurden, fällt bei ihrer Erklärung natürlich die Möglichkeit weg, sie auf Überlastung durch künstlich vergrößerten Hangenddruck zurückzuführen. Es sind primäre Gebirgsspannungen, wie wir solche beim Bergbau, beim Vortrieb von Strecken oder Querschlägen ins freie Feld, kennen gelernt haben (Hausham, Oberschlesien, Sachsen, Indien usw.).

Die Erscheinungen sind die gleichen: Blähen und Treiben bei mildem, Schlagen bei hartem, sprödem Gestein. Selbstredend stellt sich ersteres nur schon bei geringerem Drucke ein.

Das Auftreten von Gebirgsschlägen beim Simplontunnel wurde schon anfangs behandelt¹⁾; ebenso die verschiedenen Ansichten über die Ursachen, wie sie insbesondere in den Kontroversen zwischen Heim und Schmidt hervortraten. Ersterer führt sie demnach ausschließlich auf die Überlastung durch die Schwere der überliegenden Gebirgsschichten zurück, wobei sich der Druck flüssigkeitsähnlich nach allen Seiten fortpflanzt, weshalb er unter allen Umständen kreisförmige Ausmauerung tiefer Tunneln verlangt, letzterer möchte auch die gebirgsbildenden Kräfte mit ihrem tangentialen Schub, die „primäre Konsistenz und die Art der Lagerung der Gesteine“ (a. a. O. pag. 82, 87 etc.) nicht ausschalten. Stellenweise scheint ja der Druck in den Tunneln entsprechend der Heim'schen Ansicht, tatsächlich mit der Höhe der Überlagerung zuzunehmen, vielfach wird aber die einwandfreie Beobachtungsmöglichkeit dadurch gestört, daß anderes Gestein, Störungs- und Zerrüttungszonen eintreten, daß ja überhaupt das Gebirgsmaterial kein einheitliches, homogenes ist, sondern ein Gemenge verschiedenartiger Bestandteile oder gleicher Bestandteile in verschiedenartigem Zustand.

Auch aus den großen österreichischen Alpentunneln werden ähnliche Erscheinungen berichtet. So traten nach Becke²⁾ solche unter Knall erfolgende Absprengungen größerer oder kleinerer Ge-

¹⁾ Über das Auftreten in den Gotthardtunneln vgl. die Angaben bei Schmidt, Rektoratsprogr. a. a. O. pag. 74.

²⁾ F. Becke, Bericht über den Fortgang der geologischen Beobachtungen an der Nordseite des Tauerntunnels. Anz. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 1905, Nr. XII, pag. 152. — Weitere Berichte: Ebenda 1906, Nr. III, pag. 31 und 1907, Nr. X, pag. 164.

steinsstücke im Zentralgneis beim Bau des Tauerntunnels an der Nordseite sehr lebhaft bei einer Überlagerung bis zu 1600 *m* auf. Aber auch hier, wie in der Schweiz, nur in gesundem, kluftarmem, kompaktem Gestein, nie in Zerklüftungszonen. Auch hier wurde die Beobachtung gemacht, daß die abgesprungenen Schalen größer geworden waren, als der Raum, aus dem sie stammten.

Von der Südseite dieses selben Tunnelbaues erwähnt Berwerth¹⁾ die gleichen Vorkommnisse, wenn sie hier auch in einer milderen Form sich geltend zu machen scheinen, ebenso aus festem Kalkstein vom Wocheiner Tunnel K l o d i š²⁾.

Über Druckäußerungen in oberflächlichen Steinbrüchen wurde gleichfalls schon anfangs berichtet. Sie sind zweifellos vorhanden, und zwar oft in sehr energischer Form. Wenn auch angegeben wird, daß sie — zum Beispiel in den Porphybrüchen von Quenast in Belgien — erst mit 36 *m* eintreten und weiter in der Tiefe häufiger werden, so kann dies doch kaum mit der Schwerewirkung und ihrer flüssigkeitsähnlichen Druckverteilung zusammenhängen. Der Steinbruch ist dort gegen 80 *m* tief; selbst eine freistehende Gesteinssäule dieser Höhe angenommen, ergibt sich an seiner tiefsten Stelle bloß ein Druck von kaum 24 *kg/qcm*. Die Druckfestigkeit des Phorphyr ist dort aber 2344 *kg*. Es ist daher vollkommen ausgeschlossen, daß bei diesen geringen Tiefen irgendeine Äußerung möglich wäre, die auf Erreichung oder gar Überschreitung der Druckfestigkeit des Phorphyr beruhte. Obiger Druck von 24 *kg/qcm* ergibt nicht einmal die Hälfte der sogar für Baukonstruktionen zulässigen Spannung.

Das annähernd Gleiche gilt auch für Granit, der eine nur wenig kleinere Druckfestigkeit hat. Die Druckfestigkeit für Kalk- und Sandstein ist allerdings wesentlich geringer, aber selbst bei diesen noch außerordentlich viel größer als sie in Tagsteinbrüchen je in Anspruch genommen werden kann.

Nach „Des Ingenieurs Taschenbuch“, hrsg. von Ver. H ü t t e, 1902, ergibt sich als Bruchbelastung für:

	<i>kg/qcm</i>
Granit, Syenit, Diorit	800—2000
Porphyr	1000—2600
Basalt	1000—3200
Grauwacke	500—1500
Kohlensandstein	500—1800
Keupersandstein	700—1800
Bruch- und Quadersandstein	300—1000
Kalkstein	400—2000

¹⁾ Fr. Berwerth, Über den Fortgang der geologischen Beobachtungen im Südfügel des Tauerntunnels. Anz. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 1907, Nr. XXVII, pag. 487.

²⁾ In Kossmat, Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien, 1907, Bd. 82, pag. 91. — Ebenso Lußer nach Schmidt, Rektoratsprogr. a. a. O. pag. 73.

Bei angenommen 3 *kg* spezifischem Gewicht — also reichlich gewählt — resultiert für je 100 Meter Gesteinssäule als Sohldruck derselben für den *qcm* etwa 30 *kg*.

Es ist selbstverständlich, daß diese so errechneten Werte für das Gestein im Gebirgzzusammenhange nicht direkt verwendbar sind, aber mangels anderer Möglichkeiten, den Tiefendruck zahlenmäßig zu erfassen, sollen sie zur allgemeinen Veranschaulichung vorerst dienen.

Man ersieht daraus, daß zum Beispiel für die Przibramer Verhältnisse Grauwacke oder Sandstein bei den dort erreichten Tiefen noch immer nicht an der Belastungsgrenze angelangt ist, selbst wenn man den geringsten Wert von 500 *kg/qcm* annimmt. Desgleichen würde der gewöhnliche Kohlensandstein, wieder dessen niedrigsten Bruchbelastungswert eingesetzt, erst bei 1600 *m* Tiefe seine höchste Belastbarkeit erreichen, Bruch- und Quadersandstein bei 1000 *m*, Kalkstein bei 1300 *m*.

Die schlagenden Mergel Haushams dürften allerdings eine niederere Bruchbelastung haben. Da sie zwar bei 300 *m* Tiefe durch das Gewicht einer ebenso hohen Gesteinssäule bloß gegen 75 *kg/qcm*, bei 500 *m* Tiefe erst 125 *kg/qcm* auszuhalten hätten, so wäre es wohl immerhin nicht undenkbar, daß besonders wenig druckfeste, doch spröde Partien derselben zuweilen nahe an die Belastungsgrenze gelangten. Noch mehr wäre dies bei der viel weniger druckfesten Kohle selbst der Fall. Dann müßte sie jedoch, besonders in den größeren und größten Tiefen das Treiben oder Schlagen (Abspringen) viel allgemeiner zeigen. Desgleichen müßten in Hausham in der Muldenmitte — da bei 700 bis 800 *m* Tiefe ein Schweredruck von 180—200 *kg/qcm* sich ergäbe — jedenfalls alle weichen Gesteine, wie Letten, milde Schiefertone und dergleichen, herausgepreßt, das heißt sie müßten treibend werden.

Es ergibt sich daraus, daß dieses Gewicht einer den Tiefen gleich hohen Gesteinssäule nicht ohne weiteres in Rechnung gesetzt werden kann, sondern daß der Druck hier im Gesteinzzusammenhange in ganz anderer Weise zur Geltung gelangt, was wohl auch im voraus als wahrscheinlich anzunehmen war. Die Belastungsgrenze muß im Gebirgzzusammenhange eine viel höhere sein.

Die Ungleichmäßigkeit, in welcher sich der Druck in Hausham in gleichen Tiefen der mehrere Kilometer betragenden streichenden Erstreckung der Grube äußert, die Gleichmäßigkeit andererseits in sehr verschiedenen Tiefen längs des Überwerfungsbogens, sogar der Mangel von solchen Äußerungen in der flachen Muldentiefe von 700 bis 800 *m* deutet sicherlich darauf hin, daß, wie im früheren schon auseinandergesetzt wurde, in erster Linie andere Kräfte als die Schwerkraft bei den dortigen Vorkommnissen ihr Spiel treiben.

Ähnlich wird es gewiß auch in manch anderen Gruben sein, insbesondere wo Spannungsäußerungen beim Vortrieb ins freie, unzerritzte Feld auftreten, doch möge lokal auch immerhin der Schweredruck eine Rolle spielen, bei größerer Tiefe, wenig druckfestem Gestein und sonstigen, seine Wirkung begünstigenden Lagerungs- und Gebirgsverhältnissen.

Wir haben ja im Vorangehenden Druckäußerungen beim Streckenvortrieb ins freie Feld kennen gelernt beim Kohlenbergbau in Sachsen, Oberschlesien, Ungarn, beim Erzbergbau in Böhmen, Indien, und sie werden sich gewiß noch an vielen anderen Stellen finden, die bisher in der Literatur nur nicht bekannt geworden sind, wenn man der Sache einmal im Detail und mit genauer Scheidung entsprechend ihrer Natur nachgehen wird. Es scheint jedoch, daß — wäre das Gewicht der überlastenden Massen dabei von vorwiegender und ausschlaggebender Bedeutung — die Erscheinung eine viel allgemeinere, zu den gewöhnlichsten Vorkommnissen des Bergbaues gehörende sein müßte.

Geradezu ausschließen müssen wird man jedoch wohl die Wirkung der Schwere in obertägigen Steinbrüchen. Die Überlagerung ist dazu viel zu gering. Die Ursachen mögen da tektonischer, vielleicht auch petrographischer Natur oder je nach dem Falle sonst auf anderen Gebieten zu suchen sein. Ähnlich dürfte dann auch im Bereiche der Gruben die Veranlassung eine verschiedene sein.

Überflüssig ist es, zu bemerken, daß es in jedem Falle immer einer speziellen Feststellung bedürfen wird, welche Kräfte als wirksam anzusehen möglich oder zwingend ist. Vorschnelles Verallgemeinern kann auch hier nur von Schaden sein. Einzelne Tatsachen oder beschränkte Reihen werden dabei wohl stets nur zu spekulativer Verwertung ausreichen. Das Verhalten in möglichst verschiedenen Niveaus auf größere horizontale Erstreckungen unter wechselnden Verhältnissen wird herangezogen werden müssen, um einen tunlichst zureichenden Schluß zu gestatten. Gerade das dürfte aber beim Bergbau am ehesten zu beobachten möglich sein.

Die Resultate unseres Versuches, die in Gebirgsschlägen aller Art sich äußernden Spannungen im Gestein uns zurechtzulegen, mögen daher in nachfolgendem nochmals kurz zusammengefaßt werden:

1. Die meisten der in der montanistischen Literatur beschriebenen Gebirgsschläge haben mit primären Spannungen des Gebirges sehr wenig oder gar nichts zu tun; sie sind einfache Folgen des Abbaues: Überlastung von allmählich zu schwach gewordenen Pfeilern oder Abbaufrenten durch größere Freilegung eines festen, tragfähigen Hangend. Sie wurden im Vorangehenden speziell „Pfeilerbrüche“ genannt.

Es ist selbstverständlich nicht ausgeschlossen, daß, wenn auch noch primäre Spannungen vorhanden sind, diese dann den Vorgang noch unterstützen oder ihn früher zur Auslösung bringen.

2. Eine häufige Begleiterscheinung dieser Pfeilerbrüche in Kohle und der damit verbundenen plötzlichen Zermalmung größerer oder kleinerer Flözteile sind Gasausbrüche. Je nach der Menge der ausgeworfenen Kohle und je nach der Gashaltigkeit derselben sind diese Gasausbrüche sehr verschieden heftig. Ist das Gas unter sehr starkem Druck in der Kohle angehäuft, so kann anscheinend sogar

auch durch diesen Druck allein ein Gasausbruch erfolgen. Meist dürften sie jedoch mit einem vorangehenden Gebirgsschlag (besonders Pfeilerbruch) verbunden sein.

3. Zeigen sich Gebirgsspannungen, gekennzeichnet durch Zerknisterung des anstehenden Gesteins, durch Hereinwerfen von abgesprengten Gesteinsschalen, von Gesteins- oder Kohlentrümmern verschiedener Größe und mehr oder weniger zerkleinert unter stärkerem oder schwächerem Knall, beim Vortrieb von Strecken oder Querschlägen ins unverritzte Feld (natürlich auch beim Tunnelbau), so handelt es sich im Gegensatze zu den Pfeilerbrüchen um primären Gebirgsdruck, der wieder auf verschiedene Ursachen zurückgeführt werden kann, auf solche tektonischer Natur, auf den Schweredruck überlastender Gebirgsmassen, auf molekulare Veränderungen chemisch-petrographischer Natur, auf physikalische Vorgänge u. dgl. ¹⁾

Ist dieser Druck gering, kann er sich bei festem Gestein nicht äußern, bei weicherem höchstens durch „Blähen“ oder „Treiben“. Ist er sehr stark, wird dieses Blähen und Treiben milder Gebirgsschichten immer energischer. Feste, spröde Gesteine können bei Annäherung an ihre Belastungsgrenze „schlagend“, bei Überschreitung derselben explosionsartig zertrümmert werden.

Übergänge aller Art und Abstufungen sind natürlich möglich.

Welche Ursache wirksam ist, ist in jedem Falle gesondert festzustellen.

München, im Dezember 1913.

Nachtrag.

Am 30. Januar 1914, $\frac{1}{2}$ 7 Uhr abends, fand auf der Zeche „Minister Achenbach“ bei Brambauer (Kreis Dortmund) eine heftige Schlagwetterexplosion statt, der 24 Menschenleben zum Opfer fielen. Da die Untersuchungen hierüber zur Zeit noch nicht abgeschlossen sind, kann vorläufig über die eigentliche Ursache des Ereignisses kein Urteil abgegeben werden. Im preußischen Abgeordnetenhaus teilte Handelsminister Sydow nur kurz mit ²⁾, daß hier zweifelsohne eine Schlagwetter- und keine Kohlenstaubexplosion vorliege, daß die Herkunft der Schlagwetter nicht aufgeklärt sei, da die Flöze 19 und 21, der Schauplatz des Unglücks, vorher schlagwetterfrei waren. Der Kommissär der Ministerialabteilung habe bei seiner Befahrung in der Gegend von Flöz 19 eine Senkung gefunden, welche Risse zeigte; allerdings habe er damals keine Schlagwetter entdeckt.

¹⁾ P. I. Beger führt neuestens einen von ihm in der Zeitschr. f. prakt. Geol. 1914, pag. 193, beschriebenen Gebirgsschlag in einem Granitsteinbruch der Lausitz auf eine Kontraktionsspannung im Gestein zurück (Anm. während d. Korr.).

²⁾ Nach der „Deutschen Bergwerkszeitung“ Nr. 29 vom 4. Februar 1914.

Nach einer dem Minister am gleichen Tage zugegangenen neuen Mitteilung habe aber der Bergrevierbeamte bei Befahrung tags vorher aus diesen Rissen das Hervortreten von Schlagwettern festgestellt. Es ist daher verfrüht, sich über Hergang und Ursachen zu äußern.

Nichtsdestoweniger versandte Professor Belar, Vorstand der Laibacher Erdbebenwarte, Anfang Februar an die Presse eine Erklärung, in der es heißt: „Es unterliegt keinem Zweifel, daß die in den jüngsten Tagen aufgetretene Grubenkatastrophe auf der Zeche „Minister Achenbach“ bei Dortmund, die Einstürze bei Beuthen in Oberschlesien und auf der Zeche „Fürst Leopold“ bei Dorsten durch die seit einer Woche (andere Leseart: einigen Wochen) in ganz Europa herrschende starke Bodenbewegung und durch die außerordentlich starken Fernbebenausläufer vom 30. Januar verursacht worden sind. Unsere Warte hat am 30. Januar das katastrophale Fernbeben bereits am frühen Vormittag angezeigt. Das Grubenunglück auf der Zeche „Minister Achenbach“ wäre leicht verhütet worden, wenn man an diesem Tage, an dem unser Warnungsruf noch rechtzeitig laut wurde, die vorgeschriebenen Vorsichtsmaßregeln verdoppelt hätte“¹⁾.

Also: Zweifel sind ausgeschlossen, die drei erwähnten Grubenunglücke sind auf starke Bodenbewegung und Fernbebenausläufer zurückzuführen.

Was man über den Fall „Minister Achenbach“ heute Sicheres weiß, wurde soeben erwähnt. Von der Gewerkschaft „Fürst Leopold“ erhalte ich die Mitteilung, daß am 30. Januar, vormittags 10 Uhr, der untere Teil eines 88 m hohen Aufbruches zu Bruche ging, die Ursache sei in dem ungünstigen Gestein (schnittigem Sandstein und in Wasser löslichem Schiefertone) zu suchen. Unter diesen Umständen scheint mir die Ursache in mikroseismischen Bodenbewegungen zu suchen etwas weit hergeholt. Sie liegt wohl viel näher.

Was endlich den Einsturz bei Beuthen betrifft, schreibt mir Herr Bergrat Knochenhauer in Kattowitz, daß es sich wahrscheinlich um einen Vorgang auf der Schlesiengrube handle, und zwar um das Niederbrechen der letzten Bergfeste zwischen zwei Gegenörtern beim Abteufen des 4. Schachtes, herbeigeführt offenbar durch eine glatte Gesteinsablösung an der Bruchstelle und die Erschütterung durch die Bohrmaschinen. Wenn man zudem bedenkt, daß hier beim Schacht-
abteufen täglich mehrfach eine größere Anzahl von stark geladenen Sprengschüssen auf beiden Seiten der Bergfeste abgetan werden, muß man zugeben, daß gegenüber diesen gewaltigen Erschütterungen des Gebirges irgendeine Bodenunruhe oder Fernbebenwirkung ganz verschwindet und überhaupt nicht in Betracht kommen kann.

Ein Echo hat diese Erklärung Prof. Belars jedoch in der preußischen, wie in der bayrischen Abgeordnetenversammlung gefunden.

¹⁾ Anklirgend an Forels etwas „pompös“ — wie Harzé bemerkt — Gesetz genannten Ausspruch: „Redoublez de précautions contre le grisou dans les jours qui suivent un grand tremblement de terre dont l'aire sismique s'est étendue jusqu'au territoire de votre mine.“

Insbesondere in letzterer glaubte der Abgeordnete Prof. Günther nachdrücklichst anregen zu müssen, daß „in jeder Grube, vor allem aber in solchen Bergwerken, die verdächtig sind, häufig schlagende Wetter zu erzeugen, ein genau arbeitender Erdbebenapparat aufgestellt wäre“¹⁾. Für ihn sei es „zur Gewißheit geworden, daß unsere zahlreichen Grubenunglücke bis zu einem gewissen Grade durch einen gewissen Zustand der Erdrinde mit bedingt sind, den man gewöhnlich den der Bodenunruhe nennt und der in gewissen Zeiten eine ganz unerwartete und zurzeit auch wissenschaftlich noch nicht ganz klarzustellende Steigerung erfährt.“ Verstärkung von Schlagwetterbildung und möglicherweise ein Zusammenbruch kann die Folge sein. Wenn aber jede Grube einen Seismometer hätte, „dann wäre immerhin eine gewisse Gewähr dafür gegeben, daß ein solches Unglück nicht ganz unvorhergesehen und unvorbereitet eintreten kann“. Bei besonders starken Ausschlägen der Nadel „würde dann selbstverständlich vollständig von der Befahrung der Grube abgesehen und es würden alle Vorsichtsmaßregeln getroffen werden müssen“. Zuletzt bezeichnet er die Aufstellung von Seismometern doch nur als Versuch, der auch negativen Erfolg — wenn auch gegen seine Meinung — haben könnte.

Demgegenüber muß betont werden, daß ein Zusammenhang zwischen derartigen mikroseismischen Bodenbewegungen und der Auslösung irgendwelcher Ereignisse beim Bergbau in keinerlei Weise nachgewiesen, oder auch nur wahrscheinlich gemacht ist, und heute auch immer bloß ins Bereich der Vermutungen gehört.

Es ist ja sicherlich nicht ausgeschlossen, daß ein Erdbeben einmal auch in der Grube Schaden anrichtet, obzwar von solchen Wirkungen bisher nicht viel bekannt geworden ist, ja es sogar allgemein als Tatsache gilt, daß Erdbeben in der Grube merkwürdigerweise viel weniger gefühlt werden als obertags. Nach meinen vorangehenden Ausführungen wäre es sogar gewiß nicht unmöglich, daß auch eine schwächere Bodenbewegung als Relaiswirkung irgendeine labile Spannung frei machte. Bei dem soeben — wenn auch für einen akuterer Fall — erwähnten Umstande jedoch, als Flöz und Nebengestein einer Grube täglich mehrfach durch viele Sprengschüsse nach allen Richtungen durchschüttelt werden, müßte es wohl schon ein verhältnismäßig heftiges Beben sein, das eine noch größere Wirkung ausübte, also Spannungen zur Auslösung brächte, die durch diese künstlichen Erschütterungen noch nicht ausgelöst werden. Es müßte doch wohl erst der genügende Nachweis geliefert werden, daß dies trotzdem durch jene nur den feinsten Instrumenten fühlbaren „Bodenunruhen“ oder Fernbebenausläufer geschehen sollte. Das kann gewiß verlangt werden, ehe man von einer zweifelfreien Gewißheit spricht.

Ein einfaches post hoc, ergo propter hoc für einzeln herausgegriffene Fälle ist wohl hier um so weniger zulässig, als solche Bodenbewegungen — Bodenunruhen und schwache Beben, denn auch um solche handelt es sich — ja ein fast tägliches Vorkommen sind, und ebenso auch als eventuelle Folgen zu bezeichnende Ereignisse beim Berg-

¹⁾ Stenogr. Bericht der bayr. Kammer d. Abg. Nr. 227, v. 12. Februar 1914, S. 391.

bau — sie müssen ja nicht immer katastrophaler Natur sein und schwere Unglücksfälle nach sich ziehen — bei den in solchem Falle stets in Betracht kommenden großen Gefährdungsgebieten (oft ganze Staaten, ja Kontinente) ebenfalls eine tägliche Erscheinung sind. Es wird daher nicht allzu schwer sein, zu jeder Bodenbewegung ein zeitlich zusammenstimmendes Ereignis beim Bergbau aufzufinden, besonders wenn es zum Beispiel Unfälle in den Schwefelminen Siziliens sein können, bei stärkeren Stürmen in der Nordsee ¹⁾.

Professor Günther verlangt die Aufstellung von Seismometern auf jeder Grube, insbesondere den schlagwetterverdächtigen. Was damit erreicht werden soll, ist nicht recht klar. Selbst wenn der Zusammenhang schon erwiesen wäre, und wenn solche Seismometer eine wirksame Voranzeige gewährleisten, wäre doch eine zentrale Warte, mit entsprechenden Instrumenten ausgerüstet, von wissenschaftlich gebildeten Kräften mit der nötigen Sorgfalt und Sachkenntnis bedient, sicherlich viel zweckmäßiger als eine derartige Zersplitterung der Kräfte, die nie den Grad der Sicherheit und Zuverlässigkeit der Instandhaltung und Beobachtung erreichen könnte, zumal es sich dabei ja um Äußerungen von Bodenbewegungen handelt, die nichts weniger als lokaler Natur, über oft weite Gebiete sich gleichmäßig ausdehnen.

Und solcher gut eingerichteter Warten, die speziell dem Bergbau dienen sollen, besitzen wir ja heute schon nicht wenige; es seien nur jene von Aachen ²⁾ (seit 1906), Bochum ³⁾ (seit 1908), Krietern (Oberschlesien), Claustal, Przibram u. a. erwähnt ⁴⁾.

Es ergibt sich daraus, daß man beim Bergbau die Bodenbewegungen und ihr Studium durchaus nicht außer acht läßt. Irgendwelche nennenswerte Resultate auf obigem Gebiete sind aber bisher noch nicht erzielt worden.

Diese aber abzuwarten, wäre vielleicht zweckmäßiger gewesen, als durch vorschnelle Behauptungen, die doch immer nur persönliche Vermutungen bleiben, störend und verwirrend einzugreifen, und dadurch in der Öffentlichkeit Hoffnungen und Erwartungen zu erregen, die hinterher vielleicht doch nicht zu erfüllen sind, so sehr wir es wünschen würden.

München, Mitte Februar 1914.

¹⁾ Vgl. Belar, Erdbebenwarte, 1908. Bd. VII, pag. 113. — Wenn hier Belar zuletzt sagt: „Heute fehlt nur noch das Interesse und das Verständnis für diese Beobachtungen auf bergbaulicher Seite“, so kann die Versicherung gegeben werden, daß das allgemeine Verständnis sofort kommen wird, wenn die seismologischen Beweise oder selbst Wahrscheinlichkeiten nur etwas greifbarer geworden sein werden. Die ist man bis jetzt aber schuldig geblieben.

²⁾ Haubmann, Die Erdbebenstation d. techn. Hochschule in Aachen. „Glückauf.“ 1907, pag. 801.

³⁾ L. Mintrop, Die Erdbebenstation d. Westfäl. Berggewerkschaftskasse in Bochum. „Glückauf.“ 1909, pag. 393.

⁴⁾ Daß auch auf einer der oberbayrischen Gruben ein Seismograph kürzlich aufgestellt wurde, wurde schon erwähnt.

Weitere Nachträge während der Korrektur:

Inzwischen haben auch einige Fachmänner von seismologischer Seite zu der durch diese Geschehnisse auf „Minister Achenbach“ angeregten Frage eines ursächlichen Zusammenhanges zwischen mikro-seismischen Bodenunruhen und Fernbebenausläufern einerseits, sowie Schlagwetterexplosionen andererseits Stellung genommen, wobei nur zu bemerken ist, daß zu einer Schlagwetterexplosion nicht nur das Vorhandensein von entsprechenden Schlagwettermengen gehört, deren Auftreten in größerer Menge als Folge der erwähnten mikro-seismischen Bodenbewegungen eben behauptet wird, sondern auch der gewiß rein zufällige zündende Funke, der sicherlich mit letzteren nichts zu tun hat.

Es müßte daher korrekter eigentlich nachgewiesen werden, daß zu den mikro-seismisch unruhigen Zeiten weitaus mehr Gase in den Grubenräumen vorhanden sind, als normal. Meines Wissens ist eine derartige Beobachtung noch nie gemacht worden, trotz der hunderttausende von Sicherheitslampen, die in Deutschland allein täglich brennen und eine solche auffallende Vermehrung unfehlbar anzeigen müßten, zumal ja letztere nicht bloß lokal auftreten könnte, sondern der Natur der Verbreitung der Bodenunruhen entsprechend, ganze Länder und Kontinente umfassen müßte.

Veranlaßt durch die dem genannten Unglücke vom 30. Januar 1914 folgenden Erklärungen und Erörterungen in den Tageszeitungen veröffentlichte im Heft 9 vom 28. Februar 1914, 50. Jahrg. der Zeitschrift „Glückauf“ in Essen der Leiter der Berggewerkschaftl. Erdbebenwarte in Bochum, Dr. L. Mintrop einen eingehenden Aufsatz mit ausführlichen statistischen Zahlentafeln über diesen Zusammenhang, dessen Ergebnisse er schließlich folgendermaßen zusammenfaßt: „Aus den vorstehenden Untersuchungen hat sich ergeben, daß zwischen Erdbeben und Schlagwetterexplosionen kein Zusammenhang besteht. Die Erscheinung, daß Erdbeben und Schlagwetterexplosionen vielfach zeitlich annähernd zusammenfallen, ist ganz zufällig und nicht häufiger, als nach der Wahrscheinlichkeit des gleichzeitigen Eintrittes zweier voneinander unabhängiger Erscheinungen erwartet werden kann. Ebenso hat sich kein Einfluß der Bodenunruhe (mikro-seismische Unruhe) ergeben. Auf die Häufigkeit der Unfälle durch Stein- und Kohlenfall sind Erdbeben und Bodenunruhe im niederrheinisch-westfälischen Steinkohlenbezirk ebenfalls ohne nachweisbaren Einfluß.“

Auch die in diesem Aufsätze angeführte Preßäußerung des Leiters der Potsdamer Erdbebenwarte, Prof. Dr. W. Schweydar, in Nr. 65 des „Berliner Tageblattes“ vom 5. Februar 1914, die ich erst infolge und nach dieser Mintropschen Abhandlung zu Gesicht bekam, geht dahin, daß es nicht gut denkbar sei, daß das Unglück auf Zeche Achenbach auf Erdbebenausläufer oder Bodenunruhen zurückzuführen sei. Auch hält er es „für ganz ausgeschlossen, daß man

auf Grund von Erdbebenregistrierungen Grubenbesitzer vor Katastrophen warnen kann“.

„Es ist richtig“, fährt Prof. Schweydar fort, „daß am Unglückstage größere Bodennunruhen konstatiert worden sind, die aber nur der empfindlichste Seismograph durch Zittern angibt. Nach der heutigen Kenntnis der Wirkungsweise derartiger Erschütterungen der Erde ist es nicht möglich zu behaupten, daß durch sie ein Grubenunglück zustandekommen konnte“.

Desgleichen teilt, an gleicher Stelle bei Mintrop angeführt, Prof. Dr. Gg. von dem Borne, der Leiter der Erdbebenwarte von Krietern bei Breslau, in der Schles. Zeitg. vom 13. Februar 1914 mit, daß seine Erdbebendiagramme vom Jahre 1908 bis 1911 bezüglich eines Zusammenhanges „ein völlig verneinendes Ergebnis“ hatten. „Die wenigen Fälle eines Zusammentreffens von Erdbeben und Aufflammungen, die tatsächlich vorkommen, stellen sich in völlig zweifelloser Weise als Zufälle dar, wie sie nach den Regeln der Wahrscheinlichkeitsrechnung von vorherein zu erwarten waren.“ Er meint schließlich ebenfalls, daß noch eine weitere Untersuchung nötig wäre, um einen Zusammenhang zwischen den Schwankungen des Gehaltes der Grubengasluft an Methan und der Seismizität festzustellen.

Und in einem späteren Aufsätze in der Zeitschr. des Oberschles. Berg- und Hüttenmänn. Vereines (Märzheft 1914, pag. 101) resümiert er: „Wir dürfen schließen: seismische Vorgänge üben bei uns einen nachweisbaren Einfluß auf Schlagwetteraufflammungen nicht aus. Ein seismischer Warnungsdienst zur Bekämpfung der Schlagwettergefahr ist deshalb zwecklos.“

München, im Juni 1914.

Pavonitina styriaca, eine neue Foraminifere aus dem mittelsteirischen Schlier.

Von Dr. Richard Schubert.

Mit einer Tafel (Nr. IV).

Von Herrn Bergrat Dreger erhielt ich vor kurzem eine Mergelprobe von Laubegg (südöstlich Graz), in der nebst kohligem Pflanzenresten und Fischschuppen auch schon makroskopisch kleine weiße Foraminiferen ersichtlich waren. Im Schlammrückstande des grauen Mergels ist nebst Fischresten, sehr spärlichen Ostracodenschälchen und anorganischen Partikeln eine in mehrfacher Hinsicht interessante Foraminiferenfauna enthalten, die indessen reicher an Individuen als an Arten ist und aus der ich folgende Formen anführen kann:

- Bathysiphon filiformis* Sars sh. Fragmente
- Trochammina* sp. cf. *miocenica* Karr. ns.
- Cyclammina gracilis* Grzyb. ns.
- Bulimina elongata* Orb. s.
- " *elegans* Orb. ss.
- " *pyrula* Orb. ss.
- Bolivina dilatata* Reuss ns.
- Chilostomella ovoidea* Rss. ss.
- Allomorphina macrostoma* Karr. ss.
- Uvigerina tenuistriata* Rss. sh.
- " *pygmaea* Orb. ss.
- Truncatulina* aff. *haidingeri* Orb. s.
- " *Wuellerstorfi* s.
- Pavonitina styriaca* n. g. n. sp. ns.

In dieser Fauna fällt zunächst das Vorkommen der als *Pavonitina* bezeichneten Form auf, die äußerlich etwa das Aussehen flacher Textularien oder Spiroplecten besitzt, nur merkt man auch schon bei schwacher Vergrößerung, daß der Anfangsteil des Gehäuses stärker verdickt ist als das übrige sehr flache Gehäuse. Bei Einbettung in Glycerin wird das Gehäuse vollständig aufgehellt und läßt nun mit völliger Deutlichkeit erkennen, daß der verstärkte Anfangsteil des Gehäuses wohl aus alternierenden einfachen Textularienkammern besteht, daß jedoch der größere flache Gehäuseteil aus breiten einreihigen Kammern besteht. Anfänglich textularienartige, dann breite einreihige Kammern sind nun für die seltene Foraminiferengattung

Pavonina Orb. bezeichnend; die in Rede stehende steirische Form dagegen unterscheidet sich von *Pavonina* wesentlich dadurch, daß die einreihigen und vereinzelt der letzten zweireihigen (Textularien-) Kammern deutlich durch zahlreiche Quersepten untergeteilt sind. In dieser Unterteilung der Kammern liegt ein höheres Entwicklungsstadium der Pavoninen vor, weshalb dafür ein eigener Name gewählt wurde. Trotzdem die auf Tafel IV gegebenen Mikrophotographien nicht nach Schliffen gemacht wurden, ist der Bau, wie sie zeigen, völlig klar, und etwa eine Vortäuschung sekundärer Unterteilung durch Infiltrierungserscheinungen völlig ausgeschlossen, da auch angeschliffene Exemplare diese Sekundärlamellen zeigen. Der Bau wird dadurch noch klarer ersichtlich, daß die Gehäuse partienweise von einer schwarzen (anscheinend manganhaltigen) Lösung infiltriert sind und sich die Kammerausfüllung deutlich von der hellen sandig-agglutinierten Schalenmasse abhebt.

Die Unterteilung der Kammern erfolgt in der Art, daß vom Dache der Kammern leistenartige Vorsprünge schräg gegen das Innere und gegen die Kammerbasis zu wachsen, und zwar bald kürzere, bald längere; bisweilen entsprechen diesen von oben herab schräg wachsenden Leisten Vorsprünge an der Kammerbasis und in komplizierten Fällen kommt es zu einem fast labyrinthischen Bau der Kammern.

Die Mündung besteht dementsprechend aus mehreren an der schmalen Mündungswand unregelmäßig angeordneten Poren.

Länge der Fragmente: 0·6—0·9 mm.

Über die Abstammung der *Pavonitina* von Textularien kann bei dem deutlich ausgeprägten Textularienanfangsteil wohl kein Zweifel bestehen. Der komplizierte Bau der einreihigen Endkammern schließt übrigens auch bei der Annahme einer umgekehrten Gültigkeit des biogenetischen Grundgesetzes in allen Fällen, wo die Festigkeit in Betracht kommt, eine entgegengesetzte Deutung aus, daß nämlich sich aus der flachen *Pavonitina* eine festere *Textularia* zu entwickeln im Begriffe stehe. Übrigens sind die flachen Pavonitinkammern trotz der vielfachen Unterteilung immer noch weniger fest als die zwar nicht untergeteilten, aber durch die alternierende Anordnung dichter aneinandergesetzten Textularienkammern, wie schon dadurch erhellt, daß sie meist zerbrochen sind und auch während des Präparierens leicht brechen, während der *Textularia*-Anfangsteil ganz bleibt oder nur am äußersten Ende leichter abbröckelt. Anschliffe dieser Gehäuse sind übrigens nur sehr schwer möglich, da die sandig-agglutinierte Schale beim Schleifen leicht zerbricht.

Ebenso kann auch das Verhältnis zu der nur rezent und aus dem südtiroler Unteroligozän (*Pavonina agglutinans* Schub.) bekannten Gattung *Pavonina* nicht zweifelhaft sein.

Der Name *Pavonitina* wurde eingeführt unter der Voraussetzung, daß *Pavonina*, wie die ganze darauf Bezug nehmende Literatur angibt, einfache und nicht untergeteilte Kammern besitzt. An der oligozänen *Pavonina agglutinans* konnte ich dies bei dem Balsampräparat mit Sicherheit beobachten und weder Orbigny noch Reuss, Brady, Millett, Plumbler, Chapman und die anderen Foraminiferenforscher, die sich mit *Pavonina* beschäftigten, erwähnten das geringste,

das auf einen labyrinthischen Kammerbau dieser Gattung schließen ließe. Höchstens würde die siebartige Mündungswand Bedenken erwecken, doch gibt Brady (im Challenger Bericht) ausdrücklich bei Besprechung von *Pavonina* an, die Schale sei kalkig, dünn und durchsichtig, von zahlreichen und groben Poren durchsetzt und trotzdem ist weder aus den Abbildungen noch aus den Beschreibungen auf eine Unterteilung der *Pavonina*-Kammern zu schließen.

Hätte ich nicht vor einigen Jahren¹⁾ die alttertiäre *Pavonina agglutinans* gefunden, so würde die komplizierter gebaute *Pavonitina styriaca* aus dem Miocän und die einfach gebaute *Pavonina flabelliformis* aus der Gegenwart bekannt sein. Nach meinem damaligen Fund ergibt sich der genetische Zusammenhang der Pavonininen, wie man diese Zweigreihe der Textularidenfamilie bezeichnen kann, folgendermaßen. Aus der sandig-agglutinierten, einfach gebauten *Pavonina agglutinans* entwickelte sich einerseits *Pavonitina* durch Unterteilung der sandig bleibenden, nur dünner werdenden einreihigen Kammern, andererseits erhielt sich *Pavonina*, indem das Gehäuse rein kalkig wurde bis in die Gegenwart. Hierbei blieb bei mancher Form das zweireihige Ahnenstadium bestehen, während die von Orbigny ursprünglich ganz einreihig abgebildete Form darauf hinzudeuten scheint, daß sich unter den rezenten Pavoninen auch völlig uniseriale Gehäuse finden. Vielleicht verhält es sich ähnlich wie bei *Cycloclypeus*, wo namentlich (oder stets?) bei der geschlechtlichen Generation noch ein deutliches *Heterostegina*-Anfangsstadium vorhanden ist, das bei der ungeschlechtlichen häufig (oder stets?) fehlt. Auch bei *Biloculina* ist es ferner ähnlich, indem die mikrosphärischen (geschlechtlichen Formen) noch einen *Mitrolina*-Anfangsteil besitzen, die makrosphärischen dagegen vollkommenen *Biloculina*-bau aufweisen. Es scheint übrigens nicht ausgeschlossen, daß auch die uniseriale Ausbildung der sandigen Pavonininen in der Gegenwart noch lebt und in der seltenen *Neusina agassizii* Goës zu suchen ist. Diese besteht ja aus breiten aufeinanderfolgenden Kammern von bisweilen unregelmäßiger Anordnung mit sandiger Schalenstruktur und zahlreichen Mündungen die ja auf ähnlichen Bau hinzuweisen scheinen, wie ihn *Pavonitina* besitzt. Als sandige „Vorstufe“ der seit dem Paläozoikum bekannten Frondicularien kann *Neusina* wohl kaum ernsthaft in Betracht kommen.

Die verhältnismäßig kleine Foraminiferenfauna, in welcher ich die soeben besprochene Form fand, besitzt aber noch in anderer Hinsicht ein größeres Interesse. Wie mir Herr Bergrat Dreger mitteilte, stammte die Mergelprobe aus einem räumlich beschränkten Aufschlusse, und zwar vom Südrande einer breiten, von Graz südostwärts über Wolfsberg-Gleichenberg streichenden Zone sarmatischer (oder wenigstens als solche geltender) Schichten. An Ort und Stelle ist über die stratigraphische Stellung der grauen sandigen Mergel nichts Sicheres zu erkennen, doch läßt die erwähnte Mikrofauna zunächst mit aller Sicherheit auf den rein marinen, nicht brackischen Charakter der Mergel schließen, die danach außerdem in beträchtlicherer Tiefe zum Absatz gelangt sein mußten. Denn eine der häufigsten Formen

¹⁾ Siehe Beiträge zur Pal. Öst.-Ung. XIV. Bd., pag. 9—26, Taf. I, Wien 1901.

— *Bathysiphon* — ist eine recht bezeichnende Tiefenforaminifere und auch die anderen Foraminiferenarten sprechen für den Absatz in einigen hundert Faden Tiefe. Auffällig ist dabei das so gut wie völlige Fehlen (oder in Wirklichkeit wohl nur eine große Seltenheit) der Globigerinen, jener pelagischen Foraminiferen, die in den kalkigen Absätzen aus größeren Tiefen in der Regel nicht fehlen, sogar in Küstensedimenten oft vorhanden sind. Gegen einen Absatz in einer Seichtwasserzone oder gar im Brackwasser spricht, wie erwähnt, der gesamte Charakter der Foraminiferenfauna. Auch eine Umschwemmung der Foraminiferen aus älter miocänen in sarmatische Schichten scheint mir bei dem Erhaltungszustande ausgeschlossen. Dagegen zeigt diese Fauna eine auffallende Übereinstimmung mit der Mikrofauna des Welser Schlier, besonders der tieferen, das heißt unteren Lagen. Ich hatte seinerzeit Gelegenheit, die Foraminiferenfauna der zu 1044·5 m niedergebrachten Tiefbohrung durch den Welser Schlier mikroskopisch eingehend zu untersuchen und fand in den tieferen Partien (aus 384—921·5 m Saigertiefe) ganz analoge Foraminiferenfaunen mit *Bathysiphon*, *Chilostomella ovoidea*, *Allomorphina macrostoma*, Trochamminiden, Uvigerinen etc. Freilich *Pavonitina* lernte ich dortselbst nicht kennen, Globigerinen waren dagegen, wenn auch spärlich; so doch meist vorhanden; ja in den Proben der aus 10 bis 400 m stammenden Proben dominierten die Planktonformen über die benthonischen Foraminiferen oder waren in manchen dieser oberen Proben ausschließlich vorhanden. Da es sich hier bei den Mergeln der oberen, etwa 400 m mächtigen Schichten von Wels offenkundig nicht um eine Tiefseebildung handelt, kann diese Erscheinung nur so gedeutet werden, daß die abnormen physikalischen Verhältnisse, welche die eigenartige Mikrofauna des unteren Welser Schliers bedingten, auch während des Absatzes der oberen Welser Schliermergel bestanden, ja derart verschärft wurden, daß die Bodenfauna fast ganz ausstarb.

Ich habe auf diese Welser Verhältnisse deswegen hier hingewiesen, weil es mir scheint, daß sie für die Deutung der mittelsteirischen Verhältnisse nicht ohne Bedeutung sein könnten. Ohne hier begreiflicherweise auf die ganze Literatur über dies Gebiet eingehen zu können möchte ich nur kurz darauf hinweisen, daß ein südlich der Mur weit verbreiteter Mergelkomplex — Sturs „Foraminiferenmergel“ von Hilber¹⁾ als Schlier angesprochen wurde. Reuss untersuchte bereits 1855 (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. VI, pag. 351—354) von zweien dieser Lokalitäten foraminiferenführende Tegel oder Mergel aus dem Liegenden des Leithakalkes, nämlich von der Landstraße bei St. Egidy und unweit Spielfeld. Beide sind nach Reuss sehr reich an Foraminiferen, unter denen aber nur die pelagischen Globigerinen und Orbulinenstadien derselben häufig sind und denen gegenüber die Bodenformen bedeutend zurücktreten sollen. Schon Reuss fügte hinzu, daß mit Ausnahme einiger weniger neuer Arten fast alle in den Leithakalkbildungen vorkommen und in der Tat

¹⁾ Mitteilungen d. geol. Ges. Wien I, 1908. pag. 71—76.

scheint die Foraminiferenfauna der beiden erwähnten Lokalitäten ganz jener des Badener Tegels zu entsprechen, wobei allerdings die Seltenheit der Bodenformen auffällig ist. Stur fügt aber in seiner Geologie der Steiermark (pag. 563) den Reuss'schen Foraminiferenlisten die Bemerkung an, das Fehlen der für den Leithakalk charakteristischen Arten aus den Gattungen *Amphistegina*, *Heterostegina*, *Verneuilina*, *Discorbina*, *Bulvinolina* (wohl *Pulvinulina*) und *Polystomella* in diesem Foraminiferenmergel beweise, daß dieser Foraminiferenmergel dem Niveau des Leithakalkes nicht angehöre. Diese Ansicht, die auch A. Winkler¹⁾ in seinen „Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs“ vertritt, ist jedoch nicht richtig, weil die Globigerinenmergel von Egidy und Spielfeld ebensowohl altersgleiche Äquivalente des Leithakalkes sein könnten, wie dies bekanntlich ja beim Badener Tegel der Fall ist. Hiermit soll aber nicht gesagt sein, daß die erwähnten Globigerinenmergel gleichartig mit dem Leithakalk sein müssen, sondern lediglich gegen die Annahme Stellung genommen werden, daß durch die Verschiedenheit der offenkundig faziell verschiedenen Mikrofaunen eine Altersverschiedenheit bewiesen sei.

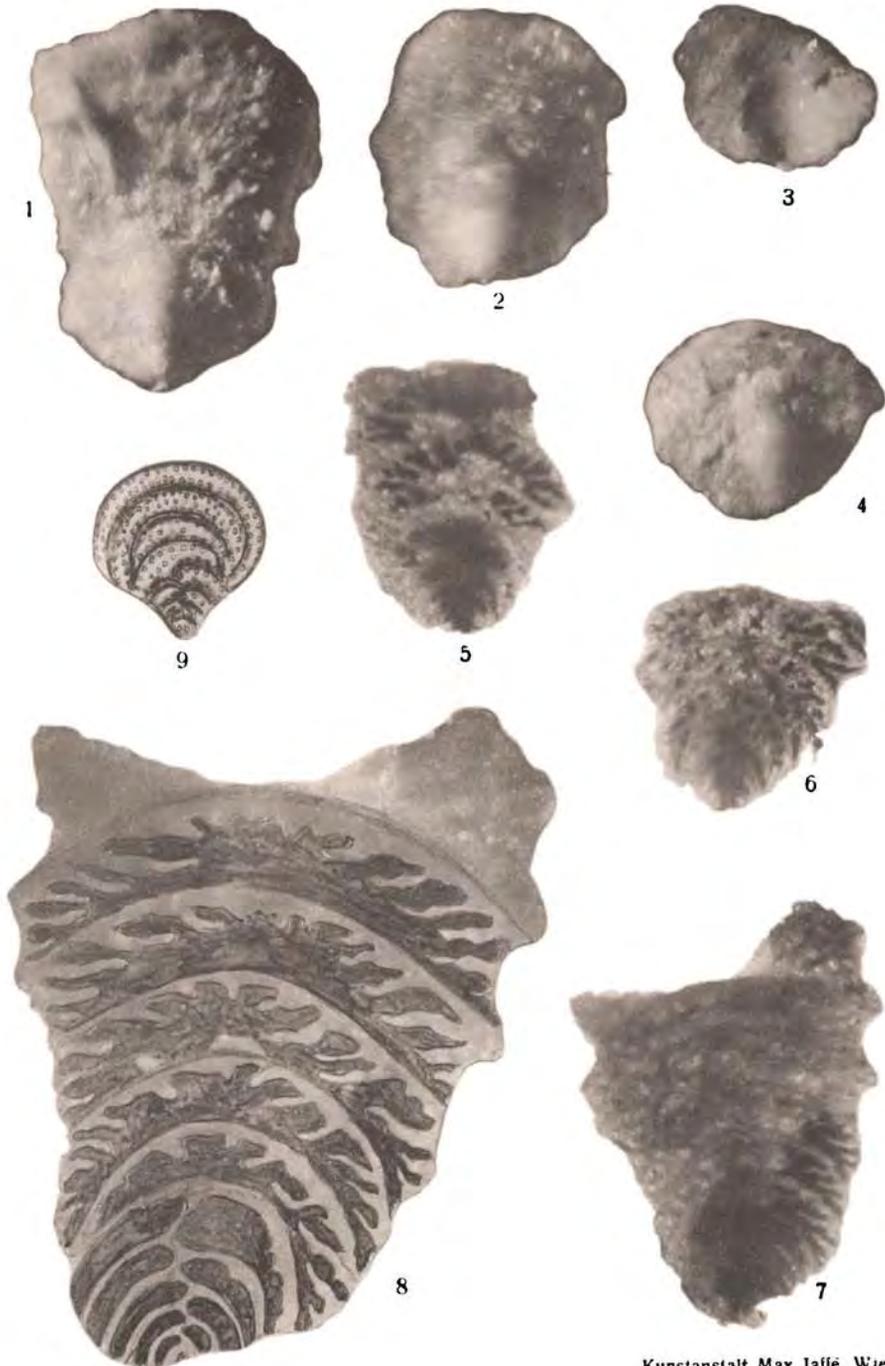
Die Foraminiferenfaunen der beiden von Reuss untersuchten Mergelproben, die aus dem Schlierkomplex Hilbers stammen, unterscheiden sich nun allem Anschein nach recht auffällig von der Fauna, die in der von mir als Schlier angesprochenen Mergelprobe von Laubegg enthalten ist. Die Ärmlichkeit der Bodenfauna im Verhältnis zu den Planktonformen, die sie von der normalen Fauna des Badener Tegels unterscheidet, erinnert jedoch andererseits auffällig an die Mikrofaunen des oberen Welser Schliers (von 10—382 m) und es wäre meiner Ansicht nach recht gut denkbar, daß in dem Mergelkomplex von St. Egidy—Spielfeld fazielle Äquivalente des oberen Welser Schliers vorliegen, wie bei Laubegg ein Rest unteren Schliers.

Diesbezügliche Klarheit können nur eingehende mikroskopische Untersuchungen geben, die übrigens unbedingt erforderlich sind, bevor genaue Gliederungen und Gleichstellungen der mittelsteirischen Miocän-sedimente versucht werden.

¹⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1913, 63. Bd., pag. 521, 522.

Erklärung zu Tafel IV.

- Fig. 1—4. *Pavonitina styriaca* n. g. n. sp. im auffallenden Lichte. 60/1.
- Fig. 5, 6. *Pavonitina styriaca* n. g. n. sp. im durchfallendem Lichte unter Glycerin (nicht retuschiert). 50/1.
- Fig. 7. Dieselbe Art wie Fig. 5, 6, doch 70 fach vergrößert.
- Fig. 8. Dasselbe Exemplar wie Fig. 7 unter Glycerin in durchfallendem Lichte stärker (100 fach) vergrößert und unter Vergleich anderer Fragmente tuschiert.
- Fig. 9. *Pavonina flabelliformis* d'Orb. 60/1.
-



Kunstanstalt Max Jaffé, Wien.
Autor mikrophot.

Geologie des Südgebietes des Peissenberger Kohlenreviers im Kgl. bayr. ärar. Reservatfeld.

Von Dr. Georg Gillitzer.

Mit einer geologischen Übersichtskarte (Taf. Nr. V) und 4 Profilen (Taf. Nr. VI—VII).

Vorwort.

Die von der Kgl. bayr. Generaldirektion der Berg-, Hütten- und Salzwerke seit nunmehr sechs Jahren betriebene Erschließung der Kohlenverbreitung und Ermittlung des gesamt vorhandenen Kohlenvermögens im ärar. Reservatfeld setzte in der näheren Umgebung der Grube Peißenberg ein und verfolgte die Peißenberger Mulde vom neuen Hauptförderschacht bei Peißenberg zirka 10 km gegen Westen, wobei sich annähernd gleich bleibende Bauwürdigkeit der Flöze sowohl gegen das Muldentiefste zu (Bohrung III mit 1156 m Teufe) als auch im ganzen streichenden Verlauf gegen Westen zu bis nahe zum Lech ergab. Im Verlauf der Untersuchungen erstand jener Meinungsstreit zwischen Koehne und Bärtling einerseits, Stuchlik andererseits, welcher sich in einer Reihe von Aufsätzen längere Zeit weiter spann. Hierbei wurden auch Fragen angeschnitten, welche auf das südlich gelegene Gebiet Bezug hatten und zu durchgreifender Untersuchung und Erschließung des Südgebietes anregten.

Die geologische Aufnahme dieses Gebietes, verbunden mit Schürfungen auf Kohle, wurde im August und September 1912 vorgenommen und im Winter 1912/13 vier Bohrungen zur Erschließung der Cyrenenschichten niedergebracht.

Die Kartierung erfolgte auf topographische Blätter 1 : 25.000, an manchen Stellen auf Steuerblätter 1 : 5000; die Karte wird einstweilen noch nicht veröffentlicht und befindet sich im Besitze der Geognostischen Abteilung des Kgl. Oberbergamts München sowie des Verfassers.

A. Einführender Teil.

1. Topographisches.

Das zu behandelnde Gelände ist unmittelbar südlich an die Peißenberger Mulde angrenzend und wird des näheren durch die Linien bestimmt:

Süd: Uffing (Staffelsee)—Steingaden—Lechbruch;

Nord: Huglfing—Ammer = West = Ost = Lauf—Schnaitberg—
Lech (bei „Riesen“);

Ost: Bahnlinie München—Murnau, und zwar zwischen Station
Oberhausen und Uffing;

West: Lechfluß von Lechbruck bis „Riesen“.

Genannte Gegend bildet genau die streichende Fortsetzung der Penzberger Südmulde gegen Westen; zwischen der westlichen Randaufbiegung der Penzberger Mulde und der östlichen Cyrenenschichten-aufbiegung unseres Gebietes liegt ein Abstand von etwa 20 km.

In der Ost—Westrichtung durchmißt das Gelände zirka 30 km, in der Querdimension von Süd und Nord rd. 5—8 km.

In orographischer Beziehung treten am Nord- sowie Süd- saume dieses Landstreifens zwei Höhenzüge hervor, welche sich von der durchschnittlichen Höhe der Taldepression von 700 m in der Gebietsmitte bis zu etwa 900 m aufschwingen, so in der „Schnalz“ (904 m), Schnaitberg (905 m), Illberg (938 m), Kirnberg (936 m).

Die Entwässerung erfolgt im Westen durch den Lech, im Osten durch die Ammer und Ach; diese größeren Flüsse vermögen in mächtig erodierendem Querdurchbruch die Molasseschichten zu durchschneiden, deren Nebenflüsse, die Illach (Lech) sowie die Eyach (Ammer) folgen größtenteils dem ostwestlichen Streichen der Molasseschichten und entwässern teilweise die Talsenkung in der Mitte des Landstreifens; im allgemeinen ist jedoch die Wasserabflußmöglichkeit aus dem tiefer gelegenen Gebiet nicht vollkommen, so daß hierdurch auf weite Erstreckungen hin Hochmoorbildungen entstehen, die lediglich in dürrtigen Streuwiesen, Torfstichen und sumpfigen Wäldern wirtschaftlich ausgenutzt werden.

Höhere Bodenkultur, wie Ackerbau und Wiesenpflege gestatten einigermaßen die randlichen Höhenzüge, wo sich auch die Ansiedelungen finden:

im südlichen: Uffing, Schöffau, Schönberg, Echelsbach, Kirnberg, Wildsteig, Steingaden, Lechbruck;

im nördlichen: Böbing, Holzleiten, Pischlach.

Kloster Rottenbuch liegt zentral zwischen beiden Höhenzügen auf der Sattelhöhe und Wasserscheide (zwischen Lech und Ammer) des „Ölberges“.

Für die geologische Aufnahme bildet der Sumpfscharakter des Gebietes mit intensiver Überwachsung und Überdeckung, welche nur an ganz wenigen Stellen Aufschlüsse zutage treten lassen, ein großes Hindernis, mächtige Hangrutschungen und unmerkliche Solifluktionen können Anlaß zu schwerem Irrtum geben, so daß ein endgültiges und unanfechtbares Ergebnis vom geologischen Aufbau unseres Geländes nur durch größte Genauigkeit und eingehendstes Studium auch der anscheinend geringfügigsten Einzelheiten zustande kommen kann.

2. Rückblick auf frühere geologische Forschungen.

a) Literatur.

Die Molasseliteratur bis 1902 gibt erschöpfend Bärtling in seiner Dissertation über die Molasse des Hohenpeißenbergés etc. [s. unter (5) 1903]; die neuere Literatur von 1900 ab wird im folgenden angeführt:

- (1) 1900. L. Ammon, v., Über das Vorkommen von Steinschrauben (Dämonhelix) in der oligocänen Molasse Oberbayerns. Geogn. J.-H., Bd. XIII, München.
- (2) 1902. Liebus, Ergebnisse einer mikroskopischen Untersuchung der organischen Einschlüsse der oberbayrischen Molasse. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 52, Heft I, Wien.
- (3) 1902. C. Weithofer, Einige Querprofile durch die Molassebildungen Oberbayerns. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 52, Heft 1, Wien.
- (4) 1902. H. Stuchlik, Profil der Grube Peißenberg. (Siehe in: Weithofer, Einige Querprofile etc.).
- (5) 1903. R. Bärtling, Die Molasse und das Glazialgebiet des Hohenpeißenbergés und seiner Umgebung. Geogn. J.-H., Bd. XVI, München.
- (6) 1904. L. Rollier, Die Entstehung der Molasse auf der Nordseite der Alpen. Vierteljahresschr. d. Naturf. Ges. Zürich.
- (7) 1904. A. Rothpletz, Die fossilen oberoligocänen Wellenfurchen des Peißenbergés und ihre Bedeutung für den dortigen Bergbau. Sitz.-Ber. d. math.-phys. Klasse d. Kgl. bayr. Akad. d. Wissensch. Bd. XXXIV, Heft III, München.
- (8) 1905. A. Rösch, Der Kontakt zwischen Flysch und der Molasse im Allgäu. Mitteil. d. geograph. Ges. München, Bd. I, Heft III.
- (9) 1906. Arnold Heim, Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. Vierteljahresschr. d. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 51.
- (10) 1906. H. Stuchlik, Die Faziesentwicklung der südbayrischen Oligocänmolasse. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Bd. LVI.
- (11) 1907. Arnold Heim, Zur Frage der exotischen Blöcke im Flysch mit einigen Bemerkungen über die subalpine Nagelfluh. Eclogae geologicae Helveticae, Vol. IX, Nr. 3, Lausanne.
- (12) 1908. O. Ampferer, Bemerkungen zu den von A. Heim und A. Tornquist entworfenen Erklärungen der Flysch- und Molassebildung am nördlichen Alpensaum. Verh. d. k. k. geol. R.-A. Wien.
- (13) 1909. L. Ammon, v., Die oberbayrische Pechkohle. Geogn. J.-H., XXII. Jahrg.
- (14) 1909. W. Koehne, Über die neueren Aufschlüsse im Peißenberger Kohlenrevier. Geogn. J.-H., XXII. Jahrg., München.
- (15) 1911. H. Stuchlik, Die Peißenberger Tiefbohrungen im oberbayrischen Kohlenrevier. Zeitschr. f. prakt. Geol., XIX. Jahrg., Berlin.
- (16) 1911. W. Koehne, Zur Geologie des Peißenberger Kohlenreviers. Geogn. J.-H., XXIV. Jahrg., München.
- (17) 1912. R. Bärtling, Zur Tektonik des Hohenpeißenbergés. Zeitschr. f. prakt. Geol. XX. Jahrg., Heft III, Berlin.
- (18) 1912. W. Koehne, Stratigraphische Ergebnisse einer Tiefbohrung am Bühlach im oberbayrischen Kohlenrevier. Zeitschr. d. deutsch.-geol. Ges., Bd. LXIV, Monatsbericht Nr. 1.
- (19) 1912. Koehne, Geol. Rundschau 1912, Heft III, pag. 407.
- (20) 1913. Weithofer, Die Entwicklung der Anschauungen über Stratigraphie und Tektonik im oberbayrischen Molassegebiet. Geol. Rundschau 1914.

b) Bisherige Forschungsergebnisse.

Die ersten, mehr mineralogisch und wirtschaftlich beachtenswerten Nachrichten unserer Gegend gibt Flurl¹⁾. In eindringlichen Ausführungen hebt er den Nutzwert der Verwendung von Steinkohlen hervor, da diese zu jener Zeit nicht recht beachtet wurden und namentlich für Hausbrand als gesundheitsschädlich, auch als gemein galten; Flurl berichtet von verschiedenen „Steinkohllagern“, so „im Grasleitener Wald unweit St. Nikolaus am Kühbach (6 Zoll = 15 cm), bei Hirschau (10 Zoll = 25 cm), bei Achelsbach“.

Emmerich (Südbayrische Molasse, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1855) streift unser Gebiet etwas.

In weiterer Folge behandelt das Böbinger = Rottenbucher Gelände G ü m b e l²⁾.! Dessen Darstellung verzeichnet im ganzen Gebiete „ältere Süßwassermolasse“ (= „untere bunte Molasse“); die aufgeführten Kohlenflöze des Gebietes seien als Einlagerung in die bunte Molasse aufzufassen. Die G ü m b e l'sche Karte gibt an vielen Stellen bunte Molasse an, wo sich nach unserer Beobachtung anscheinend sehr gute Aufschlüsse für bunte Molasse fanden, die sich jedoch bei näherer Prüfung als „Pseudoaufschlüsse“ bekundeten, derart, daß diluvial aufgearbeitetes und von Nachbargegend herbeitransportiertes Molassegestein (wahrscheinlich bunte Molasse) als eine Art von „Geschiebemergel“ oder „Geschiebelehm“ das wirklich anstehende Gebirge verhüllte; ihrem Aussehen nach ähnelte dieses Gestein anstehender bunter Molasse. Dabei sind gerade die Cyrenen führenden Schichten meist am schlechtesten aufgeschlossen, so daß ein Urteil, als seien Cyrenenschichten überhaupt nicht vorliegend begreiflich erscheint.

G ü m b e l gibt eine ziemliche Anzahl von Kohlenflözen in unserem Gebiet an, welche größtenteils wieder aufgefunden werden konnten; andere dagegen mußten trotz intensiveren Suchens unentdeckt bleiben, wohl deshalb, weil die Angaben nur ganz allgemein gehalten sind, wie im „Nesselgraben“, am Schmauzenberg im Kurzenriedengraben.

In tektonischer Beziehung faßt G ü m b e l das Gelände als einheitliche Mulde in bunter Molasse auf.

Die „Geologie von Bayern“ (1894) stellt die früheren Ausführungen von G ü m b e l's wesentlich im selben Sinne enger zusammengefaßt dar.

B ä r t l i n g berührt in seiner Abhandlung (5) den nördlichen Rand unseres Gebietes; er erwähnt einige Kohlenflöze im Talbachgraben bei Rottenbuch, die in Cyrenenschichten gebettet seien; zwischen der bunten Molasse im Kohlgraben und jener der „Schnalz“ konstatiert er einen wesentlichen Unterschied: die in der Molasse der Schnalz vorherrschenden festen und kalkigen Steinmergelbänke fehlten im Kohlgraben fast ganz; die Mergelschichten seien hier tonreicher und verwitterten leicht zu grauem, gelbem

¹⁾ M. Flurl, Beschreibung der Gebirge Bayerns und der oberen Pfalz, München 1792.

²⁾ C. W. v. G ü m b e l, Geognostische Beschreibung des bayr. Alpengebirges und seines Vorlandes. Gotha 1861.

Grus, in dem die rote Farbe nur selten hervortrete, Sandsteine seien im Kohlgraben auch nicht so zahlreich eingelagert.

In seiner stratigraphischen und tektonischen Auffassung reiht Bärtling die Molasse im „Krebsbachl“ (bei Ammer-Brücke der Straße Peißenberg—Böbing) sowie die im Kohlgraben als zur „oberen bunten“ gehörig ein.

Die Molasse des Schnalzberges sowie der östlich hier anschließenden Ammerleite hält Bärtling für „untere bunte Molasse“ und nimmt zwischen dieser und den bei Ramsau (am Ammerknie) auftretenden Cyrenenschichten einen steilsüdfallenden Sprung an („Überschiebung“);¹⁾ die Cyrenenschichten am Ammerknie erscheinen bei Bärtling als altersgleiche Fortsetzung der Peißenberger (Bühlacher) Cyrenenschichten.

Die nächste Bearbeitung erfuhr unser Gebiet durch Stuchlik (10). Dessen Kartierung 1:25.000, welche sich von Peißenberg bis nach Murnau erstreckte, wurde nicht im ganzen Umfang veröffentlicht, sondern nur für das nördliche Peißenberger Gebiet, und zwar im reduzierten Maßstab 1:50.000.

In dieser Karte ist der nördlichste Rand unseres Geländes, das ist die südliche Ammerleite von „Schnalz“ an bis Bruckerhof—Achberg—Huglfing zur Darstellung gelangt. Stuchlik unterscheidet analog dem Ostgebiete von Hausham, Penzberg:

„Untere Cyrenenmergel“ („Philipps-, Kammerloher-, Echelsbacher-, Ammerleitenflöze“), welche in unserem Westgebiete technisch nebensächlichere Bedeutung besäßen und weiter:

„Obere Cyrenenmergel“, auf welchen der Bergbau von Peißenberg umgehe; zwischen beiden Cyrenenpartien liege die „Untere bunte Molasse“.

Sämtliche Cyrenenschichten am Ammerknie bei Ramsau nördlich des Schnalzberges reiht Stuchlik in die Gruppe der „Unteren Cyrenenschichten“ ein (Echelsbacher Niveau), die bunte Molasse südlich der Ammer sei „Untere bunte Molasse“, der „Krebsbachflöz“ indentisch mit dem Echelsbacher Flöz.

Demgemäß mußte auch die Tektonik an der Ammerlinie in einer „Überschiebung“ bestehen, welche in zwei Etappen die untersten Molasseschollen gegen die jüngsten Schichten emporheben ließ; der nördlichere Teilsprung streicht nach Stuchlik unmittelbar nördlich des Ammerlaufes und hebt die „Echelsbacher Flözgruppe“ gegenüber dem fast ganz unterdrückten Südfügel der Peißenberger Mulde mächtig empor; die gehobene Scholle bestehe im Westen aus dem Sattelzug in Cyrenenschichten bei P. 648 am Ammerknie bei Ramsau, der nach Osten zu in den Krebsbachsattelzug übergehe, beide Sattelvorkommen ständen in organischem Zusammenhang und seien ein einziger Sattelzug.

Diese Sattelscholle werde im Süden durch einen weiteren Sprung von überschiebender „unterer bunten Molasse“ (Molasse des Schnalz-

¹⁾ Unter „Überschiebung“ wurden in der Molasseliteratur und werden auch fürderhin steilfallende (zirka 40–60°) Sprünge verstanden, welche überschiebende Tendenz haben.

berges) getrennt. Stuchlik hebt in der Tektonik des Ammerlaufes von Ammerknie bei Ramsau gegen Ost zu Schuppenstruktur hervor.

Das von Stuchlik von Peißenberg bis nach Saulgrub gelegte Profil offenbart folgende Lagerung:

Im Süden der Peißenberger Mulde setzt hiernach nach eben genannter schuppender Tektonik an der Ammerleite eine Mulde an, deren Südflügel nach Norden stark überkippt erscheint; in der Gegend von Kirnberg-Rottenbuch finden wir einen streichenden Sprung vor, welcher diese nördliche Mulde gegen eine zweite im Süden sich anreihende Mulde trennt; umgekehrt ist hier der Nordflügel nach Süd überkippt, während der Südflügel ziemlich flach mit zirka 40° gegen Nord einfällt.

Beide Mulden bergen nach Stuchlik in ihrer Mitte je einen Kern von Cyrenenschichten, die an sich, da die beiden Mulden nicht besonders tiefgreifend zu denken seien, von vornherein als wirtschaftlich belanglos erachtet wurden.

Der Südflügel dieser südlicheren Mulde setzt im Profil in mächtiger nach Nord überkippt konstruierter Luftantiklinale zur südlichen Bayersoyerner — Murnauer Mulde über.

Gegenüber genanntem Querschnitt, der durch die Mitte unseres zu betrachtenden Geländes gelegt ist, werden die anders lautenden Ergebnisse vorliegender Untersuchung vorzubringen sein.

Im Verlauf der in den Jahren 1909 bis 1912 stattgefundenen Debatte, die sich an die Peißenberger Tiefbohrungen anschloß, griff nun neuerdings Bärtling (17) auch in unser Gebiet über, und zwar in Anknüpfung an Veröffentlichungen Koehnes über das nördlichere, eigentliche Peißenberger Revier.

Bärtling und Koehne bringen hier ein ganz neues Moment in die Tektonik des Peißenberger Reviers und dies besteht in der Geltendmachung der Analogie der Peißenberger Tektonik mit jener von Penzberg.

Stuchlik hatte an der Ammer, wie oben angeführt, eine Hebungs- („Überschiebungs-“) Tektonik vertreten, Bärtling vertritt nunmehr eine Senkungstektonik.

In diesem Sinne mußten die von Stuchlik südlich der Ammer als „untere bunte Molasse“ aufgefaßten Schichten als zur „oberen bunten“ gehörig umgestempelt werden, und zwar beweist dies Bärtling durch Identifizierung des „Krebsbachl-“ mit dem „Kohlgrabenflöz“; den Beweis der Identifizierung erbringt Bärtling hauptsächlich mit Hilfe der „Helixschichten“, die Koehne (14) als Orientierungsmarken bei der Gliederung der mächtigen Serie der oberen bunten Molasse im Kohlgraben (Peißenberger Mulde) aufstellt.

Nach dieser Darstellung hätte man die Peißenberger Kohlenflöze im Süden der Ammer unter der Ammerleite (Krebsbachl — Bruckerhof — Schnalzburg) zu suchen und könnten durch Bergbau gar wohl erreicht und mit Vorteil ausgebeutet werden.

Eine Stellungnahme zu dieser wirtschaftlich bedeutsamen Streitfrage sollen die auch hierzu konträren Ergebnisse

vorliegender geologischen Untersuchung gleichfalls bezwecken und endgültige Entscheidung in dieser Frage erbringen.

B. Hauptteil.

I. Stratigraphie.

Nach den stratigraphischen Veröffentlichungen über die südbayerische Molasse durch Gumbel, Wolff, Weithofer, Bärtling, Stuchlik, Koehne möchte es ganz überflüssig erscheinen, nun noch einmal eine beschreibende Darstellung der Molasseschichten zu bringen.

Trotz alledem erscheint eine endgültige und unzweideutige stratigraphische Sichtung der einzelnen Molasseglieder als ein ganz vordringliches Bedürfnis, wenn man in Erwägung zieht, daß infolge der bisherigen unzulänglichen Normierung — namentlich betrifft dies den Unterschied zwischen oberer und unterer bunter Molasse — die Unsicherheit soweit ging, daß gerade in tektonisch denkenden Kreisen bislang an zwei verschiedene bunte Molassen gar nicht recht geglaubt und ihr lokalgetrenntes Vorkommen durch großartige Ueberschiebungstektonik zu erklären gesucht wurde.

Auch dieser Gesichtspunkt, nämlich der Gedanke an eine allenfallsige Identität beider „bunten Molassen“, wurde im Auge behalten und die Untersuchung auch nach dieser Hinsicht durchgeführt.

I. Untere marine Molasse¹⁾.

Dieser Schichtenkomplex dürfte in stratigraphischer Darstellung wenig abweichend von früherer zu behandeln sein; gegenüber der Unterteilung von Stuchlik (10) in zwei selbständigere Horizonte des „oligocänen Tiefseetons“ und der „Cyprinenschichten“ möchte ich in engerer Zusammenfassung beide Partien formell als „Untere marine Molasse“ zusammenreihen, welche eben teilweise durch Tone, teilweise durch Sandsteine mit vereinzelter Konglomerateinschaltung vertreten wird; gerechtfertigt wird diese Zusammenfassung einmal wegen der faziellen Substitution beider Ausbildungsarten an manchen Stellen²⁾,

¹⁾ Da man sich über die Herkunft des Namens „Molasse“ meist im unklaren ist, sei der Begriff erläutert: Molasse kommt von: pietra molera = Formstein, Wetzstein; molera kommt von modelare oder molare = mahlen, wetzen (molette = Wetzstein, molard = Schleifer); Molasse hat mit mollis = weich nichts zu tun (cfr. Rollier, Die Entstehung der Molasse auf der Nordseite der Alpen. Vierteljahrsschr. d. Naturf.-Ges., Zürich 1904).

²⁾ Bei Altenau (Murnauer Mulde) an der Ammer wurde konstatiert, daß zirka 400 m nördlich der „Sägmühle“ Sandsteine mit Kohlenschmitzen anstehen, die in mehrfachem Wechsel mächtigere Serien von Tonschichten dazwischen geschaltet hatten und schließlich allmählich im Hangenden (Nord) nach längerer Wechselfolge von Sandstein- und Tonschichten endgültig in reinen gleichmäßigen Ton übergehen; hier findet sich also die Tonpartie im Hangend der Sandsteinpartie, was nicht normal erscheinen möchte; Tektonik dürfte hier nicht mitspielen.

so daß der engste Verband in Entstehung und im Alter bei beiden Gesteinspartien als zweifellos anzunehmen ist; weiterhin erscheint die Bezeichnung „Cyprinenschichten“ für die Sandsteinpartie deshalb nicht angebracht, da einmal gerade das Charakteristikum hierfür, die *Cyprina rotundata* Br. in den Sandsteinen unserer Gegend gar nicht (oder höchst selten?) auftritt, andernteils aber die echte *Cyprina rotundata* in dem jüngeren Horizont der „Promberger Schichten“ mit Sicherheit¹⁾ erwiesen ist.

Der Vollständigkeit halber sollen kurz die beiden Glieder der unteren marinen Molasse skizziert werden:

Tonpartie: Diese ist normalerweise die liegendere Partie; die Farbe der Tone ist: dunkelgrünlichbraun mit schokoladebraunen (oder rostfarbig aussehenden) Flecken, Schichtung ist angedeutet durch feine, kohlehaltige Schichtstreifen, so daß zarte Bänderung bisweilen zu beobachten ist. Der den Tonen beigemengte, ganz feinkörnige Sandgehalt läßt sie nicht so ganz leicht verwittern oder durch Wasseraufnahme in weichflüssigen Brei verwandeln, vielmehr halten sich diese Schichten im Wasser (Ammer bei Altenau und Echelsbach) ganz widerstandsfähig, auch eine Spaltung oder Zerblätterung infolge Verwitterung findet bei den Tonen nicht statt, so daß sie ein kompaktes, klotziges Aussehen besitzen. Versteinerungen finden sich hierin gar keine.

Vorkommen: Unterste Lage im aufgebogenen Südrand der Rottenbacher Mulde, anstehend zu treffen spärlich im Osten im Atlasgraben, mehr aufgeschlossen an der Ach südlich vom Kirnberg bis gegen Echelsbach an der Ammer sowie weiter westlich am Südrand des Illberges.

Mächtigkeit: 200 (—250) m.

Sandsteinpartie: Diese Serie kann man auch nach ihrem Verwendungszweck als „Steinbruch- oder Baustein“-Schichten bezeichnen.

Die Sandsteine besitzen ziemlich gleichmäßiges Korn ($1/2$ — $1/4$ Stecknadelgröße) und einförmig graue oder braune Farbe.

Die Bestandteile sind hauptsächlich: Quarzkörner, heller Glimmer; an dunklen Gemengteilen: Biotit, Hornblende, Augit, Grünsteinchen; sporadische Einstreuungen von gröberem Quarz-, Kieselkalk- oder Kalksteingerollen finden sich nicht selten und häufen sich manchmal zu Konglomeratlinsen im Sandstein.

Das Bindemittel ist vorwiegend kalkig und tonig, das Gestein verwittert verhältnismäßig leicht zu mürber Masse und blättert sich in äußerlichen Krusten allmählich ab; in frischem Zustand dagegen besitzt es sehr festes, quarzartiges Aussehen.

Diese Sandsteine werden gern als Material für Häuser- und Brückenbauten in Brüchen gewonnen (Echelsbach—Lechbruck). Versteinerungen hierin sind außer Blätterresten (Cinammomumarten)

¹⁾ Der Nachweis von *Cyprina rotundata* Br. gegenüber der äußerlich ähnlichen *Cyrena gigas* Hofmann läßt sich ohne Diskussion in der typischen Unterscheidung beider in den Schloßzähnen erbringen. Vgl. Lit. (1), pag. 62 und (5), pag. 15.

sehr selten zu finden, der Fossilreichtum der marinen Molasse nimmt westlich der Isar (bei Tölz), also auch in unserem Gebiete sehr ab; jedoch gelang es, im Knollgraben (südlich vom Kirnberg, östlich von Echelsbach), Gesteinsplatten mit massenhaften Fossilabdrücken aufzufinden, welche durchaus marine Formen zeigten: *Thracia* sp., *Cardium* sp., *Cerithium* sp. etc. Weiter ist ein neuer Fossilfundort aufzuführen, im nördlichen Muldenrandzug, nämlich an der südlichen Ammerleite in der organischen westlichen Fortsetzung des „Krebsbachsattelzuges“ (etwa 600 m nordnordwestlich vom „Bruckerhof“, wo zwei Bachrinsale über die südliche Ammerleite zur Ammer herunterziehen). Hier konnten in Sandsteinen unter zahlreichen Blätterresten bestimmt werden: *Quercus furcinervis* und *Cinammomum polymorphum*¹⁾; in der Gesellschaft der Blätterabdrücke konnte deutlich auch ein *Cardium*-Abdruck konstatiert werden, so daß für dieses Vorkommen der marine Charakter gesichert erscheint. Bei Horizonteinreihung dieses Vorkommens an der Ammerleite bleibt nur die engere Wahl für „Untere marine Molasse“ oder für „Promberger Sandsteine“; der organische Konnex des Vorkommens mit dem „Krebsbachkonglomeratsattel“ sowie weitere im tektonischen Teil zu erläuternde Umstände bestimmten jedoch entschieden für Einreihung der Sandsteine in „Untere marine Molasse“.

Vorkommen: Hauptsächlich verbreitet in der südlichen Muldenaufrandung von Uffing—Schöffau—Echelsbach—Lechbruck, neuentdeckt wurde das unerwartete Vorkommen am nördlich aufgebogenen Muldenrandzug der Ammerleite nördlich von Bruckerhof in der westlichen Fortsetzung des „Krebsbachsattels“.

Mächtigkeit: zirka 150 m.

2. Untere bunte Molasse.

Auf der Basis der unteren marinen Molasse setzt nun die untere bunte Molasse in mächtiger Entwicklung ein; das überleitende Glied zwischen beiden bildet eine Zone, die vorwiegend aus Konglomeratbänken besteht; zwischen Konglomeratzone und die unteren marinen Sandsteine hinwiederum schaltet sich eine ganz geringmächtige kohlenführende Schichtenserie ein. Hiernach sind im folgenden zu betrachten:

- a) kohlenführende Zwischenschichten,
- b) Konglomeratzone,
- c) bunte Molasse im engeren Sinn.

a) Kohlenführende Zwischenschichten.

(Echelsbacher Kohlschichten.)

Wie bereits bei der unteren marinen Molasse erwähnt wurde, alternieren in deren hangenderen Schichten vorzugsweise Sandstein-

¹⁾ Herr kgl. Universitätsprofessor Rothpletz hatte die Freundlichkeit, beide Bestimmungen auszuführen, wofür ihm hiermit bestens gedankt sei.

bänke mit Konglomeratschichten, die infolge Auftretens zahlreicher Gerölleinstreuungen im Sandstein erstehen.

Ziemlich unvermutet setzt Kohlengebirgsbildung ein, die aber nur in geringmächtiger Folge anhält, um dann der Konglomeratpartie das Feld zu räumen. Bei Echelsbach ist beispielsweise folgendes Schichtenprofil zu verzeichnen:

Liegendes: Wechsellage von Sandsteinen und Konglomerat.

Sandstein .	2·00 m
Kohle und Letten	0·10 "
Kohlenflöz ¹⁾	0·30 "
Kohlenletten	0·25 "
Tonmergel	0·20 "
Sandstein .	2·00—3·00 m
Kohlenflöz	0·05—0·10 "

Hangendes: Sandstein (Staubsandstein gefleckt, bunt).

Sehr bemerkenswert bezüglich dieses Kohlenvorkommens ist der Umstand, daß die beiden Kohlenflöze trotz ihrer an sich geringen Mächtigkeit nahezu 30 km im Streichen anhalten, nämlich von Schöffau bis Urspring—Lechbruck.

Schöffau: Östlich des „Spindler“-Anwesens findet sich das mächtigere Flöz mit seiner reinen, tiefschwarzen Kohle in einem Aufschluß mit einer Mächtigkeit von 0·5 m, ein Umstand, der das kgl. bayr. Bergärar vor einigen Jahren zu weiteren Schurfarbeiten veranlaßte; das Flöz wurde im Streichen auf zirka 30 m verfolgt, ergab aber an der Schurfstelle Unbauwürdigkeit. Die stellenweise Geringmächtigkeit und das mehrmalige Auskeilen des Flözes, das in dem noch gut zugänglichen Stollen beobachtet werden konnte, ist auf die Wirkung tektonischer streichender Störungen zurückzuführen, die das Flöz in verschiedenen Varianten auskeilen, daneben aber wieder beginnen lassen. Schurfversuche an anderen Stellen sollen später folgen.

Diese streichenden Sprünge werfen das Flöz staffelförmig und zerreißen es in verschiedene Schollenstücke, die Verwerfungen scheinen nicht regelmäßig nach einer Richtung einzufallen, sondern teilweise südlich, teilweise nördlich zu fallen; es ist möglich, daß zeitlich verschiedene Störungen tätig waren.

Solche Störungen kommen in der Schöffauer Gegend nicht unerwartet, vielmehr ist deren Auftreten ganz natürlich, da sie als die Folgeerscheinungen jener gewaltigen Randtektonik zu deuten sind, welche die Murnauer Mulde von der Rottenbacher trennen (siehe tektonischen Teil); und eben diese große Störung zwischen den beiden

¹⁾ Der Kohlenbergbaubetrieb in Echelsbach — dem Grafen Dürckheim gehörig, der die Kohlen fast ausschließlich in Selbstverbrauch zum Betriebe seiner Brauerei in Steingaden verwendet — findet nur im kleinen mit drei Mann Belegschaft in Stollenbau statt; der Betrieb ist hoch romantisch, direkt an der Ammer zwischen den steilen Wandhängen der Ammerleiten gelegen, das im Abbau stehende Flöz besitzt nur 25—30 cm Kohle, jedoch von sehr guter Qualität.

Mulden liegt bei der Schurfstelle Spindler in unmittelbarer Nähe im Süden.

Ursprung: Bei Ursprung im äußersten Westen unseres Gebietes gibt ein vortrefflicher Aufschluß in einem Steinbruch bei „Vordergründl“ (von der Straße aus führt ein versteckter Hohlweg in den Bruch) folgendes Profil:

Liegendes: Mürb verwitternder Sandstein, Konglomerat	11 m
(Gerölle im allgemeinen kirsch- kerngroß, einige Lagen besitzen Gerölle bis Hühnereigröße; dazwischen gelagert sind körnige Sandsteine).	
Kohlenflözchen mit grünem Ton- schiefer im Liegenden	10—12 cm
Sandstein	2 m
Konglomerat, feinkörnig	6 m
Kohlenflöz	20—25 cm
in der Mitte zirka 2 cm „Feuer- mugel“ (Bezeichnung der Peissenberger Bergleute, weil dies kieselige Mittel beim Schrämen mit dem Pickel Feuerfunken gibt)	
Grauer Tonschiefer mit Kohlen- schnüren	75 cm
Kohle und Feuersteinmugel	8 cm
Hangendes: Sandsteine (= Bausandsteine des Bruches).	

Das Hauptkohlenflöz zeigt sich auch verdrückt und verknetet, so daß die normale Mächtigkeit des Flözes noch nicht festgestellt ist.

Aus den Vorkommen der örtlich zirka 25 km entfernt voneinander liegenden Aufschlüsse ergibt sich folgendes: sämtliche Vorkommen finden sich in den Grenzschichten zwischen unterer mariner und unterer bunten Molasse, an sämtlichen Aufschlüssen sind zwei Flöze, ein stärkeres, mit durchschnittlich 25 cm Kohle, und ein schwächeres, mit zirka 10 cm vorliegend. Daraus darf geschlossen werden, daß, wiewohl die Aufschlüsse im Streichen nicht kontinuierlich sind, die beiden Flöze in den getrennten Aufschlüssen mit Sicherheit in sich identisch sind und mit beachtenswerter Ausdauer auf mindestens 25—30 km im Streichen aushalten.

Vorkommen in der Nordrandung: Krebsbachl. Profil etwa bei Zusammenfluß der beiden Krebsbachlarne (Nordflügel des „Krebsbachlsattels“):

Liegendes: Konglomerat des Sattelkernes (im Süd)	
Sandstein	2 m
Kalkmergel, lichtgrau, dünnblättrig	1 "
Sandsteine und Tonschichten	2 "
Sandschiefer (gequält, Verwerfung!)	2 "
Massiger Sandstein, körnig und glimmerhaltig	3 "
Grünlicher Letten mit Pflanzenresten, <i>Helices</i> 10 (—60) cm	
Flöz: schöne schwarze Kohle, verruschelt und verdrückt	10 (—30) "
Tonschiefer, lichtgrünlichgrau	1 m
Ton, bröckelig und sandig	80 cm
Grauer Ton, etwas geschiefert	30 "
Kohlenschmitz	2 "
Grauer Ton	50 "
Stinkstein, dunkelbraun, mit häufigen Planorben	10 "
Kohlenschmitz	2 "
Ton, grau	12 "
Kohlenschmitz	2 "
Ton, bröckelig	40 "
Stinkstein, hart, sandig, dunkelbraun, mit zahlreichen Abdrücken von <i>Helices</i> oder Planorben	25 "
Tone, lichtgrau, blättrig	30 "
Sandstein, körnig, glimmerig	1-60 m
Tonschiefer, lichtgrau, mit dunkleren Helixzwischen-schichten (65° südfallend)	10 m
Bunte Staubsandsteine (seigerfallend) und intensiv gefleckte Tonschichten	—

Das Vorkommen im Krebsbachl zeigt unstreitig sowohl in seiner Ausbildungsweise als auch nach Maßgabe seines Verbandes mit den Konglomeratschichten den größten Anklang an die Kohlenschichten der Südrandung. Als Unterschiede gegen die südlichen Vorkommen ist allenfalls hervorzuheben, daß die Mächtigkeit der kohlenführenden Schichten im Krebsbachl zirka 25 m gegen rund 10 m im Süden beträgt und daß die nördlichen Vorkommen Helixfunde aufweisen.

Doch diese Unterschiede müssen der Ausbildungsumänderung im nordsüdlichen Verlaufe zugeschrieben werden. Eine Ähnlichkeit des Krebsbachlvorkommens mit oberer bunter Molasse (Kohlgrabenflöz), wie Bärtling zu beweisen sucht, ist wirklich keinesfalls zu erkennen. Die wichtigste Stütze dieser Ansicht, die „Helixschichten“, ist hinfällig (siehe „Helixtone“ in unterer und oberer bunter Molasse später); recht überzeugend erscheint jedoch hier der wichtige Konnex: Konglomerat, weiter kohlenführende Schichten und marine Sandsteine.

In paläontologischer Beziehung geben diese Kohlengebirgsschichten allenfalls Planorben und Helixfunde, aber niemals Cyrenen oder diese begleitenden Fossilien, so daß diese an sich auch geringmächtige Schichtgruppe durchaus nicht den Cyrenenschichten zugezählt werden darf, wie Stuchlik vertrat. An allen Lokalitäten unseres Gebietes, wo durch unstreitig nor-

malen Verband diese Schichten mit unterer mariner Molasse verkettet sind, werden sich niemals Cyrenen oder ähnliche Fossilien aufweisen lassen. Wo „untere Cyrenenschichten“ mit Cyrenen früher angegeben wurden, gehören diese Schichten nicht unseren jetzt betrachteten unteren Kohlschichten an, sondern ohne jeden Zweifel den Hauptcyrenenschichten, auf denen der Peissenberger Bergbau umgeht.

Die Kohlenbildung unserer älteren Übergangsschichten steht unmöglich in irgendeinem genetischen oder faunistischen Zusammenhang mit den cyrenenführenden „Kammerloher“ und „Philippsflözen“ der Penzberger und Haushamer Gegend. Wahrscheinlich ist es jedoch, daß diese unsere Kohlschichten als Alteräquivalente, als fazielle Differenzierung der östlichen „Kammerloher und Philippsflöze“ zu gelten haben, da sie ja analog wie im Osten auch im Westen auf die unteren marinen Sandsteine folgen. Mithin ist als Ergebnis des vorliegenden Abschnittes zu verzeichnen:

Sogenannte untere brackische Cyrenenschichten (Kammerloher Flöze) sind im Gebiete von Rottenbuch und Peißenberg nicht mehr vorhanden. Das substituelle Vorkommen ist wohl hier eine Süßwasserbildung.

b) Konglomeratzone.

Die petrographische Betrachtung ergibt:

Grundmasse: Entweder sehr feinkörnig und gleichmäßig (ähnlich wie der Sandstein der unteren marinen Molasse) von dunkelgrauer Farbe mit einem schwachen Stich ins Grünliche oder trüb-milchige Grundmasse von Kalkspat, wobei dann die Konglomerate leicht bei der Verwitterung zu „Kies“ zerfallen.

Rollstücke: Im allgemeinen gleichmäßig groß, kirsch kern- bis haselnußgroß, selten über 5 cm Durchmesser, durchaus sehr vollkommen gerollt. Das Material der Gerölle besteht hauptsächlich aus schwarzen kieseligen Kalken (Flysch, Hornsteinkalke aus alpinem Neokom oder Aptychenschichten etc.), aus helleren Kalkgeröllen von weißlicher und gelblicher Farbe. Auch rein weiße Quarzgerölle finden sich vor. Jene merkwürdigen Eindrücke von Geröllen auf die benachbart anlagernden finden sich oft (häufiger tritt diese Erscheinung in der südlichen Murnauer Mulde hervor, wo Rollstücke mit über Kindskopfgröße nicht selten sind. Die Rollstücke sind hier nicht so vollkommen gerundet. Das Bindemittel findet sich auf weite Erstreckungen intensiv rot gefärbt).

Art des Vorkommens: Eingeschaltet in die Konglomeratfolge sind körnige Sandsteine und intensiv bunte (rotgefleckte) Steinmergel. In ostwestlichem Streichen halten die Konglomerate im allgemeinen gleichartig aus, wiewohl ein verhältnismäßig rascher Übergang in bunte Staubsandsteine und Tonmergel bisweilen beobachtet werden kann, ein Umstand, der einiges Licht in die Genese der letzteren zu werfen imstande ist.

In der südnördlichen Erstreckung ist eine beträchtliche Abnahme der Konglomeratschichten zugunsten der Zunahme der „Staub-

sandsteine“ und der bunten Tonmergel zu verzeichnen. In der nördlichen Verbreitung (südliche Ammerleite-Krebsbachzug) bilden die Konglomerate nur mehr Einschaltungen in die bunten Mergel, doch ist auch hier festzustellen, daß das ostwestliche Anhalten dieser Konglomeratzüge in der Nordzone gleichfalls im allgemeinen beständig ist. Freilich ist ein kontinuierliches Verfolgen von solchen, immerhin spärlich gestreuten Konglomeratzügen auf weitere ostwestliche Erstreckung nicht möglich.

Vorkommen: Namentlich in der südlichen Muldenrandaufbiegung von Uffing bis Lechbruck, doch auch im nördlichen Muldenflügel anstehend im Zug:

Lechner—Krebsbachl,
St. Nikolaus—Sattelzug,
Schnalzmolasse—Schnaitberg.

Mächtigkeit: Eine scharf begrenzte Abtrennung ist hier nicht möglich, so daß nur ungefähr eine Mächtigkeit angegeben wird von 170 m.

c) Untere bunte Molasse im engeren Sinne.

Mit Behandlung dieses Schichtgliedes betreten wir umstrittenes und noch unentworrenes Gebiet, denn die wünschenswerte Sichtung der unteren und oberen bunten Molasse wurde durch die bisherigen Untersuchungen noch nicht erzielt und eine auch für die praktische Diagnose wertvolle Horizontierung in den beiden Komplexen liegt gleichfalls nicht vor, so daß man des öfteren bei praktischen Fragen kaum die Entscheidung treffen kann, ob untere oder obere „bunte“ vorliegt, geschweige denn, daß man den näheren Horizont in der betreffenden Schichtfolge anzugeben vermag.

Das Ergebnis unserer Untersuchung bestätigt einmal das sichere Vorhandensein zweier altersverschiedener bunten Molassen, einer „unteren“ und einer „oberen“, und erbringt für beide Komplexe eine Horizontierung, freilich nur in ganz großen Zügen, da jeglicher Versuch, eine feindifferenzierende Stufung zu schaffen, für die Praxis belanglos erscheint.

Horizontierung der unteren bunten Molasse.

In ermüdender Einförmigkeit kehren in der „unteren bunten“ scheinbar lithologisch ganz gleichartige Schichten immer wieder. Leitende Fossilien fehlen vollkommen, doch ist es wohl möglich, im Ammerprofil eine Zweiteilung im großen vorzunehmen, welche unter Umständen für die Praxis schätzbare Richtpunkte zu bieten vermag. Nämlich es ist zu unterscheiden: eine tiefere „rote“ und eine höhere „graue“ (beziehungsweise „grüngraue“) Stufe.

„Rote bunte Molasse.“ (Tiefere Stufe.)

Dieser Schichtenkomplex bevorzugt intensiv ziegelrote oder violettrote Farbtöne, die in unregelmäßigen maserierten oder „großoolithartigen“ Flecken, welche mit einer grellgelben

und sattgrünen Farbflamung abwechseln. Vornehmlich drängt sich bei Beobachtung dieser Partie im großen der lebhaftere Eindruck der intensiv roten Farbe als Charakteristikum auf, wogegen die anderen Töne etwas zurücktreten.

Petrographisch: Den Hauptanteil stellen in petrographischer Beziehung:

die sogenannten Staubsandsteine,
Tonmergelschichten,
Konglomerate, nur vereinzelt.

Als „Staubsandsteine“ seien Gesteine von ganz feiner, dichter Textur bezeichnet, welche in inniger Vermahlung Quarz, Glimmerschüppchen, die an den Schichtflächen angereichert erscheinen, sowie Ton und kalkige Gemengteile enthalten. Typisch ist für sie hervorzuheben:

zähe Konsistenz des Gesteins, rundbucklige, knolligflächige Abwitterung und buntflamige, oft großoolithartige Zeichnung in obig geschilderten Farben¹⁾; Bärtling führt diese Gesteine an als: „gelb, rot, grau marmorierte Mergel, deren oft sehr hoher Kalkgehalt der Verwitterung einen nicht unbedeutenden Widerstand entgegenstellt etc.“, auch die in der Literatur sich bisweilen findende Bezeichnung „Steinmergel“ will wohl das gleiche wie „Staubsandstein“ bedeuten. Die petrographische Zusammensetzung der Staubsandsteine kann in weiteren Grenzen schwanken, so daß durch Zunahme des Quarzgehaltes und der Korngröße graue körnige Sandsteine, durch wachsenden Tongehalt Tonmergel oder Tonschiefer erstehen können, die dann meist noch greller bunt geflammt sind und durch vorzügliche scharfe Bankung und hakige Bruchflächen auffallen; doch weisen diese Tonschiefer immer noch einen merkbaren Gehalt an Sandbeimengung und Kalk auf, so daß die Gehängeböschung (im Gegensatz zur Böschung der „oberen bunten“) noch ziemlich steil sind.

Konglomeratbänke, petrogr. vollständig gleich denen der „Konglomeratzone“, kommen in Zwischenschaltung in die bunten Mergel und Staubsandsteine mehrmals vor.

Sämtliche bisher betrachtete Gesteine sind meiner Beobachtung nach in der Abstammung und Entstehungsart sehr nahe verwandt und können gar wohl in derselben Schicht ineinander übergehen.

Paläontologische Funde wurden in diesen grellbunten Gesteinen nicht gemacht, doch finden sich in der Sammlung der Kgl. Akademie der Wissenschaften (Neuhauserstraße, München) in den gleichen Schichten Blätterreste vor, die meiner Erinnerung nach in der bunten Molasse der südlichen Murnauer Mulde gesammelt wurden.

„Helixtone“. Eine eigene Stellung nehmen hier fettonige, dunkel grünlich bis schwarz gefärbte Zwischenlagen ein, die eine angenehme Abwechslung durch ihr intermittierendes Auftreten in den bunten Molasseschichten hervorrufen; die ausnahmsweise

¹⁾ Die Staubsandsteine können jedoch auch in der einförmig grauen Farbe auftreten; man könnte sie auch nennen: „sandige Kalkmergel mit Glimmeranreicherung an den Schichtflächen.“

dunklere, manchmal sattblaugrüne Färbung wird zum großen Teil durch kohlige Beimengung erzeugt, die manchmal so weit zunimmt, daß man unreine Kohlenflöze vor sich zu haben vermeint; die Mächtigkeit dieser dunklen Tonzwischenschichten beträgt jeweils zirka 20—40 cm.

In paläontologischer Beziehung führte das nähere Studium dieser an sich auffallenden und darum zu schärferer Augenscheinnahme herausfordernden dunklen Tonschichten zu folgendem Ergebnis: fast durchgehends in der ganzen unteren bunten Molasse (auch in der oberen, wie später gezeigt wird) enthalten diese dunklen Tonzwischenlagen eine relativ individuenreiche Gastropodenfauna (*Helices*¹⁾, *Helix* cfr. *rugulosa* von Mart.); in den untersten Horizonten sind die Helixfunde nicht so häufig, die Individuen merklich kleiner, auch die Erhaltung nicht so gut wie in höheren Lagen, der Vergleich der aus den verschiedensten Horizonten gesammelten Helixindividuen ergab keine befriedigende Unterscheidungsmöglichkeit, da die Schalen verpreßt sind und sich so die Form der Mundöffnung nicht bestimmen läßt, auch die Verwendung dieser Schichten zum Zwecke einer Horizontierung der unteren bunten Molasse ist ausgeschlossen, da man solche „Helixtone“ in den verschiedensten Horizonten sehr zahlreich und vollständig gleichartig antreffen kann, wenn man darauf besonderes Augenmerk verwendet.

Die „graue bunte Molasse“.

(Höhere Stufe.)

Eine scharfe Trennung von der „roten bunten“ besteht nicht. In dieser Partie kommen sämtliche Gesteinsarten wie in der „roten“ vor mit Ausnahme der Konglomeratzwischenschichten, die hier durchaus fehlen und dieser Umstand ist mit für diese Partie typisch; in der Färbung der bunten Schichten muß hier hervorgehoben werden, daß intensiv rot geflammte Tonmergel- und -schiefer zwar in derselben Art wie in der roten vorkommen, jedoch mit der Beschränkung, daß die roten Schichten hier nur in einzelnen Bänken, auch mehreren Bänken hintereinander auftreten, aber der ganze weitere Komplex vorwiegend intensiv gelbgrün und grau gefleckt ist; dieser Farbeindruck ist für diese Partie gleichfalls charakteristisch.

Weiter wird betont, daß die grellbunt maserierten „Steinmergel“ der unteren Partie hier mehr zurücktreten und grauen, teilweise feintexturigen, meist aber körnigeren dunkelgrauen Sandsteinen, die oft mürb zu Sand verwittern, das Feld räumen; diese Sandsteine bilden bereits die Einleitung zur Ausbildungsweise der Sandsteine in den nun folgenden Cyrenenschichten. Der allgemeine Gesteinshabitus wird in den höheren Lagen toniger und ist am tonreichsten in Annäherung an die Cyrenenschichten. Unmittelbar

¹⁾ Nicht bloß „Schalenreste“, sondern ganze, ziemlich gut erhaltene Exemplare.

unter den Cyrenenschichten ist die Ausbildung der bunten Molasse genau so wie die der oberen bunten und kann also in diesem Fall nicht mehr von der oberen unterschieden werden, was bei Beurteilung von Bohrproben große Schwierigkeiten bei der Gesteinsdiagnose verursacht.

Die oben erwähnten Helixtonzwischen-schichten kommen hier ziemlich häufiger vor als in der „roten bunten“, die Helix-individuen florieren an Größe sowie an Güte des Erhaltungszustandes, namentlich direkt im Liegenden der Cyrenenschichten nimmt die Zahl der Helixtoneinschaltungen sehr überhand.

Die Mächtigkeit beläuft sich ungefähr:

für die „rote“ Partie auf: im Süd 750 m, im Nord 600 m (?)
 „ „ „graue“ „ „ „ „ 600 m, „ „ 370 m

Hiermit Gesamtmächtigkeit der unteren bunten Molasse:

im Süd	1350 m
im Nord	1000 m?

Diese Unterteilung kann jedoch nur für die Gegend von Rottenbuch und östlich hiervon bis zur Eyach gelten; westlich Rottenbuch ist deutlich zu beobachten, daß die Mächtigkeit der roten bunten auf Kosten der grauen überhand nimmt und diese wohl am Lech ganz verdrängt; verbunden hiermit ist Überhandnehmen von mehr sandigen Schichten im Westgebiet.

Vorkommen: Aufgeschlossen im Ammertal südlich und nördlich Rottenbuch, im Eyachtal (an der Mündung des „Kühgraben“), an der „Ach“ und im Westen südlich und nördlich der Illach¹⁾.

3. Cyrenenschichten oder produktives Kohlengebirge.

(Brackwassermolasse.)

Die Cyrenenschichten als das kohlenführende Gebirge stehen im Mittelpunkt unseres bergmännischen Interesses, vorliegende Untersuchung bezweckte auch letzten Endes eigentlich die Feststellung und Erschließung etwa vorhandener neuer, unentdeckter Kohlenschätze im südlichen Teil des ärarialischen Reservatfeldes.

Eine durchgreifende Erforschung der Cyrenenschichten stößt wegen der Hangverrutschungen, wegen der weitausgedehnten Überdeckung mit diluvialen Schichten sowie mit Mooren und Wäldern auf große Schwierigkeiten. Durchgehende Profilaufschlüsse durch die gesamten Cyrenenschichten konnten nirgends erhalten werden, sporadisch konnte ein Aufschluß an der einen Stelle, ein zweiter meist in weiterer Entfernung von ersterer kartiert werden. Aus solchen mühsam ge-

¹⁾ Anschließend ist zu bemerken, daß die Unterscheidungsmerkmale eben durchgeführter Horizontierung nicht bei speziellem Studium einzelner Gesteinsbänke beobachtet werden können, vielmehr setzt die an sich nicht leichte Unterscheidung eine längere Vertrautheit mit diesen Gesteinen voraus und es ist mehr Sache „petrographischen Gefühls“, den relativ größeren oder geringeren Tongehalt oder das Vorwalten mehr roter vor gelber Fleckung abzuwägen.

wonnenen Ergebnissen mußte ein Bild von der Ausbildungsart, der Kohlenführung, der Mächtigkeit und des tektonischen Aufbaus unserer Gegend kombiniert werden.

Die Konstellation der Cyrenenschichtenaufschlüsse bei der geologischen Kartierung, die Art der Schichtenausbildung und der Kohlenführung gaben vorerst ein sehr günstiges Bild von dem Vorkommen in unserem Gebiet.

Petrographisch sind die Cyrenenschichten wie die des Peißenbergs ausgebildet; die Fossilienführung erwies sich an den zu beobachtenden Örtlichkeiten, wie bei Peißenberg reich an brackischen Versteinerungen, Lumachellebänke von Cerithien und Cyrenen in üppiger Ausbildung fanden sich sowohl in Aufschlüssen des Ostens in der Eyach, als auch weit im Westen im Illachbett nördlich von Staltannen (zirka 3 km nordöstlich von Steingaden). Was die Kohlenführung betrifft, so wurden insgesamt zirka 15 Flöze mit über 10 cm Kohle gefunden, als bedeutendere hierunter sind anzuführen:

A. Westgebiet:

Im westlichen Nebenbach des Talbachgrabens bei „Hausgorl“:

Hang.:	10 cm Kohle (rein)
	7 „ Tonschiefer
	9 „ Kohle
	15 „ Stinkstein
Lieg.:	14 „ Kohle (rein)
	—
	= 55 cm Flöz mit
	33 cm Kohle (Nordflügel der Mulde).

Im Mühleckgraben südlich P. 827 im Südflügel der Mulde:

Hang.:	Cerithienschichten
	12 cm Kohle (rein)
	5 „ Stinkstein
	4 „ Schieferton
	3 „ Kohle
	—
	= 24 cm Flöz mit 15 cm Kohle.

B. Im Ostgebiet:

1. An der Eyach in der liegendsten Cyrenenschichtenpartie des Nordflügels zirka 220 m nordwestlich der Mündung des Kühbaches am linken Eyachhang:

Hang.:	4 cm Schiefer
	20 „ Stinkstein
	9 „ Kohle (rein)
	3 „ Stinkstein
	13 „ Kohle (rein)
	39 „ Letten
	37 „ Stinkstein
Lieg.:	14 „ Kohle (rein)
	—
Hang.:	139 cm Flöz mit zirka 36 cm reiner Kohle.

2. An derselben Aufschlußstelle zirka 15 m saiger darüber:

Flöz mit 18—22 cm sehr reiner, tiefpechschwarzer und harter Kohle ohne jedes Mittel.

3. Zirka 400 m südwestlich Mündung des Vogelsbaches an der Stelle, wo die Eyach nach Nord umbiegt am rechten, südlichen Ufer:

Flöz mit 80 reiner, harter Kohle ohne jedes Mittel.

4. Zirka 7 m saiger darüber:

Flöz mit 41 bis 45 cm Kohle mit zweimal 2 cm Lettenmittel.

Hierzu berichtet noch G ü m b e l von 3 Kohlenflözen am Nordhang des Illberges (westlich von Rottenbuch), wovon eines bis zu 50 cm Kohle besitzen soll; es gelang nicht, diese Flöze aufzufinden.

Mit Berücksichtigung der durch günstige Marktlage — weite Entfernung von den großen Kohlenzentren — unseres Reviers ganz anders fixierten Bauwürdigkeitsgrenzen der oberbayrischen Kohlenflöze, deren Bauwürdigkeit bereits bei 30 cm Mächtigkeit beginnt, mußte nach Maßgabe sämtlicher bei der geologischen Aufnahme gewonnenen Ergebnisse dahin geurteilt werden, daß unter Umständen, falls die aufgefundenen Flöze horizontal anhielten und sich vielleicht noch weitere bauwürdige Flöze, die unter der Ueberdeckung vermutet werden konnten, fanden, die Aussichten auf ein neu zu gewinnendes Kohlenrevier nicht ungünstig stellten.

Die durchgehende Beschaffenheit der Cyrenenschichten unseres Gebietes konnte ohne künstliche Aufschlüsse niemals erschöpfend erkundet werden und der Geist unserer Zeit, wo man mit weiter vorsehendem Blick auf künftige Zeitabschnitte das im Schoß der Erde ruhende Volksvermögen von Kohle und Eisen zu ergründen strebt und bereits sorgsam buchführt mit den noch vorrätigen Bodenschätzen gegenüber dem für die Industrie und das Leben nötigen Verbrauch an solchen, in der Zeit der „Eisen- und Kohleninventuren“ war die durch die Kgl. Bayr. Generaldirektion der Berg-, Hütten- und Salzwerte intensive Aufschlußarbeit mittels Bohrungen im ärarischen Reservatfeld als Erfüllung eines zeitgemäßen Erfordernisses zu begrüßen.

Vier in der Gegend von Eyachmühle niedergebrachte Bohrungen setzen uns in die Lage, neben Erkundung der Tektonik jenes Gebietes das stratigraphische Verhalten der Cyrenenschichten, die im Süden nur mehr ganz spärlich bei Sprengelsbach aufgeschlossen sind von Nord nach Süd zu, zu verfolgen.

1. Niveau der Promberger Schichten.

Nördliches Vorkommen: Die „Hangendsandsteine“ mit Kohlenschmitzen und selten Fossilien — ein großer Querschnitt einer Schale, gefunden bei Eyachmühle ist wohl *Cyprina rotundata* Br. angehörend — bestehend aus zirka 10—30 m mächtigen, alternierend härteren und weicheren, „faul“ zu Sand (mit Kalk!) verwitternden Sandsteinen; häufig sind fingerdicke astförmig verzweigte Bohrgänge, welche mit meist andersgeartetem Gestein ausgefüllt sind.

Im Vergleich zu Peißenberg ist zu betonen, daß abgesehen vom Unterschied in der Mächtigkeit Fossilführung in den Hangendsandsteinen im allgemeinen sehr gering ist; jedoch zuweilen können einzelne Tonmergelbänke mit marinen oder brackischen Fossilien da-

zwischen geschaltet, bzw. unmittelbar im Hangenden der Sandsteine vorkommen, so nördlich Rottenbuch am linken Ammerufer unmittelbar am Wasserspiegel.

Südliches Vorkommen (Bohrung P. VII α an der Kreuzung des Schlichtenbaches mit der Straße Böbing—Schöffau): 2 m mächtige Sandsteine mit nicht selten: *Thracia sp.* *Psammodia* und *Cardium sp.* vertreten im Süd die Hangendsandsteine.

Die typische Ausbildung der Hangendsandsteine mit Verwitterung in Sand kann als gut brauchbare Leitschicht in unserem Gebiete gelten (Unterlauf des Schichtenbach, Eyachmühle, Ammer).

2. Darunterliegende Schichten: Niveau der Cyrenenschichten.

Im nördlichen Vorkommen sind die Cyrenenschichten an der Eyach von der Ausbildungsart von Peißenberg kaum verschieden.

Gegenüber dem Peißenberger Vorkommen ist hervorzuheben, daß die Mächtigkeit an der Eyach nur mehr zirka 200 m beträgt und daß sich bunte Lagen in die Cyrenenschichten bisweilen einschalten.

Bezüglich der Kohlenführung an der Eyach sei auf oben verwiesen.

Gegen Süden zu werden die Mergelschichten der Eyach durch Sandsteine verdrängt, die nur geringe Einschaltungen von Ton- oder Mergelbänken besitzen; auch greifen, wohl von Süd her bunte Tonschiefer in die Serie fugenartig herein. Die ganze Schichtfolge besitzt etwa eine Mächtigkeit von 200—240 m. Die Sandsteine zeigten in den liegenden Partien dunkle Farbe infolge von kohligem Beimengen, welche wohl von abradierten Kohlenflözen stammte, sowie dicht nebeneinander gelagerte Kohlenschnürchen in wirr „fluidaler“ Struktur und auch häufige Einschlüsse von Tonlinsen und nestartige Anhäufungen von größerem Quarzsand, so daß das Gestein im Schiffe ein „großbrekziöses“ Aussehen besitzt.

In diesen dunklen liegenden Sandsteinen fanden sich an Fossilien: kleine *Nerita*-Arten mit feiner künstlicher Schalenzeichnung, *Cerithium margaritaceum*, *Cerithium plicatum*, *Fusus sp.* *Psammodia sp.* *Gervillia sp.* und zahlreiche Gastropodenindividuen kleinerer Art.

Gemäß dem marinen Charakter dieses Schichtprofils, das eine Bohrung an der Kreuzung des Schlichtenbachs mit der Schöffauer Straße aufschloß, trat Kohlenbildung sehr zurück und wurden im Südflügel der östlichen Mulde nur mehr schwache Ausklänge von den nördlichen Eyachflözen verspürt.

Die Aufnahme weiter westlich bei Rottenbuch an der Ammer und im Talbach ergab:

Im Nordgebiete bei Pischlach finden sich Kohlenflöze von zirka 20—30 cm Kohle; ob daneben noch stärkere Flöze vorliegen, darüber kann mangels guter Aufschlüsse nichts ausgesagt werden. Petrographische Beschaffenheit und Fossilführung gleichen jener von Peißenberg, bunte Einlagerungen kommen vor. Die Mächtigkeit beträgt zirka 220—250 m.

Im Südgebiet an der Ammer kann nicht so sehr mariner Umschlag der Cyrenenschichten als vielmehr Ueberhandnehmen

von bunten, unproduktiven Einlagerungen konstatiert werden; immerhin findet sich im Mühleckgraben im Muldensüdflügel noch bemerkenswerte Kohlen- und Stinksteinbildung, welche noch eine stärkere Vormacht der brackischen Einflüsse daselbst als im Südflügel der Eyachgegend bezeugt. Die Mächtigkeit der Cyrenenschichten mit den bunten Lagen ist im ganzen genommen etwas geringer als im Nordflügel etwa 200 m.

Ein wichtiges paläontologisches Vorkommen bilden die Lagen mit *Ostrea cyathula*, welche durchgehends in den Ammeraufschlüssen sowie im Talbach in der liegendsten Partie der Cyrenenschichten konstatiert werden konnten. Diese Fossilien häufen sich hier zu enormen Mengen in einer Bank an und können als Leitschicht für die tiefsten Cyrenenschichten des Rottenbucher Gebiets gelten.

Die Cyrenenschichten westlich Rottenbuch sind mit einer einzigen Ausnahme an der Illach nördlich Stahlannen überhaupt nicht aufgeschlossen.

Nach dem Bericht Gumbels müssen sie wohl noch kohlenführend sein. (3 Flöze bis 50 cm am Nordhang des Illbergs), doch betont Gumbel Vorwalten von sandiger Schichtbeschaffenheit, was wohl auf marine Einflüsse und Faziesumänderung deutet.

Der tektonische Bau dieses Westgebietes bedingt übrigens ein rasches Heraushebendes Cyrenenschichten-Muldenkernes, so daß am Lech nur mehr liegende bunte Molasse vorhanden sein dürfte; die hochgehobenen Cyrenenschichten sind hier bereits der Abrasion zum Opfer gefallen.

Somit ist als abschließendes Urteil nach unserer Untersuchung hervorzuheben, daß die Cyrenenschichten der Rottenbucher-Böbinger Gegend ein Kohlenvorkommen von größerer wirtschaftlicher Bedeutung nicht in sich schließen; lediglich die nördlichste Cyrenenschichtenscholle in der Ostgegend (Eyach) und von hier vielleicht bis Rottenbuch (Talbach) reichend, birgt zirka 2 bis 3 Flöze mit 30—45 cm Kohlenmächtigkeit. Diese Scholle, welche in sich in einer ziemlich schmalen, nicht sehr tief greifenden Muldung mit ganz unterdrücktem Südflügel besteht, ist durch eine Ueberschiebungsverwerfung von der südlich anstoßenden, breiten und tiefausgreifenden Rottenbucher-Böbinger Hauptmulde getrennt.

Die Hauptmulde dürfte nach den Bohrerergebnissen im ganzen streichenden, sowie im querschlägigen Verlauf keine bauwürdigen (d. h. über 30 cm starken) Flöze in sich begreifen. Das Verschwinden der brackischen Cyrenenschichten am Lech und westlich hiervon mußte aus unserer näheren Untersuchung vor allem auf tektonische Einflüsse zurückgeführt werden, wiewohl primärsedimentäre Verschiedenheit in der Faziesausbildung mit überhandnehmender Vertretung von bunten terrestrischen Schichten an Stelle der brackischen im Westen zweifellos auch mitspielte.

4. Obere bunte Molasse.

Ein Gegenstück zur früher betrachteten „unteren bunten Molasse“ bildet die „obere bunte“, die im Hangenden der Cyrenen-

schichten ansetzt; beide „bunten“ besitzen eine weitgehende lithologische Ähnlichkeit, so daß eine sichere Unterscheidung beider oft recht schwierig ist und vielfach Anlaß zu ganz konträren stratigraphischen Behauptungen und tektonischen Schlußfolgerungen gab.

Petrogr.: Den Hauptanteil am Baumaterial der oberen bunten Molasse liefern:

Tonige Mergel, Schiefertone und Tonschiefer; als vornehmlichstes Charakteristikum der oberen bunten Molasse gegenüber der anderen möchte ich den überwiegenden Tongehalt hervorheben. Die Tonschichten sind bisweilen gut geschichtet, manchmal aber auch klotzig entwickelt mit beliebiger Klüftung, so daß das Schichtfallen auf weitere Erstreckungen hin undeutlich wird. Diese klotzigen Tone fühlen sich oft spezifisch schwer und fett an, brechen in klüftigen, hakigen Flächen, verwittern erdig-grusig und nehmen, wenn sie mit Wasser zusammenkommen, häufig breiflüssigen Zustand an, um so von den Hängen gegen die Bachrinsale sich zu bewegen. Neben dem charakteristischen Tongehalt ist der „oberen bunten“ die Farbtonung typisch eigen: Fleckung und Flamung von lebhaft gelb und grün (dunkles Blaugrün) sind hier hauptsächlich hervortretend; violettrote oder dunkelrotweinfarbige Fleckung kommt hier zuweilen vor, jedoch — und dies ist hier wieder typisch! — nur in einer oder einigen wenigen Zwischenbänken; zum Unterschied der unteren „roten bunten“ Molasse sei betont, daß dort sich die Rotflamung über größere Schichtkomplexe durchgehend erstreckt und den vorherrschenden Farbton bildet; auch glaube ich, daß der Rotton in der oberen bunten nicht so intensiv und lebhaft hervortritt als in der unteren; dazu ist auch sicher, daß Rotfleckung in der oberen Molasse sehr selten ist. Sehr zurücktretend gegen die Tonschichten sind hier Sandsteine und Konglomerate.

Die in der „unteren bunten“ behandelten „Staubsandsteine“ fehlen hier nahezu ganz, eine Eigenschaft, die hinwiederum als typisch für die „obere bunte“ zu verzeichnen ist.

Die Sandsteine sind hier fast immer körnig, in den liegenden Schichten manchmal etwas härter und widerstandsfähiger, gewöhnlich aber mürb verwitternd¹⁾ und zu dunkelgrauem, morschem Sand zerfallend; ziegelrote Tüpfchen (verwitterte Feldspate) treten häufig auf. Die Sandsteine nehmen manchmal gröberes Korn an, enthalten vereinzelt Gerölleinschlüsse, die dann und wann schwarmartig in linsenförmiger Anhäufung Konglomerate bilden; im Gegensatz zu den Konglomeraten der unteren bunten Molasse glaube ich einen Unterschied in der Grundmasse der Konglomerate zu fühlen; die Konglomerate der oberen bunten Molasse besitzen mehr weißliche (allenfalls noch gelbliche) Grundmasse, die Hauptbestandteile sind hier mehr reine, weiße Quarzkörnchen,

¹⁾ Ich möchte die Verwitterungsumwandlung als „Fäule“ bezeichnen (vgl. hierzu auch Dr. O. Reis, Beobachtungen über Schichtenfolge und Gesteinsausbildungen in der fränkischen Trias. Geog. J. K. 1909, pag. 74, Anm.

die nicht so vollkommen rund gerollt sind und durch kalzitisches Caement verfestigt werden; das Aussehen der Konglomerate der oberen bunten Molasse ist auch dementsprechend etwas frischer; bei den Konglomeraten der unteren bunten ist die Grundmasse mehr grau und dunkel. Bezüglich der Rollstücke kann vielleicht der feine Unterschied gemacht werden, daß die Gerölle der oberen Konglomerate nicht so vollkommen gerundet sind wie die der unteren, so daß hieraus der Schluß zu ziehen ist, daß diese Gesteinsmaterialien nicht so weit transportiert wurden wie die der unteren bunten.

Helixtone: Bereits in der unteren bunten Molasse schalteten sich dunkle Tonschichten in verschiedenen Abständen beliebig ein, die „Helixtone“ benannt wurden; eben diese Helixtone von dunkelgrüner bis schwärzlicher Farbe und bisweilen beträchtlichem Kohlengehalt nehmen in der oberen bunten Molasse stark überhand, sie treten auch hier in verschiedenen Abständen zwischen den gelbgefleckten Tonmergeln auf und bilden hier einen ganz beträchtlichen Bestandteil am Aufbau der „oberen bunten“. Bei genauerer Beobachtung wird man gewahr, daß diese grünen, grusigen Tone *Helices* in massenhafter Zahl und üppiger Ausbildung beherbergen; paläontologisch neu tritt in manchen Tonschichten eine größere Gastropodenart mit sehr mächtig entwickeltem äußerstem Umgang und großer Mündung hierzu, *Paludina* *cf.* *pachystoma*; in ähnlichen, mehr grauen Tonlagen fanden sich auch verkohlte Baumstämme mit sehr deutlich sichtbaren Jahresringen, Blätterreste und selten auch Süßwasserkonchylien, anscheinend *Anodonta* oder Unionenarten in großen Formen und gut erhaltener Perlmutternschicht, welche leider beim Herausnehmen aus dem Gesteinsverbande äußerst leicht zerbrach¹⁾.

Ein weiteres Charakteristikum für die obere bunte Molasse bildet eine Beobachtung, die sich meines Erachtens auch als paläontologisches Vorkommen deuten läßt: es sind anscheinend Konkretionen²⁾ von sehr hartem Kalkmergelgestein, welche namentlich bei Abwitterung der Tone als oberster Besatz von kleinen „Erdpyramiden“ oder als sonst umherliegende Kalkstückchen sich bemerkbar machen; einige Ähnlichkeit besitzen diese Kalksteinchen mit „Flinzkongkretionen“, wie denn auch das grügelbe Tongestein der „oberen bunten“ ziemliche Ähnlichkeit mit Flinz hat. Eine Stelle ergab den Schlüssel zu ihrer genetischen Deutung: inmitten der Rottenbucher Mulde bei Rottenbuch südlich der Ammerbrücke am rechten Ufer fand sich in günstigem Aufschlusse ein Querschnitt durch die bunten Tonbänke, welcher röhrenförmige, zylindrische Gänge ausgefüllt mit harter Kalkmergelgesteinsmasse zeigte; die Röhren standen senkrecht zur Schichtungsebene, indem sie die Tonbänke nach abwärts durchbohrten und ließen sich in längeren Stücken schön herausnehmen; die Oberfläche dieser fingerdicken Röhren ist wulstig entwickelt, diese Erscheinung ist wohl als Ausfüllung von Bohrgängen zu deuten und möglicherweise dem von Reis (Geogn. Jahreshfte 1910, „Muschelkalk

¹⁾ Solches Vorkommen mit *Helices*, großen Konchylienformen und Blätterresten fand ich auch im oberen „Kohlgraben“ der Peissenberger Mulde.

²⁾ Siehe Stuchliks Dissertat. Pag. 48 unten.

von Unterfranken“) als „Spongeliomorphaartige“ Gebilde beschriebenen Vorkommen zuzuzählen; eine Tiefbohrung an der Eyachmühle ließ solche Bohrgänge in fossilereen dunkelgrünen Tonschiefer mit fester Sandsteinausfüllung und eingeschwemmten Fossilschalen zutage fördern, mehrfache Dichotomie dieser Gebilde konnte an den Bohrkernen deutlich wahrgenommen werden.

Kohlenführung: Bezüglich der Kohlenführung der oberen bunten Molasse ist einesteils auf die „Helixstone“ zu verweisen, die kohlehaltig sind, so daß oft nahezu unreine Kohlenflöze in diesen Helixtonschichten erstehen; sonst sind in unserem Gebiete im Bereiche der „oberen bunten“ nur Kohlenschmitzen beobachtet worden, die ihre Entstehung eingeschwemmten Holzstämmen verdanken.

In der Peißenberger oberen bunten Molasse verzeichnet dagegen die Literatur das „Kohlgrabenflöz“ und das Unterbaufflöz.

Horizontierung: Eine Unterteilung der oberen bunten ist als praktisch wertlos zu verwerfen. Koehne versucht in der Peißenberger Gegend (im Kohlgraben) eine Gliederung in der oberen bunten Molasse mittels drei Helixschichten durchzuführen. Bei genauer Betrachtung ist jedoch auch diese Untergliederung hinfällig, da sich sowohl in unserem als auch im Kohlgrabengebiet von Peißenberg an ganz beliebigen Stellen beliebig viele Helixschichten beobachten lassen.

Mächtigkeit: Nahezu 500 m.

Vorkommen: Innerste Kernauffüllung der Rottenbacher Mulde (analog wie in der Peißenberger Mulde), aufgeschlossen hauptsächlich durch die Ammertalung bei Rottenbuch (nördlich und südlich der Brücke).

Zusammenstellung der Mächtigkeiten der Rottenbacher Molasse.

	Meter
Obere bunte Molasse	500
Cyrenenschichten .	240
Untere bunte { a) graue	370—600
{ b) rote	600 (?)—750
Konglomeratzone . . .	170
Untere Kohlschichten	10—25
Untere marine Molasse (Sandsteinzone und Tonmolasse)	350—400
Gesamtmächtigkeit	2240—2685
abgerundet	2300—2700

II. Tektonik.

Das Eindringen in die Tektonik vorliegenden Gebietes ist durch die herrschenden Verhältnisse recht erschwert; einmal sind die Aufschlüsse spärlich, weiter ist die Unterscheidung altersverschiedener Horizonte, wie der oberen von der unteren bunten Molasse nicht leicht, endlich sind selbst große Störungen, auch wenn sie direkt aufgeschlossen

sind, nicht sonderlich gekennzeichnet, vielmehr scheint normale sedimentäre Konkordanz vorzuliegen, wo vielleicht gerade hierbei Verwerfungen ersten Ranges durchschneiden.

I. Allgemeine tektonische Lagerung.

Im fundamentalen Bau besteht unser Gelände in einer erheblich weit von Ost nach West streichenden Mulde; die Dimension in der Streichrichtung beträgt etwa 20 km, beginnt im Osten etwas westlich vom Gut „Grasleiten“ und endet erst gegen den Lech zu; die querschlägige Dimension der Mulde beträgt zirka 5—8 km (von Süd nach Nord gemessen).

Sowohl die östliche als auch die westliche Begrenzung der Mulde wird durch Hochsteigen des Muldentiefsten bedingt.

Im Osten bei Grasleiten greift eine ganz allmähliche Heraushebung der Muldentiefe bei immer mehr und mehr verflächendem bis horizontal werdendem Nordflügel Platz, deren Schichten dementsprechend aus der Ostwestsreichrichtung nahezu bis zu kreisförmigem Umlauf umstreichen, bei Grasleiten ist an Stelle der Mulde die Hebung soweit gediehen, daß ähnlich wie zwischen Hausham und Penzberg bei Tölz das liegende Gebirge der unteren bunten Molasse in streichender Sattelbildung auftaucht.

In der Westgegend gegen den Lech zu findet eine Heraushebung der Mulde nicht wie im Osten allmählich, sondern in jähher und gewaltsamer Weise statt. Intensiver Gebirgsdruck preßte hier die Schichten stark zusammen von zirka 8 km auf zirka 3 km Muldenbreite; Nord- und Südflügel wurden hierbei steil, ja teilweise überkippt gestellt, die liegenderen Schichtglieder emporgehoben und die hangenderen Partien, wie zum Beispiel obere bunte Molasse und Cyrenenschichten sozusagen ausgequetscht.

Das Schichtfallen ist im Nordflügel bei Rottenbuch zirka 45°, im Osten an der Eyach 10—20° bis horizontal, im Westen am Lech 60—70° nach Süd; im Südflügel herrscht Nordfallen vor: am Lech zirka 70—80°, bei Steingaden 65°, am Illberg 45°, an der Ammer bei Echelsbach 35—40°, am Kirnberg (Kropfleite, Nordhang der Ach) 40—45°, bei Schöffau 65° (Spindler), nördlich von Uffing bei Tafertshofen (Achaufschlüsse) 80—90° bis überkippt.

Interessant dürfte an dieser Stelle eine Vergleichziehung unserer Böbinger-Rottenbucher Mulde mit den tektonischen Formen der östlichen Mulden von Hausham und Penzberg (Weithofer, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1902) sein.

Hausham besitzt im Osten einen überkippten Südflügel, der gegen Westen zu sich allmählich auf den Kopf stellt und dann noch weiter westlich normal nordwärts fällt, Penzberg zeigt hierzu die spiegelbildliche Erscheinung einer im Westen überkippten und gegen Osten zu allmählich in Nordfallen umbiegenden Südflügels; die Rottenbucher Mulde zeigt im Prinzip denselben Bau wie die Penzberger Mulde, beide sind ja auch als organische, von Ost nach West streichende Fortsetzung aufzufassen. Zwischen genannten drei Mulden kommt je-

weils in streichenden Sattelwellungen das liegende Gebirge der Cyrenenschichten zutage (an Isar bei Tölz, an Ach bei Grasleiten).

Wenn wir hier von einer im Streichen begrenzten Mulde reden, muß eine an sich nicht ohne weiteres zu erwartende Erscheinung hervorgehoben werden: nur die Gebirgglieder der oberen bunten, der Cyrenenschichten, sowie der unmittelbar darunter liegenden bunten Molasse nehmen an vorgenanntem Sattelbau teil, die unteren Schichten der unteren bunten Molasse, der Konglomeratzone und der marinen Sandsteinmolasse streichen unentwegt in gleicher Ost-Westrichtung und wenig verändertem Fallen weiter, ohne die streichende Auf- und Abwärtsbewegung der Muldenachsen mitzumachen (Ausnahme hiervon der Weilberg am Kochelsee in der Murnauer Mulde), so daß die östliche und westliche Begrenzung nur für die Muldenkernschichten gilt, während die liegenden Mulden-schichten ohne Störung sowohl westlich als auch östlich fortstreichen¹⁾.

Was die Stellung der Rottenbucher Mulde im Gesamtsystem der präalpinen bayrischen Molasse anbelangt, so ist sie die zweite gewaltige Faltenwelle und liegt zwischen der Peißenberger Mulde (im Nord angrenzend) einerseits und der Murnauer Mulde (im Süd angrenzend) anderseits. Sämtliche drei Mulden sind gegeneinander durch große streichende Störungen abgetrennt.

Im Verhältnis zur Molasse der Ostgegend von Penzberg gilt: Die Rottenbucher Mulde ist die streichende Fortsetzung der südlichsten Penzberger Mulde, während die eigentliche Peißenberger Mulde, wo zurzeit der Bergbau umgeht, mit der nördlichsten Penzberger, das ist der Nonnenwald- oder Promberger Mulde korrespondiert; die intensiv gestörte Ammertalscholle Ramsau-Schendrichwörth hat wohl als Analogon der Langsee-Mulde zu gelten, welche auch in Penzberg starke Pressung erfahren hat und wenig weit in ostwestlicher Richtung fortstreicht.

2. Spezielle tektonische Betrachtung.

Die beste Veranschaulichung des speziellen tektonischen Baues gibt die Betrachtung einiger markanter Querprofile, aus denen sich der gesamte Verlauf der Mulde im Streichen konstruieren läßt.

a) Ammerprofil Echelsbach—Rottenbuch—Ramsau.

Tafel VI, Profil Nr. 1.

Die Ammeraufschlüsse bilden sozusagen das Rückgrat der geologischen Erkundung unserer Gegend.

Direkt unterhalb Rottenbuch (östlich „Ammermühle“) zeigt ein schöner Aufschluß am rechten (östlichen) Ammerufer das allmähliche

¹⁾ Ob diese „streichenden Sattelbildungen“ in unterer bunter Molasse nicht besser ihre genetische Erklärung in von Süd nach Nord vorgreifenden bunten Molassestreifen, welche die Bildung von brackischen Cyrenenschichten überhaupt bereits bei der primären Ablagerung lokal unterbrechen, das heißt die Cyrenenschichten substituierten (Analogie mit Schuttdeltas?) finden können, muß einstweilen noch unentschieden bleiben.

Umbiegen des Nordflügels in horizontaler Lagerung und von hier den Umschwung in den Muldensüdflügel.

Bei Konstruktion der großen Rottenbacher Mulde stellen sich jedoch bei den korrespondierenden Gegenflügeln Unstimmigkeiten ein.

Die Cyrenenschichten des Nordflügels erscheinen nahezu doppelt so mächtig, als die des Südflügels. Da eine solch plötzliche Abnahme der Cyrenenschichten nicht wahrscheinlich erschien, wurde eine Verwerfung im Nordflügel angenommen, welche mit zirka 50° oder 60° gegen Süden fallend eine Verdopplung des Cyrenenschichtenkomplexes durch Überschiebung zum Gefolge hat; diese Überschiebung wurde in zwei Tiefbohrungen zirka 5 km weiter östlich als tatsächlich vorliegend nachgewiesen.

Die nördliche (überschobene) Scholle fällt nahezu gleich stark nach Süd, so daß scheinbar volle Konkordanz vorliegt, die nördliche Scholle besteht auch nicht in einer vollständigen Separatmulde, da deren zu denkender Südflügel durch die Verwerfung vollständig unterdrückt ist, sondern es liegt lediglich eine Doppellage des Rottenbacher Muldenordflügels vor.

Der Südflügel, der gleich nach Ummuldung der Muldenmitte mit $50-60^{\circ}$ nordwärts fällt, nimmt weiter südlich $70-75^{\circ}$ Nordfallen an, um sich dann weiter südlich in den liegenden Schichten im allgemeinen zu $45-40^{\circ}$ Nordfallen zu verflachen. Hierin offenbart sich eine gewaltige Sattelflexur des Südflügels zur südlich anstoßenden Murnauer Mulde, welche freilich nicht tatsächlich und ungestört zustande kommt, sondern durch eine streichende Störung zerschnitten wird.

Der Nordflügel der Rottenbacher Mulde im Ammertal fällt etwa mit $45-60^{\circ}$ südwärts und verschiedene Schichtstörungen, etwa beim Schnalzberg, deuten auf kleinere Überschiebungs- und einen bedeutenderen Senksprung (siehe Tafel VI, Profil Nr. 1) hin.

Mit vorliegender Darstellung ist zugleich Stellung zum Stuchlikischen Profil genommen. Stuchlik fühlte wohl auch die Unstimmigkeit in der verschiedenen Mächtigkeit der Cyrenenschichten in Nord und Süd und löst diese durch seine bekannten zwei überkippten Spezialmulden, deren nördliche durch Kombination unserer Cyrenenschichtendoppellage geschaffen wurde; die Spezialsüdmulde wurde aus den Cyrenenschichten unseres normalen Südflügels, der allerdings bunte Einlagerungen aufweist, aufgebaut. Zwischen den beiden Spezialmulden läßt Stuchlik gerade bei Rottenbuch das liegende Gebirge, die untere bunte Molasse, sich auf den Kopf stellen und in gigantischer und durch einen streichenden Sprung gestörter Doppelluftantiklinale zutage treten. Dieser Hypothese gegenüber sei noch besonders hervorgehoben, daß, abgesehen von den vorzüglichen Aufschlüssen an der rechten Ammerseite, mit der gewaltigen Schichtumuldung und abgesehen davon, daß in der fraglichen „Luftantiklinalgegend“ durchweg, auch in den Kirnbergnordbächen — wo allerdings Aufschlüsse sehr selten sind — nur obere bunte Molasse mit der Tendenz der Verflachung und Ummuldung angetroffen wurden, an der Stelle, wo der Schlichtenbach die Straße Böbing—Schöffau kreuzt, eine Tiefbohrung niedergebracht wurde, welche die Durch-

bohrung des Cyrenenschichtenprofils zum Zweck hatte. Diese Bohrung hat die Cyrenenschichten mit einer Mächtigkeit von 240 *m* und darunter liegende untere bunte Molasse bei konstant bleibendem Schichtfallen von (10—) 20° südwärts durchsunken, so daß die einheitliche Muldenbildung der Rottenbacher—Böbinger Molasse unumstößliche Tatsache ist.

b) Eyachgegend und Achprofil.

Tafel VI, Profil Nr. 2.

Von der Ammer finden sich bis „Eyachmühle“ (Entfernung 5 *km*) im Nordflügel keine Aufschlüsse. Erst hier treten in der Eyach Sandsteine, welche mehrere Stufen im Flußbett bilden, auf. Es sind dies die Sandsteine der Hangend-Cyrenenpartie, das Äquivalent der Promberger Schichten. Die Schichten zeigen abweichendes Streichen, nämlich nicht normales Ostweststreichen, sondern biegen mit nord-60-westlichem Streichen und 15—20° Südfallen um, entsprechend der Heraushebung der Cyrenenschichtenmulde. Diese Sandsteine sind im Bette des Seebaches bemerkbar und weiter im Hangenden am Schlichtenbach südlich der Schöffauer Straße ist ein Sandsteinaufschluß mit eingestreuten Konglomeratlinsen, welcher sich als zur oberen bunten Molasse dokumentierte, wobei das Streichen N 60 W und das Fallen sählig bis 10° südwärts war.

Hier also oder etwas südlich von hier (südlicher Punkt 718 auf Karte 1:25.000) muß die Umbiegung der großen Böbinger Mulde stattfinden. Genauer kann die Muldenmitte trotz der spärlichen Aufschlüsse fixiert werden durch einen Aufschluß (ob. b. M. flach südfallend) zirka 450 *m* südlich „Eidemann“ im Hehlenbach (südlich Arsbaldhof, Aufschluß genau 200 *m* südlich Punkt 799), anderseits ist der Muldensüdflügel gegeben durch die Cyrenenschichtenaufschlüsse in den Bächen südlich von „Sprengelsbach“, wo *Cerithien marg.*, *Ostrea cyathula* nicht selten auftreten. Das Schichtfallen ist hier bei ostwestlichem (genauer: N 80—86 Ost) Streichen im allgemeinen 70 bis 85° nordwärts, doch wurden stellenweise Störungserscheinungen wahrgenommen, welche teils Kleinfältelung, teils überkipptes Schichtfallen bewirkten. Nach den genannten Aufschlüssen und mit Hilfe der Ammeraufschlüsse ist der ostwestliche Verlauf der Muldenachse mit großer Sicherheit zu fixieren: Ammermühle (an der Ammer)—Richtung des Ruhgrabenlaufes—Vorder- und Hinter-Kirnberg (Punkt 830)—Punkt 770 (etwa 350 *m* nördlich von Gut „Sprengelsbach“). Weiter östlich von Sprengelsbach ist an Stelle der sich mehr und mehr nach Osten verflächenden Mulde horizontale Schichtlagerung, beziehungsweise Sattelbildung in unterer bunter Molasse zu denken.

Der Südflügel verhält sich bei einem Streichen von N 85 Ost und Fallen von 55—80 nordwärts gleich wie im Westen. In den liegenden Schichten ist zu beobachten, daß das Fallen jeweils im Süden flacher wird und in der unteren marinen Molasse an der Ach („Bannholz“) nur mehr 40° nach Nord ist (analog wie an der Ammer).

Die Überschiebungsstörung im Muldennordflügel.

Die Überschiebung im Nordflügel ist in der Eyach in keiner Weise aufgeschlossen, so daß vielmehr anfänglich in den Aufschlüssen der „Eyachmühsandsteine“ und der Cyrenenschichten des Eyachknies (bei Einmündung des Vogelbaches) eine konkordante Cyrenenschichtenfolge erblickt werden mußte. Erst die Tiefbohrung bei Eyachmühle, welche ab Rasen 102 m zirka 12—20° südfallende Cyrenenschichten und dann eine südfallende Störung durchsank, auf welche immer steiler fallende (bis 65°) bunte Molasse folgte und eine Bohrung beim Vogelbach (in der Nähe von Punkt 687), welche die zirka 500 m nördlich an der Eyach aufgeschlossenen Kohlenflöze von 30 cm und 45 cm Kohlenmächtigkeit bei ungestörter Lagerung unbedingt hätte durchteufen müssen, erwiesen deutlich, daß eine Überschiebungsstörung die Cyrenenschichten des Eyachknies denen der von Eyachmühle trenne und auch in den Eyachknieaufschlüssen lediglich eine Verdopplung des Muldennordflügels, wie an der Ammer vorliege. Die südlichere, überschiebende Cyrenenschichtenpartie ist die von Eyachmühle, die nördlichere überschobene Scholle sind die Aufschlüsse des Eyachknies.

Der Verlauf der Störung ist ungefähr: Ammer zirka 100 m nördlich Wimpes—Faistenau-Eyachlauf in Richtung N 70 W — dann die Eyach nördlich „Grambacher Wald“ nach Süden überschreitend — „Auf der Wurz“ (zirka 300 m südlich Punkt 681) — weiter östlich nicht mehr verfolgbar.

c) Achprofil.

Tafel VII, Profil Nr. 3.

Überraschend ist die Veränderung im Profil, das uns weiter im Osten die Ach nunmehr aufschließt. Südlich, südöstlich und östlich von den Gütern „Rechetsberg“ und „Kirnberg“ ist in spärlichen Aufschlüssen untere bunte Molasse zu beobachten, und zwar in söhlicher oder nahezu söhlicher Lagerung, wobei bei ganz eingehenden Meßversuchen wohl die Tendenz einer „Kuppengewölbe-tektonik“ in Augenschein tritt. So konnte in den westlicheren Aufschlüssen, d. i. genau südlich „Kirnberg—Rechetsberg“ ein reines Westfallen von 5°, 10°, 15° festgestellt werden. Etwa 500 m südlich der Einmündung des Kohlbaches in den Tiefenbach ist deutlich ein ostweststreichender Sattel in unterer bunter Molasse vorliegend (etwa bei Punkt 617, Tiefenbach durchstreichend). Geht man von hier wieder etwas südlich, so beginnt in den unteren Molasseschichten allmählich Südfallen bei Ostweststreichen, bei Grasleiten 20°, dann südlicher 30, 35, 40. Bei Heimgarten liegt bereits 60—65° Südfallen vor.

Diese Südgehend, das heißt die Gegend von „Grasleiten“ südwärts bis gegen Uffing, bildet in Fortsetzung der breiteren Westmulde von Rottenbuch eine schmalere tektonische Mulde; der Südflügel in unteren marinen Tonschichten und der Sandsteinmolasse sowie Konglomeratzone ist die organische Fortsetzung des Südflügels der westlichen Rottenbacher-Böbinger

Mulde, der Nordflügel wird hier lediglich von den gehobenen Schichten der unteren bunten Molasse gebildet.

Es ist wahrscheinlich, daß noch der Kern dieser südlichen Achmulde aus den liegendsten Cyrenenschichten besteht, jedoch gute Aufschlüsse hierfür fehlen; Anlaß zu dieser Vermutung gibt ein Kohlevorkommen zirka 200 *m* südlich „Heimgarten“ (westlicher Achhang), welches folgendes Profil zeigte:

Hangendes	Sandsteinpartie
Kohle .	15 <i>cm</i>
Liegendes	Sandige Letten (morsches Aussehen)

Fossilien finden sich daselbst nicht vor, doch läßt neben dem für Cyrenenschichten sprechenden petrographischen Habitus ein weiter westlich erschürftes sicher bestimmbares Cyrenenschichtenvorkommen die Diagnose auf Cyrenenschichten zu. Diese letztere für die Deutung des tektonischen Baus unserer Gegend sehr wichtige Vorkommen ist etwa 1000 *m* südlich Gut Grasleiten (nördlich P. 637) an der östlichen Uferseite des Tiefenbaches. (Das Vorkommen ist wegen starker Überdeckung nur bei ganz eingehender schrittweiser Begehung zu finden!) Ich ließ an letzterem Orte etwas schürfen und konstatierte in den cerithienreichen Tonmergeln und Stinkkalkvorkommen Ost-Weststreichen und 38—45° Südfallen. Dieses Vorkommen ist der einzige Aufschluß in Cyrenenschichten, der sich von der Eyach ab gegen Osten zu vorfindet; das Vorkommen liegt mit dem Kohlevorkommen bei Heimgarten an der Ach in ostwestlicher Streichrichtung, so daß sich folgern läßt, daß beide Vorkommen organisch zusammenhängen.

Es läßt sich hiernach wohl die Ausbißlinie der Schichtengrenze zwischen Cyrenenschichten und unterer bunter Molasse von der Eyach nach Osten zu folgenderweise konstruieren: nördlich Kührabeneinmündung zirka 350 *m*, östlich „Grasleiten“ zirka 700 *m*, am Tiefenbach nördlich P. 637, an der Ach zirka 200 *m* südlich Heimgarten. Die analoge Ausbißlinie im Südflügel an der Ach ist nicht weit oder unmittelbar südlich des Kohlevorkommens von Heimgarten zu denken, da zirka 600 *m* nördlich von Tafertshofen der Mulden-südflügel in unterer — und zwar „roter“ — bunter Molasse erschlossen ist.

Nach Betrachtung der Ach-Südmulde kehren wir zur Sattelgegend von Grasleiten zurück. Das Sattelgelände beginnt im Süden etwa P. 617 (Tiefenbach) und erstreckt sich in querschlägiger (nordsüdlicher) Richtung zirka 1000 *m* bis zur Einmündung des Tiefenbach in die Ach. In diesem Profil sind mehrfache schwache Auf- und Abwellungen bemerkbar, auch tritt bisweilen selbst in den Aufschlüssen in der Ach die Tendenz des Westfallens (Kuppengewölbe) hervor; bei der Tiefenbacheinmündung neigen sich die annähernd horizontalen Schichten zu Nordfallen, unvermittelt treten jedoch im Unterlauf des Höllgrabens konstant 45—45° südfallende untere Molasseschichten auf, welche mit dem „Grasleitensattel“ kaum in ungestörtem Verbands gedeutet werden können, so daß bei der Tiefenbachmündung wohl ein streichender (O—W) Überschiebungs-

sprung vorliegt. Die Schichten nördlich dieses Sprunges, welche als Fortsetzung des Mulden-Nordflügels der Rottenbacher Mulde zu gelten haben, verhalten sich tektonisch und petrographisch wie die des Westens. Es erübrigt sich nun die Betrachtung der Muldenprofile im Westgebiet am Leche.

d) Lechprofil.

Tafel VII, Profil Nr. 4.

In den Ammeraufschlüssen zeigte der Muldenordflügel bereits die Bestrebung aus der Ost-Weststreichrichtung in N 75—70 Ost umzubiegen. Westlich Rottenbuch greift dann allgemein im Nordflügel ein Streichen von N 65—60 Ost Platz stellenweise wie im „Steingraben“ (an der Straße Schongau—Lauterbach—Steingaden bei P. 759,9) wurde eine Streichrichtung von N 55 bis 50 Ost gemessen. Das Fallen ist unmittelbar an der Verwerfung gegen die Peissenberger Mulde zu, wo Sattelschleppungen auftreten, 10—20° südwärts und wird gegen die Muldenmitte zu 40—60°. Der Südflügel der Rottenbacher Mulde streicht mit großer Gleichmäßigkeit von den Ammeraufschlüssen gegen Steingaden und Lechbruck, ohne daß hierbei irgendwelche besondere Erscheinungen zu beobachten sind. Das Abschnen des Nordflügels in südwestlicher Streichrichtung bedeutet gleich eine Heraushebung des Muldentiefsten der Rottenbacher Mulde, so daß am Lech statt der querschlägigen Muldenbreite von zirka 8 km an der Ammer nur mehr zirka 3 km zu konstatieren ist; im Profil am Lech ist hiernach kein Platz für Cyrenenschichten mehr — mit Ausnahme von allenfalls den allerliegendsten, die aber nicht gefunden werden konnten —, sondern besteht durchweg in unteren bunten Molassenschichten.

Die in den Bohrungen an der Eyach nachgewiesene und in der Ammer zu bemerkende Überschiebungsstörung im Nordflügel der Rottenbacher Mulde läßt sich westlich von Rottenbuch nirgendwo mehr nachweisen; die Konstellation der Aufschlüsse bei Boschach in unterer bunter Molasse (zirka 1000 m nördlich Boschach 55° südfallender Nordflügel) und in Cyrenenschichten (zirka 2000 m westlich Boschach oder 750 m genau nördlich von Staltannen in der Illach 80—85° nordfallender Südflügel) läßt folgern, daß diese Tektonik, welche die Doppellagerung des Nordflügels zum Gefolge hatte hier im Westen keine Rolle mehr spielt.

Endlich das Lechprofil selbst ist nur aus bunten Schichten aufgebaut und deshalb der tektonische Bau daselbst nur schwer zu deuten.

Das Streichen des Südflügels in den Schichten der unteren marinen Ton- und Sandstein-Molasse biegt westlich Steingaden aus der Ost-West-Richtung in N 70 Ost; die liegenden Schichten des Südflügels fallen mit 60—65° nordwärts, die hangenderen stehen bei Streichen N 62 Ost auf dem Kopf, der Nordflügel (bei „Bruch“, „Schwefelfiz“) fällt steil südwärts, die Muldenmitte dürfte wohl bei P. 724 vorliegen (etwa 600 m südlich „Bruch“); die Umbiegung geht jäh und plötzlich vor sich.

Im Nordflügel scheint eine Tektonik (Absenkung des südlichen Teiles?) etwa 100 *m* nördlich „Bruch“ den Lech zu queren (analog südlich Ammerknie bei Ramsau), da hier plötzlich untere bunte Molasseschichten ein Fallen von 30° gegen Süden annehmen; zirka 300 *m* südlich P. 736 findet sich Sattelbildung in unterer bunter Molasse; da unmittelbar nördlich hiervon bunte Tonschichten, welche wohl der oberen Molasse zuzurechnen sind, auf den Kopf gestellt anstehen und da die wohl analogen Sattelbildungen im östlicheren Gelände von Ramsau (südlich Peiting) am Nordhang des Schnaitberges beobachtet wurden, zudem noch die Weiterkonstruktion der Streichrichtungen (N 60 Ost) dieser Sattelbildungen des Schnaitberges und der Sattelschichten nördlich Bruch am Lech (N 60 bis 65 Ost) den unmittelbar zusammengehörigen, organischen Verband beider Vorkommen darstellt, so ist wohl mit Sicherheit die Nordbegrenzung der Rottenbacher Mulde und damit die Südbegrenzung der Peißenberger Mulde nach etwa 300 *m* südlich P. 736 oder 500 *m* nördlich von „Bruch“ am Lech zu verlegen.

e) Randtektonik.

Im Süden der Rottenbacher Mulde.

Die Schichten des Muldensüdflügels nehmen gegen Süden zu immer flacheres Fallen an, von 60—70° bis auf 40—35°. Diese Erscheinung der Schichtverflächung gegen Süden zu konnte im Osten (Sprengelsbach - Geigersau - Kropfleite), an der Ammer (bei Echelsbach) und ist Westen bei Steingaden gemacht werden und deutet auf eine generelle Sattelflexur des Südflügels der Rottenbacher Mulde hinüber zur südlichen Murnauer Mulde hin. Diese Sattelbildung liegt aber nicht ungestört vor, vielmehr schneidet hier eine Störung von großer Stärke und weiter Ausdehnung ein; dieselbe setzt unentwegt im ganzen Verlauf des von uns betrachteten Geländes (30 *km*) von Ost nach West durch und läßt sich durch Profilzeichnung sicher nachweisen, da beispielsweise in dem Aufschluß der Ammertalung bei Echelsbach dem zirka 40° nordfallenden Sattelnordflügel von unteren bunten Molasse-, Konglomerat-, marinen Sandstein- und Tonmolasseschichten der korrespondierende Südflügel in den entsprechenden Schichten abgeschnitten ist und an Stelle des idealen Sattelsüdflügels lediglich jüngere untere bunte Molasseschichten auf den Kopf gestellt („rote bunte“) auftreten. Zwischen beiden Schichtschollen sind in den Tonmolasseschichten sehr interessante Störungserscheinungen wahrnehmbar, deren Analyse auch die Mechanik der Südrandtektonik erklärt: es sind eine Reihe von Überfältelungen (Aufschluß am östlichen Ammerufer nördlich der Brücke direkt am Wasser zu beobachten, jedoch vom westlichen Ufer aus!) mit flachem, normalem Fallen gegen Nord und steilen Überkippungen gegen Nord vorhanden; der Kontakt zwischen grauer Tonmolasse und den unteren „roten“ bunten Molasseschichten wurde am westlichen Ammerufer sehr deutlich als ein mit zirka 35—45° nordfallender beobachtet (möglicherweise jetzt wieder überdeckt!).

Aus diesen speziellen Beobachtungen geht hervor, daß die ältesten Molasseschichten des Rottenbucher Südflügels (Tonmolasse, marine Sandsteine) mit flach nordgeneigter Fläche auf jüngere Schichten, das ist untere bunte („rote“) Molasse der Murnauer Mulde geschoben sind; der Sinn dieser tektonischen Dislozierungen auf Grund der Schlepplungserscheinungen und die stratigraphische Diagnose der fraglichen Schichtglieder stützen und bestätigen sich hierbei gegenseitig aufs beste.

Die gleiche Tektonik trifft zu im Osten (Kropfleite, Knollgraben, Ach) und im Westen (Steingaden), so daß die Ueberschiebungstektonik der Rottenbucher auf die Murnauer Mulde, das ist von Nord nach Süd für den ganzen Bereich des kartierten Gebietes zu verallgemeinern ist.

Im Norden der Rottenbucher Mulde.

Das Wahrzeichen der Tektonik zwischen der Rottenbucher und der nördlich angrenzenden Peißenberger Mulde ist Ueberschiebung der älteren Molasseschollen der Rottenbucher Mulde auf die der Peißenberger Mulde, also eine Ueberschiebung von Süd gegen Nord, und zwar in einer mit 60° südwärts geneigten Fläche (die Südrandtektonik, welche vor dem behandelt wurde, verhält sich zur nördlichen also spiegelbildlich).

Entsprechend der Intensität der Störung — sie bringt die unterste marine Sandsteinmolasse mit Cyrenenschichten in Kontakt, besitzt also eine Sprunghöhe von 1500—2000 m! — ist am Nordrand unserer Rottenbucher Mulde eine Störungszone vorliegend, welche sowohl zwei nebeneinanderziehende Sattelbildungen im Nordsaum der Rottenbucher als auch ein Schollengebiet in Cyrenenschichten und oberer bunten Molasse mit Sattelbildung und emporgeschleppten Cyrenenschichtenkeilen in sich begreift. Weiterab von der Störungszone gegen Norden zu dürften wohl Parallelstörungen die Peißenberger Mulde noch durchsetzen, welche für den Bergbaubetrieb und für die Wirtschaftlichkeit der Peißenberger Mulde möglicherweise einen erheblichen Einfluß ausüben.

Hier soll speziell von der Tektonik die Rede sein, die auf die Rottenbucher Mulde Bezug hat.

Markant mit zirka 60° südfallend schneidet die Trennungsfläche zwischen Rottenbucher und Peißenberger Mulde durch: nördlich hiervon sind die jüngeren Schichten der Peißenberger, südlich die ältesten Molasseschichten der Rottenbucher Mulde. Der genaue Verlauf dieser Störung erster Ordnung ist zu präzisieren: „Wieser“ — „Steinle“ (westlich der Eyach) — Ammerbrücke, von hier etwas südlich abbiegend zum Nordabfall der rechten Ammerleite, an deren Rand sie weiterzieht nach P. 661 (nördlich Lugener See) und von hier entlang den Steilabsturz des Schnalzberges, und zwar ziemlich genau sich etwas nördlich des Fußweges haltend, der von P. 788 zum Ammerknie P. 648 führt.

Das südliche Fallen läßt sich aus den Kartierungsergebnissen im Ammereinschnitt unmittelbar westlich „Schualz“ zu 60 (— 50°) konstruieren.

Westlich der Ammer biegt die Störung etwa mit der Änderung der Streichrichtung der Schichten nach Südwest ab nach P. 816 (Nordhang des Schnaitberges) weiter nach P. 757. Von P. 757 fehlen nunmehr jegliche Aufschlüsse zirka 8 km bis zum Lech, wo unsere mächtige Trennungsspalte ungefähr 500 m nördlich „Bruch“ zu denken ist.

Der Aufbau der nördlichsten Randschollen der Rottenbacher Mulde besteht durchweg in Sattelbildungen, welche sich mehrorts nachweisen lassen.

Im Osten in der Eyach ist ein Sattel in unterer bunter Molasse mit flach südfallender „Platte“ und auf Kopf stehender „Rechten“ direkt unter St. Nikolaus aufgeschlossen.

Dieser Sattel zieht sich unter „Buchen“ nach West, ist aufgeschlossen im Graben zwischen Buchen und „Reitner“ und findet weiter westlich seine Fortsetzung unmittelbar südlich des bekannten „Krebsbachsattelzugs“ und in der rechten Ammerleite vom „Bruckerhof“ bis zum „Schualzberg“; diese Ammerleite stellt in der Hauptsache den Sattelsüdflügel bei einem Fallen von 5° bis 45—50° dar, der Nordflügel ist hier nicht mehr zur Ausbildung gelangt, da nach Auftreten einer geringmerklichen Sattelschleppung plötzlich die jüngeren Cyrenenschichten der Peißenberger Mulde abstoßen.

Der Krebsbachsattel, von dem in der Literatur vielfach die Rede war, zieht nördlich neben eben genanntem Sattelzug und ist bereits fühlbar bei „Lechner“, schön aufgeschlossen beim Zusammenfluß der beiden Krebsbach-Arme (siehe Photographie in Stuchliks Dissertation) genau in der westöstlichen Verlängerung der Sattellachse von Krebsbachl aus tritt am Steilhang der rechten Ammerleite, zirka 400 m südlich Gut „Schendrichwörth“ die unzweifelhafte Fortsetzung des Krebsbachsattels auf, hier mit den noch weiter liegenden Schichten der Konglomeratzone, das ist mit den unteren marinen Sandsteinschichten (Echelsbacher Niveau). Der Krebsbachzug findet hier an der Ammerleite sein Ende, indem die Hauptüberschiebungsspalte zwischen Rottenbacher und Peißenberger Mulde den Sattelzug schräg abschneidet.

An dieser Stelle muß die Kartierung Stuchliks, soweit sie unser Gebiet berührt, einer näheren Kritik unterzogen werden. Zweifellos ist es Stuchliks Verdienst, die Überschiebungstektonek der Ammertalung erkannt zu haben. Jedoch die behauptete Kombination des Krebsbachzuges mit dem Cyrenenschichtensattel am Ammerknie bei Schualz („untere Cyrenenschichten“) ist mit Sicherheit unzutreffend.

Sogenannte untere Cyrenenschichten sind in unserem westlichen Molassegebiet, im Areal der Peißenberger und Rottenbacher—Echelsbacher Gegend infolge fazieller Veränderung der Schichtausbildung gegen Westen zu, nicht vorhanden; das verschiedene Alter der Ammerknie-schichten, welche zweifellos ganz normale Peißenberger Cyrenenschichten sind („Büh-

lachschiechten“) und das der Krebsbachschichten, welche dem Echelsbacher Niveau angehören, kann auf Grund stratigraphischer Feststellung ganz sicher erkannt und unterschieden werden. Hätte hier Stuchlik recht, so läge hiernach bei „Schnalz“ eine „Ueberschiebung“ vor von relativ jüngeren Schichten (Schnalzberg-Molasse) auf ältere (!) Schichten („untere Cyrenenschichten“ beim Ammerknie), m. a. W. gerade die Bedingung der Ueberschiebung, daß relativ ältere auf jüngeren Schichten auflagerten, wäre hiernach nicht erfüllt.

Weiterhin bedürfen die ostwestlichen Kombinationen von tektonischen Gebilden mancher Verbesserungen. Die etwa 10 km weit gezeichnete Konglomeratbank von St. Nikolaus-Lugenuau-See kann in der Natur keineswegs so genau verfolgt werden, eine Identität von Konglomeratvorkommen beim Lugenuau-See mit dem Vorkommen bei St. Nikolaus besteht wohl nicht. Speziell zu dem Zwecke, die nur in Bachriunsalen aufgeschlossenen Schichten miteinander richtig zu kombinieren, wurden zahllose und genaueste Kompaßmessungen vorgenommen, welche zu dem Ergebnis führten, daß der Sattel von St. Nikolaus etwa mit N 80 W nach West streicht und mit dem Sattel, welcher südlich neben dem Krebsbachsattel zieht, identisch ist; weiter westlich setzt sich derselbe Sattel in der rechten Ammerleite (Schnalz) fort. Die Stuchliksche Karte gibt wohl das Sattelstreichen von St. Nikolaus bis Buchen richtig an, westlich Buchen erfolgt eine Biegung des Streichens nach Süden, welche nicht zutreffend ist.

Des weiteren muß auch der letzten Abhandlung Bärtlings gedacht werden. (Lit. 17.)

Bärtlings Analogisierung der Peißenberger mit der Penzberger Geologie schafft entsprechend der Nonnenwald-Langsee-, Penzberger-, Mulde in Peißenberg die Folge: Peißenberger- eine unbekannte, die Rottenbacher Mulde. Die mittlere (das Analogon der Langsee-) Mulde würde die oben behandelte Nordrandzone unseres Gebietes einnehmen und würde sich nach Bärtling nicht ohne unerhebliche Bedeutung für eine bergmännische Ausbeute gegen Süd verbreiten. Wie jedoch in vorstehenden bereits unzweifelhaft entschieden wurde, kann an fraglicher Lokalität von einer Muldenbildung in oberer bunter Molasse mit darunterliegenden Cyrenenschichten keine Rede sein, da unsere Kartierung, wie auch vordem die Stuchliks gerade hier zwei nebeneinander ziehende Sättel nachwies, die noch dazu ausschließlich mit den ältesten Schichtgliedern der unteren Molasse gebaut sind, das ist der unteren marinen Sandsteinmolasse, der Konglomeratzone und unteren bunten Molasse. (Die Widerlegung der Identifizierung des Krebsbachflözes und des Kohlgrabenflözes sowie den Nachweis der Haltlosigkeit der „Helixbänke als Leitschichten“) siehe unter: Seite [24] 172.)

Hiermit soll unsere Untersuchung ihr Ende finden.

1) Siehe Koehne, Lit. 14.

C. Schluß.

Entstehung der Molasse und Verhältnis zur alpinen Geologie.

Es ist noch von Interesse, hieran anschließend einiges über Entstehung der Molasseschichten und deren Verhältnis zur alpinen Geologie hervorzuheben.

Die Möglichkeit der Ablagerung der subalpinen Molasse mußte zur Vorbedingung ganz beträchtliche orogenetische Vorgänge der südlichen Alpenmassen zur Vorbedingung haben; diese mochten wohl in dem Vorrücken der rhätischen (Rothpletz 1905) beziehungsweise ostalpinen Decken (Steinmann, Geolog. Beob. i. d. Alpen, Ber. natur. Ges. 1895—99, Freiburg, siehe auch Suess, Antl. d. Erde III, 1910) bestehen, welche nach Rothpletz in der Zeit vom unteren über das mittlere bis ins obere Oligocän statthatte. Durch die Schichtenbewegung, welche die alpine Stratosphäre emporhob, ward der südliche Uferbord, das Molassebecken und das Nährgebiet für die Molassesedimente gegeben.

Ganz unwillkürlich drängt sich sogleich die Frage nach der nördlichen Uferbegrenzung des Molassebeckens auf. Der Glaube an das hypothetische vindelizische Urgebirge von Gumbel ist im Laufe der Zeiten, namentlich in unserer Periode der Deckenhypothetiker stark verblaßt und möchte wohl der Anhänger dieser Gumbel'schen Hypothese als zurückgeblieben erscheinen.

Doch muß zur Oberoligocänzeit irgendeine Nordküste des Molasse-Beckens bestanden haben, und die ganz ungeheuren Ton- und Quarzdetritmassen der bunten Molassen und der Cyrenenschichten (namentlich der Promberger Sandsteine), lassen einen gewissen Schluß auf die Petrographie der oberoligocänen Randländer zu.

Die Cyrenenschichten wie auch deren marine Hangendschichten nehmen von Peißenberg ab gegen Süden allmählich an Mächtigkeit ab, um noch im Bereiche der Rottenbacher Mulde, hier im ideellen, abradierten Südflügel auszuweichen¹⁾. Anzeichen der Küstennähe, wie grobe Gerölle, zeigten die marinen Hangendsandsteine in den südlichsten Aufschlüssen (Tiefbohrung am Schlichtenbach) trotz ihrer Reduzierung auf nur wenige Meter nicht. Daher dürfte wohl die Ansicht Berechtigung haben, daß die Herkunft der Detritusmassen für die Promberger Sandsteine und die mit diesen engst verknüpften Cyrenenschichten sowie auch der oberen bunten Molasse von Nord oder Nordosten her stammt.

Der Rückschluß aus dem vorherrschend tonigen und sandigen Baumaterial dieser Sedimente läßt eine Urgebirgsrandung im Norden des Molassebeckens sehr wahrscheinlich erscheinen. Bestärkt wird diese Vermutung durch die unbedingte Forderung des nämlichen Urgebirgsrückens als Südbegrenzung des schwäbischen

¹⁾ In der Murnauer Mulde finden sich Cyrenenschichten nicht mehr, wenigstens nicht in der Westgegend; in der Ostgegend, am Weilberg (bei Habach) liegen noch Cyrenenschichten mit schwachen Kohlenflözen vor.

Juragebirges, das im „Donausprung“ etwa in der Symmetriemitte in die Tiefe gesenkt wurde.

Die Örtlichkeit der ehemaligen Südbrandung des schwäbischen Jurabeckens ist wohl annähernd zu konstruieren aus einem Analogieprofil, das etwa dem West-Ostprofil durch den fränkischen Jura zur bayrisch-böhmischen Masse nachzubilden wäre. (Literatur über das vindelizische Urgebirge:

Gümbel, Bayrisches Alpengebirge 1861.

Reis, Geogn. J.-H. 1894/95, weiter:

Imkeller: Die Kreide- und Eocänbildungen am Stallauer Eck und Enzenauer Kopf. Progr. Jahrb. städt. Handelsschule München, 1895/96.

Bärtling: Geogn. J.-H. 1903.)

Nachdem wir im vorstehenden eine Vorstellung über die Beschaffenheit des Molassebeckens gewonnen, können wir uns bei der Erklärung der Entstehung der Molasseschichten den Schilderungen Gümbeis (1861, pag. 869 ff.) und der folgenden Autoren anschließen; hiernach ist die Tatsache der ältesten Molassesedimentation als einer marinen Bildung bekannt; die alternierende Aufeinanderfolge von feinen Tonschichten und körnigen Sandsteinen (bei Altenau an der Ammer) deutet Schwankungen in der Intensität der Sedimentation (verschiedene Jahreszeiten?) oder tektonische Bodenoszillationen an.

Die am wenigsten weit vom Abrasionsgebiete transportierten Ablagerungen der unteren bunten Molasse werden dargestellt durch ganz grobe Kalkkonglomerate, deren Rollstücke faust- bis kindskopfgroß sind, den Baustein der weiter verfrachteten, nördlicher vorkommenden Konglomerate bildet vornehmlich ein härteres Material wie gutgerollte Kieselkalke und Quarzgerölle. Die Steinmergelbänke und Tonschichten der unteren bunten Molasse stellen wohl lediglich eine weitere Aufbereitungsphase des von der Wasserflut fortbewegten gleichen Detritusmaterials dar, da ganz unmerkliche, zahnartig verfugte Übergänge von Konglomerat in genannte Schichten beobachtet werden konnten. Die Natur der Süßwasser- und terrestrischen Bildung der unteren bunten und auch der oberen Molasse, die schon Weithofer (1902) richtig als „Landbildungen mit kleinen Gewässern“ erkannte, kann nicht zweifelhaft sein, da die Erscheinung der Helixvorkommen gar nicht selten ist, falls man auf die typischen dunkelgrünen Tonschichten besonders achtet.

Die Entstehung der Cyrenenschichten fernerhin mit den marinen Hangendsandsteinen und den Glassandlagen, welche nur im Norden bei Peißenberg zu beobachten sind und in der Rottenbacher Mulde nicht mehr vorkommen, wird von Norden beziehungsweise Nordosten her nach Süden und Südwesten zu vorgreifend angenommen. Die Entstehungsweise der kohlenführenden Cyrenenschichten ist ähnlich wie die der karbonischen Kohlenschichten als eine litorale zu denken, in der Weise, daß die Flöze auf äußerst schwach gegen das Becken des „Promberger Meeres“ geneigtem Gelände standen; deshalb können auch mehrfache marine Zwischenlagen in den brackischen Zwischenlagen nicht überraschen, da solche lediglich

von stattgehabten Bodenoszillationen an der Meeresküste oder im Meeresbecken zeugen.

Die lokale Entstehung der Cyrenenschichten, welche sich nur auf die Litoralzone beschränkt, kann selbstredend diese als zeitäquivalent mit korrespondierenden Schichten der bunten Molasse, etwa in der Murnauer Mulde, erscheinen lassen, da wahrscheinlich zur gleichen Zeit als die Cyrenenschichten im Norden sedimentiert wurden, im Südgebiete bunte Schichten zur Ablagerung kamen; jedoch muß hier betont werden, daß Gesetze, nach denen man die primäre Breite des Cyrenenschichten-Litoralstreifens genau bestimmen und so mit Sicherheit auf die Kohlenführung eines noch gar nicht erschlossenen Gebietes im voraus schließen könnte, nicht existieren, oder bekannt sind, sondern solche „Vorhersagungen“ lediglich hypothetische Vermutungen sind.

Im Verhältnis zur alpinen Geologie ist zu bemerken, daß die Autochthonität der Molassesedimentation bisher selbst von den radikalsten Deckenhypothetikern nicht in Frage gestellt wurde.

Der Kontakt der Molasse zur helvetisch-lepontinischen Vorzone (Oberjura-Eocän) besteht in wohl sicher erwiesenem seigerem Sprung, der in Ausnahmefällen stellenweise südliches, dann auch nördliches Fallen aufweist. Dessen seigerer Charakter dürfte sich jedoch wohl in dem ungeheuer weit sich erstreckenden Verlauf über Berg und Tal in gerader Linie erweisen; es sind zwar Überschiebungen von Eocän und Kreideschichten (westlich von Sonthofen) über Molasse nachgewiesen und werden vielleicht noch weitere nachgewiesen werden können¹⁾, doch im großen und ganzen kann von einer generellen tektonischen Überlagerung der Molasse durch die Schichten der helvetisch-lepontinischen Zone nicht die Rede sein.

Was das Alter und die Art der Molassetektonik anlangt, so fällt die Molassefaltung sowie die streichende Tektonik zwischen Molasse und Flysch wohl ins Obermiocän, die gehobenen Rücken der Molasse stellen nun ihre Detritusstoffe zum Teil auch der Bildung des obermiocänen Flinzes zur Verfügung, bis auch hier wieder der Ausgleich zwischen dem Plus der Erhebung und dem Minus des auszufüllenden Flinzbeckens erreicht ist.

Eine tektonische Bewegung der Molasse ist allen Anzeichen nur einmal ergangen. Die Kräfte dieser Gebirgsbildung hatten ihren Herd im Alpengebirge; daher wurden ähnlich wie im westfälischen oder Aachener Kohlengebiete die dem expandierenden Gebirge zunächst gelegenen südlichen Gebietsteile besonders stark erfaßt, so daß hier enge Zusammenpressung und Steilstellung beziehungsweise Überkipfung der Schichten stattfand. Weiter gegen Nord bricht sich die faltende Kraft mehr und mehr und die Faltenwellen werden

¹⁾ So ist eine Überschiebung des Stallauer Ecks und Enzenauer Kopfs über die östliche Fortsetzung der Murnauer Molassemulde, welche im Weilberg noch erschlossen ist, sehr wahrscheinlich; ein bedeutsames Kriterium für diese Tatsache scheint der Umstand, daß die Konglomeratschichten des Buchberg „küstenferner“ sind und die grobrölligen wenig weit transportierten Nagelfluhschichten in der Tiefe unter den überschiebenden Kreide- und Eozän-schichten obig genannter Berge liegen müssen.

schwächer und die Kohlschichten tauchen in große Tiefen unter. In dieser Tektonik ist auch die Art der tektonischen Deformierung der Molasse bedingt nämlich: mächtige, Tausende von Metern tiefe Synklinalfalten mit steil stehenden (teilweise überkippten) Südflügeln (analog den Aachener „Rechten“) und flach geneigten Nordflügeln („Platten“). Diese südnordwärts gerichtete Faltungskraft ist bei weitem die vorherrschende; durch sie kamen auch die streichenden Tektoniken zwischen Molasse und Flysch, zwischen Molasse und Miocän, als auch die Störungen in der Molasse selbst zustande, ebenso auch die Querstörungen, von denen wegen ihrer geringen Ausmaße nicht entschieden werden kann, ob sie jünger oder älter als die streichenden Sprünge sind; jedenfalls darf hierfür als ziemlich gesichert gelten, daß die Querstörungen sowohl im Blattverschiebungs- als auch im rein absenkenden Sinne bis jetzt noch nicht von großer Bedeutung beobachtet wurden. Daß neben der südnördlichen Faltungskraft eine ostwestliche Kraftkomponente tätig war, möchte fast aus den streichenden Sattelbildungen der Mulden sowie aus Rutschstreifen in diesem Sinne, welche in der Kohlengrube Peißenberg gelegentlich beobachtet wurden, geschlossen werden.

In vorstehender Abhandlung wurde ein ansehnlich großes Gebiet der oberbayrischen Molasse neu aufgenommen und somit dürfte vielleicht ein weiterer Schritt in der noch nicht gefestigten Kenntnis der süd-bayrischen Molasse im Westgebiete gewonnen sein.

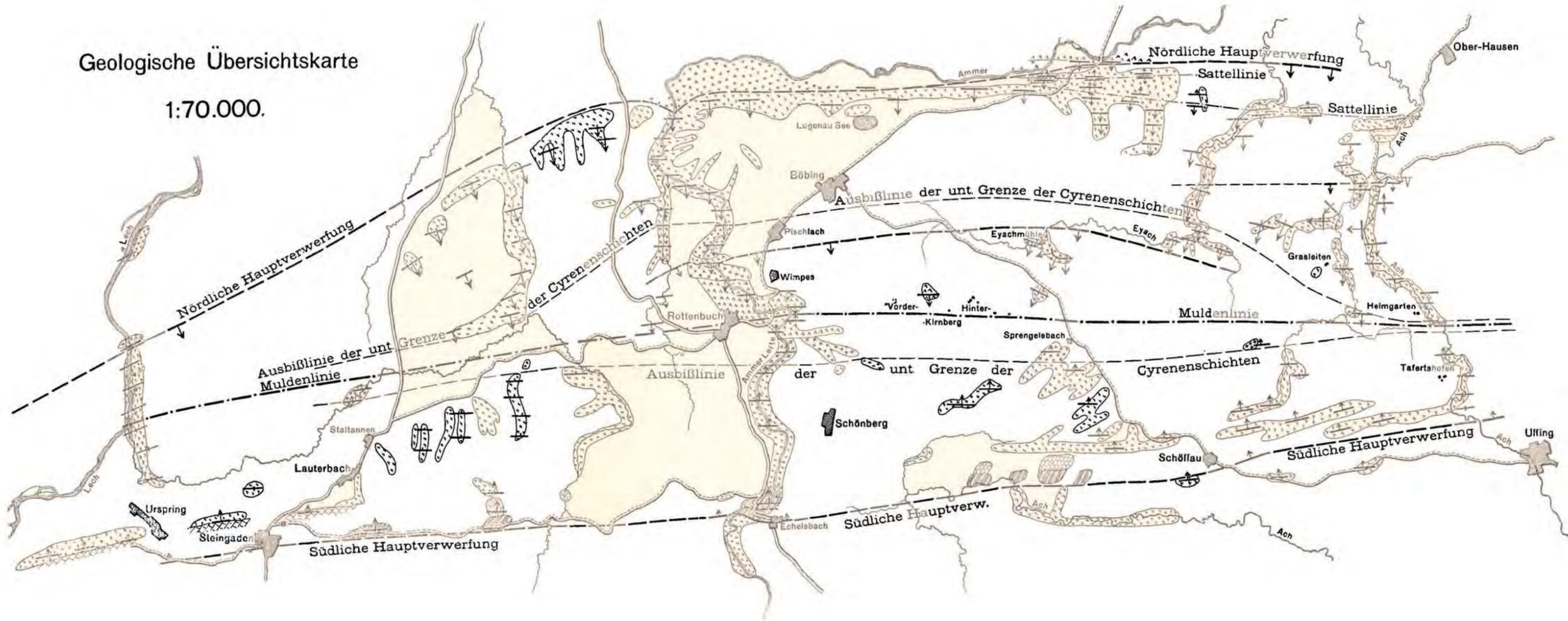
Peißenberg, 28. Dezember 1913.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	149 [1]
A. Einführender Teil.	
1. Topographisches	149 [1]
2. Rückblick auf frühere geologische Forschungen	151 [8]
B. Hauptteil.	
I. Stratigraphie	155 [7]
1. Untere marine Molasse	155 [7]
2. Untere bunte Molasse	157 [9]
a) Kohlenführende Zwischenschichten	157 [9]
b) Konglomeratzone	161 [13]
c) Bunte Molasse im engeren Sinn	162 [14]
3. Cyrenenschichten	165 [17]
4. Obere bunte Molasse	169 [21]
II. Tektonik	172 [24]
1. Allgemeine tektonische Lagerung	173 [25]
2. Spezielle tektonische Betrachtung	174 [26]
a) Ammerprofil	174 [26]
b) Eyachprofil und Achprofil	176 [28]
c) Achprofil	177 [29]
d) Lechprofil	179 [31]
e) Randtektonik	180 [32]
C. Schluß.	
Entstehung der Molasse und Verhältnis zur alpinen Geologie	184 [36]

Geologische Übersichtskarte

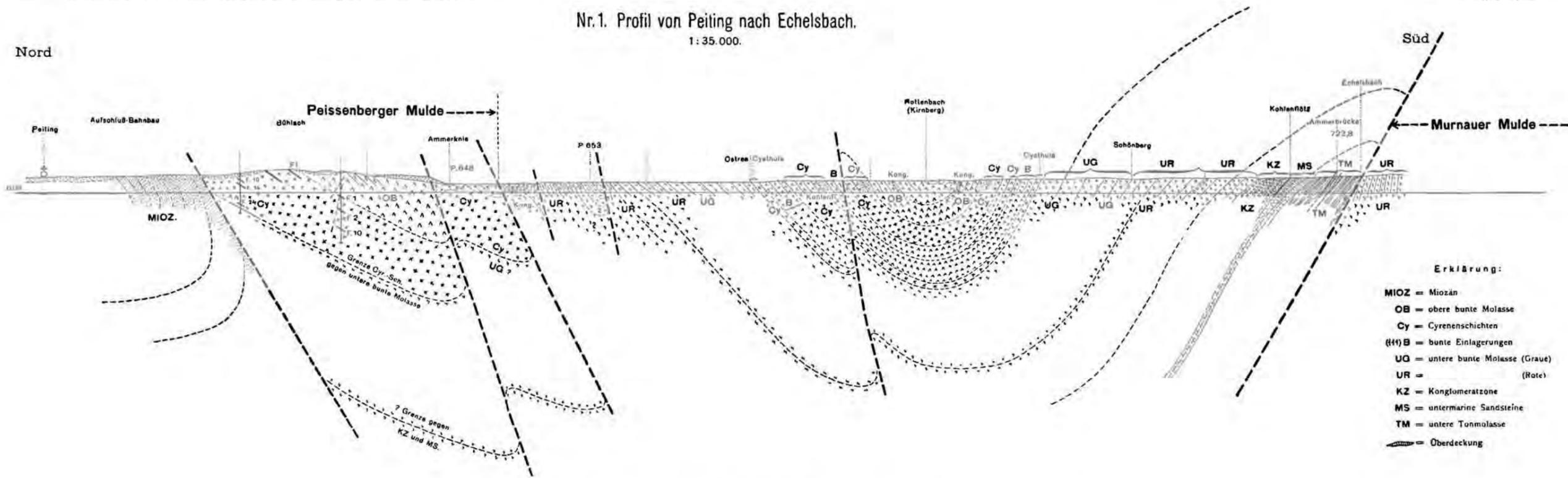
1:70.000.



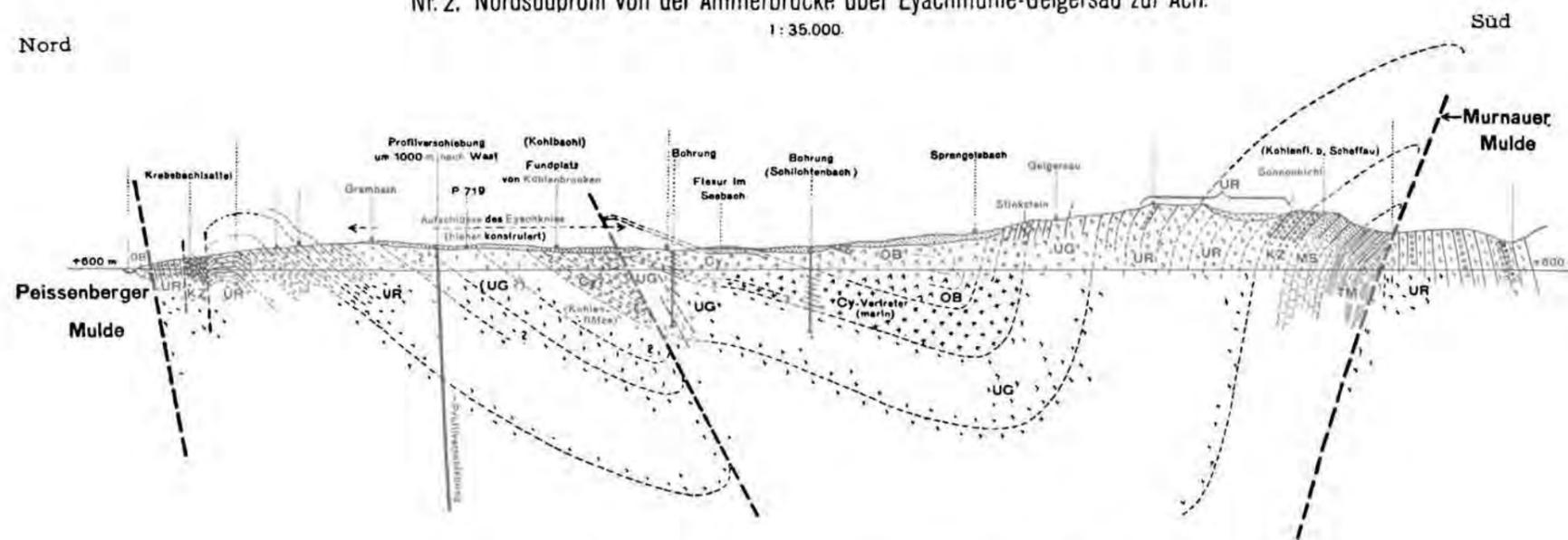
Erklärung:

-  Obere bunte Molasse
-  Cyrenenschichten
-  Bunte Einlagerungen
-  Untere bunte Molasse
-  Konglomeratzone
-  Untermarine Sandsteine
-  Untere Tonmolasse

Nr. 1. Profil von Peiting nach Echelsbach.
1: 35.000.

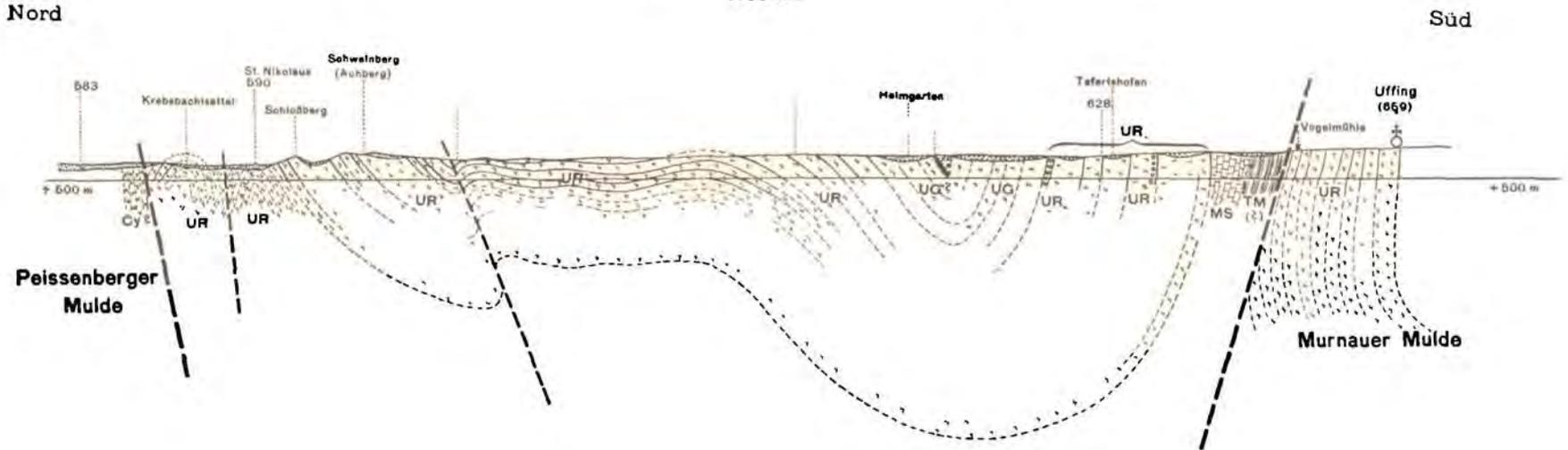


Nr. 2. Nordsüdprofil von der Ammerbrücke über Eyachmühle-Geigersau zur Ach.
1: 35.000.



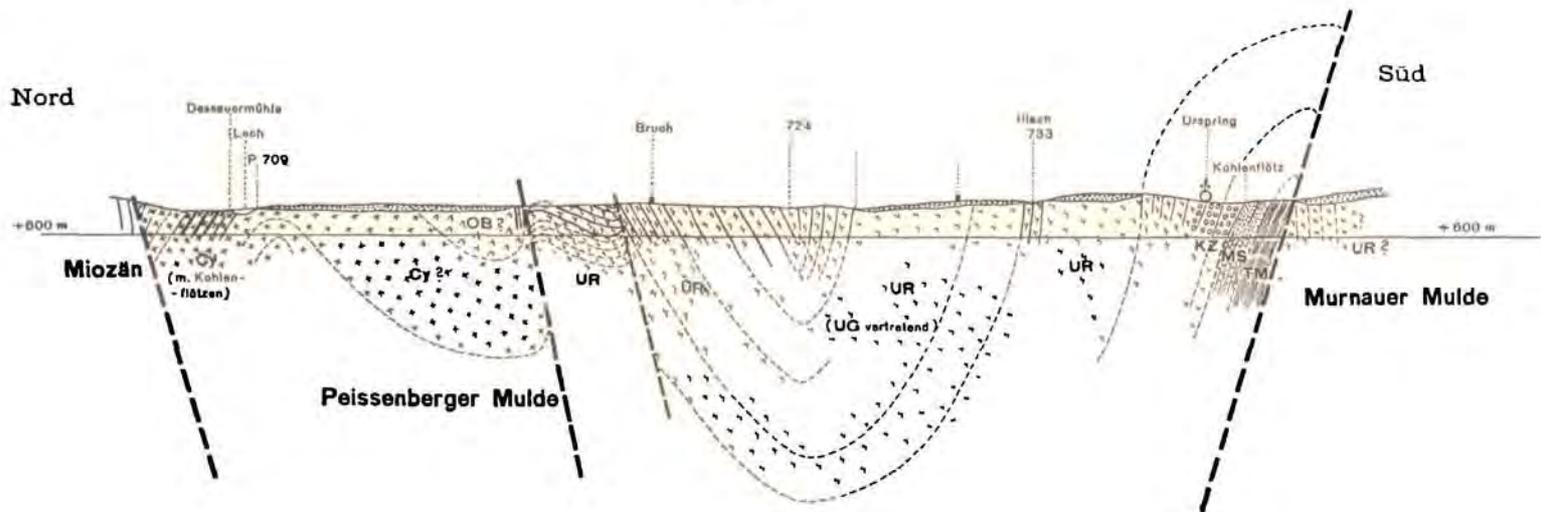
Nr. 3. Achprofil von Oberhausen nach Uffing.

1: 35.000.



Nr. 4. Lechprofil von Dessauermühle nach Urspring.

1: 35.000



Beiträge zur Kenntnis der Radioaktivität der Mineralquellen Tirols.

(VI. Mitteilung¹⁾).

Von Max Bamberger und Karl Krüse.

Aus dem Laboratorium für anorganische Chemie an der k. k. Technischen Hochschule in Wien und aus dem chemischen Laboratorium der k. k. Lehrerbildungsanstalt in Innsbruck.

Mit einer Textillustration.

Im Nachstehenden finden sich die Resultate der im Jahre 1913 ausgeführten Arbeiten über die Radioaktivität der Mineralquellen Tirols zusammengestellt.

Zur Bestimmung der Radioaktivität dienten das Engler'sche Fontaktoskop²⁾ sowie das Fontaktometer³⁾ von Maché und Meyer.

Die in den Tabellen angegebenen Zahlen geben den für 1 Liter Wasser direkt ermittelten oder, da in Fällen geringere Wassermassen benützt wurden, den für 1 Liter umgerechneten Potentialabfall in Volt pro 1 Stunde unter Berücksichtigung des Normalverlustes, der induzierten Aktivität sowie der im Versuchswasser zurückgebliebenen Emanation an.

Die Entnahmebedingungen des Wassers sind sehr verschieden und es treten bei der Fassung desselben oft große Schwierigkeiten auf. Es wurde der größte Wert darauf gelegt, die Bestimmung der Emanation unmittelbar an der Quelle oder in möglichster Nähe derselben vorzunehmen, was auch in vielen Fällen möglich war. Zum Transporte von Wasserproben ließen sich mit großem Vorteile Flaschen mit Kautschuckverschluß verwenden.

Die Stärke der Radioaktivität ist nach dem Vorschlage von Maché in elektrostatischen Einheiten angegeben.

¹⁾ Monatshefte für Chemie, 29, 317 (1908); 31, 221 (1910); 32, 797 (1911); 34, 403 (1913); 34, 1449 (1913).

²⁾ Kapazität der Elektroskope Nr. 2220 und 2211: 13·9 und 13·4.

³⁾ Kapazität des Elektroskops Nr. 2733 betrug 10·8.

Örtlichkeit		Datum der Entnahme des Wassers	Nähere Angabe des Ortes der Entnahme des Wassers und Bezeichnung der Quelle	Temperatur in Celsiusgraden	Gestein	Potentialabfall in Volt minus Normalverlust pro Liter und Stunde	Macheinheiten $\times 10^3$
„Schön“	Pitztal	1913					
		16. VIII.	I. Quelle auf der linken Seite des Weges zur „Schön“ (Strahl)	7·5	Glimmerschiefer	71·4	0·92
Landeck	Oberinntal	16. VIII.	II. Quelle auf der linken Seite des Weges zur „Schön“	9·5		42·2	0·54
		18. VIII.	Trinkwasserquelle:				
Bad Steinhof Flitzer Tal	Flitzer Tal	18. VIII.	a) Zahnlucke	6·6	Zersetzter Phyllit	168·00	2·16
		18. VIII.	b) Hansbachquelle	6·6	Schiefergneis	200·4	2·60
		18. VIII.	c) Feiglochquelle	6·0	Phyllit	301·5	3·90
		22. VIII.	Quelle der Timmler Alpe	5·0	—	26·8	0·34
		29. VIII.	Quelle beim roten Bach	5·5	Stark zersetzter Phyllit mit Limonit	380·9	4·9
		29. VIII.	Flitzer Wasser ¹⁾ (I. Quelle)	7·5	Phyllit	392·7	5·05
		29. VIII.	Sauerbrunnen	8·0	Phyllitisches graphitreiches Gestein	200·7	2·60
Flitzer Schlucht	Flitzer Tal	29. VIII.	Quelle über der roten Wand	4·5	Phyllit mit Limonitkruste	474·5	6·10
		29. VIII.	Flitzer Wasser (II. Quelle)	8·0	Phyllit mit Limonitüberzug	388·62	4·66
		29. VIII.	Sauerquelle in der Schlucht (unten)	6·0	Phyllit	512·0	6·60
		29. VIII.	Sauerquelle in halber Höhe der Schlucht	5·0		574·60	7·40
Bad Froy	Villnößtal	30. VIII.	Magenquelle (großes Bassin)	7·9	Graphitischer Phyllit	2751·5	35·4
		27. IX.	Magenquelle ²⁾ :				
			I. Bestimmung	7·5		2702·5	34·8
			II. Bestimmung	7·5		2774·0	35·7
	30. VIII.	Quelle rechts neben Magenquelle	11·0	Phyllit	627·70	8·10	

Bad Froy	Villnößtal	30. VIII.	Theobaldquelle	7·7	Phyllit	351·9	4 53
"	"	30. VIII.	Schwefelquelle	8·9	"	235·34	3·0
"	"	30. VIII.	Eisenquelle	7·9	"	476·7	6·13
Raschötzer Wände	Flitzer Tal	30. VIII.	Oberes Band I. Quelle	2·5	Quarzporphyr	589·04	7·60
"	"	30. VIII.	" " II. "	3·0	"	121·23	1·66
"	"	30. VIII.	Unteres Band I. Quelle	2·5	"	425·8	5·60
"	"	30. VIII.	" " II. "	2·5	"	389·80	4·87
"	"	30. VIII.	" " III. "	2·0	"	266·82	3·30
"	"	30. VIII.	" " IV. "	2·0	"	410·90	5·30
"	"	30. VIII.	Quelle am Band in halber Höhe	4·0		81·04	1·04

¹⁾ In den Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Sitzung am 16. Februar 1864, findet sich über das Flitzer Wasser nachstehende Mitteilung:

„Wir verdanken Herrn k. k. Sektionsrat L. Ritter von Heufler Nachricht über eine stark eisenhaltige Quelle, welche im verflossenen Sommer 1863 im Flitzer Tale, einem Seitentale bei Villnöß unweit Klausen, entdeckt wurde und seitdem ‚Flitzer Wasser‘ genannt wird. Es ist aber dies nicht etwa eine kohlenensäurehaltige Quelle, sondern das Eisen, überhaupt alle Basen sind an Schwefelsäure gebunden. Es ist eigentlich eine Eisenvitriolquelle. Sie entspringt aus einer Erdabrutschung, welche erst vor etwa sechs Jahren entstand, nach einem gewaltigen Regengusse, und ein etwa 500 Fuß langes Geröll am Ende des Tales, nahe der Holzgrenze bildete. Aus diesem Gerölle von verwitterndem Tonschiefer und Quarz entspringen nun drei Quellen, weniger als armdick, die mittlere orange-gelb, die beiden übrigen hellgelb, doch klar und von höchst widerlichem tintenartig zusammenziehendem und säuerlichem Geschmack. Sie überziehen die Steine im Bächlein mit rostfarbigem Niederschlag. Der Geschmack ist noch bei der Einmündungsstelle in den Villnößerbach tintenartig zusammenziehend. Herr Magister Pharm. Peer fand in dem Wasser die schwefelsauren Salze von Kupfer (sehr wenig), Eisenoxydul (sehr bedeutend), Eisenoxyd (wenig), Tonerde (sehr bedeutend), Kalkerde (nicht sehr viel), Bittererde (bedeutend). Dann ist noch freie Schwefelsäure und eine Spur von Salzsäure angegeben, vielleicht an Natron gebunden und bei 14 Grad ein spezifisches Gewicht von 1·264, offenbar zu groß, da 6 Unzen Medizinalgewicht nur 15½ Gran schwefelsaures Eisenoxydul und 18–20 Gran schwefelsaurer Magnesia, respektive 1·5 und 0·87 Prozent enthalten.“

Herr Operateur Dr. Joseph Liebl in Brixen gab obige Nachricht in Nr. 99 des Bozener Südtiroler Volksblattes vom Samstag, den 30. Januar 1864, nebst Berichten über medizinische Anwendung.

In geologischer Beziehung ist die Entstehung des Gehaltes der Quellen in dem Verwitterungsvorgange innerhalb eines neuen Erdsturzes ganz augenfällig.“

Es sei bemerkt, daß jetzt nur mehr eine Quelle fließt.

²⁾ Die Magenquelle wurde neu gefaßt und zu diesem Behufe ein kleiner Tunnel ausgebrochen. Aus letzterem stammende Gesteine erwiesen sich als Graphitquarzit überzogen mit einer roten Schicht, in welcher sich Eisen und Mangan nachweisen ließen.

Örtlichkeit		Datum der Entnahme des Wassers	Nähere Angabe des Ortes der Entnahme des Wassers und Bezeichnung der Quelle	Temperatur in Celsiusgraden	Gestein	Potentialabfall in Volt minus Normalverlust pro Liter und Stunde	Macheinheiten $\times 10^3$
Villnößer Schlucht	Villnößtal	1913					
		31. VIII.	II. Starke Eisenquelle (rückwärts)	6.0	Graphitquarzit	7756.10	99.8
		31. VIII.	II. Starke Eisenquelle (Spalte rechts)	6.0		5562.20	71.6
		31. VIII.	Quelle oberhalb Badschiderhof (Rinne)	4.0	Graphitischer Phyllit	518.70	6.67
		31. VIII.	Trinkwasserquelle des Badschiderhofes	6.0	Phyllit	871.45	11.2
Bad Steinhof	Pitztal	31. VIII.	Brunnen zwischen Rieglerhof und Planatsch	—	—	246.15	3.16
		5. IX.	Tiefental beim Trögele	6.0	Quarzreiche Partie aus Glimmerschiefer	585.0	7.52
		5. IX.	Tiefental beim oberen Trögele	7.0	Phyllit zersetzt	35.52	0.45
		5. IX.	Quelle an der Grenze zwischen Larcher- und Imsterberger Alpe	4.0	Glimmerschiefer	0.00	0.00
		5. IX.	Larcher Alpe, Quelle im Schweintal	5.0	Quarzreiche Partic aus Phyllit	337.61	4.84
		5. IX.	Larcher Gsteinig	5.0	Phyllit	188.0	2.42
		5. IX.	Larcher Gsteinig rechts	5.0		194.50	2.56
" Sölden	" Ötztal	10. IX.	Trinkwasserquellen des Alpenvereines Hotel Grüner				
			a) Quelle links, untere Quelle	4.0	Gneis	357.60	4.60

Sölden	Ötztal	10. IX.	b) Quelle rechts, obere Quelle	5·0	Gneis	416·0	5·40
Vent Palmtschoß ¹⁾	Aferertal	10. IX.	Gerberquelle	—		0·0	0·0
		11. IX.	Trinkwasserquelle des Hotels Vent	—	Schiefergneis	612·60	7·90
		24. IX.	Quelle beim Schafpferch (2015 m)	6·0	Phyllit	31·50	0·4
		24. IX.	Planatschwiese Quelle Nr. I (1995 m) bei Pflöck 19	5·1		83·90	1·10
		24. IX.	Planatschwiese Quelle Nr. II (2010 m) bei Pflöck 18	5·1	165·43	2·12	
		24. IX.	Propinwiese (oberster Quellast gegen Palmtschoß) Quelle Nr. III (2040 m)	5·1	142·30	1·83	
		24. IX.	Propinwiese Quelle Nr. IV (2030 m)	5·3	241·40	3·10	

1)

Nummer der Quelle	Probe entnommen am	Meereshöhe	Ergiebigkeit in Sek.-Liter	Temperatur in Celsiusgraden	Trockenrückstand pro Liter	Härte	Örtlichkeit
L.	11. III. 1913	1995 m	0·095	3·0	44·0 mg	0·3	} Planatschwiese
II.	11. III. 1913	2010 m	0·237	2·0	40·4 mg	0·22	
III.	11. III. 1913	2040 m	0·562	4·0	21·6 mg	0·5	} Propinwiese
IV.	11. III. 1913	2030 m	0·75	3·5	20·6 mg	0·4	
V.	11. III. 1913	2140 m	0·6	2·5	30·4 mg	1·2	} Roßhüttengebiet
VII.	11. III. 1913	2188 m	0·163	3·0	22·6 mg	0·1	

Die vorstehenden Analysen wurden im hygienischen Institute der Universität Innsbruck ausgeführt.

Örtlichkeit		Datum der Entnahme des Wassers	Nähere Angabe des Ortes der Entnahme des Wassers und Bezeichnung der Quelle	Temperatur in Celsiusgraden	Gestein	Potentialabfall in Volt minus Normalverlust pro Liter und Stunde	Macheinheiten $i \times 10^3$	
Palmtschoß	Aferertal	1913	Roßhüttengebiet:					
		24. IX.	a) Quelle Nr. V (2140 m)	4.9	Phyllit	304.40	4.0	
		24. IX.	b) Quelle Nr. VII (2188 m)	4.4		443.60	5.7	
		24. IX.	c) Quelle Nr. VIII (2110 m)	5.6		209.40	2.70	
		24. IX.	d) Quelle Nr. X (2115 m)	4.0		352.10	4.53	
		24. IX.	e) Quelle bei Pflock 54 (2155 m)	3.5		349.35	4.50	
Umgegend v. Vent	Ötztal	5. X.	Quelle Innerkaser	4.0	Glimmerschiefer	104.93	1.35	
		5. X.	Quelle Außerkaser	4.0	Gneis	174.00	2.25	
	"	"	5. X.	Bichelas Brunnen	4.0		371.20	4.80
	"	"	6. X.	Quelle die nach Vent geleitet werden soll	5.0	"	569.45	7.32
	"	"	6. X.	Hirschkofelquelle	5.0	Glimmerschiefer	689.00	8.90
	"	"	6. X.	Mandlas Brunnen	6.0	Gneis	349.20	4.50
	"	"	6. X.	Tappeiner Brunnen	5.0	Glimmerschiefer	874.13	11.25
	Schnalstal	Schnalstal	6. X.	Scheiberfelsen	3.0	Zersetzter Gneis	403.0	5.2
	"	"	6. X.	Quelle Perlsegg	7.0	Gneis	126.90	1.63
	"	"	6. X.	Wiesenhausbrunn	4.0	Gneis Phyllit	0.0	0.0
	"	"	6. X.	Koferquelle	5.0	Gneisgeschiebe	545.55	7.0
	"	"	6. X.	Vineiler Fieberbrunn	4.0	"	511.55	6.60
	"	"	6. X.	Oberhof	3.0	"	388.65	5.0
	"	"	6. X.	Guffquelle	8.0	Gneisgeschiebe	276.31	3.55
Rienzschlucht	Eisacktal	6. X.	Schwarzbrunn	6.0	Quarz	266.71	3.43	
		16. X.	Fürstenbrünnl unter Elvas 615 m	10.4	Phyllit	389.40	5.0	

Millanders	Eisacktal	15. X.	Millander Wasserleitung Quelle im Tal südlich von St. Andrä b. Brixen (zirka 1000 m)	7·4	Phyllit	91·14	1·17
Schwaz	Unterrinntal	10. V.	Quellen im Erbstollen des Schwazer Bergwerksver- eines:				
			a) Abteufen, Krummörter- gang	12·8	Dolomit	87·7	0·47
			b) Druckwasser von alten Bauen	10·0		163·5	2·0
			c) Quelle bei 1250 m Stol- lenlänge	10·0		109·1	1·35
			d) Quelle b. 850 m Stollen- länge	9·0	Buntsandstein	145·0	1·80
			e) Quelle b. 750 m Stollen- länge	8·5	"	71·7	0·89
Alpe Nafing } (Lichte Alm) }	Weertal } (Nafingtal) }	29. VI.	Quelle zum Brunnen der Alpe	4·6	Quarzphyllit	65·5	0·81
Alpe Videriß	"	29. VI.	1. Bachquelle bei den Alm- hütten	3·7		232·3	2·9
		29. VI.	2. Bachquelle innerhalb der Hütten	3·9		93·8	1·16
Säge	Wattental	21. IX.	Quelle am neuen Fahrweg innerhalb der Säge	5·7	Kalk im Phyllit	17·6	0·22
Mölser-Alpe } (Niederleger) }	"	21. IX.	Quelle beim Bildstöckl unter dem Mölser-Niederleger	6·0	Phyllit	18·3	0·17
"	"	21. IX.	Quelle auf dem Mölser- Niederleger	3·2		197·2	2·4
Schloß Weiher- burg b. Innsbruck }	Inntal	19. IV.	Richardsquelle am Wege zur Hungerburg	7·9	Höttinger Breccie	36·0	0·45
Gries im Sellrain	Sellraintal	1. VI.	Quelle mit Holzrinne ober Gries am Wege nach St. Sigmund	6·5	Granitgneis	41·4	0·51
St. Sigmund		1. VI.	Quelle mit Holzrinne vor St. Sigmund	4·7	Glimmerschiefer	97·1	1·20

Örtlichkeit		Datum der Entnahme des Wassers	Nähere Angabe des Ortes der Entnahme des Wassers und Bezeichnung der Quelle	Temperatur in Celsiusgraden	Gestein	Potentialabfall in Volt minus Normalverlust pro Liter und Stunde	Macheinheiten $\times 10^3$	
St. Sigmund	Sellraintal	1918						
		1. VI.	Wasserleitungsquelle zu den Häusern ober St. Sigmund am Wege nach Haggen .	5.7	Glimmerschiefer	26.7	0.33	
Zirnbacheralpe		1. VI.	Bachquelle auf der Zirnbacheralpe außer den Almhütten .	2.5		228.5	2.8	
Grins b. Landeck	Stanzertal	26. X.	Thermalquelle ¹⁾	18.3	Aus Lehm über Verucano			
			1. Probe			307.7	3.8	
			2. Probe			351.5	4.4	
Nößlach, Gemeinde Gries am Brenner	Wipptal	15. VI.	Wasserleitungsquelle zu Haus Nr. 7 in Nößlach .	5.7	Glimmerschiefer	96.1	1.19	
		15. VI.	Quelle ober der zweiten Kapelle in Nößlach . .	5.8		215.5	2.7	
			Quellen an der Berglehne in der Wiese vor Nößlach:			Dolomit		
			a) nördlichste Quelle mit Holzrinne:					
		15. VI.	1. Probe	6.0			791.6	9.8
		6. VII.	2. Probe	6.1			801.5	9.9
6. VII.	b) mittlere Quelle . .	5.7			618.1	7.7		
6. VII.	c) südlichste Quelle . .	5.9			537.7	6.7		
15. VI.	Quelle unterhalb des Stiegels am Wege von Steirach nach Nößlach .			5.6	Quarzitschiefer .	154.5	1.92	

Steinach am Brenner	Wipptal	15. IX.	Trinkwasserquelle z. Steidlhof	8·2	—	168·4	2·1	
		15. IX.	Trinkquelle im Sigreitergraben ober der Brücke des Weges von Steinach nach Nößlach ¹⁾	6·9	Phyllit.	1124·7	14·0	
		27. IX.	Quelle im Sigreitergraben auf der linken Bachseite neben der Brücke . . .	7·5	Quarzitschiefer	284·1	3·5	
			Quelle Nr. I im Nebengraben ober der Brücke des Weges von Steinach nach Nößlach:					
		15. IX.	1. Probe	6·0	Diabas	4839·4	60·0	
		27. IX.	2. Probe	5·8		4995·2	62·0	
		27. IX.	3. Probe ²⁾	—		4656·8	57·8	
		27. XII.	4. Probe	5·4		4650·2	57·7	
		27. XII.	5. Probe	—		4814·9	59·7	
		27. IX.	Quelle Nr. II im Nebengraben	6·0		4837·7	60·6	
27. IX.	Quelle Nr. III im Nebengraben	7·8		936·0	11·6			
St. Jakob im Pfitsch	Pfitschertal	16. XI.	Quelle mit Holzrinnen zwischen der alten und neuen Kirche	5·4	Schotter	294·1	3·7	
		16. XI.	Quelle am Bache zwischen St. Jakob und Platz . .	6·4	Gneis	635·2	7·9	

¹⁾ Wasser entnommen beim Auslaufe der zirka 25 m langen, gegen den Horizont schwach geneigten Rohrleitung, durch welche das Quellwasser aus einem Sammelstollen abgeleitet wird.

²⁾ Vgl. dazu die Messungen im Jahre 1912 (V. Mitteilung). Monatshefte für Chemie 34, (1913).

³⁾ Diese Messung wurde mit $\frac{1}{2}$ l Quellwasser ausgeführt.

Örtlichkeit		Datum der Entnahme des Wassers	Nähere Angabe des Ortes der Entnahme des Wassers und Bezeichnung der Quelle	Temperatur in Celsiusgraden	Gestein	Potentialabfall in Volt minus Normalverlust pro Liter und Stunde	Machetheiten $\times 10^3$
Fußendraß	Pfitscher Tal	1913					
		16. XI.	Bachquelle an der linken Tallehne innerhalb des Weilers Fußendraß	5·1	Glimmerschiefer	76·4	0·95
" Burgum		16. XI.	Quelle in Fußendraß . . .	5·2	"	19·5	0·24
		16. XI.	Quelle a. d. linken Tallehne innerhalb des Weilers Burgum . . .	5·7		73·6	0·91
Gasthaus zur Wehr Rain	Raintal	16. XI.	Quelle a. d. linken Tallehne beim Gasthaus zur Wehr	4·9		56·8	0·70
			Quellen a. d. neuen Straße von Sand i. T. nach Rain				
		27. VII.	a) Trinkwasserquelle beim Elektrizitätswerk nach km 3, rechte Tal-seite . . .	7·0	Quarzphyllit	46·8	0·58
		27. VII.	b) Quelle bei km 4·2, linke Tal-seite . . .	4·1	Tonalit	4·9	0·06
		27. VII.	c) Quelle bei km 5·4 mit steinernem Trog . . .	4·3		60·4	0·75
		27. VII.	d) Bachquelle bei km 8·8 an der linken Tal-seite vor Rain . . .	5·8	Glimmerschiefer	59·8	0·74
		27. VII.	e) Quelle bei km 9 an der Straße vor Rain, rechte Tal-seite . . .	6·3		85·5	1·06
		27. VII.	Trinkwasserquelle z. Gasthaus Klamm in Rain . . .	7·2	Bachsotter	0·0	0·00

Rain	(Knutental)	28. VII.	Quelle mit Holzrinne auf der Knutenalpe, linke Talseite	3·4	Amphibolschiefer	7 4	0·10
Jagdhausalpe	Defreggental	28. VII.	Trinkquelle auf der Jagdhausalpe	4·7	Quarzit	38·3	0·48
Patscheralpe		28. VII.	Quellen außerhalb der Patscheralpe am Wege, linke Talseite:				
			a) kleinere, obere Quelle	4·4	Tonalit	95·0	1·18
			b) größere, untere Quelle	4·3		62·2	0·77
		28. VII.	Quelle innerhalb der Katzleiterbrücke am Wege zur Patscheralpe	6·0		145·1	1·80
Bad Grünmoos in St. Jakob		29. VII.	Badequellen:				
			a) westliche Quelle	4·7	Hornblendeschiefer	298·9	3·7
			b) östliche Quelle	4·7	"	231 0	2·9
Bad Grünmoos in St. Jakob		29. VII.	Kalter Brunn außer Bad Grünmoos	5·2		201·5	2·5
		29. VII.	Schwefelquelle außer Bad Grünmoos	6·3		123·8	1·54
		29. VII.	Trinkquelle neben der Schwefelquelle	5·9		209·1	2·6
Stampferbad in Obertal	Antholzertal	30. VII.	Badequelle	5·8	Glimmerschiefer	179·5	2·2
Niedertal		30. VII.	Wasserleitungsquelle in der Wiese auf der linken Talseite	7·7	Granitgneis	708·5	8·8
Bad Salomonsbrunn ¹⁾		30. VII.	Badequelle	8·1		2085·3	25·9
			1. Probe			2115·4	26·2
			2. Probe				
Litzenbrunnen in Niedertal ²⁾		30. VII.	Quelle a. d. Straße außer Bad Salomonsbrunn	8·1		2351·6	29·2

¹⁾, ²⁾ Vgl. die Messungen im Jahre 1912 (V. Mitteilung). Monatshefte für Chemie 34, (1913).

Örtlichkeit		Datum der Entnahme des Wassers	Nähere Angabe des Ortes der Entnahme des Wassers und Bezeichnung der Quelle	Temperatur in Celsiusgraden	Gestein	Potentialabfall in Volt minus Normalverlust pro Liter und Stunde	Macheinheiten $\times 10^9$
Oberrasen	Antholzertal	1913					
		30. VII.	Kaltbrunn, auf der linken Talseite gegenüber dem Litzenbrunn	7·8	Granitgneis	927·2	11·5
Bozen	Eisacktal	30. VII.	Quelle außerhalb des Kaltbrunns	8·6	Quarzporphyr	847·9	10·5
		5. X.	Kühles Brünnl ¹⁾	10·7		1807·0	22·4
" Leißeralpe, Gmd. Sarnthein Vöran	am Salten	5. X.	Trinkwasser im Steinbruch ober St. Magdalena . . .	15·4	"	1897·4	23·5
		28. IX.	Roß- oder Lungenwasser . . .	1·5		160·7	2·0
		28. IX.	Kropfbrunnen am Wege von Vöran zum Auenjoch	6·5	Grödner-Sandstein . . .	102·8	1·28
						434·8	5·4

¹⁾ Vgl. die Messungen in den Jahren 1909—1912 (II.—V. Mitteilung). Monatshefte für Chemie.

Die aus dem Tonalite des Rieserfernerstockes entspringenden Quellen erwiesen sich sämtlich als inaktiv. Eine Analyse dieses Tonalits (Granodiorit) aus dem vorderen Raintale östlich der Tobelbrücke an der neuen Straße nach Rain wurde von Herrn G. Hradil durchgeführt. „Die großen Biotitblätter zeigen tiefbraune Töne im Pleochroismus und sind meist stark chloritisiert; an einer Stelle wurde ein Zirkoneinschluß im Biotit beobachtet, von dem pleochroitische Höfe ausgehen ¹⁾.“ Es sei bemerkt, daß die zwei untersuchten Quellen an der neuen Straße bei *km* 4·2 und *km* 5·4 aus diesem Gesteine entspringen, das zur Analyse Verwendung fand.

Im Antholzertale wurden im heurigen Sommer noch einige weitere Quellen aus dem Gebiete des Antholzer Granitgneises untersucht, der zwischen Oberrasen und Niedertal quer durch das Tal durchzieht. Sämtliche dieser Quellen erwiesen sich als radioaktiv, wenn auch keine mehr in dem Grade wie die Badequelle von Salomonsbrunn und der in ihrer Nähe befindliche Litzenbrunnen (Weiherbrunn), welche an der rechten Tallehne aus dem genannten Gesteine entspringen, während die anderen schwächeren Quellen auf der linken Seite des Tales liegen.

In der Richtung talauswärts entspringen in diesem Gebiete an der

rechten Tallehne:		linken Tallehne:	
—		Wasserleitungsquelle in Niedertal	8·8 ME.
Salomonsbrunn	26·6 ME. } (Mittel-	Magenwasser (gegenüber Salomonsbrunn)	7·8
Litzenbrunnen	30·1 „ } werte)	Kaltbrunn (gegenüber d. Litzenbrunnen)	11·5
—		Quelle außerhalb des Kaltbrunns	10·5

Die Abklingung der induzierten Aktivität des Wassers von der Starken Quelle Nr. 1 am Nößlachjoch (Steinach a. Br.) zeigt die umstehende Figur 1.

Herr Bergrat Dr. Fritz Ritter Kerner von Marilaun hatte die Güte die geologischen Verhältnisse der Umgegend des Siegreiter Grabens (Steinach a. Brenner) zu schildern und teilt darüber nachfolgendes mit:

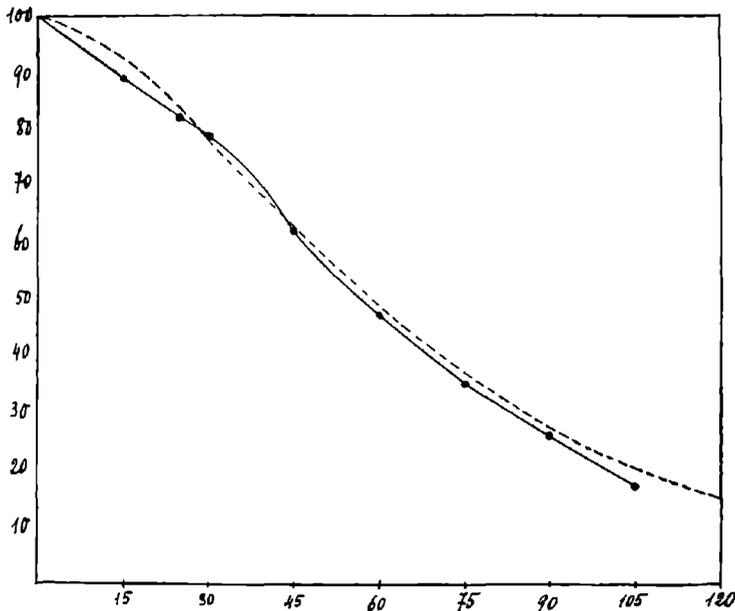
„Der Siegreiter Graben, in dessen Bereich eine Quelle von ungewöhnlich hoher Radioaktivität gefunden wurde, zählt zu den besser aufgeschlossenen Flankenteilen des Nößlacher Joches. Das untere Stück des Grabens quert jene Schichtserie, welche den östlichen Jochvorbau, die Nößlacher Terrasse, bildet. Es folgen dort, von der Sillschlucht aufwärts: Kalkphyllit mit Einlagerungen von Chlorit- und Amphiholschiefer, dann Quarzit und dolomitischer Kalk. Die Wurzelregion des Siegreiter Grabens schneidet in jenen Gesteinskomplex

¹⁾ G. Hradil, Der Granitzug der Rensenspitze bei Mauis in Tirol. Sitzungsber. d. kais. Akademie der Wissenschaften in Wien, Abt. IIa, 1912.

ein, welcher die Hauptmasse des Nöblacher Joches aufbaut. Dieser Komplex besteht aus Quarzphylliten und drei in dessen Bereich auftretenden verschiedenen Gesteinen, deren Lagebeziehung zum umgebenden Phyllite schwer zu ermitteln ist. Es sind dies Glimmerdiabas, Eisendolomit und Quarzkonglomerat mit Einlagerungen von Anthracitschiefer.

Der von Pichler entdeckte und von Cornet genau beschriebene Glimmerdiabas, bezüglich dessen es schwer festzustellen ist, ob er die Schieferhülle nur aufgerichtet oder auch durchbrochen habe, tritt im oberen Teile des Siegreiter Grabens mehrorts an den Tag. Der

Fig. 1.



Radium nach Curie.

————— Starke Quelle Nr. I am Nöblacherjoch (Steinach a. Br.).

Eisendolomit, welcher in ganz regellos verteilten grösseren und kleineren Partien im Phyllite liegt und den Rest eines durch Gebirgsbewegungen völlig zerstückelten Schichtgliedes bilden dürfte, erscheint in einer grösseren Masse oberhalb der Wurzelregion des Grabens.

Die Vorkommen von Quarzkonglomerat befinden sich dagegen außerhalb des hier interessierenden Gebietes. Sucht man Beziehungen der bei einer Quelle des Siegreiter Grabens gefundenen sehr hohen Aktivität zu einem der dort herrschenden Gesteine, so wird man an eine Beziehung zum Glimmerdiabase denken, da die besagte Quelle in jener Höhenzone liegt, in welcher sich die Aufschlüsse dieses Ergußgesteines finden. Die neuerdings von R. Greng vorgenommene Untersuchung dieses Gesteines hat das Vorhandensein von Zirkon als nahezu

sicher, das eines Titanminerales (Titanit) als wahrscheinlich ergeben. Vielleicht sind mit dem auch als akzessorischem Gemengteile erkannten Magnetit auch Spuren von Mangan verbunden, das gleichfalls mit dem Radiumgehalte in Beziehung zu bringen wäre.

Außer Beziehungen zu einem zu Tage tretenden Gesteine können hier auch solche zu Bruchzonen gesucht werden. Allerdings ist die Frage nach solchen Zonen im vorliegenden Falle, der nicht eine Therme, sondern eine gewöhnliche Gebirgsquelle betrifft, mehr mit Bezug auf das Auftreten des Ergußgesteines als unabhängig davon zu stellen. Nachdem durch die neuen Forschungen im Tauerngebiete klar gezeigt wurde, daß die Gebirgsquellen ihren Emanationsgehalt aus den verwitterten Gesteinen an der Gebirgsoberfläche aufnehmen, drängt sich die Frage nach Beziehungen zur Tiefe nur insoweit auf, als für diese Gesteine ein abyssischer Ursprung in Betracht kommt.

Die Schichtserie, welche auf der Ostseite des Nöblacher Joches unterhalb des Quarzphyllites folgt, weicht von jener ab, die weiter westwärts, im Gschnitz- und Obernbergertale unter diesen Phyllit hinabtaucht. Das unterste Glied dieser Schichtfolge ist hier Kalkphyllit, dort Gneis und Glimmerschiefer. Quarzit ist allerdings im Stubaital an der Basis der Dolomite anzutreffen, auf der Südseite des Gschnitztales aber in diesem Niveau fehlend und sohin als Zeuge einer Übereinstimmung der basalen Schichtfolgen west- und ostwärts vom Nöblacher Joche weniger bedeutsam. Der dolomitische Kalk im Hangenden dieses Quarzites weicht zum Teile sehr von den Dolomiten der Tribulaungruppe ab, die im Trunergraben unter die Quarzphyllite und Quarzkonglomerate hinabtauchen. Es fehlt ihm die Einschaltung schwarzer dünnspaltiger Glanzkiese und die Überlagerung durch Bändermarmore und Glimmerkalke, welche den Dolomitmassen des Stubai- und Gschnitztales eigen ist. Dagegen tritt jener Kalk stellenweise unter Verhältnissen auf, die sehr für seine Zugehörigkeit zur Gruppe der Kalkphyllite sprechen.

Diese Umstände führen zur Annahme, daß die Schichten der Nöblacher Terrasse nicht eine östliche Fortsetzung derjenigen sind, welche weiter westwärts unter die im Nöblacher Joche endigenden Schieferberge hinabsinken, und daß der Westrand jener Terrasse einer Bruchlinie entspricht, an welcher die östlichen Ausläufer der Tribulaungesteine und die ihnen aufgeschobenen Quarzphyllite abstoßen. Die ungewöhnlich stark aktive Quelle im Siegreiter Graben käme so in nächste Nähe einer großen Störungslinie zu liegen.

In wie weit dieser Umstand unabhängig von der Nachbarschaft des Glimmerdiabases mit der hohen Quellenaktivität in Beziehung zu bringen ist, wird sich erst beurteilen lassen, wenn die weiter abseits von der Bruchlinie noch innerhalb der Verbreitungsgrenzen des Diabases liegenden Quellen in Bezug auf ihre Radioaktivität geprüft sein werden.“

Die Petrographische Untersuchung einiger Gesteine von der Starken Quelle Nr. I am Nöblachjoch (Steinach am Brenner) (siehe pag. 197 [9]) hatte Herr Dr. R. Grengg die Güte auszuführen und teilt darüber nachfolgendes mit:

„Eine Beschreibung der Gesteine von diesen Fundpunkten existiert bereits von P. Cornet¹⁾, der hier im Folgenden gegebene petrographische Befund vermag dieselbe aber in einzelnen Punkten zu ergänzen.

Diabas I (Schliff Nr. 73/1913 und 2/1914).

Im Handstück betrachtet:

Ein graugrünes körniges Gestein; Feldspat und Biotit sind zu erkennen, der erstere zeigt mattgraue Farbe und an Stelle der Spaltbarkeit einen mehr muscheligen bis splittrigen Bruch.

Befund im Dünnschliff:

Die Struktur ist diabasisch-körnig, bemerkenswert ist das Vorkommen der Plagioklase in zwei Generationen, indem größere mehr tafelige Plagioklase neben den leistenförmigen auftreten.

Mineralbestand: Plagioklas, Biotit, Augit, Chlorit, Erz, spärlich braune Hornblende.

Die Plagioklase zeigen Zwillingslamellierung vorwiegend nach dem Albitgesetz, idiomorphe Begrenzung ist häufig vorhanden. Zersetzungsvorgänge bestehend in erdiger Trübung der Schnitte und Neubildung von schwach lichtbrechenden und kräftig doppelbrechenden Schuppen und Aggregaten sind gewöhnlich. Die kräftig doppelbrechenden muskowitzähnlichen oder gleichen Massen sind zumeist in den größeren Plagioklasdurchschnitten anzutreffen und haben dort nicht selten die Feldspatsubstanz fast völlig ersetzt. An den trüben Stellen der Feldspate finden sich auch Anhäufungen feinsten stark lichtbrechender gelber Körnchen, wohl Epidot. Interessant ist die Tendenz der Plagioklase sich in albitreichere umzuwandeln, infolgedessen zeigen sich recht häufig stärker doppelbrechende und schwächer lichtbrechende Säume von recht frischer dem Albit nahestehender Feldspatsubstanz um die mehr basischen Kerne. (Vgl. darüber Becke, Fortschritte der Metamorphose²⁾ pag. 248). Die Umwandlung der Plagioklase ist im Schliff in verschiedenen Stadien zu sehen. Allen gemeinsam ist der äussere Albitsaum; auf diesen folgt nach innen in vielen Fällen eine erdige stark trübe Zone, während die zentralen Partien von den Schuppen der muskowitzartigen Minerale durchsprengelt sind. In manchen Schnitten fehlt diese innere Zone und ist an ihrer Stelle unter dem Albitmantel ein erdig trüber, öfters fast völlig undurchsichtiger Kern.

Kalzit als Neubildungsprodukt aus den Feldspaten und auch sonst als sekundäre Bildung, ist nicht gerade selten.

Biotit bildet meist zerquetschte Flasern und Lappen. Wenn frisch ist er braun (Pleochroismus: dunkelrotbraun $[\gamma]$ hellgelbbraun $[\alpha]$).

¹⁾ Die Glimmerdiabase von Steinach a. Brenner in Tirol Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 38, 591 (1888).

²⁾ In Fortschritte der Mineralogie, Krystallographie, Petrographie, I. Bd. Jena 1911.

Vielfach ist die Farbe mehr grünlich geworden, auch Umwandlung in Chlorit ist vorhanden.

Augit: Farblos, nach den Spaltrissen von der eindringenden Chloritsubstanz öfters in Körneraggregate aufgelöst (Maschenstruktur ähnlich den Olivin). Neben Chlorit sind auch erdig trübe Massen und Limonit als Zersetzungsprodukte zu nennen.

Braune Hornblende: In einem Schnitt normal zur Prismenzone war der Pleochroismus: Rotbraun (β), sehr helles Braun (α).

Chlorit ist als Neubildungsprodukt nach Biotit und Augit sehr verbreitet, seine Farbe im Schliff ist hellgelbgrün (schwacher Pleochroismus). Um winzige stark licht- und doppelbrechende Körnchen, wohl Zirkon, konnten dem sehr spärlichen Vorkommen dieses Minerals im Schliff entsprechend, einige pleochroitische Höfe im Chlorit beobachtet werden. Im Bereiche der Höfe war der Chlorit kräftig pleochroitisch (hellgrün—schwarzgrün). In Gesellschaft des Chlorites sind epidotartige Massen, zumeist kleine stark lichtbrechende Körnchen und Fetzen nicht selten.

Erz findet sich verhältnismäßig häufig. Es bildet opake schwarze Massen. Öfters sind seine Durchschnitte leistenförmig, auch wie zerhackt aussehende Partien finden sich. Randlich ist zuweilen Umbildung in stark licht- und doppelbrechende etwas trübe Körneraggregate (Titanit?) zu sehen.

Apatitnadelchen fanden sich vereinzelt in den Feldspäten. An einer Stelle des Schliffes war ein Mineral von mittlerer Lichtbrechung und ziemlich hoher Doppelbrechung in Fasern und Rosetten angereichert. Die einzelnen Fasern oder Schuppen hatten α' in der Achse ihrer Erstreckung. Dieses sicher sekundäre Produkt ist wahrscheinlich Prehnit, wenn nicht ein Zeolith (etwa Thomsonit) vorliegt.

Diabas II (Schliff Nr. 3/1914).

Im Handstück:

Auf frischer Bruchfläche deutlich körnig, Farbe dunkelgrau mit Stich ins grünliche. Im Mittel 2—3 mm große Feldspatkörner treten besonders an angewitterten Flächen als graue bis weiße Flecken deutlich hervor, wodurch der Eindruck einer mehr porphyrischen Struktur erweckt wird. Biotit ist in kleinen Schmitzchen und Blättchen zu erkennen. Von Diabas I ist vorliegende Varietät durch dunklere Farbe und anscheinend größere Frische unterschieden.

Untersuchung im Dünnschliff:

Struktur wie bei Diabas I, nämlich diabasisch-körnig. Mineralbestand: Plagioklas in zwei Generationen bildet ungefähr zweidrittel des gesamten Gesteinsgewebes; ferner findet sich farbloser Augit und brauner teilweise ausgebleichter Biotit, welcher gegen den Pyroxen etwas an Menge zurücktritt. Opake schwarze zumeist leistenförmige Durchschnitte von Erz sind vorwiegend in der Nachbarschaft des Biotits öfters auch mit diesem verwachsen anzutreffen. Sonst ist noch zu nennen grün-

licher Chlorit öfters größere Flecken einnehmend, seine Bildung aus Augit und Biotit ist an noch unreifen Pseudomorphosen nach diesen Mineralen zu ersehen. Sehr spärlich liegen in dem Chlorit und auch im Biotit kleine sehr stark licht- und doppelbrechende Körperchen, (wahrscheinlich Zirkon) sie lassen dunkel gefärbte pleochroitische Höfe rund um sie im Wirt erkennen. Apatitnadeln sind ab und zu anzutreffen. Die Feldspate sind vorwiegend zwillingslamelliert und zwar gewöhnlich nach dem Albitgesetz, erdige Trübung der Durchschnitte ist selten, dagegen ist besonders in den größeren mehr tafeligen Schnitten, das bereits bei Diabas I besprochene glimmerartige Mineral in Schüppchen und Aggregaten von solchen stark angereichert, ja oft ist der Schnitt vollständig davon erfüllt, meist bis auf eine Randzone, die nach ihren optischen Eigenschaften dem Albit nahesteht. Diese saure Randzone ist bei den meisten Plagioklasschnitten deutlich entwickelt, öfters steht damit eine granophyrische Struktur in Verbindung, indem der Plagioklas (Albit) der Randzonen durch eine äußerst feine stengelige Verwachsung mit einem niedere Lichtbrechung zeigenden Feldspat wohl Orthoklas verbunden ist. Der Kalifeldspat wäre gleichfalls als Neubildung aufzufassen.

Epidot in Körnchen und Schnüren ist als sekundäre Bildung öfters in den Feldspaten zu sehen, desgleichen Kalzit, der allenthalben im Gesteinsgewebe zu finden ist. Spärlich kommt Quarz vor.

Diabas III (Schliff Nr. 72/1913 und 1/1914).

Makroskopisch betrachtet stellt diese Varietät ein dunkelgraugrünes undeutlich körniges stellenweise wie dicht aussehendes Gestein dar, in dem außer sehr kleinen dunklen Glimmerschüppchen kein weiterer Gemengteil mit Sicherheit erkannt werden kann.

Untersuchung im Dünnschliff:

Die diabasisch-körnige Struktur ist infolge starker Zersetzung der Feldspate unter reichlicher Bildung von muskowitzartigen Schüppchen und Kalzit etwas verwischt. Mineralbestand: vorwiegend Plagioklas, ferner relativ häufig brauner Biotit und Erz.

Der Kalknatronfeldspat erscheint in zwei Generationen und zwar lassen sich unterscheiden größere mehr tafelige stark zersetzte (Bildung der muskowitzartigen schuppigen Aggregate) und leistenförmige besser erhaltene Plagioklase; erdige Trübung der Durchschnitte ist nicht gerade häufig. Zwillingslamellierung ist vorwiegend nach dem Albitgesetz entwickelt. Die optische Bestimmung eines leistenförmig entwickelten Plagioklases verwies ihn unter die Labradorite. Säume von saurem Plagioklas (Albit) um die Feldspate waren mehrfach deutlich zu erkennen.

Der Biotit ist verhältnismäßig wenig zersetzt; Pleochroismus: dunkelbraun (γ) hellbraun (α), Umwandlung in Chlorit kommt vor, sehr selten finden sich in dem Chlorit pleochroitische Höfe. Diese Höfe sind rings um zirkonartige Körnchen entwickelt und dunkelgraugrün gefärbt.

Gleich häufig wie der Biotit sind bei Betrachtung des Schliffes ohne Analysator gelbe und bräunlich trübe von Rissen (wie sie bei einer eingetrockneten Gallerte zu sehen sind) durchquerte Häufchen von zuweilen kristallographischer Begrenzung. Zwischen gekreuztem Nikol zeigen diese Massen Aggregatpolarisation. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß dieselben Umwandlungsprodukte nach Augit darstellen, von dem sonst sicher Erkennbares nichts zu finden ist.

Unter dem Erz ließ sich Pyrit an der Farbe in wie zerhackt aussehenden Partien erkennen, die übrigen opaken, schwarzen teilweise mit Biotit verwachsenen Erze dürften wohl vorwiegend Magnetit sein.

Gesteinsprobe IV erwies sich nach der Mikroskopischen Diagnose als Epidot-Chloritschiefer.

Im Handstück ist das Material deutlich schieferig, phyllitähnlich, die Farbe ist dunkelgraugrün, auf den Bruchflächen nach der Schieferung zeigt sich leichter Seidenglanz. Das Gefüge ist feinkörnig bis dicht.

Im Dünnschliff (Schliff Nr. 4/1914) läßt sich Streckung der Mineralkomponenten der Schieferung entsprechend beobachten. Am Gesteinsgewebe beteiligt sich ungefähr zur Hälfte ein Plagioklas, der selten einfache Verzwillingung zeigt (in der Mehrzahl der Fälle überhaupt keine); die Durchschnitte sind sehr frisch und haben keine kristallographische Begrenzung. Der optische Achsenwinkel ist nahe an 90° , optischer Charakter positiv. Die Lichtbrechung etwas stärker als Kanadabalsam. Es liegt somit ein Oligoklas-Albit vor.

Epidot und grüner Chlorit, zu ungefähr gleichen Teilen bilden die übrige Gesteinsmasse. Der Epidot ist stark licht- und ziemlich kräftig doppelbrechend, seine Farbe ist lichtgelbgrün, der Pleochroismus sehr undeutlich, meist ist die Form der Durchschnitte länglich säulenförmig, stengelig und dann quergegliedert, auch runde Körner sind verbreitet.

Der Chlorit ist in Schnitten parallel zur Spaltbarkeit bläulichgrün und zwischen gekreuzten Nicols fast isotrop. Schnitte normal dazu zeigen deutlichen Pleochroismus: lichtgelblichgrün (γ') bläulichgrün (α'); die Interferenzfarben in solchen Schnitten sind schmutzig gelbgrau.

Kalzit ist auf einigen schmalen Adern angereichert. Vereinzelt finden sich farblose mehr rundliche von Rissen durchsetzte ziemlich stark lichtbrechende Körner mit sehr schwacher Doppelbrechung: Apatit.

Der Epidotchloritschiefer **Probe V**, gleicht im wesentlichen dem soeben beschriebenen, nur ist er noch feinkörniger. Der Feldspatgemengteil ist schichtenweise in ziemlich regelmäßiger Wechselfolge angereichert. Das Gefüge dieser heller gefärbten Lagen ist zuweilen deutlich körnig.

Der Dünnschliff (Schliff Nr. 5/1914) bietet gleichfalls nichts Neues, nur ziemlich viel Erz ist konform der Schieferung in gestreckten

Lappen und Flautschen eingestreut. An dem Auskeilenden der sonst opaken schwarzen Erzpartien und in kleineren Blättchen ist dasselbe mit blutroter Farbe durchscheinend bis durchsichtig und zeigt Doppelbrechung.

Kalzit ist in den Adern und auch sonst im Gesteinsgewebe zu treffen; in den Kalzitadern ist die Feldspatkomponente gröber entwickelt.“

Herr Dr. R. Grengg zog auch die Quarzporphyre von St. Magdalena¹⁾ und Kühlen Brünnl bei Bozen²⁾ in den Kreis der Untersuchung²⁾ und macht darüber nachfolgende Angaben:

A. Quarzporphyre von St. Magdalena bei Bozen.

I. Probe (Schliff Nr. 73/1913).

Makroskopischer Befund:

In der lichtrötlichbraunen dichten Grundmasse stecken zahlreiche graue Quarzkörner (Korngröße bis 4 mm), die nicht selten gerundete Dihexaederform erkennen lassen. Der Feldspat hat gleiche Farbe wie die Grundmasse und ist anscheinend noch recht frisch, seine Korngröße ist ungefähr der des Quarz gleich.

Untersuchung im Dünnschliff:

Quarz, Orthoklas, Plagioklas und braunschwarze schwer bis undurchsichtige Pseudomorphosen nach Biotit liegen in einer mehr mikrofelsitischen Basis. Dieselbe ist im gewöhnlichen durchfallenden Lichte hellrötlichbraun und zeigt stellenweise Fluidalstruktur; zwischen gekreuzten Nikols werden vereinzelt größere deutlich körnig ausgebildete Flecken sichtbar.

Quarz: Wasserklare rund geschmolzene Scherben von Krystallen mit Korrosionserscheinungen.

Orthoklas: Ziemlich frisch, die Durchschnitte sind reich an Einschlüssen, haben zumeist einen rötlichen Farbenton infolge massenhaften Auftretens von anscheinend desselben rötlichbraunen staubfeinen Pigments, das die Grundmasse färbt. Kaolinisierung stellenweise vorhanden; spärlich ist die Durchwachsung mit Albit.

Saurer Plagioklas verzwillingt nach Albit und zuweilen nach dem Periklingesetz ist in geringer Menge vorhanden, er gehört in die Nähe des Oligoklas-Albit.

¹⁾ Die Radioaktivität des Wassers aus dem 1. Bohrloche des Steinbruches bei St. Magdalena beträgt 23·2 M. E. (Monatshefte für Chemie 34, 1453 (1913).

²⁾ Die einzelnen Porphyriaritäten sind von ihm deswegen etwas ausführlicher behandelt worden (wobei einzelne Wiederholungen unvermeidbar waren) weil eine weitere Prüfung dieser Gesteine auf ihre Gesamtaktivität sowie auf die Radioaktivität der einzelnen Mineralkomponenten geplant ist, welche Untersuchung durch vorangegangene genaue mikroskopische Analyse sich vereinfacht sowie an Bedeutung gewinnt.

Die Bozener Porphyre sind in neuerer Zeit von F. v. Wolff vor allem vom geologischen Gesichtspunkte aus genauer untersucht worden. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXVII, pag. 72, 1903.

Zirkon ist gerade nicht selten zu finden, überall wo er in der Grundmasse liegt, zeigt derselbe einen dunkelrotbraunen Hof, bestehend aus Anhäufung feinsten Körnchen von dieser Farbe. Es scheint diese Abscheidung rund um die Zirkone auf radioaktiver Wirkung derselben zu beruhen¹⁾.

II. Probe (Schliff Nr. 78/1913).

Makroskopischer Befund:

In rötlichgrauer Grundmasse stecken viele Einsprenglinge von Feldspat und Quarz, wobei der erstere überwiegt. Der Feldspat ist lichtrötlich gefärbt und noch recht frisch. Beim Quarz sind gerundete Krystallformen nicht selten zu sehen. Korngröße der Einsprenglinge im Maximum 5 mm. Das Gestein sieht sehr frisch aus.

Untersuchung im Dünnschliff:

Einsprenglinge bilden Quarz, Orthoklas, Plagioklas und brauner bis braungrüner Glimmer — relativ nicht selten sind Zirkonkryställchen. Die Grundmasse ist bei Betrachtung ohne Analysator lichtgraubraun und erfüllt mit dunkelrotbraunem bis schwarzem Staub. Stellenweise wird durch entsprechende Anreicherung dieses Pigments fluidale Struktur der Grundmasse sichtbar, zwischen gekreuzten Nikol ist die Grundmasse zumeist sehr feinkörnig aggregatpolarisierend bis fast isotrop (zersetzt mikrofelsitisch).

Quarz: Wasserklare oft Korrosion zeigende abgerundete Durchschnitte von Krystallen oder Scherben von solchen; arm an Einschlüssen.

Orthoklas: Krystallographische Begrenzung der Durchschnitte zuweilen vorhanden (Tafelförmig). Umbildungserscheinungen sind häufig. Zuweilen sind die Orthoklase bis zur Hälfte ihrer Masse von lappigen Kalzitpartien durchwachsen, randlich und auf Sprüngen und Spaltrissen dringen braunrote bis graubraune staubfeine Massen ein unter denen zuweilen ziegelrote Schüppchen von wahrscheinlich Eisenglanz sich finden. Auch erdige Trübung (Kaolinisierung) fehlt nicht. Fleckung der Orthoklasdurchschnitte mit Albit ist nicht selten, die einzelnen Albitschnitte sind dann parallel zu einander orientiert. Plagioklas mit Zwillinglamellierung an Menge gegen den Orthoklas zurücktretend, gehört nach seiner Lichtbrechung unter die Oligoklase.

Der ziemlich häufige Biotit ist zersetzt, so daß er optisch nicht einheitlich reagiert und auch keinen Pleochroismus zeigt. Schnitte normal zur Spaltbarkeit sind leistenförmig manchmal verbogen dazu normal getroffene Biotits sind gewöhnlich unregelmäßig gelappt, oft umgeben mit einem Rand opaker Körnchen, welche auch im Innern der Schnitte vorkommen ja dieselben teilweise auch ganz erfüllen können (Resorptionserscheinungen). Manchmal ist die Glimmersubstanz gänzlich verschwunden und ein förmliches Skelett derselben aus diesen schwarzen Körnchen gebildet, übrig geblieben.

¹⁾ Ausführlicheres darüber der Verf. im Zentralbl. f. Min. etc. Jahrg. 1914.

Teilweise bis vollständige Umbildung des Biotit in ein farbloses glimmerähnliches Mineral kommt vor. Die Substanz des Biotits im Zersetzungszustande ist gelbbraun bis rotbraun gefärbt und stellt ein sehr feinkörniges Aggregat vor, in dem stellenweise bereits das farblose Glimmermineral zu erkennen ist.

Pleochroitische Höfe um die ab und zu in dem zersetzten Biotit vorhandenen Zirkone fehlen auch wenn der Zirkon randlich liegt und sich die Grundmasse durch denselben deutlich irritiert zeigt. Die Einwirkung der Zirkone auf die Grundmasse ist die, daß infolge Eisenoxydausscheidung aus derselben die Zirkone von einem dunkelrotbraunen Hof umgeben sind. Größere schwarze opake Massen (außer in und um die Glimmer) fehlen im Schliiff, kleinere schwarze Körperchen sowie Anhäufung rotbrauner Partikel sind dagegen häufig.

III. Probe (Schliiff 79/1913).

Makroskopischer Befund:

In der hellrötlichgrauen Grundmasse dieses sehr frisch aussehenden Gesteines schweben Einsprenglinge von Quarz (zum Teil deutlich idiomorph) und von anscheinend frischem rötlichem Feldspat, dessen Körner Durchmesser bis zu 10 mm zeigen.

Untersuchung im Dünnschliiff:

Quarz, Orthoklas, Plagioklas, unfrischer Biotit liegen in einer lichtbräunlichen, dunklere Schlieren enthaltenden Grundmassc. Diese dunklen Partien zeigen Fließungserscheinungen um die Einsprenglinge und verlieren sich gewöhnlich durch Übergänge in die minder feinkörnig struierte Schliiffäche. Ab und zu sind diese Fragmente aber scharf abgegrenzt und erwecken den Eindruck von kleinen Trümmern eines Porphyrs mit dunkler äußerst feinkörniger (mikrofelsitischer) Grundmasse.

Quarz überwiegt bedeutend unter den Einsprenglingen, zeigt Aufschmelzungserscheinungen; staubfeine Interpositionen in den wasserklaren Durchschnitten sind spärlich.

Orthoklas und der spärliche saure Plagioklas (Lichtbrechung etwas größer als Kanadabalsam) sind reichlich von Kalzit durchwachsen. Besonders im Orthoklas ist auch Kaolinisierung, Neubildung von epidotartigen Körnchen und rotbraune Pigmentierung zu sehen.

Der Biotit ist stark zersetzt, erfüllt und umgeben von Kalzit. Optisches Verhalten und Form der Durchschnitte ähnlich wie bei Probe II, doch fehlen die opaken schwarzen Körner rund um die Biotite, die aber reich an anderen wenig durchsichtigen Zersetzungsprodukten sind.

Die nicht gerade seltenen Zirkone erzeugten dort, wo sie in der Grundmasse liegen einen rotbraunen Hof in derselben, in einem Fall war Zirkon anscheinend von Rutil ringartig umschlossen.

Das Gestein ist arm an Erz, opake sehr kleine schwarze Körnchen sind spärlich, rotbraunes Pigment ist außen um die Zirkone auch sonst stellenweise reichlich.

B. Quarzporphyre vom kühlen Brünnl bei Bozen.**1. Probe (Schliff Nr. 74/1913).****a) Makroskopischer Befund:**

In hellgrauer Grundmasse liegen reichlich Einsprenglinge von rötlichem Feldspat und von Quarz. Das Gestein ist anscheinend recht frisch.

b) Mikroskopische Untersuchung:

Die Grundmasse (ohne Analysator betrachtet) ist licht rötlich-braun, braunrotes staubartiges Pigment stellenweise angehäuft ist reichlich vorhanden.

Zwischen gekreuzten Nicols ist die Basis dieses Porphyrs fleckenweise als deutlich feinkörnig zu erkennen, im übrigen ist sie mehr mikrofelsitisch.

Unter den Einsprenglingen überwiegt der Quarz, seine Eigenschaften sind die gleichen wie bei den schon früher besprochenen Porphyren.

Orthoklas ist teilweise kaolinisiert, einzelne Durchschnitte sind auch von rotbraunem Staub erfüllt. Durchwachsung mit saurem Plagioklas kommt ab und zu vor.

Plagioklas ist verzwillingt nach dem Albitgesetz und öfters von angenähert tafeliger Gestalt, Kaolinisierung ist vorhanden, dergleichen Umwandlung unter Neubildung von farblosen glimmerartigen Schüppchen. Nach Lichtbrechung und Auslöschung zu urteilen, liegt Oligoklas-Albit vor.

Biotit ist in sechsseitigen schwarzen Täfelchen auch bereits makroskopisch, wenn auch spärlich zu sehen. Er ist verhältnismäßig frisch, die Farbe ist braunrot, zumeist aber bereits in bräunlichgrün übergegangen; Pleochroismus dann γ Dunkelbraungrün (im Falle als pleochroitische Höfe vorhanden im Bereich derselben fast Schwarz) α lichtet Braungrün. Öfter sind die grünen Biotite durch Limonit gelbbraun überfärbt. Interpositionen von opaken schwarzen und von stark lichtbrechenden trüben Körnchen sind gewöhnlich.

Zirkon in kleinen Körnchen ist vorhanden; sobald sie im noch nicht über das grüne Umwandlungsstadium hinaus zersetzten Biotit liegen, rufen sie in demselben pleochroitische Höfe hervor. Auf die Grundmasse reagieren die Zirkone weniger als man es bei den bisher beschriebenen Schliffen gewöhnt war. Einige größere Körner dieses Minerals lassen gar keine Einflußnahme auf dieselbe erkennen.

Derbere opake Partien fehlen, kleinere häufig rotbraun sich ausfärbende Massen (wohl Erz) sind vorhanden.

2. Probe (Schliff Nr. 75/1913).**a) Makroskopischer Befund:**

Ähnlich Probe 1, aber weniger frisch; auf Bruchflächen häufig Limonitflecken, die Einsprenglinge sind etwas größer als bei dem früheren Material.

b) Mikroskopische Untersuchung:

Die Grundmasse ist lichtgraubraun durch reichliches staubartiges Pigment vielfach dunkelbraun und schwer durchsichtig, an diesen Stellen ist Fluidalstruktur gut sichtbar; zwischen gekreuzten Nicol ist die überwiegend zersetzt mikrofelsitische Ausbildung nachweisbar.

Quarz bietet nichts von den früheren Proben Verschiedenes.

Orthoklas tritt an Menge gegen den Quarz etwas zurück, er ist teilweise kaolinisiert, Kalzit erfüllt manche Durchschnitte fast ganz. Manche derselben enthalten auch zahllose Schüppchen von wahrscheinlich Muskovit, einzelne Orthoklase sind ganz oder fleckenweise stark rotbraun bestäubt.

Plagioklas, gewöhnlich tafelig ausgebildet, gehört dem Oligoklas-Albit zu, Zersetzungserscheinungen unter Bildung von glimmerartigen Schüppchen und von reichlich Kalzit (der auch sonst entsprechend der Unfrische des Gesteins häufig im Schlif zu finden ist) sind nichts Seltenes.

Biotit, in dünnen oft gebogenen und geknickten Tafeln ist nicht gerade spärlich, er ist noch ziemlich frisch; Pleochroismus: α sehr helles Gelbbraun, γ schmutzigrün — parallel der Spaltung gelbgrün bis bläulichgrün; Optisch fast einachsige — Interpositionen feinsten Körnchen und größerer braunschwarzer Körperchen sind vorhanden. Zirkonkörnchen in den Biotiten sind nicht immer von einem pleochroitischen Hof (der wenn vorhanden, dunkel- bis schwarzgrün ist) umgeben.

Zirkon ist relativ nicht selten, doch ist im allgemeinen ihre Einwirkung auf die Grundmasse gering (rotbraune Höfe wenig intensiv) besonders die größeren Zirkone zeigen geringe bis kleine Einwirkung auf ihre Umgebung.

Kleine braunschwarze Körnchen (wohl Erz) sind in der Grundmasse besonders in der Umgebung der Biotite angehäuft.

3. Probe (Schlif Nr. 80/1913 und 77/1913).

a) Makroskopischer Befund:

Die hier zusammengefaßten zwei wenig verschiedenen Varietäten sehen unfrisch aus (besonders das Material, aus dem Schlif 77/1913 gefertigt wurde), auch ist die Festigkeit desselben eine geringe.

Die Farbe der Gesteine ist dunkelgrau mit einem Stich ins violette. Einsprenglinge sind spärlicher als in den früher beschriebenen Quarzporphyren; deutlich erkennbar ist Quarz und hellrötlicher Feldspat, eigentümlich für diese Proben sind mehr oder weniger rundliche bis haselnußgroße feste Porphyrbröckchen von mehr dunkler Farbe.

b) Mikroskopische Untersuchung:

Ohne Analysator besehen ist die Grundmasse grau bis hellbräunlich, sie ist partienweise erfüllt mit schwarzen Körnchen und staubartigen Massen, die sich nicht selten verdichten und deutlich abgegrenzte Partien (Einschlüsse) von dunkler Farbe bilden, in denen

zuweilen Fluidalstruktur sichtbar ist. Auch größere Einschlüsse von außerordentlich feinkörnigem Gefüge und hellbräunlicher Farbe, die zwischen gekreuzten Nicols fast isotrop erscheinen, finden sich (besonders bei Schliff Nr. 80/1913).

Quarz stimmt mit dem der bereits besprochenen Gesteine überein.

Orthoklas ist nicht selten verzwillingt, bräunlich trübe, gewöhnlich reich an Albit, der in größeren gleich orientierten Flecken die Kalifeldspatschnitte durchwächst. Manche Orthoklase sind von rotem Staub wie erfüllt — Verdrängung des Kalifeldspates durch Kalzit (der in diesem Gestein nichts Seltenes) ist öfters zu sehen. Saurer Plagioklas, Zwillinglammeliert ist nicht häufig.

Biotit ist unfrisch, die Schnitte zeigen meist grüne Farbtöne glimmerähnliches Mineral (vielleicht Talk). Vollständige Umwandlung desselben in ein farbloses kommt vor und greift das Neubildungsprodukt zuweilen zapfenförmig in den noch restlichen dunklen Glimmer ein. Opake schwarzbraune Massen um und in den Biotiten sind nichts Seltenes, durch massenhaftes Auftreten solcher Einschlüsse werden die Biotite manchmal ganz undurchsichtig. Außer in größeren Leisten und Lappen ist der grüne Glimmer in Fetzen und Schüppchen (zuweilen herrührend von aufgelösten größeren Individuen) in der Grundmasse zu finden. In Schliff 77 fehlt der Biotit.

Pleochroitische Höfe um Zirkone in den grünen Glimmern waren nicht sicher wahrzunehmen, möglicherweise wegen zuweit vorgeschrittener Zersetzung des Wirtes. Um Zirkone der Grundmasse (Schliff Nr. 80/1913) war aber gewöhnlich der hier schon öfters erwähnte rotbraune Saum zu finden. Reich an schwarzen opaken Körnchen und Häufungen derselben ist besonders Schliff Nr. 77/1913.

4. Probe (Schliff Nr. 76/1913).

a) Makroskopischer Befund:

Ähnlich der dritten Probe, nur ist das Material von mehr heller Farbe. Dunkler gefärbte kleine Porphyrbrockchen (Einschlüsse) sind vorhanden.

b) Mikroskopische Untersuchung:

Ohne Analysator betrachtet, zeigt sich die Grundmasse von gelbbraunem Staub erfüllt, der sich stellenweise zu dunkler gefärbten Flecken verdichtet. Oft ziemlich scharf umgrenzte Teile des Schliffes haben grauschwarzes Pigment. Zwischen gekreuzten Nicols heben sich aus den mikrofelsitischen bis sehr feinkörnigem Grunde teils durch Übergänge verbunden, teils unvermittelt deutlich körnige Partien ab, die ihrerseits Einsprenglinge, der sonst im Gestein vorkommenden Mineralkomponenten führen und eingeschlossene Porphyrrümpfer bedeuten.

Quarz, Orthoklas, Plagioklas (Oligoklasalbit) und Biotit bilden die Einsprenglinge. Quarz hat das Aussehen wie in den übrigen untersuchten Proben. Die Feldspate halten dem Quarz an Menge

ungefähr das Gleichgewicht, während Orthoklas und Oligoklasalbit ihrerseits zu ziemlich gleichen Teilen vorhanden sind.

Zersetzung der Feldspate unter Kalzitbildung fehlt, Kaolinisierung (erdige Trübung der Schnitte) ist in verschiedenen Stadien vorhanden und ist bei den Orthoklasen gewöhnlich weiter vorgeschritten als beim triklinen Feldspat. Die Plagioklase sind ziemlich groß, ab und zu tafelig, nach Albit- und Periklingesetz verzwillingt. Ihre Lichtbrechung \geq Kandabalsam, Auslöschung auf einen Schnitt $\perp M$ und $P = +17^\circ$.

Biotit grün, pleochroitisch (γ dunkelgrün und α hellgelbgrün), die Durchschnitte zeigen starke Resorptionserscheinungen und sind dementsprechend häufig von dunklen opaken Massen umgeben, ja zuweilen erfüllt davon; auch Chloritisierung und starke Trübung der Schnitte (Abscheidung erdiger Massen) kommt vor. Pleochroitische Höfe sind spärlich vorhanden; auch in der Grundmasse sind Zirkone ziemlich rar, zeigen aber, die bei den übrigen Proben in mehr oder weniger intensiver Weise ausgeprägte Rotbraunfärbung der nächsten Umgebung.

Erzpartien, braun bis schwarz undurchsichtig; randlich öfters in rotbraune pulvrige Masse zerfallend, sowie kleine ziegelrote Schüppchen, wohl von Eisenglanz, sind nicht selten.“

Den kommunalen Verwaltungen sowie den Besitzern und Direktoren der verschiedenen Bäder und Kuranstalten danken wir verbindlichst für das freundliche Entgegenkommen, das sie uns bei Ausführung der vorstehenden Arbeiten angedeihen ließen. Zu besonderem Danke sind wir Fräulein M. Pimmer, Herrn Professor Dr. K. Meusbürger sowie den Herren Bergrat Dr. F. Ritter Kerner von Marilaun, Dr. R. Grengg, Professor J. Andreatta und Baumeister F. Weber verpflichtet.

Geologische Untersuchungen im Südflügel des mittelböhmisches Silur.

Von Ernst Nowak.

Mit 1 Tafel (Nr. VIII) und 11 Textfiguren.

Vorwort.

Die Anregung zu dieser Arbeit verdanke ich Prof. F. Wähner, der in seinen Vorlesungen und auf seinen Exkursionen immer wieder auf die tektonischen Probleme im mittelböhmisches Silurgebiete hinweist und die Anschauung vertritt, daß wie in den Alpen, so auch in diesem alten abgetragenen Gebirge seitlichen Bewegungsvorgängen die wesentlichste Rolle zufällt, und diese sich in der Bildung von liegenden Falten und aus ihnen hervorgehenden Überschiebungen kundgeben. Professor Wähner hat mich diesbezüglich besonders auf das Gebiet der „Kolonien“ in der Umgebung von Třeban an der Beraun, die schon Lipold in diesem Sinne zu erklären versucht hat, — und auf den Brdywald, der zugleich meine engere Heimat ist, aufmerksam gemacht.

Was die morphologische Seite der Arbeit betrifft, so danke ich viele Hinweise Professor A. Grund, seinen so überaus anregenden Vorlesungen und Exkursionen.

In petrographischer Hinsicht erfreute ich mich der Unterstützung Professor A. Pelikans. — Immer rege Anteilnahme an den Fortschritten meiner Arbeit und stete Bereitwilligkeit, mir seine reichen Erfahrungen aus dem böhmischen Silurgebiet zur Verfügung zu stellen, fand ich bei Priv.-Doz. Dr. A. Liebus.

Allen den genannten Herren erlaube ich mir an dieser Stelle meinen wärmsten Dank zu sagen.

In der Darstellung war ich sowohl im Texte, wie in den Profilen und in der Karte bestrebt, möglichste Objektivität zu wahren. Im Texte suchte ich dies dadurch zum Ausdruck zu bringen, daß ich die möglichst eingehende, objektive Beschreibung der Lagerungsverhältnisse von den sich ergebenden Schlüssen zu ihrer Erklärung scharf trennte. In den Profilen suchte ich überall ersichtlich zu machen, was unmittelbar beobachtet und was theoretisch ergänzt ist. In der Karte, deren Aufnahme im Originalmaßstab der österr. Sektionsblätter 1:25.000 erfolgte, vermied ich tunlichst Schematisierungen und Generalisierungen; wo ich dennoch hierzu gezwungen war, habe ich dies im Texte ausdrücklich bemerkt.

Im stratigraphischen Teil habe ich mich darauf beschränkt, nur das für die Ausbildungsweise der Schichtglieder im Aufnahmegebiete charakteristische hervorzuheben; eine allgemeine Charakterisierung der altpaläozoischen Schichtfolge wäre wohl wegen den vielen Darstellungen, die in dieser Hinsicht schon vorliegen (am ausführlichsten ist jene von Katzer in seinen „Geologie von Böhmen“), völlig unnötig gewesen.

In petrographischer Beziehung bleibt in dem aufgenommenen Gebiete, vor allem was das Präkambrium und die Diabase mit ihren Kontakterscheinungen betrifft, noch viel zu tun übrig. Da das Hauptgewicht auf die tektonischen Verhältnisse gelegt wurde, lagen derartige Untersuchungen etwas außerhalb des Themas, und konnte ihnen daher nicht jene eingehende Aufmerksamkeit gewidmet werden, welche sie sonst verdienen würden.

I. Morphologisch-Geologischer Überblick.

Das in Untersuchung gezogene Gebiet gehört ungefähr dem mittleren Teile des sogenannten Südflügels des mittelböhmisches Altpaläozoikums an. Es liegt zu beiden Seiten der Beraun, östlich ihres Austrittes aus dem obersilurisch-devonischen Kalkplateau bei Karlstein. Der weitaus größere Teil des Aufnahmegebietes liegt südlich der Beraun und ist orographisch durch den SW—NE streichenden, waldbedeckten Höhenrücken des Hřebený und Kalvarienwaldes gekennzeichnet. Es sind dies die nordöstlichen Ausläufer des Brdywaldes oder -Gebirges, das westlich von Příbram seine größte Höhe (Tock 857 m) und Breitenausdehnung erreicht¹⁾. Das Brdygebirge ist Dank der Härte und Widerstandsfähigkeit der ihn zusammensetzenden Gesteine (Quarkonglomerate und Quarzite) der Einebnung, die sonst im Allgemeinen unbekümmert um den komplizierten Schichtenbau über das Gebiet der „böhmisches Silurmulde“ hinweggeht, entgangen. Es ist also ein *Monadnock*²⁾, der im aufgenommenen Gebiete

¹⁾ Es ist wohl am zweckmäßigsten, das ganze Gebirge, das zwischen Rožmital und Rokitzan im S und Königssaal im N dahinstreicht und fast ausschließlich mit Wald bedeckt ist, mit dem einheitlichen Namen Brdywald zu bezeichnen. Krejčý [38] hat für den südlichen Teil des Gebirges die Bezeichnung Třemošnagebirge eingeführt, nach dem Berge Třemošna westlich von Příbram, wo die diesen Gebirgstheil hauptsächlich zusammensetzenden Konglomerate besonders typisch entwickelt sind; es ist also bei dieser Bezeichnung der geologische Gesichtspunkt hervorgekehrt. Morphologisch bildet jedoch der südliche und nördliche Teil des Gebirges, diesseits und jenseits der Littawa, unbedingt eine höhere Einheit, wenn auch gewisse Unterschiede vorhanden sind. Es wird sich deswegen die Beibehaltung eines gemeinsamen Namens empfehlen. — Den Ausdruck „mittelböhmisches Waldgebirge“, den Katzer [25] gebraucht, möchte ich vermeiden, da Katzer diese Bezeichnung weiter faßt, indem auch er mehr die geologischen Verhältnisse im Auge hat. Die Bezeichnung, die Schneider [58] vorschlägt „mittelböhmisches Schiefergebirge“ scheint unzweckmäßig, da ja das Gebirge nur zum geringsten Teile (im S) aus Schiefer besteht.

²⁾ Die von Daneš [7] geäußerte Vermutung, das Brdygebirge verdanke sein Emporragen einer postkretazischen Hebung und sei von jungen Bruchlinien begrenzt, kann ich nach meinen Beobachtungen in keiner Weise bestätigen.

100—150 m über die mittelböhmisches Rumpffläche emporragt; in seinem südwestlichen Teile reicht das Brdygebirge entsprechend seiner größeren absoluten Höhe auch höher über die Rumpffläche empor. Dennoch bietet es auch in seinem nordöstlichen niedrigeren Teil, der in das Aufnahmegebiet fällt, den Anblick eines recht stattlichen und deutlich hervortretenden Gebirgsrückens, — vor allem von der Höhe des mittelböhmisches Kalkplateaus zwischen Trěban und Karlik gesehen — weil hier das Gebirge von geringer Breite ist, einen einheitlichen Kamm besitzt und mit seinem NW-Fuße direkt aus dem tief in die Rumpffläche eingesenkten Berauntale emporsteigt (bis zu 350 m relat. Höhe).

Im Gebiete des Kartenblattes bildet der Gebirgskamm die Wasserscheide zwischen Beraun und Moldau, während sowohl im NE der Durchbruch des Wschenorer Baches als weiter im SW der Durchbruch des Flußchens Littawa dem Gebirge den wasserscheidenden Charakter nimmt. Diese Durchbrüche sind durch Epigenese zu erklären, wie ja überhaupt nach den neueren Untersuchungen (Purkyně [53], Kettner [32]) die epigenetische Talbildung eine sehr charakteristische Rolle in der morphologischen Entwicklung Mittelböhmens spielt¹⁾. Muß man ja nach dem Urteil fast aller Forscher, die sich mit Böhmen befaßt haben, annehmen, daß die Kreidesedimente einst ganz Mittel- und auch Südböhmen bedeckten und daß sich nach dem Rückzug des Kreidemeeres auf der Oberfläche dieser Sedimentdecke das heutige Entwässerungssystem Mittelböhmens wenigstens in seinen wichtigsten Zügen entwickelt hat.

Das Durchbruchstal der Littawa scheidet den Zug des Brdygebirges in zwei morphologisch deutlich unterschiedene Teile. Der südwestliche höhere Teil besteht aus einer Anzahl parallel gerichteter, zum Teil in Berge aufgelöster Kämmen, während der nordöstliche niedrigere Teil im wesentlichen einen geradlinigen, ununterbrochenen und einheitlichen Gebirgskamm bildet, der nach NE zu kontinuierlich an Höhe abnimmt. Es ist nicht zu zweifeln, daß dieser morphologische Unterschied des Brdygebirges südwestlich und nordöstlich des Littawadurchbruches in den tektonischen Verhältnissen seine Ursachen hat. Damit ist auch die Ansicht naheliegend, daß der Littawadurchbruch, der die beiden tektonisch wie morphologisch unterschiedenen Teile des Brdygebirges trennt, in einem späteren Stadium der Entwicklung tektonisch angelegt ist.

Das Aufnahmegebiet enthält nur den nordöstlichen Anteil des Brdygebirges, den ich hier als Niederen Brdywald bezeichnen will — und auch diesen nicht zur Gänze. Auch der Niedere Brdywald läßt mehrere morphologisch unterschiedene Teile erkennen, deren Gestaltung gleichfalls, wie die späteren Untersuchungen lehren sollen, in der Tektonik begründet ist.

Der Abschnitt des Gebirges zwischen dem Littawatal und dem Berge Studeny südöstlich von Hostomitz läßt noch zwei parallel streichende und nicht ganz geschlossene Kämmen erkennen und stellt somit morphologisch einen gewissen Übergang aus dem Hohen Brdy-

¹⁾ Auch Daneš [7] betont diesen Umstand nachdrücklich.

wald südwestlich der Littawa in den nun folgenden Abschnitt des Niederen Brdywaldes dar. Dieser Abschnitt, der vom Berge Hradec bis ungefähr zu den Felsen Boží vřazky südlich des Dorfes Halloun reicht, ist durch das Auftreten eines einzigen, sehr scharf ausgeprägten und geschlossenen Kammes ausgezeichnet (höchste Erhebung: Hohe Tanne 635 *m*). Diesem, ganz treffend „Hřebený“ (deutsch: Kamm) genannten Gebirgsstück sind südöstlich mehrere niedrigere in einer zu ihm parallelen Linie angereihte Höhen (Kazatelna, Spaleny, Točka) vorgelagert, die wohl Reste eines Nebenkammes darstellen, aber orographisch wenig hervortreten. Zwischen dem Hřebený und dem südlichen Abschnitt des Niederen Brdywaldes, der durch den Bergrücken des Pisek (688 *m*) gekennzeichnet ist, liegt eine etwa 60 *m* tiefe Einsattelung, die von der Dobříš-Hostomitzer Bezirksstraße benutzt wird. Südlich des Dorfes Halloun verliert der Gebirgskamm wieder etwas an Einheitlichkeit und es stellt sich im NW ein durch tiefe Quertäler in Berge aufgelöster Nebenkamm ein (Babka, Strěny vrch, Kote 471, 474, 476 und 440). Dieser Charakter hält bis zum Durchbruchstal des Wschenorer Baches an. Für diesen Abschnitt, dessen höchste Erhebung in der Skalka bei Mnischek nur mehr 549 *m* beträgt, möge die Bezeichnung Kalvarienwald gelten. Es folgt nun jenseits des Wschenorer Baches der niedrige nordöstlichste Ausläufer des Brdywaldes (Kopanina 409 *m*), der bis an die Moldau herantritt.

Mit der stetigen Höhenabnahme des Brdywaldes nach NE ist auch eine rasche Breitenabnahme des Gebirges verbunden, eine Tatsache, die ebenfalls durch die geologischen Verhältnisse vollkommen erklärt wird.

Südöstlich des Brdyrückens erstreckt sich die weite Hochfläche der präkambrischen Schiefer; sie stellt die innerböhmsche Rumpffläche dar, über die nur härtere Gesteinspartien (Kieselschiefer, Porphyre) als „Monadnocks“ emporragen.

Im NW wird das Niedere Brdygebirge von einer breiten Senke begleitet, die dem weichen Schichtkomplex der d_3/d_4 -Schiefer entspricht. Dort, wo die Beraun oberhalb Řevnitz in dieses Gebiet eintritt, hat sie eine große Talweitung geschaffen, die von Alluvien erfüllte Drobřichowitzer Ebene. Erst bei Mokropes, wo der Fluß an den harten Quarzitrücken der Kopanina herandrängt, verengt sich wieder auf kurze Erstreckung sein Tal; von dem harten Felsrücken gleichsam abprallend, wendet er sich sofort wieder in das weiche Schieferterrain, hier die weite fruchtbare Flußebene von Radotín bildend.

Nordwestlich der den weichen d_3/d_4 -Schiefern ihre Entstehung dankenden Ausräumungssenke, die man am besten nach dem in ihr liegendem Hauptorte Hostomitz benennt, reiht sich eine Zone paralleler, nicht hoher, meist nackter oder spärlich bewaldeter Felsrücken, deren Emporragen über die Umgebung wiederum nur dem harten Gesteinsmaterial, das sie zusammensetzt (Quarzite der Stufe d_5 , Diabase), zuzuschreiben ist. Das parallele Auftreten im wesentlichen zweier, allerdings vielfach unterbrochener Höhenrücken ist auch hier in der Tektonik dieser Zone begründet; es sind eben

in den harten Schichtpartien die tektonischen Erscheinungsformen gleichsam konserviert, während im übrigen Gebiete der „Silurmulde“ die weitgehende Abtragung bereits jeden Einfluß des Gebirgsbaues auf die Oberflächenformen verwischt hat. Diese Höhenrücken, die ich nach der Lokalität, in deren Umgebung sie am augenfälligsten ausgebildet sind, als *Trébaner Hügellücken* bezeichnen will, werden von der Beraun zwischen Budňan und Řewnitz nahezu senkrecht zum Streichen durchbrochen.

Nordwestlich der *Trébaner Hügellücken* erstreckt sich das obersilurisch-devonische Kalkplateau wiederum im Niveau der innerböhmisches Rumpffläche.

Als letztes Formenelement, das zur Oberflächengestaltung des Aufnahmegebietes beiträgt, möchte ich die Terrassen der Beraun nennen, die die Hügellücken von *Tréban* durchschneiden und hier einen wesentlich formgebenden Einfluß haben.

Das Aufnahmegebiet umfaßt also — morphologisch charakterisiert — ein Stück Land, in dem das Niveau der innerböhmisches Rumpffläche einerseits durch den Monadnock des *Brdygebirges*, andererseits durch die Erosionswirkungen der wiederbelebten Beraun gestört erscheint.

Geologisch gehört das Aufnahmegebiet dem Präkambrium, Kambrium, Untersilur und tiefsten Obersilur an. Wie der Blick auf die geologische Karte zeigt, folgen die einzelnen Schichtenkomplexe zonenweise, ziemlich regelmäßig mit fast vollkommen konstantem Streichen aufeinander. Dennoch ist das Gebiet von mehreren bedeutenden Längsstörungen durchzogen, deren Existenz schon von *Krejčí* und anderen richtig erkannt worden ist.

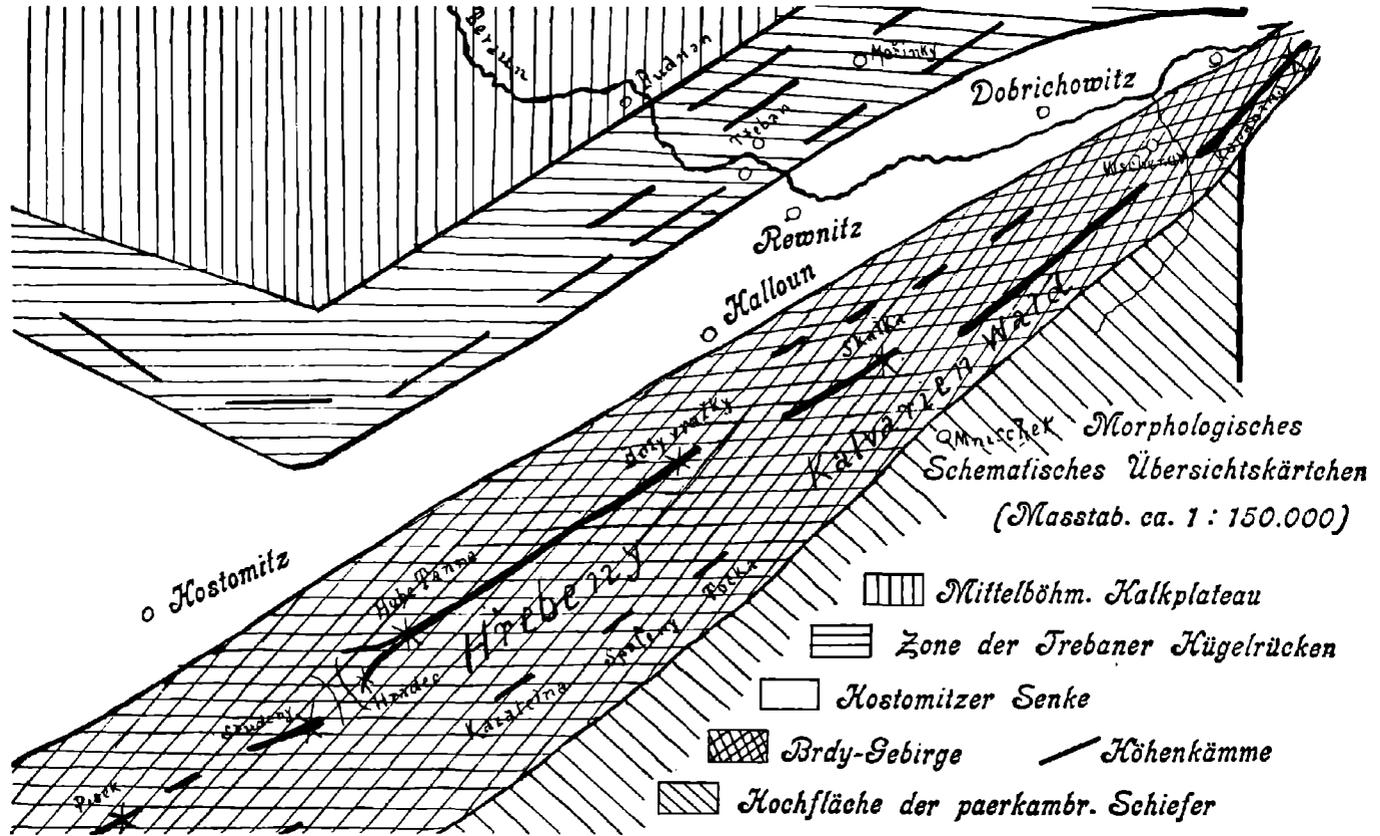
Dem südöstlichen Rand des Gebietes nehmen in seiner ganzen Erstreckung die präkambrischen Tonschiefer und Grauwacken (*Barrande's Etage B*, *Lipold's Pfibramer Schiefer*) ein; in ihnen sind kieselige Schieferpartien und an einer Stelle ein Porphyrvorkommnis eingeschaltet. Außerordentlich geradlinig und ausgesprochen diskordant grenzt das präkambrische Schiefergebiet gegen NW, im südwestlichen Teile an die kambrischen Konglomerate, im nordöstlichen Teile an die *Barrande'sche Siluretage D*. Diese Grenzlinie entspricht zum größten Teil einer Bruchlinie, die in der nordöstlichen Fortsetzung der *Pfibramer Lettenkluff* liegt.

Mitten durch das Konglomeraterrain, das sich an die präkambrischen Schiefer anschließt, scheint — allerdings geologisch nicht direkt nachweisbar — eine gleichfalls im Streichen verlaufende Störung hindurchzugehen, die südlich von *Mnischek* von dem erwähnten Bruche, der in der Fortsetzung der *Pfibramer Lettenkluff* liegt, abgeschnitten wird.

Auf die Konglomerate, bzw. direkt auf das Präkambrium folgen die Quarzite der Stufe d_2 . Die Stufe d_1 ist als normal Liegendes, von d_2 im Kartengebiete obertags nirgend deutlich sichtbar, sondern nur durch Bergbau mit Sicherheit nachgewiesen.

Die Quarzite des *Brdywaldes* sind von mehreren Längsstörungen betroffen worden, die das breite Anschwellen der d_2 -Zone vor allem zwischen *Mnischek* und *Řewnitz* bedingen. Vollkommen deutlich er-

Fig. 1.



Richtigstellung: In der Zeichenerklärung soll es anstatt paerkambr. richtig präkambrische Schiefer heißen.

weisen sich diese Störungen durch das Hervortreten älterer Schichten-
gruppen (der Konglomerate und d_1 -Schichten) inmitten der Quarzite.

Den d_3 -Quarziten liegen allenthalben die d_3/d_4 -Grauwackenschiefer, eine breite Zone bildend, auf; die große Mächtigkeit, die diese Schichten scheinbar erreichen, mag wohl auf Faltungen innerhalb derselben zurückzuführen sein, die sich allerdings in dem beschriebenen Gebiete, infolge mangelnder Aufschlüsse, selten direkt beobachten lassen.

Die auf d_4 folgende Zone ist stark gestört und besteht aus einem mehrmaligem Wechsel von untersilurischen d_5 -Schichten und obersilurischen e_1 -Graptolitenschiefern, welche beide von überaus zahlreichen Diabasvorkommnissen durchsetzt werden.

Nur im nördlichen Teile des Gebietes ist der d_6 -Schichtenkomplex in einer geschlossenen, jedoch auch von Diabasen durchbrochenen Zone vorhanden, auf die dann in normaler Weise die e_1 -Schichten folgen. Die in d_5 eingekleiteten Partien von obersilurischen Graptolitenschiefern sind in die Literatur seinerzeit unter den Bezeichnungen „Kolonien von Tréban, Bělč etc.“ eingeführt worden. Die Lagerungsverhältnisse dieser eigentümlichen Einlagerungen klarzustellen, soll eine wesentliche Aufgabe der vorliegenden Arbeit bilden.

Die diluvialen und zum Teile wahrscheinlich auch prädiluvialen (tertiären?) Schotter und Sande finden sich hauptsächlich im Gebiete der Beraun, deren Terrassen und Verebnungen bedeckend. Reiner Lehm tritt mehrfach, aber meist nur in beschränkter Ausdehnung längs der Bäche am Fuße des Brdywaldes auf. Wo sich das Berauntal erweitert, wie bei Tréban und Dobřichowitz, erfüllen es mächtige Alluvien, die dem Ackerbau dienen. Eine große Rolle in der Bodenbeschaffenheit des aufgenommenen Gebietes spielt der mit lehmigen Detritus vermengte Gehängeschutt des d_2 -Quarzites, der vom Brdygebirge herabströmend vor allem die Grauwackenschiefer der Hostomitzer Senke fast vollkommen bedeckt und sie nur in tiefen Schluchten zum Vorschein kommen läßt. Wo auf weite Erstreckung sich keine Aufschlüsse im Untergrunde darbieten — wie im größten Teile der Hostomitzer Senke — war ich gezwungen, diese Ablagerung, deren Bildung jedenfalls weit in das Diluvium hineinreicht, zu kartieren, während ich dort, wo auf verhältnismäßig kurze Entfernungen der Untergrund zu erkennen ist, ihre Einzeichnung vernachlässigte.

Erwähnenswert ist auch der sehr deutlich ausgesprochene Einfluß, den die geologischen Verhältnisse des Aufnahmegebietes teils direkt — durch die Bodenbeschaffenheit — teils indirekt — durch Vermittlung der Morphologie -- auf die wirtschaftlichen Verhältnisse nehmen. Der Monadnock des Brdywaldes hat eine gewisse lokale klimatische Bedeutung, insofern als er besonders die Spätfrühlings- und Sommerniederschläge, die vielfach an Gewitter gebunden sind und in der Regel von W- und SW-Winden herbeigebracht werden, von den an seinem SE-Fuße gelegenen Landstrichen abhält; umsomehr ist dagegen diese Gegend den trockensten, im Winter frostbringenden E- und NE-Winden ausgesetzt. Schon diese Umstände bringen eine bedeutende Benachteiligung der süd-

östlich des Gebirges gelegenen präkambrischen Landschaft mit sich. Hinzu kommt noch die teils auf den Mangel eines erodierenden größeren Flusses, teils aber auch auf der schweren Verwitterbarkeit des von Monadnocks durchsetzten Gebietes, beruhende Höhenlage und schließlich die minderwertige Bodenbeschaffenheit; denn die präkambrischen Gesteine liefern im allgemeinen eine sehr spärliche, wenig fruchtbare Ackerkrume. Alles dies hat den wirtschaftlich geringen Wert des präkambrischen Gebietes zur Folge. Die Hauptfrucht bilden hier die Kartoffel, Korn und Hafer, soweit nicht Wälder das Land bedecken. Nur die unmittelbar am Fuße des Brdywaldes gelegenen Felderstriche sind etwas besser daran, da sie zum Teile den vom Gebirge herabgerutschten lehmigen Detritus zum Untergrund haben. Industrie fehlt hier nahezu ganz, die Besiedelung ist verhältnismäßig spärlich, die Dörfer zumeist arm. Noch mehr gilt dies alles von dem Verbreitungsgebiet der kambrischen Konglomerate und untersilurischen d_2 -Quarzite; dieses ist ausschließlich von Wald bedeckt und nicht besiedelt.

Ganz anders liegen die Verhältnisse am NW-Fuße des Brdygebirges, in der von lehmigem Gebirgsschutt ganz erfüllten Hostomitzer Senke. Hier gesellen sich zu der günstigeren Bodenbeschaffenheit und der zufolge der weichen Schieferunterlage tieferen Lage günstige klimatische Faktoren, nämlich die Zugänglichkeit für die niederschlagsführenden, im Winter mildere Temperaturen bringenden SW- und W-Winde und der Schutz gegen die rauhen austrocknenden E- und NE-Winde. Ein blühender Ackerbau und Obstkultur, landwirtschaftliche Industrie, reiche Besiedelung, rege Bautätigkeit sind die Folge; eine Hauptfrucht ist hier die Zuckerrübe. Auch die Zone der Třebaner Hügelrücken bietet vor allem in den geschützten Mulden und im Verbreitungsbezirke der Graptolitenschiefer günstige Bedingungen, vor allem weil sowohl der Graptolitenschiefer als auch der Diabas, — sobald dieser tiefgründiger verwittert ist — eine fruchtbare kalkreiche Ackerkrume liefert, die besonders den Gerstenbau begünstigt, — an einer Stelle sogar Hopfenbau ermöglicht (Brauindustrie von Litten). Dagegen sind die harten d_6 -Quarzitrückten und schwer verwitternden Diabaszüge nahezu steril; hier ist mit der Aufforstung begonnen worden.

Es erübrigt noch, wenige Worte über die Art der Begrenzung des aufgenommenen Gebietes zu sagen. Die Grenzen sind teils natürliche, — geologische wie orographische — teils künstliche. Künstlich ist die südliche Begrenzung, die von der Halbierungslinie der SE-Sektion des Spezialkartenblattes (Zone 6, Kol. X) gebildet wird, aber zufällig auch mit einer orographischen Linie, nämlich der Einsattelung zwischen Hřebený und Studený zusammenfällt. Die westliche Begrenzung ist im südlichen Teile der Kartenrand, dann der Anschluß an das von Seemann [60] kartierte Blatt; im nördlichen Teile ist die Westgrenze geologisch, indem ich vor Auflagerung der e_2 -Kalke abschloß. Die N-Grenze folgt dem Tal des Karliker Baches und jenseits der Beraun dem des Wschenorer (Praslavsky-) Baches. Die Ostgrenze folgt der Reichsstraße Prag—Dobřich. Ein weiteres Eingreifen des präkambrischen Gebietes würde mannigfache andere

Probleme aufrollen, die eine ausgedehnte und einheitliche Behandlung erfordern würden.

Im allgemeinen beschränkt sich also das Gebiet auf das Untersilur; es wurden nur die angrenzenden Streifen einerseits des präkambrischen und kambrischen, anderseits des obersilurischen Terrains miteinbezogen, um das Verhältnis zu diesen festzustellen.

II. Die stratigraphischen Verhältnisse.

a) Ausbildung und Verbreitung der einzelnen altpaläozoischen Schichtglieder.

Präkambrium.

Dunkle Tonschiefer, grünliche Grauwacken, kieselige Schiefer (Azoische Schiefer, Etage *B* Barr. zum Teil, Lipold's Pribramer Schiefer). — Das weitaus vorherrschende Gestein sind die dunklen Tonschiefer. Diese wechsellagern an vielen Stellen (besonders in der Umgebung von Mnischek, Wosnic) mit teils wohlgeschichteten, teils ungeschichteten Grauwackengesteinen. Diese Wechsellagerung geht oft sehr ins Einzelne und ist dann, wo die Schichtköpfe auswittern, sehr auffällig, da die Grauwackenschichten widerstandsfähiger sind als die Tonschiefer und als Felsrippen hervortreten. An manchen Stellen treten jedoch die Grauwackengesteine in massiger Form von vielen Metern Mächtigkeit auf und ahmen dann das Auftreten von Eruptivgesteinslagergängen nach. Diese ungeschichteten Grauwackengesteine zeichnen sich immer durch eine außerordentliche Härte aus. Alle diese Gesteine erweisen sich im Mikroskop als polymikte Grauwacken. Und zwar bestehen 1. die geschichteten, weniger harten Grauwacken im wesentlichen aus Bruchstücken von Eruptivgesteinen (teils einer felsitischen Grundmasse von Quarzporphyr, teils von trachytisch struiertem Diabas), unregelmäßigen Körnern von Quarz und Feldspat (Ortho- und Plagioklas) und einem kieseligen, meist von einer chloritischen Substanz ganz durchsetzten Bindemittel; diese bedingt die Grünfärbung dieser Gesteine; 2. die ungeschichteten harten Gesteine zeigen eine mehr wechselnde Zusammensetzung; in allen finden sich mehr oder weniger Spuren von Dynamometamorphose, wie Kataklase der Feldspate, undulierende Auslöschung des Quarzes, Verbiegungen von Glimmerschüppchen und der Zwillingslamellen der Plagioklase, Auftreten von Zwillingslamellen im Titanit; ferner als Neubildungen: Muskovit, Biotit (in einem Schilfe), Titanit und Kalzit. Im allgemeinen gewinnt man den Eindruck, daß diese Gesteine aus der Zerstörung und Umbildung, teils von Quarzporphyren, teils von Gesteinen der Diabasreihe hervorgegangen sind. Erstere weisen als Gemengteile hauptsächlich Quarz, Orthoklas, weniger Plagioklas auf, letztere dagegen Quarz verhältnismäßig spärlich, Plagioklas, weniger Orthoklas und oft in bedeutender Menge einen meist farblosen diopsidartigen Augit. Von einem eigentlichen Zement kann man bei allen diesen Gesteinen

nicht sprechen; es liegt zwischen den größeren Gemengteilen ein meist quarziges Zerreibsel, das aus der Zertrümmerung und nachträglichen Zusammenpressung der Quarze und Feldspate hervorgegangen sein mag (Mörtelstruktur). Jedenfalls beruht die außerordentliche Härte dieser Gesteine hauptsächlich auf der innigen Verzahnung ihrer Gemengteile.

Die zuerst beschriebenen weniger harten Grauwacken unterscheiden sich durch verschiedene Korngröße. Wo diese Gesteine feinkörnig sind, ähneln sie außerordentlich den grünen Paradoxides-Schiefern von Jinetz und haben auch schon tatsächlich zu Verwechslungen und fälschlichen Identifizierungen mit ihnen Veranlassung gegeben. Auch die an den Klufflächen auftretenden bläulich schimmernden Psilomelananfüge, wie sie die Jinetzer Schiefer zeigen, fehlen ihnen nicht. Wo das Korn größer ist, würde man bei makroskopischer Betrachtung auf Tuffe schließen. Tatsächlich sind diese Gesteine auch seinerzeit (Krejčí—Helmhacker [37]) als „Diorittuffe“ und „Grauwackentuffe“ beschrieben worden. Mikroskopisch läßt sich jedoch durchaus kein Anzeichen finden, das ihre Bezeichnung als Tuffe rechtfertigen würde. Übrigens hat auch jüngst Kettner [29] bezüglich einiger Vorkommnisse im Moldautal darauf hingewiesen, daß diese Tuffgesteine Helmhackers doch nur als Grauwacken zu bezeichnen seien.

Als drittes Gesteinselement treten im Präkambrium schwarze kieselige Schiefer auf. Sie sind durch Übergänge mit den Tonschiefern verbunden; dennoch ist ihr Auftreten auch ein geschlossenes und dann für die Bodengestaltung von Einfluß, so daß ihre Ausscheidung auf der Karte zweckmässig erschien.

Diese Schiefer zeichnen sich naturgemäß durch große Härte aus; eine Spaltbarkeit nach den Schichtflächen ist in der Regel noch vorhanden; immer sind diese Gesteine jedoch außerordentlich zerklüftet, so daß sich selten Bruchflächen erzielen lassen. Die Klüfte sind teils von Quarz, teils von Brauneisen erfüllt. Im Mikroskop zeigt sich das Gestein als eine überaus dichte halbkristallinische Masse, die sich selbst mit der stärksten Vergrößerung kaum auflösen läßt, bestehend aus feinsten Quarzkörnchen, Glimmerschüppchen und sehr viel kohligter Substanz; vielfach zeigen sich auch feine Sprünge, die von Quarz erfüllt sind. Man muß wohl annehmen, daß das Gestein aus dem Tonschiefer hervorgegangen ist, entweder durch Gebirgsdruck, der das Weiterwachsen der Quarzkörner zur Folge hatte, oder durch eine nachträgliche Infiltration mit kieselsaurem Wasser, die man wiederum mit dem nahen Porphyrvorkommnis in Verbindung bringen könnte (siehe auch später pag. 21).

Die kieseligen Schiefer bilden im Aufnahmegebiet eine ungefähr linsenförmige Einlagerung, die vom Goldberg bei Mnischek zum Kleinen heil. Berg (an der Reichsstraße nach Dobřisch) streicht.

Eigentliche Aufschlüsse finden sich in dem Gesteine nicht; die Höhe des Rückens, den diese kieseligen Schiefer bilden, ist jedoch stellenweise von den Brocken des Gesteins ganz überschüttet und hier kommt dann auch das Felsgerippe zutage. — Auch die Aglaja-Höhe gehört einem Zuge kieseligen Schiefers an, der sich nach S über den

Kartenrand hinaus fortsetzt. Sonst finden sich noch geringe Vorkommnisse von kieseligem Schiefer, die ich auf der Karte aber nur schematisch anzugeben vermochte.

Bezüglich des Alters aller dieser, dem Schichtenkomplex der Tonschiefer angehörenden Gesteine, ist jetzt die Bezeichnung als Präkambrium oder Algonkium¹⁾ bereits ganz allgemein geworden, nachdem lange Zeit ihre Alterszuweisung Gegenstand der mannigfachsten Meinungsverschiedenheiten war. Der für die Altersbestimmung vor allem wichtige Nachweis der Diskordanz der Přibramer Schiefer gegenüber den jüngeren Gebilden, ist auch im Aufnahmegebiete überall möglich.

Die Tonschiefer und die mit ihnen in Verbindung auftretenden Gesteine zeigen immer ein durchschnittlich südöstliches Einfallen, wenn auch die Streichrichtung innerhalb eines kleinen Winkels (NE — SW bis NNE — SSW) schwankt. Nur ganz lokal findet man auch entgegengesetztes Einfallen, dort, wo Schichtenfaltungen und — Biegungen zu sehen sind (wie bei Mnischek unterhalb des Schlosses und unterhalb der chemischen Fabrik). Der Fallwinkel ist meist ein ziemlich steiler, häufig 50—70°.

Kambrium.

Quarzkonglomerate und -Grauwacken (Barrandes Etage B zum Teil, Lipolds Přibramer Grauwacken, Krejčís Tremosna-Konglomerate). Sie bestehen aus Geröllen von lichtem und rötlichem Quarz und von Kieselschiefer, die durch ein meist quarziges, manchmal eisenschüssiges Zement verkittet sind. Die Korngröße der Konglomerate ist oft auf kurze Entfernungen sehr wechselnd; sie sind großkörnig (bis faustgroße Gerölle wie am Hřebyny), mittelkörnig (wie am Spaleny, Točka) bis feinkörnig und gehen dann in Grauwacken über. Diese können stark glimmerig sein und zerfallen dann leichter, während sonst die hierhergehörigen Gesteine sehr fest und widerstandsfähig sind. Als Zwischenmittel in den Grauwacken beobachtete ich an einigen Stellen einen mürben glimmerreichen, roten, tonigen Schiefer. Diese Schieferzwischenanlagen können jedoch auch mächtiger werden und erreichen dann die Geltung von selbständigen Schichten. Derartige rote Schiefer von bedeutender Mächtigkeit, wechsellagernd mit glimmerigen Grauwacken sind bei Kytin verbreitet und besonders an dem Wege, der aus dem Orte nach N gegen das Rote Kreuz führt, gut aufgeschlossen. Diese roten Schiefer scheinen an eine Zone gebunden, die mitten durch das Konglomeratterrain hindurchläuft und sich auch im Walde durch die hellrote Färbung des Bodens an den Wegen und in einzelnen Schieferbrocken verrät. Ich suchte die Verbreitung der roten Schiefer auf der Karte wenigstens schematisch darzustellen. Ähnliche, für das Konglomeratgebiet fremdartige Gesteine (quarzitische Grauwacken, blättrige rote Grauwacken) scheinen auch außerhalb des Kartengebietes in der Umgebung von Hluboš verbreitet

¹⁾ Slavik [62] versucht auf Grund der sonst (besonders in westböhmischem Verbreitungsbezirk) in diesem Schichtenkomplex auftretenden spilitischen Eruptivgesteinsfazies eine Parallellisierung mit dem nordamerikanischen Keweenawau.

zu sein und haben seinerzeit Pošepny [52] veranlaßt, hier Einfaltungen jüngerer Schichten (d_1, d_2) anzunehmen¹⁾.

Eine Unterscheidung mehrerer Horizonte auf Grund der petrographischen Verschiedenheiten konnte ich in dem Konglomeratgebiete nicht durchführen, vor allem weil hierzu in dem dichten Waldgebiete die Aufschlüsse zu spärlich sind.

Das Alter des ganzen Schichtkomplexes habe ich in Anlehnung an die heute vorherrschende Anschauung als kambrisch²⁾ angenommen, obwohl diese Schichten im ganzen Südfügel der „Silurmulde“ bisher noch keine Fossilien geliefert haben und das von mir untersuchte Gebiet auch sonst keine Anhaltspunkte für eine Altersbestimmung liefert. Es könnte nur die auch von mir beobachtete Diskordanz gegenüber den präkambrischen Schiefer herbeigezogen werden. Denn bei den Konglomeraten fand ich immer, auch nächst der Grenze gegen die präkambrischen Schiefer nordwestliches Verflächen. Von den Jinetzer Paradoxidesschiefern fand ich im Aufnahmegebiete keine Spur; die diesbezügliche von Pošepny mitgeteilte Beobachtung (er verzeichnet Paradoxidesschiefer bei Fürstenbrunn) scheint auf einem Irrtum zu beruhen.

Die Grenze der Konglomerate gegen ihr Hangendes ist leider nirgends aufgeschlossen und es ergaben sich auch sonst keine Beobachtungen, die die Frage des Verhältnisses der Konglomerate zum Untersilur beantworten könnten. Immerhin erscheint es als das wahrscheinlichste, daß die Konglomerate ein Äquivalent des Paradoxidesschiefer sind und in die $d_1\alpha$ -Schichten übergehen.

Was die Verbreitung der kambrischen Konglomerate und Grauwacken betrifft, so lassen sich zwei Bezirke unterscheiden: 1. das Hauptgebiet zwischen Hřebeny und dem Präkambrium, wo sie das normal Liegende des Untersilurs bilden und 2. ein ungefähr linsenförmiger Aufbruch mitten im Untersilur des Kalvarienwaldes. — Im ersteren Gebiete finden sich die besten Aufschlüsse am Kämme des Hřebeny selbst; hier sind die Schichtenköpfe vielfach ausgewittert und bilden klippige Felsen. Es sind meist grobkörnige Konglomerate, deren dickbankige Schichten 35° (Hohe Tanne), 45° (SE-Hang des Karwatl) und 50° (Jistebny) nach NW bis NNW fallen³⁾. Sonst finden sich Aufschlüsse nur sehr spärlich; sie sind meist an alte Schotterbrüche längs der Waldstraßen gebunden. So ist feinkörniges, zum Teil stark eisenschüssiges Konglomerat an der Straße Aglaja-Höhe —

¹⁾ Liehus [72] scheidet in seiner während der Drucklegung dieser Arbeit erschienenen Karte im südlich anschließenden Gebiet eine Zone roter Schiefer aus, die genau in der Fortsetzung der Verbreitzzone der roten Schiefer in meinem Aufnahmegebiet liegt.

²⁾ Diese Anschauung gründet sich bekanntlich auf Vorkommen kambrischer Fossilien in den mit den Paradoxidesschiefern in enger Verbindung auftretenden Konglomeraten bei Skrej und Tejšowitz; ferner auf der Beobachtung eines allmählichen Überganges der Konglomerate in die darüber folgenden Paradoxidesschiefer bei Jinetz und die deutliche Diskordanz gegen das Präkambrium.

³⁾ Auf den bisherigen Karten ist der Hřebeny-Kamm als d_1 verzeichnet! Nur auf Počtas Karte [49] bildet er ungefähr die Grenze zwischen d_1 und den Konglomeraten. Der Karwatl, der nach Pošepny [52] sogar schon in d_2 liegt, besteht am SE-Hang auch noch aus grobkörnigen Konglomeraten.

Fürstenbrunn aufgeschlossen; es ist jedoch stark verwittert (zerfällt in Grus) und die Lagerung nicht erkennbar. Ein guter Aufschluß findet sich in feinkörnigem Konglomerat mit rotem Schiefer als Zwischenmittel an der Straße Wosnic-Fürstenbrunn bei Kote 402; das Streichen ist nahe E-W, das Fallen 55° nach N gerichtet.

Das Verflächen ist also im Konglomeratgebiet, soweit sich die Lagerungsverhältnisse überhaupt beobachten lassen, ein isoklinales, die Streichungsrichtung wechselt innerhalb eines Winkels von 45° . Es haben sich keine Anhaltspunkte zum Nachweise der Längsstörung ergeben, die vermutlich das Gebiet durchzieht und die scheinbare sehr große Mächtigkeit dieses Schichtenkomplexes erklären würde. Nur orographisch scheint sie durch die Entwicklung eines Nebenkammes angedeutet, der heute nur mehr durch die niedrigen Waldberge Kazatelna, Spaleny (Theresienhöhe) und Točka bezeichnet ist. Außer in den wenigen Aufschlüssen verrät sich das Konglomerat im ganzen Gebiet durch Lesesteine und auswitternde Blöcke (so besonders am Spaleny, Točka, beim Roten Kreuz) und dem aus seinem Zerfall hervorgehenden Gerölle und Grus, so daß es möglich ist, die Grenze gegen die präkambrischen Schiefer mit ziemlicher Sicherheit anzugeben.

In dem kleinen zweiten Verbreitungsbezirk im Kalvarienwald, der bisher noch nicht bekannt war, kann man die Anwesenheit der Konglomerate fast nur in Lesesteinen und größeren Blöcken erkennen. Doch ist ihr Vorkommen oft so gehäuft und ihre Verbreitung so scharf begrenzt, daß man unbedingt auf die Anwesenheit der Konglomerate im Untergrund schließen muß. Nur an einer Stelle stehen die Konglomerate an; es ist dies im Walde nördlich der Mnischek-Rěwnitzer Bezirksstraße bei Kote 512, wo die ausgewitterten Bänke flach nach NW einfallen. Die Ausbildung der Konglomerate im Gebiete des Kalvarienwaldes ist eine fein- bis mittelkörnige; oft sind sie stark eisenschüssig.

Untersilur.

(Barrande's Etage D.)

Quarzige Grauwacken ($d_1\alpha$, Krušnáhora-Schichten), Rot-eisensteine und Tuffschiefer ($d_1\beta$, Komorauer-Schichten), dunkle Tonschiefer ($d_1\gamma$, Rokytzaner-Schichten). Der Schichtkomplex der Barrande'schen Stufe d_1 ist, wie bereits in der Übersicht erwähnt, als Liegendes der d_2 -Quarzite im Aufnahmegebiete obertags nirgends deutlich aufgeschlossen, obwohl in den bisher über das Gebiet erschienenen Karten die Stufe d_1 , als Liegendes von d_2 , als eine fortlaufende Zone längs des Brdywaldes eingetragen ist und sogar der Hřebenykamm, an dem die grobkörnigen Konglomerate so prächtig anstehen, als d_1 verzeichnet ist! (Siehe auch frühere Anmerkung.) Es war mir nicht einmal möglich, auf der ganzen Erstreckung des Hřebený auch nur durch Lesesteine das Vorhandensein dieser Zone zu konstatieren. Am Berge Baba war jedoch seinerzeit die Stufe durch Bergbau (Josefischacht)¹⁾ aufgeschlossen und sie ist hiemit in der Tiefe nachgewiesen. Ob ihre Sichtbarkeit am Tage nur

¹⁾ Dieser Bergbau ist längst aufgelassen; heute sind die Schächte bereits vollkommen verschüttet und bieten gar keine Aufschlüsse.

durch den Mangel an Aufschlüssen, bzw. die Bedeckung von Gebirgsschutt verhindert wird, oder ob hier auch tektonische Erscheinungen eine Rolle spielen, kann nicht entschieden werden.

Erst im Kalvarienwald beim Roten Kreuz verrät sich die Stufe und zwar die Roteisensteine $d_1\beta$, durch Lesesteine und die rote Färbung des Bodens; hier sind auch vor längerer Zeit Bohrversuche unternommen worden, wovon die noch bis heute übliche Bezeichnung der Lokalität „Rudové jámi“ (= Erzgruben) Zeugnis ablegt. Auch tiefer am Gehänge gegen die Skalka zu kommen die Roteisensteine mehrfach zum Vorschein. Am Fuße der Skalka bei Mnisek ist der ganze Schichtenkomplex der Stufe durch Bergbau (Josefi- und Theresenschacht) aufgeschlossen. Auch dieser Bergbau ist trotz der Ergiebigkeit seiner Erzlager und der sehr guten Qualität der Erze heute außer Betrieb und die Schächte sind nicht mehr zugänglich. Es sei daher hier das wichtigste über die Aufschlüsse dieses Bergbaues aus dem seinerzeitigen Bericht Lipold's wiedergegeben.

Man kann im Skalka-Bergbau zwei Erzlager unterscheiden, die durch ein 38 m mächtiges Zwischenmittel getrennt sind: ein Liegend- oder Haupterzlager, das aus oolithischen Roteisensteinen besteht (45–50% Fe-Gehalt) und eine Mächtigkeit bis zu 19 m erreicht und ein Hangendlager, das vorzugsweise aus schiefrigem Brauneisenstein zusammengesetzt ist und durchschnittlich nur $7\frac{1}{2}$ – $9\frac{1}{2}$ m mächtig ist. Im Liegenden des Haupterzlagers finden sich rötliche und grünliche Quarzsandsteine und feinkörnige grauweiße Sandsteine mit Kaolinbeimengung im Wechsel mit verschiedenen gefärbten gestreiften Tonschiefern. Tuff- und Schalsteinbildungen, wie sie sonst in den Komorauer Schichten ($d_1\beta$) vorkommen, scheinen nach Lipold hier zu fehlen. Zwischen dem Haupt- und dem Hangendlager sind fast ausschließlich nur die schwarzgrau-glimmerigen Rokytzaner-Schichten anzutreffen, aus denen Lipold Graptoliten (*Grapt. Suessi?* Barr.) erhielt. Das Hangende des Brauneisensteinlagers bilden die d_2 -Quarzite. Das Schichtfallen ist in dem ganzen vom Bergbau durchfahrenen Gebiet mit 36–40° nach NW bis NNW gerichtet.

Nach Lipold war der Skalkabergbau ursprünglich ein Tagbau, so daß ich nicht anstand, trotz des heutigen Fehlens von Aufschlüssen, sowohl auf der Karte als im Profil die d_1 -Stufe hier als zutage austreichend einzuzichnen.

Von der Skalka nach N zu finden sich noch hie und da Spuren von Gesteinen, die jedenfalls d_1 angehören (so z. B. beim „Stitecky Lom“ Schiefer, die vielleicht $d_1\gamma$ sind), bis gegen Řidka; weiterhin ist jedoch nichts mehr zu erkennen; die Zone dürfte schon südlich des Wschenorer Baches auskeilen, denn daselbst nähern sich die Aufschlüsse im präkambrischen Schiefer und im d_2 -Quarzite bereits auf wenige Meter, wenn auch die Grenze direkt nicht sichtbar ist. Die Angabe Krejčí's [38], daß am Wschenorer Bach die $d_1\gamma$ -Schiefer in einer schmalen Zone zwischen den präkambrischen Tonschiefern und dem Quarzit zum Vorschein kommen¹⁾, dürfte ein Irrtum sein

¹⁾ Er stellt dies auch in dem diesbezüglichen Profil so dar; seine Angaben hat Katzer [25] übernommen.

und beruht vielleicht auf einer Verwechslung mit dem tiefer abwärts im Wschenorer Tale mitten im Quarzit eingekeilten Schiefervorkommnis, von dem noch später die Rede sein soll (pag. 44).

Ein wenn auch räumlich sehr beschränktes Vorkommnis von d_1 , das jedoch die Entwicklung in allen drei Stufen aufweist und bisher noch nicht bekannt war, liegt mitten im Kalvarienwald am Moklicky-bache. Die d_1 -Schichten folgen hier als Hangendes der früher beschriebenen Konglomerateinlagerung. Ich verweise hier auf die nähere Beschreibung dieser Aufschlüsse im tektonischen Teil (pag. 42/43).

Quarzite der Stufe d_2 Barr. (Brdaschichten Lipold's). Es sind dies, soweit sie typisch ausgebildet sind, helle, weiße bis gelbliche, stellenweise durch Eisenverbindungen rötlich und violett gefärbte, meist dickbankige Gesteine. Im Mikroskop erweisen sie sich als ein vollkommen krystallines Gemenge von Quarzkörnchen; daneben tritt etwas Feldspat, reichlich Apatit und Zirkon auf; Muskovit findet sich als Neubildung in langgestreckten Lamellen. Vielfach, jedoch durchaus nicht immer, findet sich zwischen den Quarzitbänken als Zwischenmittel ein sehr weicher, dunkler, glimmerreicher Schiefer; sonst ist das Zwischenmittel tonig-sandig, von heller Farbe, wie der Quarzit selbst. Sowohl in die liegenden als auch die hangenden Schiefer geht der Quarzit durch Wechsellagerung über und erhält dann manchmal ein mehr sandsteinartiges Aussehen und dunklere Färbung. Im Mikroskop geben sich diese Übergänge durch das Auftreten und Überhandnehmen eines tonigen Bindemittels kund. Besonders die Grenze gegen d_3/d_4 ist oft sehr unscharf; es kommt vor, daß typische helle d_2 -Quarzitbänke auch mitten in den Grauwackenschiefen auftreten.

Die Quarzite zerfallen oft, wie auf der Höhe des Kammes oberhalb Dobřichowitz, auf der Skalka, in einen feinen weißen Sand; in der Regel jedoch liefern sie ein lehmiges Verwitterungsprodukt, das für die Landwirtschaft am Fuße des Gebirges von großer Bedeutung ist. Charakteristisch ist auch für den Quarzit die zur Schichtung senkrechte Zerklüftung, die ihn in parallel-opipedische Stücke zerfallen läßt.

Sicher deutbare Fossilreste sind aus den Quarziten im Brdygebirge nicht bekannt¹⁾; es finden sich nur die weit verbreiteten problematischen Reste, wie *Scolithus linearis* Hall.

Die Stufe d_2 bildet im Aufnahmegebiet eine ununterbrochene geschlossene Zone von ziemlich konstanter Breite; nur im Kalvarienwalde erfährt sie zwischen Mnischek und Řevnitz eine Verbreiterung dadurch, daß ältere Gesteine (Konglomerate und d_1) in ihr aufbrechen.

Das Quarzitgebiet im Hřebeňy ist sehr arm an Aufschlüssen; man kann hier infolgedessen auch nirgends die Grenze gegen das Liegende und Hangende direkt beobachten. Südlich von Kl. Chlumec nahe an der Grenze gegen die Konglomerate, erheben sich klippige Quarzitzfelsen; sie sind undeutlich gebankt, an einer Stelle kann man

¹⁾ Während bekanntlich dieselben Schichten in der Gegend von Beraun eine reiche Fauna geliefert haben.

jedoch flaches NNW-Fallen beobachten. Die übrigen wenigen Aufschlüsse am NW-Hang des Hřebený zeigen alle ein sehr konstantes Verflachen mit 30—35° nach NNW.

Dagegen ist der Kalvarienwald reich, sowohl an natürlichen wie künstlichen Aufschlüssen. Es seien hier nur erwähnt die mächtigen Felsen am Ausgange des Moklický-Tales, am Gipfel der Babka, des Strěny vrh, unterhalb der Skalkakapelle, bei Černolitz und auf zahlreichen Höhenpunkten. Außerdem bieten die tiefen Schluchten am NW-Hang des Gebirges gute Aufschlüsse.

Die Grenze gegen die im Hangenden der Quarzite folgenden d_3/d_4 Grauwackenschiefer ist an mehreren Stellen zu sehen und es läßt sich hier, wie schon erwähnt, ein Übergang beobachten. Das Streichen ist auch im Kalvarienwald im Allgemeinen annähernd NE-SW (meist N 60° E) und das Fallen 25—55°, selten auch noch steiler nach NW gerichtet. Wo größere Abweichungen in den Lagerungsverhältnissen auftreten, finden sie im tektonischen Teile Berücksichtigung, ebenso wird dort das vereinzelt d_3 -Vorkommen mitten in d_4 südlich von Hatě behandelt werden (pag. 49).

Glimmerreiche Grauwackenschiefer¹⁾ und dunkle Sandsteine (Barr. Stufe d_3 und d_4 , Lipold's Vinicer und Zahoráner Schichten).

Es sind dies graue, im angewitterten Zustand bräunliche, glimmerreiche sandigtonige Schiefer, die stellenweise mit meist geringmächtigen Sandsteinen wechsellagern. Die Schiefer sind immer stark zerklüftet und zerfallen in unregelmässige Stücke; die Schichtflächen der Sandsteine sind wulstig und von Glimmerschüppchen bedeckt. Eine Trennung der Stufe d_3 und d_4 ließe sich im Aufnahmegebiete schon wegen der mangelnden Aufschlüsse nicht durchführen. Überdies ist ja schon von mehreren Autoren (Katzner [25], Jahn [19]) darauf hingewiesen worden, daß d_3 und d_4 nur faziell verschiedene Ausbildungsweisen derselben Stufe darstellen. Tatsächlich fand ich auch an mehreren Punkten (z. B. in den Schluchten am Gehänge zwischen Řevnitz und Dobřichowitz), und zwar im tieferen Teile des Schichtkomplexes mitten zwischen den typischen d_4 -Schichten, dunkle dünnblättrige Schiefer, die sehr den Schieferzwischenlagen in d_2 ähneln und den sonst als d_3 beschriebenen Schiefen entsprechen dürften.

Den allmählichen Übergang der d_3/d_4 -Schiefer in die d_2 -Schichten habe ich bereits früher erwähnt; es wäre hier nur noch darauf hinzuweisen, daß er auch von anderen Autoren (Jahn [19], Liebus [41]) mehrfach beschrieben wurde.

Was die Grenze gegen d_5 anlangt, so ist es im Aufnahmegebiete möglich, sie mit ziemlicher Genauigkeit zu ziehen, weil der petrographische Unterschied beiden Stufen recht deutlich ausgesprochen ist und gerade an ihrer Grenze häufig Aufschlüsse vorhanden sind. An einigen Stellen kann man sogar unmittelbar die Auflagerung sehen, wie besonders schön am linken Beraufer gegenüber Řevnitz, wo sich

¹⁾ Es sind eigentlich sandig-tonige Schiefer; die Bezeichnung „Grauwackenschiefer“ hat sich für diesen Schichtkomplex jedoch so eingebürgert, daß es aus praktischen Gründen zweckmäßig scheint, sie beizubehalten.

der Unterschied in dem Gesteine schon durch die Färbung auf weite Entfernungen erkennen läßt.

An Fossilien ist die d_3/d_4 -Stufe im Allgemeinen reich; auch im Aufnahmegebiet findet man allenthalben, wenn auch nur schlecht erhaltene, organische Reste. Als besondere Fundorte wären anzugeben die beiden tiefeingeschnittenen Schluchten östlich von Swinař und der tiefe Wasserriß am Střiberny bei Řewnitz. Hier fand ich: *Leda Bohemica* Barr., *Nucula obtusa* Barr., *Nucula dispar* Barr., *Pleurotomaria (Lophospira) viator* Barr., *Orthis* sp. und Bruchstücke von *Trinucleus* sp.; sehr zahlreich, stellenweise förmlich gehäuft, sind die Steinkerne von *Lophospira*.

Die Stufe d_4 bildet im Aufnahmegebiet eine breite Zone, die jedoch zum weitaus größten Teile von Gebirgsschutt bedeckt ist und nur im nördlichen Teile auf größere Erstreckungen anstehend zutage tritt. Daß tatsächlich d_4 im Untergrunde der lehmigen Schuttdecke liegt, zeigen am besten die Schluchten und Wasserrisse zwischen Swinař und Řewnitz. — Auch am NW-Gehänge des Kalvarienwaldes kommt d_4 nicht nur fast in allen Tälern, sondern auch häufig an Hohlwegen, steilen Lehnen etc. zum Vorschein. Am linken Beraunufer ist ein schöner Schnitthang in den d_4 -Schichten angelegt; auch das flache Ufer unmittelbar westlich von Lety (unterhalb des Schnittanges) bilden auswitternden d_4 -Schichtenköpfe.

Die scheinbar sehr bedeutende Mächtigkeit der d_3/d_4 -Schichtengruppe beruht wohl auch hier auf Schichtenwiederholungen infolge von Faltungen, wie dies Krejčí [38] und Liebus [41] aus dem südwestlich anschliessenden Gebiet beschreiben. In meinem Gebiet konnte ich allerdings, soweit die Lagerung überhaupt ersichtlich ist, fast nur nordwestliches Einfallen (ausgenommen südlich von Hatě, siehe später im tektonischen Teil) mit sehr wechselndem Neigungswinkel feststellen. Dieser letztere Umstand, dann die oft steile Schichtstellung und eine deutliche Dislokation, wie sie in der Schlucht südlich der Villenkolonie auf halber Strecke zwischen Dobřichowitz und Řewnitz zu sehen ist, zeigen, daß die Zone der d_4 -Schichten stark gestört ist.

Glimmerarme, gelbliche und graue Tonschiefer und helle Sandsteine (Barr. Stufe d_5 , Lipold's Königshofer- und Kossower Schichten).

Die Schiefer sind meist gelblich und besonders dadurch charakterisiert, daß sie in sehr dünne feine Blättchen zerfallen („Oblatenschiefer“¹⁾). Manchmal sind die Schiefer auch grau gefärbt und enthalten an einigen Stellen (so am rechten Hang im Karliker Tälchen) kleine, bis haselnußgroße kalkige Konkretionen mit schaliger Absonderung. Mit den Schiefen wechsellageru — besonders im oberen Teile der Stufe — sehr feinkörnige bis dichte, quarzitähnliche hellgelbliche Sandsteine. Die einzelnen Sandsteinbänke erreichen seltener größere Mächtigkeit (bis etwa 50 cm); sie zeigen oft sehr deutliche Diagonalstruktur (z. B. besonders schön auf dem Hügellücken nördlich von Vorder-Třeban), und auf den Schichtflächen die bekannten wul-

¹⁾ Katzer gebraucht diesen bezeichnenden Ausdruck.

stigen Gebilde, die man jetzt als Kriechspuren von Meerestieren zu deuten pflegt.

Die Sandsteine können auch vollkommen vorherrschen und die einzelnen Bänke sind dann nur durch dünne Zwischenlagen der Schiefer getrennt.

Lipold hat eine Unterteilung der Barrande'schen Stufe d_5 in die unteren Königshofer (Schiefrige Entwicklung) und die höheren Kossower Schichten (Sandsteinentwicklung) vorgenommen und diesen Unterabteilungen die Geltung von stratigraphischen Horizonten zugeschrieben. Obwohl tatsächlich im tieferen Teile der Stufe die schiefrige Ausbildung und im höheren Teile die Sandsteinentwicklung vorwiegt, war es im Aufnahmegebiet keineswegs möglich, die Trennung der beiden Ausbildungsweisen vorzunehmen, da ihr gegenseitiges Verhältnis ein zu enges ist und ich auch Übergänge im Streichen — durch Auskeilung der Sandsteinbänke — mehrfach beobachten konnte. Daraus ergibt sich auch, daß die Unterteilung in Königshofer und Kossower Schichten zum Nachweis von tektonischen Störungen nicht geeignet und nicht ausreichend ist.

Die d_5 -Schichten liefern einen hell-schokoladenfarbigen lockeren Ackerboden, der sich von dem dunkel-kafeebräunen, der aus den Graptolitenschiefern hervorgeht, gut unterscheidet; dadurch läßt sich auch oft in Feldstrecken die Grenze der beiden Stufen recht deutlich erkennen. An zahlreichen Stellen sind die d_5 -Schichten von mächtigen Diabasvorkommnissen durchsetzt und dann vielfach kontaktmetamorph verändert (siehe später bei den Diabasen). Obwohl die Stufe d_5 sonst fossilreich ist, ist es mir nicht gelungen, im Aufnahmegebiete in ihr organische Reste aufzufinden, abgesehen von den problematischen Resten auf den Schichtflächen der Sandsteine.

Die d_5 -Schichten bilden im südwestlichen Teil der NW-Begrenzung des Aufnahmegebietes die Grenze und reichen auch noch auf das von Seemann kartierte Blatt hinüber. Sie sind hier meist schiefrig entwickelt und setzen den Abhang des die Hostomitzer Senke deutlich nach NW abgrenzenden Rückens zusammen, auf dessen Höhe dann meist erst die Sandsteinbänke anstehen. Auch der Steilabhang, der sich von Leč nach NE längs des Swinařer Baches dahinzieht, wird fast ausschließlich aus typischen dünnblättrigen gelben Schiefern gebildet. Erst der zweite Höhenzug, der östlich von Litten von der Kote 329 nach NE zur Kote 340 streicht und das steile Gehänge des Bělčer Baches darstellt, besteht vorwiegend aus den Kossower Sandsteinen. Der zweite d_5 -Zug am rechten Ufer der Beraun, der nördlich von Bělč mit keilförmiger Gestalt im Graptolitenschiefer steckt, ist wenig aufgeschlossen und mehr schiefrig ausgebildet. Der dritte d_5 -Zug, der den Vočkov bildet, zeigt auch mehr schieferige Entwicklung; er ist durch die Bahnanlage am Fuße des Berges in seiner ganzen Mächtigkeit aufgeschlossen.

Am linken Ufer der Beraun besteht das Gehänge der Řevnitzer Talweitung bis zu dem Wasserriß nordöstlich der Řevnitzer Mühle aus d_5 , und zwar östlich des Tälchens, das gegen Rovina emporführt aus Schiefern, westlich dagegen zum Teil auch aus Sandsteinen. Der zweite Zug der gegen v Chaloupkoch streicht, ist vorwiegend

aus Sandsteinen zusammengesetzt, ebenso der dritte Zug, der des Poličko; hier finden sich überall, besonders an dem gegen die Třebaner Talweitung zugekehrten Gehänge in den sehr typisch ausgebildeten Schichten (Sandsteine mit Diagonalschichtung, siehe Fig. 2) vorzügliche Aufschlüsse. Hingegen sind die d_5 -Schichten am Gehänge westlich des Ausganges des Tales, das gegen Mořinky hinanführt, hauptsächlich schiefrig entwickelt.

Nordöstlich der Straße von Lety nach Mořin findet man d_5 als eine breite geschlossene, nur von Diabasen durchbrochene Zone. Der

Fig. 2.

Typisch entwickeltes d_5 N von Vord.-Třeban.

Diagonalgeschichtete Sandsteinbänke wechsellagern mit dünnblättrigen Schiefem.

Čabrakrücken und ebenso die Höhe oberhalb Karlik besteht vorwiegend aus Sandstein; gegen das Hangende zu, so auf der Höhe 387 herrscht dann wiederum mehr die schieferige Entwicklung vor.

Was die Lagerung der d_5 -Gesteine betrifft, so ist wieder ein ziemlich konstantes NW- bis NNW-Verflächen in einem Winkel, der in der Regel etwa 30° beträgt, allgemein. Daß die Zone jedoch ins Einzelne stark gestört ist, zeigen vor allem die detaillierten Faltungen und Schichtenzerreißen am Gehänge des Vočkov (s. pag. 34); die großen Störungen, die das Gebiet betroffen haben, sollen später erörtert werden.

Obersilur.

Graptolitenschiefer (Barrandes Stufe e_1 , Lipolds Littener Schichten). Sie sind kalkig, dunkel, meist schwarz, bituminös, teils dünnstiefriq und ausgezeichnet spaltbar, teils mehr plattig. Gegen das Hangende zu werden sie kalkreicher, enthalten kalkige Konkretionen und wechsellagern schließlich mit dünnen Bänken von unreinem dunklen Kalk. Man bezeichnet diesen höheren Teil der Stufe e_1 nach dem Vorschlage Jahns [19] als Übergangsschichten oder $e_1\beta$ gegenüber den tieferen $e_1\alpha$ -Schichten. Die Grenze ist eine sehr labile und läßt sich im Felde, wo nicht genügend Aufschlüsse sind, schwer festlegen.

Die Schichten sind fast überall im ganzen Gebiete reich an Graptolitenresten. Als besonders ausgezeichnete Fundort wären die „Kolonien“ von Třeban hervorzuheben. In den Kalkkonkretionen und Kalkschichten ($e_1\beta$) finden sich auch andere organische Reste (Orthoceren, Bivalven).

Bekanntlich haben Marr [47] und Tullberg [65] auch für das mittelböhmisches Silur eine Graptolitenzoneneinteilung durchgeführt. Ich habe es nicht als meine Aufgabe betrachtet, in dieser Richtung eingehendere Studien zu betreiben, aber bei der Beurteilung der Natur der Graptolitenschieferinlagerungen („Kolonien“) in den d_5 -Schichten des Aufnahmegebietes, stellte sich die Notwendigkeit heraus, eine provisorische und wenigstens für dieses Gebiet brauchbare Unterteilung in diesem Schichtenkomplex durchzuführen. Das Herbeiziehen der von Lipold eingeführten Einteilung der d_5 -Stufe in Königshofer und Kossower Schichten zum Nachweis tektonischer Erscheinungen — so wie es Lipold getan hat [44] — erscheint schon deswegen bedenklich, weil sie sich nur auf petrographische Unterschiede gründet; zudem ist dieser Unterschied kein konstanter, sondern es lassen sich — wie schon erwähnt — Übergänge im Streichen beobachten. Die Unterteilung der Stufe e_1 in α und β war nicht ausreichend, da sich eigentliches $e_1\beta$ in den „Kolonien“ nicht vorfindet. So schien es naheliegend, die Marr'sche Zonenteilung zur Hilfe herbeizuziehen¹⁾ und zu versuchen, ob sich innerhalb $e_1\alpha$ im Aufnahmegebiete im Felde eine Unterscheidung nach den Graptolitenresten in zumindest zwei stratigraphische Abteilungen durchführen läßt. Dies ist nun tatsächlich möglich, denn in Anlehnung an die Marr'schen Zonen fand ich in den tieferen Schichten nur: *Climacograptus scalaris* Lin., *Rastrites peregrinus* Barr. (diese beiden Arten in besonderer Häufigkeit), *Diplograptus palmeus* Barr. und Formen von Typus des *Monograptus Nilsoni* Barr., dagegen in den oberen, an Graptoliten meist ärmeren Schichten: *Monograptus priodon* Bronn, *Monograptus dubius* Suess und *Monograptus colonus* Barr.

Innerhalb dieser Schichtenabteilungen werden sich wohl noch weitere Zonen feststellen lassen; im folgenden werde ich daher immer

¹⁾ Marr hat auch bereits seine Zoneneinteilung zum Nachweis der tektonischen Natur einiger Kolonien („Haidinger“ „Hodkovička“) verwendet (siehe später pag. 37).

nur von den beiden Zonengruppen von $e_1\alpha$ sprechen, die ich manchmal der Kürze wegen als $e_1\alpha_1$ und $e_1\alpha_2$ bezeichnen will¹⁾.

b) Eruptivgesteine.

(Porphyr, Diabas).

Porphyr findet sich nur in einem vereinzelt, sehr beschränkten Vorkommnis, und zwar im präkambrischen Schieferterrain auf der Höhe des Goldberges bei Mnischek. Dieses Vorkommnis ist von Barviř [4] beschrieben worden. Man hat es hier mit einem ausstreichenden Quarzporphyrgang zu tun. Ich fand das Gestein nur an einer Stelle anstehend²⁾; es ist stark zersetzt und von hellgrauer Farbe; schon makroskopisch erkennt man Einsprenglinge von Quarz und Feldspat. Im Mikroskope erweist sich der Feldspat meist stark getrübt, als Orthoklas (in Karlsbader Zwillingen) und saurer Plagioklas. Dunkle Gemengteile fehlen fast ganz (nach Barviř finden sich Spuren von Biotit), die geringe opake Substanz ist Pyrit. Kettner, der in neuester Zeit sich mit den Porphyren der Umgebung eingehend befaßt hat [71] und auch das Vorkommnis vom Goldberg behandelt, nennt das Gestein einen monzonitischen Quarzporphyr.

Interessant ist es, daß in unmittelbarer Nähe dieses Porphyrvorkommens alte Goldschächte vorhanden sind, denen der Berg seinen Namen verdankt. Barviř bringt dieses Goldvorkommnis mit dem Porphyre in genetischen Zusammenhang, indem er ihn als den „Goldbringer ansieht [5]. Das Gold war im Mnischeker Bergbau an einen Quarzgang gebunden, der heute nicht mehr sichtbar ist, da die Schächte verschüttet sind. Auch die Halden sind bereits von Vegetation bedeckt.

Am Kontakt mit dem Porphyr findet sich, worauf auch Barviř [4] aufmerksam macht, ein kieselschieferartiges Gestein und es ist möglich, daß die ganze Einlagerung von kieseligem Schiefer, die sich vom Goldberg zum kleinen heiligen Berg erstreckt, mit dem Porphyrvorkommnis, das sich in der Tiefe weiter fortsetzen könnte, in irgend einem Zusammenhang steht, wie dies schon früher angedeutet wurde³⁾.

¹⁾ Diese durch die beiden Zonengruppen repräsentierten Schichtenabteilungen — denen aber, wie gesagt, durchaus keine allgemeine stratigraphische Geltung zukommen soll — dürften ungefähr übereinstimmen mit der seinerzeit von K a t z e r (zuerst 1888 in seinem „Älteren Paläozoikum in Mittelböhmen“) vorgeschlagenen Unterteilung von e_1 in untere (kalkarme) Graptolitenschiefer und obere Kalkschiefer; nur entspricht den oberen Kalkschiefern der größte Teil jener Schichten, die man heute als $e_{1\beta}$ bezeichnet.

²⁾ Lesesteine des Porphyrs finden sich auch noch eine Strecke nach SW gegen Kytin; wie mich Herr Kettner freundlichst aufmerksam machte läßt sich auch auf der Höhe des Rückens mit Kote 482 ein Porphyrgang, — allerdings auch nur in sehr spärlichen Ausbissen verfolgen.

³⁾ Kettner konnte, — wie ich gleichfalls seiner persönlichen Mitteilung verdanke, — im angrenzenden präkambrischen Gebiet die Beobachtung machen, daß die Verkieselung immer nur die Schichten im Hangenden von Porphyrint intrusionen ergriffen hat (wie dies auch am Goldberg der Fall ist); im übrigen verweise ich auch hier auf seine neueste Arbeit [71].

Diabas findet sich in einem einzelnen Vorkommen bereits in den kambrischen Konglomeraten. Es ist ein Gang, der nur mit seinem äußersten Ende — bei der Wiese Lipiž (Kote 402) bei Dobřich — in das Kartengebiet reicht und sich nach SE bis nahe an die Grenze gegen die präkambrischen Schiefer verfolgen läßt. Das Gestein erscheint makroskopisch in frischen Stücken schwarz, beinahe dicht und läßt nur Einsprengungen von Pyrit erkennen. Im Mikroskope zeigt es typische ophitische Struktur; die Plagioklasleisten sind stark getrübt und zersetzt, der Augit ist nahezu farblos, ohne erkennbare Krystallform. Außerdem sind im Schlicke sehr verbreitet Körner und Anhäufungen von aus Ilmenit hervorgehendem Leukoxen.

Das nächste Diabasvorkommen gehört der Stufe d_1 an. Die Aufschlüsse (Moklickytal, Mnischek-Řewnitzer Bezirksstraße) sind nur gering und das Gestein sehr zersetzt. Man wird auch diesen Diabas als intrusiv auffassen müssen, da das Nebengestein durch Kontakt deutlich verändert ist (s. pag. 42).

Das Hauptverbreitungsgebiet der Diabase liegt in einer Zone längs der Grenze des Unter- und Obersilurs; man kann hier förmlich von einer Durchträngung mit Diabas, sowohl der d_5 -Schichten als auch der e_1 -Graptolitenschiefer sprechen. Die Vorkommnisse sind oft von so geringer Ausdehnung, daß ihre Ausscheidung auf der Karte nicht möglich ist. Andererseits vermochte ich innerhalb des Graptolitenschieferstreifens, der vom linken Beraunufer über Klein-Morín gegen das Karliker Tälchen verläuft, die hier überaus zahlreichen Diabasvorkommen nur schematisch einzuzichnen, da das ganze Terrain von Feldern bedeckt ist und sich der Diabas hier zum größten Teil nur im Frühjahr oder Herbst bei frisch gepflügten Feldern durch seine charakteristische rostbraune Verwitterungsfarbe zu erkennen gibt. An vielen Stellen finden sich jedoch auch ausgedehntere Diabasmassen, die schon von weitem als mächtige schwarze Felsen ins Auge fallen.

In eigentümlichem Gegensatze zu den Beobachtungen, die Seemann [60] in seinem Gebiet über die geologische Form der Diabase gemacht hat — er fand hauptsächlich Decken und Ströme, also effusive Formen — konnte ich bei weitaus den meisten Diabasen, soweit sich Beobachtungen über ihre Form anstellen ließen, ihren intrusiven Charakter feststellen. So sind alle die mächtigen Diabasmassen bei Karlik, bei Řewnitz, Vorder- unter Hinter-Třeban, bei Vlenec unzweifelhaft intrusiv; es sind durchwegs riesige Lagergänge. Da sich das Auftreten der Diabase im Aufnahmegebiete gerade an die Zone der großen Störungen hält, die die zahlreichen Schichtenwiederholungen zur Folge haben, so könnte man sich die Anschauung bilden, daß das Diabasmagma nachträglich zwischen die durch die Faltung gleichsam aufgeblättern Sedimentschichten eingedrungen ist. Diese Durchdringung der Schichten mit Diabas muß sehr ins einzelne gegangen sein, denn man kann vielfach Lagergänge von ganz geringen Dimensionen (wenigen Zentimetern Mächtigkeit) beobachten.

Eine interessante Bildung ist ein breccienartiges Gestein, das am Ausgang des südlich des Plešivec bei Budnan verlaufenden Tales an der Straße Vorder-Třeban—Budnan gegenüber dem Pumphäuschen

auf mehrere Meter aufgeschlossen ist. Dieses Gestein läßt sich kurz charakterisieren als ein von Graptolitenschieferbrocken ganz erfüllter Diabas; die Schieferbrocken zeigen vielfach eine klein-sphäroidische Absonderung, die auf Hitzewirkung zurückzuführen ist. Wir haben demnach hier eine vulkanische Breccie vor uns, die wahrscheinlich die Ausfüllung eines vulkanischen Schlotens darstellt.

Dieses Vorkommen sowie die an einigen Stellen beobachteten Schichtenbiegungen, die man auf Rechnung des in die Schichten eindringenden und sie aufwölbenden Diabasmagmas zu setzen bewegen wird (s. pag. 33, 36 u. 37), spricht weiters für die große Bedeutung der intrusiven Eruptionen des Diabases im Aufnahmegebiet.

Die Kontaktwirkung der Diabase beschränkt sich meist auf Härtung des Nebengesteines. Der Graptolitenschiefer verliert außerdem in der Nähe des Diabases seine Spaltbarkeit, wird plattig und weist manchenmal eine stengelige Absonderung senkrecht zur Schichtfläche, bzw. zur Abkühlungsfläche des Diabaslagers auf. Mehrfach ist es auch möglich mineralische Veränderungen am Kontakte mit Diabas festzustellen, so vor allem an den d_5 -Sandsteinen am Kontakte mit den großen Diabasmassen von Vorder- und Hinter-Třeban. Schon makroskopisch fällt bei diesen Sandsteinen neben der Härtung Fleckenbildung oder das Auftreten von glänzenden Spaltflächen auf. Im Mikroskope zeigt es sich, daß allenthalben im Gestein Kalzit auszukristallisieren beginnt. Wo diese Krystallisation weit vorgeschritten ist, löscht der Dünnschliff in einheitlichen Partien aus. Diese einheitlich auslöschenden Partien entsprechen großen Kalzitindividuen, die die Quarzkörnchen des Sandsteines vollkommen umwachsen haben. Man könnte so dieses Kontaktprodukt als einen marmorisierten Sandstein bezeichnen. Da das Bindemittel im unveränderten Gestein ein kieseliges ist, so muß man annehmen, daß das $Ca CO_3$ in irgend einer Weise aus dem Diabase bezogen ist¹⁾.

Auch die Graptolitenschiefer zeigen manchmal am Kontakt mit Diabas einen krystallinen Habitus.

c) Decksedimente.

(Tertiäre Flußablagerungen? Diluvialbildungen).

Über dem gefalteten Altpaläozikum finden sich in dem aufgenommenen Gebiete keine Spuren transgredierender Bildungen²⁾ außer jungen fluviatilen Schottern, Sanden und Lehmen; sie begleiten vor allem die Höhen zu beiden Seiten des Berauntales, teils wirkliche Sedimentdecken, wenn auch nur von geringer Ausdehnung bildend, teils nur in Form einer Bestreuung. Ich habe die Kartierung dieser Bildungen stellenweise auch da vorgenommen, wo man von keiner zusammenhängenden Decke, die den Untergrund

¹⁾ Diese kurze Mitteilung soll nur als ein Hinweis auf die Erscheinung, aber durchaus nicht als abschließendes Urteil über diesen Gegenstand — vor allem standen mir hierfür zu wenig Schiffe zur Verfügung — betrachtet werden.

²⁾ Obwohl man — wie schon früher bemerkt (pag. 3) — annehmen muß, daß auch dieses Gebiet wie ganz Süd- und Mittelböhmen unter der Kreidendecke, die erst durch die postkretazische Erosion wieder entfernt wurde, begraben lag.

vollständig verhüllt, reden kann, sondern mehr von einer dichten Bestreuung. Ich tat dies dort, wo es mir vom morphologischen Standpunkte wichtig schien, und wo die Vernachlässigung des ohnehin nur aus Lesesteinen unsicher erkennbaren Untergrundes das geologische Bild nicht störend beeinflusste.

Die auf deutlichen Verebnungsflächen in mehreren Niveaus auftretenden Schotter und Sande, die über dem Altpaläozoikum Böhmens überall weit verbreitet sind, haben schon verschiedene Deutung erfahren. Wohl hat man die tiefsten, längs der Flüsse meist deutliche Terrassen bildenden Vorkommnisse immer für diluvial und für Ablagerungen der einst in höherem Niveau fließenden Flüsse angesehen. Haben ja Fossilfunde dieses Alter erwiesen. Dagegen sind die höheren Schotter- und Sandvorkommnisse wohl zunächst auch für diluvial gehalten worden (Krejčí 1859 [33]), später wurden sie jedoch als zerfallene Kreidebildungen, und zwar als Perutzer Schichten angesehen (Krejčí-Helmhacker 1885 [37], Katzer 1892 [25]) und auch so in der Umgebungskarte von Prag kartiert. Neuestens wird die Anschauung vertreten, daß diese höheren Schotter wenigstens zum Teil tertiär sind (Purkyně, Kettner, Daneš).

Ohne vorläufig auf die Altersfrage der Sedimente näher einzugehen, möchte ich zunächst ihre Ausbildung und ihr Auftreten im Aufnahmegebiet kurz beschreiben. Das Material der Schotter ist in allen Niveaus das gleiche, wenn auch manchmal gewisse Elemente vorwiegen: Quarz, Quarzit, Kieselschiefer (schwarz und rot), Konglomerat, seltener Porphyr und vereinzelt andere unzweifelhaft den altpaläozoischen Schichten entstammende Gesteine. Quarzsande finden sich in allen Korngrößen bis zum Übergang in Schotter; meist bemerkt man deutliche Diagonalschichtung. Im allgemeinen läßt sich sagen, daß das Material in den höchsten Niveaus feinkörniger ist und hier Sande vorwiegen, die durch ein toniges Bindemittel locker verkittet sind.

Es sind im Aufnahmegebiet fünf Niveaus zu unterscheiden¹⁾, in denen man diese Ablagerungen antrifft. Das tiefste Niveau liegt ungefähr 11 m über dem Wasserspiegel der Beraun und entspricht der tiefsten (oder dritten) Terrasse Purkyněs [53]; diese tiefste Terrasse zeigt immer eine gut erhaltene Terrassenform. Sie ist gut aufgeschlossen am rechten Ufer der Beraun bei der Station Karlstein, dann bei Hinter-Tréban; in ihrer Form schön ausgebildet östlich von Řevnitz, bei Brunšov und der Station Dobřichowitz und am linken Ufer westlich von Lety. Das Alter dieser Terrasse ist durch Fossilfunde (Zähne vom Pferd und Rhinoceros [69]) im Aufschluß bei der Station Karlstein als diluvial festgestellt.

Das zweite Niveau, in dem Schotter und Sande auftreten, liegt in etwa 46 m über der Beraun (d. i. im Aufnahmegebiete 250 m bis 248 m absolut) und ist identisch mit Purkyněs mittlerer oder zweiter Terrasse; auch ihre Form ist meistens noch gut erhalten. Sie ist sichtbar am rechten Ufer östlich von Hinter-Tréban und am linken

¹⁾ Sie dürften identisch sein mit jenen, die Kettner [32] an der Moldau zwischen Königsaal und Stechowitz unterscheidet.

Ufer nördlich von Vorder-Tréban und zwischen Rovina und Lety (bei Kote 248). Das dritte Niveau befindet sich 80—73 *m* über dem Beraunspiegel (285 *m* bis 278 *m* absolut); es ist Purkyněs höchste und erste Terrasse. Ihr gehören die ausgedehntesten Schotterfelder an und die Ebenheiten, die sie bilden, treten besonders im Landschaftsbilde hervor; dagegen ist die Terrassenkante oft verwischt und dann böscht sie sich allmählich gegen die tiefere Terrasse ab, mit der sich ihre Schotter vermischen. Sie ist am rechten Ufer der Beraun in einzelnen Fragmenten erhalten am Gebänge südlich von Poučnik, dann gut aufgeschlossen jenseits des Vočkov bei Bělě; auch die Schottervorkommnisse bei Lhotka gehören diesem Niveau an. Schöne Terrassenflächen mit mächtiger Schotterbedeckung finden sich sowohl westlich wie östlich von Hinter-Tréban. Wiederum nur einzelne Reste sind erhalten am Gelänge des Brdywaldes südlich von Řevnitz und westlich von Wschenor. Am linken Ufer gehört diesem Niveau das weite Schotterfeld nördlich von Vorder-Tréban zum großen Teile an, dann die kleine aber schön ausgeprägte Terrasse am Poličko (Kote 270) und schließlich die große mächtige und bis kindskopfgroße Gerölle enthaltende Schotterdecke von Rovina.

Außer auf diesen drei, schon von Purkyně festgestellten Terrassenflächen fand ich Sande und Kiesel, bzw. feinkörnigen Schotter in einem noch höheren Niveau, und zwar am rechten Ufer der Beraun nordöstlich von Litten in über 300 *m* Meereshöhe. Diese Sande und Kiesel bedecken hier, stark mit Lehm vermischt, weite ebene Flächen, allerdings stellenweise nur in Form einer Bestreuung; daß sie jedoch auch sehr bedeutende Mächtigkeit erreichen, zeigt der schöne Aufschluß in diesen Ablagerungen an der Straße von Litten nach Krupna; in einer großen Sandgrube sieht man hier mehrere Meter mächtige deutlich diagonal geschichtete Sande mit Lagen von gröberen Kieseln. Am linken Ufer der Beraun fand ich in dieser Höhe keine entsprechenden Ablagerungen. Dagegen sind hier an der Straße von Lety nach Mořin in einem noch höherem Niveau, nämlich in etwa 350 *m*, an einer sehr eng begrenzten Stelle stark verfestigte grobkörnige Sande mit undeutlicher Diagonalschichtung aufgeschlossen.

Der Habitus und das Auftreten der Sande und Kiesel in über 300 und in 350 *m* Höhe weist darauf hin, daß man es auch hier mit alten Flußablagerungen zu tun hat, die zwei verschiedenen Hochböden der Beraun angehören. Wie schon erwähnt, sind außerhalb des Kartengebietes weit ausgedehntere Sand- und Schottervorkommnisse in ebenso hohen Niveaus längs der Beraun und Moldau sowie an anderen Orten Böhmens¹⁾ bekannt und verschieden beurteilt worden.

Der Anschauung, daß man es in diesen Schotter- und Sandablagerungen mit an Ort und Stelle zerfallenen Kreidebildungen zu tun hat, ist vor allem ein morphologisches Bedenken entgegenzustellen. Nämlich die, trotz der in Beziehung auf den heutigen Flußspiegel erhöhten Lage doch im allgemeinen tiefe Auflagerungsgrenze

¹⁾ So beschreibt Hinterlechner [16] aus Ostböhmen ganz analoge Vorkommnisse,

dieser Sedimente. Sie liegt um ein bedeutendes tiefer als man nach den bisherigen Beobachtungen über die Auflagerungshöhe der Kreide in Böhmen erwarten müßte¹⁾ und eine derartige Depression der Auflagerungsgrenze der Kreide würde im Widerspruche mit der sonst vollkommen berechtigten Annahme einer präkretazischen Rumpffläche stehen.

Übrigens fand ich in der Gegend von Litten in den Schottern Geröllstücke von Konglomeraten, die dem petrographischen Charakter nach zu urteilen, kaum dem Altpaläozoikum entstammen, sondern wahrscheinlich jüngerer Bildung sind. Falls wir es hier mit wirklichen Resten aus der ehemaligen Kreidedecke zu tun haben, so gibt deren Erhaltung als festes Konglomerat wenig Wahrscheinlichkeit für die Annahme, daß dieselben Kreidekonglomerate sonst vollkommen in ihre Bestandteile zerfallen wären. Man hat auch nirgends einen direkten Übergang der anstehenden Kreidekonglomerate in aus ihrem Zerfall hervorgegangene Schotter nachweisen können.

Daneš weist in seinem Aufsatz über die morphologische Entwicklung Mittelböhmens [71] — indem er sich hierbei auch auf die Arbeit Zahálka's über die Kreide westlich der Moldau (Sitzber. d. böhm. Ges. d. Wiss. 1911) bezieht — darauf hin, daß die Ausbildung der Perutzer Schichten als Konglomerat überhaupt nicht nachgewiesen sei, bzw. nur eine ganz vereinzelte lokale Erscheinung zu sein scheint.

Hinterlechner [18] wendet sich auf Grund seiner Erfahrungen in der Gegend von Deutsch-Brod gleichfalls gegen die Auffassung, daß aus den Perutzer Schichten lockere Sande und Schotter hervorgehen könnten, vor allem weil auch er eine Entwicklung der Kreide in derartigen Konglomeraten, die das Material zu Schottern liefern könnten, gar nicht fand.

Gegen die Auffassung eines diluvialen Alters spricht die hohe Lage dieser Ablagerungen, d. h. ihre große vertikale Entfernung von den mit Sicherheit als diluvial erwiesenen Sedimenten.

Dagegen hat in neuerer Zeit Kettner für Sand-, Schotter- und Tonablagerungen zwischen der Beraun und Moldau (bei Sloup, Klinetz, Jilowischt) in 100—170 m über dem heutigen Beraun-Moldauspiegel durch Fossilfunde (Pflanzenreste) deren tertiäres, wahrscheinlich miozänes Alter nachgewiesen [28].

Hierauf hat auch Purkyně die Ansicht ausgesprochen [53], daß die auch sonst in gleicher Höhe im Beraungebiete anzutreffenden Schotter und Sande tertiären Alters sein dürften. Kettner [32] nimmt an, daß es Ablagerungen eines träge fließenden, großen Stromes sind, der aus dem heutigen Beraungebiete kam und sich auf dem silurisch-denonischen Plateau in zahlreiche Arme gespalten habe; er schreibt auch alle die übrigen hochliegenden Schotter in der Umgebung von Prag diesem „Klinetzer Flusse“ zu. Daneš [7] schließt sich dieser Ansicht an und weist darauf hin, daß diese tertiäre Vor-

¹⁾ Die Auflagerungsfläche der Kreide hat Gefälle gegen N; am südlichen Rande der zusammenhängenden Kreidedecke; z. B. in der Umgebung von Prag, liegt die Auflagerungsgrenze in etwa 360 m.

läuferin der Beraun bereits etwa 50 m in die als oligozän anzusprechende Rumpffläche¹⁾ eingesenkt gewesen sei. Auch Hibs ch [17] betrachtet die Tertiärvorkommnisse von Sloup und Klinetz sowie die entsprechenden übrigen Schotter- und Sandvorkommnisse als Ablagerungen eines tertiären Fluß- und Seensystems.

Den Schotter, den Kettner in 100—200 m über der Moldau fand — der also den Schottern und Sanden entsprechen dürfte, die

Fig. 3.



Die mit Sand und Kiesel n bestreute Verebnungsfläche zwischen Bělč und Litten (in über 300 m Höhe); im Vordergrund die Diabashügel von Bělč, ein von der Erosion herausmodellierter Lagergang.

ich in ungefähr gleicher Höhe über dem Beraunspiegel (in über 300 m absolut) in der Umgebung von Litten antraf — hält er für pliozän [32].

Wie die Beraun im großen, so weisen in geringer Ausdehnung auch viele Bäche über ihrem heutigen Bett Schotter-, Sand- und Lehmlagerungen auf. Die größeren Bäche am W-Hang des Brdywaldes zeigen sogar mehrfach ganz deutlich Ansätze von Terrassen, deren Schotter jedoch meist vom Gebirgsschutt bedeckt sind. Dagegen werden die oft in bedeutender Mächtigkeit abgelagerten Lehme, die

¹⁾ Über das Alter der Rumpffläche siehe Rasmu s [54].

jedenfalls aus der Umschwemmung des lehmigen Gebirgsschuttes hervorgegangen sind, eifrig zu Ziegeleizwecken ausgenutzt (bei Řewnitz, Leč usw.).

Die Erscheinung der Talverjüngung, wie sie die Beraun durch ihre tiefe Versenkung in ihre alten Verebnungen in so deutlicher Weise zeigt, äußert sich durch ihre Formen auch sonst im Aufnahmegebiete sehr auffällig. So zeigt besonders schön das Gebiet des Praslavskybaches zwischen Řidka und Jilowischt die Einsenkung einer jungen bis reifen Zertalung in die Rumpffläche mit ihren ganz alten Formen. Charakteristisch sind auch die im Gebiete der d_4 -Schiefer steil eingerissenen Schluchten, in denen heute nur gelegentlich Wasser fließt — wie zwischen Dobřichowitz und Řewnitz, bei Swinař —, die das beste Zeugnis für die Macht der neubelebten Tiefenerosion abgeben.

III. Die tektonischen Verhältnisse.

a) Die Schichtenwiederholungen an der Grenze des Unter- und Obersilurs.

(„Kolonien“ Bělč, Třeban und Černoschitz).

Bei der Schilderung der tektonischen Verhältnisse möchte ich von der bisher eingehaltenen stratigraphischen Reihenfolge abweichen und mit jenen auffallenden Schichtenwiederholungen an der Grenze zwischen Ober- und Untersilur beginnen, da hier in den fossilführenden Schichten die tektonischen Erscheinungen verhältnismäßig leichter zu deuten und ihr Charakter exakter zu beweisen ist, als in dem fossilieeren Brdygebirge. Es sollen dann die in der Störungszone an der Grenze zwischen Unter- und Obersilur gewonnenen Erfahrungen dazu dienen, die tektonischen Erscheinungen im Brdygebirge verständlicher zu machen.

Die Einschaltungen von Graptolitenschiefern innerhalb der d_5 -Schichten, wie sie in der Gegend von Litten, Bělč und Třeban so deutlich sichtbar sind, hat schon Krejčí [35] bei seiner Aufnahmearbeit für die Übersichtskarte der geologischen Reichsanstalt beobachtet und auch richtig erkannt, daß sie gegen SW mit dem obersilurischen Terrain oberflächlich in unmittelbarem Zusammenhange stehen ¹⁾. Daß Barande's Kolonien „Haidinger“ und „Krejčí“ im Streichen dieser mit dem Obersilur zusammenhängenden Einlagerungen liegen, war einer der Umstände, die Krejčí hauptsächlich dazu bewogen, als Erster die Meinung zu äußern, daß sich Barrande's Kolonien vielleicht durch Dislokationen erklären ließen [34]. Krejčí hielt auch trotz dem sehr energischen Proteste Barrande's [3] gegen diese Erklärungsweise und trotz der Parteinahme Sueß's [63] für Barrande zunächst an seiner Meinung fest, indem er sie noch näher

¹⁾ Die Lagerungsverhältnisse, wie sie Krejčí in seinen diesbezüglichen Profilen (flache Mulden und Sättel) zur Darstellung bringt, stehen mit der Beobachtung insofern in Widerspruch, als diese isoklinale Faltenbau ergibt.

begründete [35]. Dies veranlaßte den damaligen Direktor der geolog. Reichsanstalt Haidinger, den Chefgeologen Lipold mit der Sondermission zu betrauen, „an einer der Kolonien, wo Herr Professor Krejčí eine von der des H. Barrande verschiedene Ansicht sich gebildet hat, alle Verhältnisse so genau zu untersuchen und hinlängliche Aufschlüssen von Fossilresten einzuleiten, um zu einem sicheren Schlusse zu gelangen, so daß kein Zweifel übrig bleibt.“

Das Resultat der Lipold'schen Untersuchungen [44] bestätigte die Ansicht Krejčí's. Lipold wählte zu seinen Untersuchungen die Kolonien „Krejčí“ und „Haidinger“ und suchte den Nachweis zu erbringen, daß diese Kolonien die Fortsetzung sind jener mit dem Obersilur im direkten Zusammenhange stehenden Einlagerungen von Graptolitenschiefern und Diabasen zwischen d_6 weiter im SW, für die er die Bezeichnungen Kolonie „Černoschitz“, „Vonoklas“, „Karlik“, „Třeban“, „Bělč“ und „Korno“ einfuhrte, indem er freilich hier dem Ausdrucke „Kolonie“ einen anderen Sinn beilegte als ursprünglich Barrande. Lipold suchte zu beweisen, — hauptsächlich auf Grund seiner Einteilung der Stufe d_5 in Königshofer- und Kosower-Schichten und der Anschauung, daß die Diabase ausnahmslos nur in e_1 und zwar in dessen liegendem Teile auftreten, — daß alle die genannten „Kolonien“ — d. h. im Lipold'schen Sinne tektonische Einlagerungen von e_1 in d_5 — auf „hauptsächlich zwei große Falten und Überschiebungen“ zurückzuführen sind. Es ist bemerkenswert, daß Lipold trotz der infolge der unrichtigen Voraussetzungen falschen Beweisführung und trotz der im Einzelnen vielfach unrichtigen Beobachtungen im allgemeinen ein richtiges Urteil über den Gebirgsbau dieser Gegend gewonnen hat.

Die Veröffentlichung der Lipold'schen Untersuchungen gaben den Hauptanstoß zu Barrande's großangelegtem Werke „Defense des Colonies“, in deren ersten Teilen er sich mit großer Schärfe gegen die „Entdeckungen“ Lipold's wendet und die unleugbaren Schwächen und Irrtümer der Arbeit desselben zur Bekämpfung der Lipold-Krejčí'schen Ansichten und zur Befestigung seiner Kolonientheorie ausnützte. Die Überzeugungskraft der Barrande'schen Verteidigungsschrift war so groß, daß Lipold [46] selbst und ebenso vor ihm Krejčí [36] offiziell ihre Ansichten widerrufen und sich der Lehre Barrande's angeschlossen haben.

Immerhin hat es auch später nicht an Forschern gefehlt, die sich gegen die Kolonienlehre Barrande's aussprachen und die Anomalien des böhmischen Silur auf Dislokation zurückführten. So vor allen Marr, der mit Hilfe der Graptolitenzonen für einige Kolonien den strikten Beweis erbrachte, daß sie keine konkordanten Einlagerungen im Sinne Barrande's sein können [47].

Seit Lipold's Untersuchungen sind jene Einlagerungen von e_1 zwischen d_5 in der Gegend von Třeban, Bělč etc. nicht mehr Gegenstand eingehender Studien gewesen. Da Barrande in seiner erfolgreichen Schrift den Zusammenhang dieser Einlagerungen mit dem Obersilur geleugnet und sie als wahre Kolonien in seinem Sinne hingestellt hat und nachdem sowohl Lipold als Krejčí ihre Ansichten widerrufen haben, so mußte die Frage betröf's dieser Kolonien als

zugunsten der Barrande'schen Lehre entschieden betrachtet werden.

Wohl ist in späteren Abhandlungen über das böhmische Altpaläozoikum der eigentümlichen geologischen Verhältnisse in der Gegend von Třeban mehrfach Erwähnung getan und sind verschiedene Ansichten zu ihrer Erklärung geäußert worden, aber eine eingehend exakte Untersuchung zur eigentlichen Klärung der Frage ist — wie schon gesagt — nicht unternommen worden. So führt Krejčí in seinen gemeinschaftlich mit Helmacker herausgegebenen „Erläuterungen zur geolog. Umgebungskarte von Prag“ die e_1 -Vorkommnisse von Třeban, Bělč etc. als Kolonien im Sinne Barrande's an.

Dagegen spricht Krejčí schon in dem fünf Jahre später in Verbindung mit Feistmantel verfaßten: „Ortogr. tekt. Übersicht des silur. Gebietes“ von einer „antiklinalen Aufstauung der Schiefer-schichten der Zone d_5 , zwischen Klučic und Třeban am Berge Vočkov“, durch welche zwei Graptolitenschiefer und Diabazüge getrennt werden, „von denen der südliche vom Obersilur abgetrennt, quer über den Beraunfluß verläuft.“ An einer anderen Stelle in demselben Werke bringt er diese antiklinale Aufstauung mit seiner „Bruchlinie des Berges Ostrý“ in Zusammenhang, als deren Fortsetzung er sie ansieht und meint, es gewinne den Anschein „als seien diese Kolonien zerstreute Reste eines in die Schiefer der Zone d_5 eingeknickten Graptolitenschieferstreifens“.

Katzer sagt in seiner „Geologie von Böhmen“ bezüglich dieser Gegend, es seien hier „mehrfache Verwerfungen, durch welche ein ganzer Zug von durch Diabaseinschlüssen getrennten Graptolitenschiefern in die Gesteine der Stufe 2 d (d_5) eingekeilt ist.“ Pořta (Geolog. Karte von Böhmen, Sekt. V.) begnügt sich mit der Konstatierung der Tatsache, daß bei Třeban „Diabaslager und Schiefer der oberen Abteilung der silurischen Formation“ in die d_5 -Stufe „eindringen“ und hebt hervor, daß die Verhältnisse hier noch nicht näher studiert seien. Schließlich hat Seemann die Meinung geäußert [60], daß das Auftreten von e_1 innerhalb der d_5 -Schichten längs einer Verwerfung erfolgen dürfte.

Erweist diese kurze Übersicht, daß bedeutende Meinungsverschiedenheiten betreffs der Natur der „Kolonien“ von Třeban und Umgebung vorhanden sind, so zeigt ein Blick auf die bisherigen, diese Gegend einbeziehenden geologischen Karten und Profile, daß auch in Bezug auf die kartographische Darstellung dieser Einlagerungen, was ihre Anzahl und Ausdehnung betrifft, große Unklarheit herrscht.

Alle diese angeführten Umstände lassen wohl die eingehende Revision der geologischen Verhältnisse des Gebietes der „Kolonien“ von Třeban und Umgebung genügend begründet erscheinen und ich möchte nun nach diesem kurzen Überblick über die bisher über den Gegenstand erschienene Literatur zur Schilderung der eigenen Beobachtungen übergehen.

Begeht man das Profil, wie es sich im Berauntale zwischen Řevnitz und Karlstein am linken Ufer in guten Aufschlüssen darbietet, so gewinnt man zunächst den Eindruck, vollkommen normale Lagerungsverhältnisse vor sich zu haben. Die Schichten streichen mit

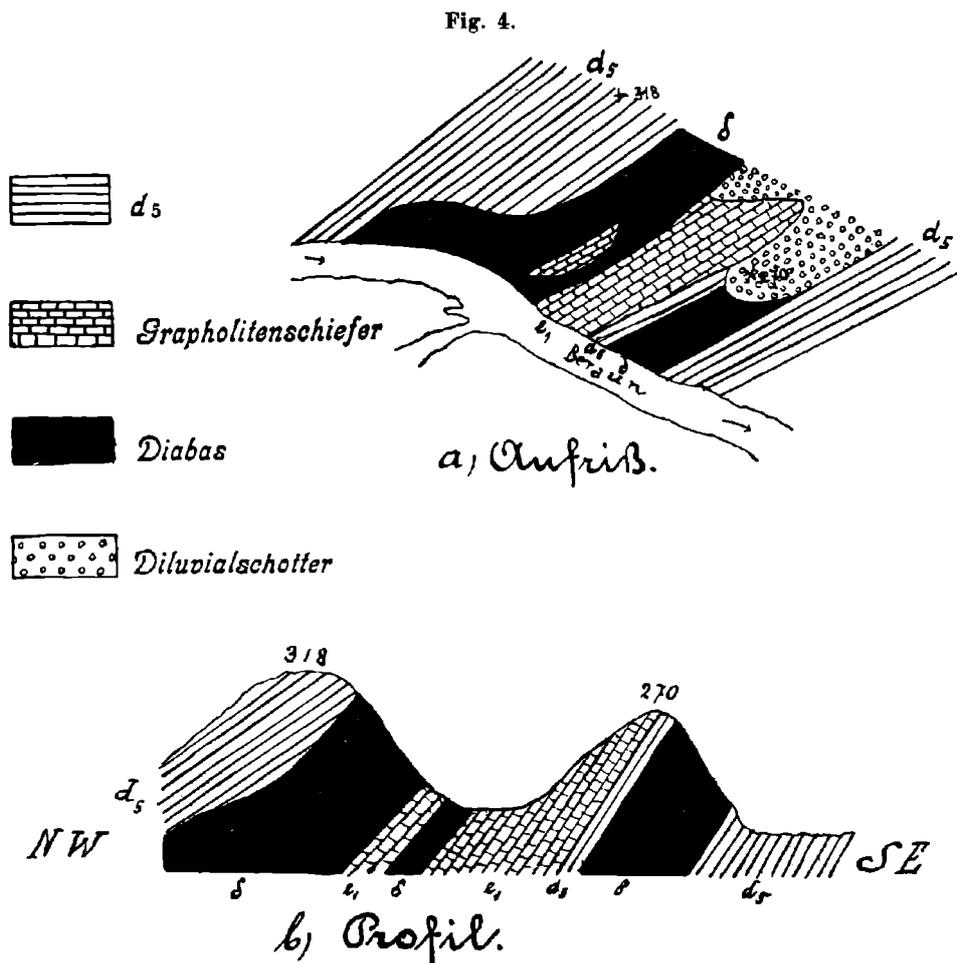
geringen Abweichungen WSW-ENE und fallen isoklinal, allerdings flußaufwärts im allgemeinen immer steiler, nach NNW. Beginnen wir unsere Wanderung von Řewnitz aus, so gelangen wir längs dem aus d_6 -Schichten bestehenden nördlichen Gehänge der Řewnitzer Talweitung, dort, wo sich das Tal wiederum verengt, an einen mächtigen, ganz an den Fluß herantretenden Diabaszug, der durch Steinbruchbetrieb aufgeschlossen ist. Im Hangenden dieses Diabases läßt sich an einer Stelle — wenn auch in ganz geringer Mächtigkeit — unzweifelhafter gehärteter d_6 -Sandstein konstatieren, ein Beweis, daß dieser Diabas in d_6 eingelagert ist. Doch schon in ganz unbedeutender Entfernung vom Diabase, am südlichen Gehänge des Tälchens, das sich gegen die Ortschaft Rovina hinaufzieht, findet man allenthalben Brocken von Graptolitenschiefer, der gleichfalls gehärtet ist und sehr zahlreiche deutliche Reste von *Climacograptus scalaris* führt. Man hat es also hier, wie auch das übrige Aussehen der Schieferbrocken zeigt, ganz sicher mit der tiefsten Zone von e_1 zu tun. Ziemlich auf der Höhe des Abhanges ist sogar ein kleiner Aufschluß in dem gehärteten Graptolitenschiefer vorhanden, der deutlich das normale Streichen und Fallen (zirka 35° nach NNW) zeigt. Auf dem Boden des Tälchens sind Wiesen und Felder, so daß hier Aufschlüsse fehlen. Dann streicht ein Diabasgang schräg vom nördlichen Gehänge des Tälchens herab; jenseits dieses Diabasganges zwischen ihm und einem höheren, mächtigen Diabaszug eingekeilt, findet man wieder die Graptolitenschiefer (am Abhang unterhalb der Straße nach Vorder-Třeban) gut entblößt. Sie tragen hier aber ganz den Charakter der oberen e_1 α -Schichten, die sich bereits den Übergangsschichten e_1 β nähern; sie enthalten, da sie stark verwittert sind, keine bestimmbar Graptolitenreste, dagegen aber sehr zahlreiche, bis Kopfgröße Kalkkonkretionen mit Orthocerenresten. Streichen und Fallen läßt sich in diesem Aufschluß nicht exakt abnehmen, es kann aber keinesfalls von den normalen Verhältnissen allzuweit abweichen. Die Grenze des Graptolitenschiefers gegen den nun höher am Abhänge folgenden Diabas ist leider nicht sichtbar. Dieser Diabas tritt besonders an der gegen die Beraun gerichteten Seite der die Kote 310 tragenden Höhe in steilen, massigen Felsen auf und ist sichtlich ein mächtiger Lagergang. Über dem Diabas folgt nun, die ganze Höhe einnehmend, typisches d_6 in Sandsteinbänken mit normalem Streichen und ziemlich flachem (30°) NNW-Fallen; an einer Stelle, wo der Kontakt zwischen dem Diabas und dem Sandstein unmittelbar zu sehen ist, erscheint der Sandstein deutlich verändert (siehe S. 23).

Dieser Diabas steckt also zwischen d_6 im Hangenden und e_1 -Graptolitenschiefern im Liegenden; das legt die Vermutung nahe, daß das Auftreten des Diabases hier an eine Störung anknüpft, die das Wiedererscheinen der d_6 -Schichten bedingen könnte.

Die Verhältnisse in der „Kolonie I.“, wie ich sie bezeichnen will, liegen bei Třeban also so, wie ich sie in den Figuren 4a, b im Aufriß und im Profil dargestellt habe.

Gehen wir nun am Fuße des Gehänges, das die Vorder-Třebaner Talweitung im NE begrenzt, weiter, so sehen wir zunächst auf die Sandsteinbänke die schieferige Ausbildung von d_6 in geringer Mäch-

tigkeit folgen und hierauf vollkommen konkordant Graptolitenschiefer in außerordentlich typischer und für die tiefste Zonengruppe ($e_1 a_1$) charakteristischer Ausbildungsweise auflagern. Die Schichten streichen hier nahe an E—W und fallen mit 40° nach N. Weiter gegen das Hangende zu folgen mehrere Diabasdurchbrüche, die den Graptoliten-

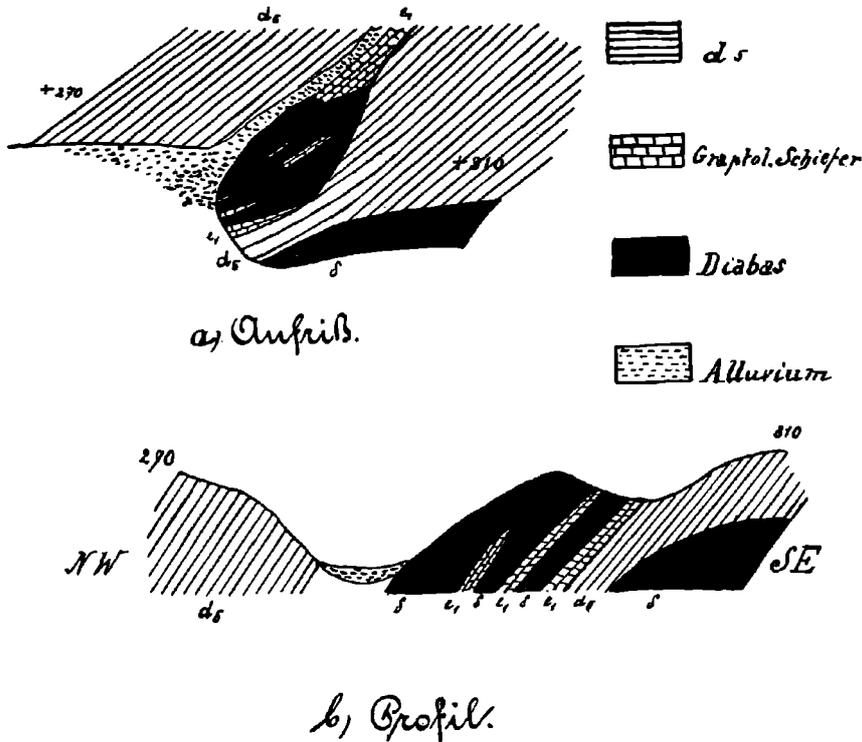


„Kolonie I“ bei Třeban.

schiefer, der vielfach gehärtet ist, nur in schmalen Fetzen zum Vorschein kommen lassen. Diese Verhältnisse lassen sich auch am südöstlichen Gehänge des Tälchens, das gegen „V Chaloupkach“ emporführt, weiter verfolgen. Doch gehört der Graptolitenschiefer, der hier zu Tage tritt immer nur der tieferen Zonengruppe an. Unmittelbar über ihm findet man wieder Brocken der d_5 -Schichten, aus denen das jenseitige Gehänge des Tälchens bereits zur Gänze zusammengesetzt wird. Wir

haben somit die „Kolonie II“ passiert, deren Lagerungsverhältnisse wie sie uns bei Třeban entgegneten die Figuren 5a und b noch besser veranschaulichen sollen. Eine Störung, die das abermalige Auftauchen der Stufe d_5 verursachen könnte, ist nicht aufgeschlossen; sie müßte in dem gegen „V Chaloupkach“ führenden Tälchen verlaufen.

Fig. 5.



„Kolonie II“ bei Třeban.

Das Profil am Fuße des Gehänges weiter verfolgend, passieren wir nun den dritten Zug der d_5 -Schichten schräg zur Streichrichtung. Die Schichten fallen, zunächst in Sandsteinbänken entwickelt, ziemlich flach (20—30°); weiterhin wird der Fallwinkel steiler (um 50°) und die schiefrige Ausbildungsweise herrscht vor; an einigen Stellen sind nicht sehr ausgedehnte Diabasdurchbrüche vorhanden. Begibt man sich in das Tälchen, das nordwestlich des Poličko gegen Klein-Mořin (Mořinky) emporführt, so findet man dort, wo der Diabaszug des Poličko vom Gehänge herabkommt, über dem Diabas d_5 -Sandsteinbänke in fast horizontaler Lagerung, etwas nach SE geneigt; auch am gegenüberliegenden rechten Talgehänge sieht man in einem ganz kleinen Aufschluß d_5 , — und zwar hier als Schiefer entwickelt —

in gestörter Lagerung. Es scheint, daß hier diese Störungen mit dem Diabas in Zusammenhang stehen.

Dort, wo das Gehänge wieder hart an die Beraun herantritt, gegenüber der Mühle Klučic, streicht ein mächtiger Diabaslagengang aus, in dem gehärtete Schieferpartien (wahrscheinlich noch d_6) eingeschlossen sind und in dessen Hangendem ein dunkler, gehärteter, plattiger Schiefer mit fast senkrechtem Einfallen folgt, der, obwohl keine Graptoliten nachzuweisen sind, dem petrographischen Charakter nach zu schließen, bereits e_1 angehört. Nach einem weiteren Diabaslagengang sind bereits sichere, wenn auch nur undeutliche Reste führende Graptolitenschiefer aufgeschlossen. Genau in der Streichrichtung dieser Schiefer, gegen ENE jenseits des Schotterfeldes von Vorder-Třeban, sind in dem schon erwähnten Tälchen nordwestlich des Poličko an der Grenze gegen d_6 , Graptolitenschiefer aufgeschlossen, die wiederum typische Graptoliten der tieferen Zonengruppe führen.

Die sich nun anschließende, nach den nicht zahlreichen Graptolitenresten zu schließen, normale Schichtenfolge von e_1 ist noch dreimal von Diabas durchbrochen, bis bei Budnan die Auflagerung der e_2 -Kalke erfolgt¹⁾. Die Graptolitenschiefer zeigen am Kontakt mit den Diabasen, soweit diese Kontakte bloßgelegt sind, meist mehr oder weniger deutliche Härtung. Das breccienartige Gestein, das am Ausgang des südlich des Plešivec verlaufenden Tales an der Straße gegenüber dem Pumphäuschen ansteht, ist schon früher beschrieben worden (s. pag. 22).

Nichts wesentlich anderes ergibt sich, wenn man das Profil am rechten Beraunufer längs der Bahntrasse abgeht; es zeigt sich, daß die Schichten nahezu unverändert über das Tal hinüberstreichen. Die Graptolitenschiefer der „Kolonie I“ sind am Gehänge südlich der Bahnstation Hinter-Třeban aufgeschlossen und hier läßt sich wiederum sowohl die tiefere, als auch die höhere Zonengruppe von $e_1\alpha$ nachweisen, letztere auch mit gut erhaltenen, bezeichnenden Graptoliten. Die „Kolonie II“ beginnt westlich des Bahnwärterhäuschens am Hange des Vočkov mit sehr typisch ausgebildeten Graptolitenschiefern der unteren Zonengruppe von $e_1\alpha$; darauf folgt Diabas, in dem weiterhin überaus zahlreiche Fetzen von gefaltetem Graptolitenschiefer eingeschlossen sind.

Im Hangenden dieses Diabases und Graptolitenschiefers tritt nun weiter am Hange des Vočkov in höchst verworrener Lagerung d_6 in schönen, durch den Bahnbau geschaffenen Aufschlüssen auf²⁾; zunächst kann man große, aufrechte Falten beobachten, dann geht

¹⁾ Dieser Wechsel von Diabas und Graptolitenschiefer südlich des Plešivec bei Budnan ist schon mehrfach in Profilen (Krejčí [36, 37], Lipold [44], Jahn [19]) dargestellt worden; das letzte Profil stammt von Jahn, — der die vor ihm gegebenen Profile einer kritischen Sichtung unterzieht, — und gibt die Lagerungsverhältnisse in einer Weise wieder, mit welcher meine Beobachtungen im Wesentlichen übereinstimmen; nur verzeichnet Jahn bloß drei Durchbrüche von Diabas in e_1 , während ich vier fand.

²⁾ Lipold hat in seiner Abhandlung über die „Kolonien“ diese Schichtenstörungen in einer Profilzeichnung dargestellt; heute sind die Aufschlüsse durch die Anlage des zweiten Bahngleises im Detail etwas verändert.

die Faltung mehr ins Einzelne, wird unregelmäßiger und ist vielfach mit kleinen Verwerfungen kombiniert. Über diesen gestörten d_5 -Schichten folgt zwischen der Mühle Klučitz und Poučnik, wenn auch in bedeutend schlechteren Aufschlüssen, so doch der unverkennbar gleiche Wechsel von Diabas und Graptolitenschiefern, wie wir ihn am jenseitigen Ufer, südlich von Budnan, kennen gelernt haben; nur scheinen die Graptolitenschiefer von den Diabasen gegen W allmählich fast ganz unterdrückt zu werden. Auch in dem Profil am rechten Beraunufer sind die Störungen selbst, die den Wechsel von d_5 und e_1 hervorrufen könnten, trotz der sonst guten Entblösungen nicht sichtbar, vermutlich aus dem Grunde, weil das Gebirge an diesen Stellen stark zertrümmert und daher der Verwitterung leichter anheimgefallen ist.

Ein Gang auf der Höhe des Hanges von Třeboň bis zur Kote 360 (Vočkov) bringt uns weitere interessante Aufschlüsse über die Natur der „Kolonien“. Zunächst bemerkt man allerdings nur nach der Beschaffenheit des Ackerbodens eine rasche Breitenzunahme der „Kolonie I“; dagegen verschmälert sich sichtlich der zwischen den beiden Kolonien eingeschaltete d_6 -Zug und in demselben läßt sich an einer Stelle im Ackerboden ganz deutlich eine kleine Einlagerung von Graptolitenschiefer erkennen, was dafür spricht, daß die Lagerungsverhältnisse hier eine noch größere Komplikation erreichen.

In der nun folgenden „Kolonie II“ läßt sich folgende Schichtenfolge beobachten: Diabas, $e_1\alpha_1$, Diabas, $e_1\alpha_2$, Diabas, $e_1\alpha_1$, Diabas. Die Diabase, die kleine Rücken bilden, sind durch Einsattelungen, welche den weichen Graptolitenschiefern entsprechen, von einander getrennt, eine Erscheinung, die landschaftlich sehr auffällt. Die Graptolitenschiefer stehen zwar nicht an, doch der Humus ist so spärlich, daß beinahe das Felsgerippe zutage tritt und man so mühelos an dem Schutte die beiden Zonengruppen agnoszieren kann.

Begehen wir nun ein weiteres Profil, ein wenig weiter westlich in der Talfurche, in der die Ortschaft Bělč liegt: In der Kolonie I sind in den liegendsten und hangendsten Partien die Graptolitenschiefer der tieferen Zonengruppe gut aufgeschlossen. In dem mittleren Teile der hier schon mächtig an Breite angeschwollenen Kolonie kann man die Graptolitenschiefer leider nicht feststellen, da das Terrain von Gärten und den Häusern des Ortes Bělč bedeckt ist und auf der Höhe junge Sande und Schotter liegen. Wo anstehendes Gestein zutage tritt, ist es Diabas. Man muß wohl in Übereinstimmung mit dem vorhergehend beschriebenen Profil annehmen, daß der mittlere Teil der Kolonie von Graptolitenschiefern der höheren Zonen eingenommen ist; zur Beurteilung der tektonischen Verhältnisse genügt die Feststellung, daß sowohl der tiefste, als auch der höchste Teil der Kolonie hier wieder aus Graptolitenschiefern der tieferen Zonengruppe besteht.

In einer kleinen Schlucht bei Ober-Bělč sieht man sehr gut, wie die d_6 -Schichten vollkommen konkordant die Graptolitenschiefer der Kolonie I überlagern; diese Stelle zeigt somit deutlich, daß man es hier mit umgekehrter Lagerung zu tun hat.

Der d_5 -Zug, der die Kolonie I von der Kolonie II trennt, hat in dem Profil bei Bělč an Mächtigkeit sehr eingebüßt. Die Kolonie II ist nicht gut aufgeschlossen; auf sie folgen wieder in mächtiger Entwicklung die d_5 -Schichten, welche die Kolonie II von den normalen Graptolitenschiefern trennen.

In der Feldstrecke südwestlich von Bělč bieten sich fast keine Aufschlüsse in der Fortsetzung der beiden Kolonien; Sand und Schotter verdeckt hier den Gebirgsbau. Die Überlagerung des tiefsten d_5 -Zuges durch die Graptolitenschiefer ist an der Lokalbahntrasse gegen Litten aufgeschlossen. Von den Schiefern, die unterhalb der Haltestelle Bělč am Abhange anstehen und in Diabas eingekellt sind, läßt sich schwer mit Sicherheit aussagen, ob sie d_5 oder e_1 sind; sie sind schwarz, ich fand in ihnen aber keine Spuren von Graptoliten. An dem westlichsten von den Diabashügeln, westlich von Bělč (siehe auch Phot. Fig. 3), sieht man Graptolitenschiefer südsüdöstlich, — also für den Südflügel der „Silurmulde“ abnormal, — einfallen; zwischen diesem Graptolitenschiefer und dem Diabas, der den Hügel zum größten Teil zusammensetzt, finden sich wenige Bänke von in gleicher Richtung einfallendem, hellem, stark verändertem („marmorisierten“, s. pag. 23) Sandstein, den man als d_5 ansehen muß, obwohl diese Örtlichkeit mitten im Gebiete der Graptolitenschiefer liegt¹⁾. Dieses abnormale südsüdöstliche Verflächen ist nur eine lokale Erscheinung, es läßt sich weiter in die Umgebung nirgends verfolgen; man wäre geneigt, die Störung, auf die man auch das isolierte Vorkommen von d_5 -Sandsteine zurückführen muß, mit der Diabasintrusion in Zusammenhang zu bringen. Daß auch sonst Schichtenfaltungen in der Umgebung von Bělč vorkommen, zeigt eine schöne Spezialmulde in d_5 im Eisenbahneinschnitt bei der Station Bělč (km 3).

Wie die Seemann'sche Karte zeigt, beherrscht in der Gegend westlich von Litten der Graptolitenschiefer das ganze Terrain und man muß daher annehmen, daß der d_5 -Zug, der die beiden Kolonien trennt, zwischen Bělč und Litten auskeilt, bzw. daß die beiden Kolonien sich zu einem breiten Zuge vereinigen. Der nördlichste d_5 -Zug, der das Liegende der normalen Graptolitenschiefer bildet, läßt sich nach Seemann bis über Měnan hinaus verfolgen, wo er zwischen dem Graptolitenschiefer auskeilt.

Es erübrigt noch die beiden Kolonien von Třeban aus in ihrem Streichen nach NE zu verfolgen. Begehen wir zu diesem Zwecke die Profile, wie sie sich in guten Aufschlüssen im Karliker und im Vonoklaser Tälchen darbieten, so finden wir nirgends mehr in den d_5 -Schichten Einlagerungen von Graptolitenschiefern. Der Diabas, der am Ausgang des Karliker Tälchens eine Art Felsentor bildet, wird auf der Höhe direkt von d_5 -Sandstein überlagert²⁾. Diabase treten auch

¹⁾ Auch Lipold [44] spricht von einem isolierten d_5 -Vorkommen mitten im Graptolitenschiefer bei Bělč; allerdings scheint er eine andere, wenn auch ganz in der Nähe befindliche Örtlichkeit im Auge zu haben, die ich aber nicht sicherstellen konnte.

²⁾ Diese Beobachtung steht im Gegensatze zu den Angaben Lipolds, der im Karliker Tälchen Graptolitenschiefer gefunden haben will und auch auf seiner

weiterhin zahlreich und mächtig entwickelt auf. Über dem Diabas, der am N-Ende der Karliker Talweitung vom Bache angeschnitten ist, sind die d_5 -Schichten in eine kleine Antiklinale aufgewölbt; es ist dies eine Stelle, wo wiederum der Zusammenhang der Störungen mit den Diabasintrusionen in die Augen fällt.

Es zeigt sich also, daß die beiden Graptoliten-schiefer-„Kolonien“ zwischen Třeban und dem Karliker Tälchen auskeilen. Und zwar lassen sich die letzten Spuren der Kolonie I bis wenig östlich vom Dorfe Rovina erkennen, worauf dann die Schotter der Beraun das Terrain einnehmen; jenseits der Straße, die von Lety über „v Chaloupkach“ nach Mořin führt, ist jedoch unzweifelhaft — es sind hier genügend Aufschlüsse — nur mehr d_5 und Diabas vorhanden.

Die Kolonie II läßt sich in einem schmalen Streifen bis an die Straße bei „v Chaloupkach“ verfolgen; weiter nach E bedeckt die Felder nur mehr Schutt von d_5 , das dann ein wenig weiter in guten Aufschlüssen ansteht. In einem Wasserriß am Gehänge östlich von „v Chaloupkach“ ist in den d_5 -Schichten, die hier schiefrig ausgebildet sind, ein kleines Gewölbe sichtbar, ein Beweis, daß auch hier Störungen vorhanden sind, wie es ja schon die Breite der d_5 -Zone daselbst voraussetzen läßt.

Von Wichtigkeit ist die Feststellung, daß in diesen letzten Spuren der „Kolonien“ nur Graptoliten der tiefsten Zone vorkommen.

Aus diesen im Vorangegangenen eingehend beschriebenen Lagerungsverhältnissen im Gebiete der sogenannten Kolonien ergibt sich zunächst eine Bestätigung der mehrfach ausgesprochenen und auch auf den bisherigen Karten zum Ausdruck gebrachten Ansicht (s. pag. 28), daß die Kolonien der Umgebung von Třeban oberflächlich mit dem Hauptverbreitungsgebiete von e_1 bei Litten direkt in Zusammenhang stehen. Weiters bringt aber die festgestellte Anordnung der Zonengruppen in den Kolonien den sicheren Beweis, daß diese Graptolitenschiefer-einlagerungen in d_5 keine regelmäßigen Einlagerungen im Sinne der Barrandé'schen Kolonienlehre, sondern auf tektonische Erscheinungen zurückzuführende Schichtenwiederholungen sind. Dieser Nachweis ist analog jenem, den seinerzeit Marr für die Kolonien „Haidinger“ und „Hodkovička“ erbracht hat [47]: Es hat sich in den beiden übereinander folgenden Kolonien I und II sowohl bei Třeban wie bei Bělč zunächst gezeigt, daß die Schichtenfolge jedesmal mit den tiefsten Zonen anhebt, auf welche dann die höheren Zonen mehr oder minder vollständig folgen, daß also in diesen Kolonien dieselbe Anordnung der Zonen herrscht wie in den normal im Liegenden von e_2 auftretenden e_1 -Graptolitenschiefern, während man bei der Annahme regelmäßiger Einlagerungen im Sinne Barrandés eine fortlaufende Reihenfolge der Zonen vom tiefsten Teile der Kolonie I angefangen bis zum höchsten Teile der normalen e_1 -Schichten antreffen müßte. Zweitens hat sich innerhalb

Karte eine Fortsetzung der Graptolitenschiefer-einlagerungen — und zwar derjenigen, die er mit x (= Kolonie I) bezeichnet — als unmittelbar Hangendes des Karliker Diabases über Karlik und Vonoklas hinaus einzeichnet [44].

der Kolonien (Kolonie I bei Bělč, Kolonie II am Vočkov) eine Wiederholung der Graptolitenzonen feststellen lassen, insofern als im hangenden Teile der Graptolitenschiefereinlagerung abermals die tiefste Zonengruppe auftritt.

Diese Anordnung und Verbreitung der beiden Zonengruppen von e_1 α in den verschiedenen Kolonien erweist nun in Verbindung mit den übrigen Beobachtungen auch anderseitig den Charakter der tektonischen Erscheinungen, die den Wechsel von d_5 und e_1 hervorgerufen haben. Ich versuche diese tektonischen Verhältnisse, wie man sie aus den Beobachtungen ableiten muß, in den schematischen Profilen Fig. 6 darzustellen:

Wir sehen, von SW ausgehend, zunächst bei Litten einen breiten Streifen von Graptolitenschiefen, der zwischen zwei d_5 -Zügen eingeschaltet ist; sowohl die tiefsten als auch die höchsten Schichten dieses in d_5 eingeschlossenen Graptolitenschiefers und auch der tiefste Teil der auf den zweiten d_5 -Zug folgenden normalen Graptolitenschiefer bestehen aus den tiefsten Graptolitenzonen von e_1 . Da das Fallen des ganzen Schichtenkomplexes ein isoklinales ist, so entsprechen diese Lagerungsverhältnisse am besten der Annahme einer mächtigen liegenden Falle, welche bei Ménan — wo der mittlere d_5 -Zug im Graptolitenschieferterrain aus der Tiefe empor-taucht — sich emporzuwölben beginnt (Profil Fig. 6 a).

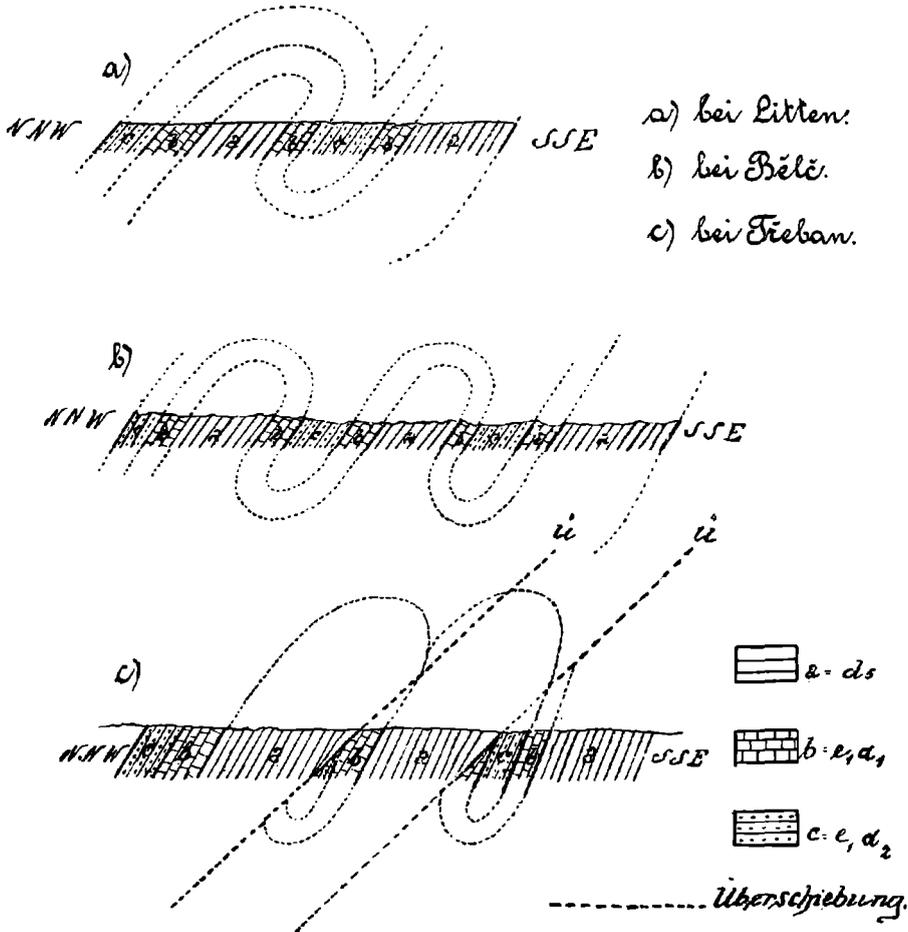
Weiter nach NE gehend, sehen wir in dem breiten in d_5 eingeschalteten Graptolitenschieferstreifen bei Bělč einen neuen Zug von d_5 -Schichten auftauchen, der diesen Streifen in die beiden Kolonien trennt. Auch in diesen beiden Kolonien sind — bei der Kolonie I bei Bělč, bei der Kolonie II am Vočkov — als liegendstes und hangendstes die tiefere Graptolitengruppe nachgewiesen worden, die zwischen sich die höhere Zonengruppe einschließen. Auch hier ist das Fallen überall isoklinal und an einer Stelle konnte festgestellt werden, daß der zweite d_5 -Zug vollkommen konkordant den Graptolitenschiefen der Kolonie I auflagert, also Anzeichen eines Bruches, der das Auftauchen dieses d_5 -Zuges veranlassen könnte, fehlen. Alles das spricht mit großer Deutlichkeit dafür, daß man es hier in der Gegend von Bělč mit zwei liegenden Falten zu tun hat. Aus der großen Synklinale, wie wir sie bei Litten gefunden haben, taucht also gegen Bělč zu eine neue Antiklinale auf, durch die die im Untergrund vorhandene Stufe d_5 zum Vorschein kommt, während die Graptolitenschiefer zu beiden Seiten in zwei getrennten Synklinalen, die den beiden „Kolonien“ entsprechen, zusammengestaut werden (Profil Fig. 6 b).

Uns weiter im Streichen nach NE begebend, merken wir an beiden Kolonien eine deutliche Abnahme der Mächtigkeit. Dann beobachten wir zunächst an der Kolonie I, und zwar bei Hinter-Třeban (am rechten Beraunufer), das Fehlen der tieferen Graptolitenzonengruppe im hangenden Teile der Kolonie; dies zeigt sich noch deutlicher bei derselben Kolonie I bei Vorder-Třeban (am linken Beraunufer) wo auch bereits von der höheren Zonengruppe im mittleren Teile der Kolonie nur mehr ein schmaler Fetzen übriggeblieben ist. Schließlich erkennt man nur mehr die

tiefere Zonengruppe des liegenden Teiles der Kolonie, bis endlich die Graptolithenschiefer überhaupt auskeilen. Ähnlich verhält es sich mit der Kolonie II, die allerdings auf weitere Erstreckung durch das hier breite Berauntal unterbrochen ist. Bei ihr läßt sich am

Fig. 6.

Schematische Profile zur Erläuterung der Schichtenwiederholungen an der Grenze des Unter- und Obersilurs.



linken Beraunufer, bei Vorder-Třeban, nur mehr das Vorhandensein der tieferen Zonengruppe von $e_1 \alpha$, d. h. also des liegenden Teiles der Kolonie feststellen, die höheren Teile von $e_1 \alpha$ fehlen. Und allmählich keilt auch diese Schieferpartie aus. Eine direkte Überlagerung der Kolonien durch die auf sie folgenden d_3 -Schichten läßt

sich hier nirgends mehr beobachten; längs dieser Grenzlinien finden sich Talfurchen. Alle diese Verhältnisse — vor allem das Nacheinander-Verschwinden der einzelnen Zonen innerhalb der Kolonien — zeigen zur Genüge, daß die beiden liegenden Falten, wie wir sie bei Bělč antrafen, in der Gegend von Třeban in Brüche übergehen, und zwar in aus den Falten hervorgegangene Überschiebungen, bei denen sich die nördlichen Gebirgsstücke über die südlichen hinaufschoben und die Zonen der Kolonien nacheinander abschnitten, bis sie schließlich ganz überdeckten (Fig. 6c). Daß hier tatsächlich Überschiebungen vorliegen, zeigt sich auch weiter sehr gut in dem deutlich wahrnehmbaren flachen Einfallen der überschiebenden gegenüber den überschobenen Teilen.

Obwohl die Graptolitenschiefer-„Kolonien“ eine geringe Strecke NE von Třeban auskeilen, läßt sich aus der orographischen Gestaltung schließen, daß sich die Störungen noch weiter fortsetzen; geologisch sind sie aber nicht mehr nachweisbar.

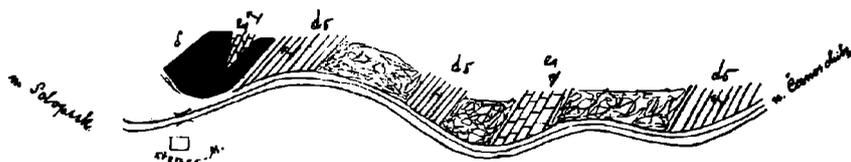
Erst viel weiter im NE, in der Fortsetzung dieser Störungen, tritt wiederum eine Einlagerung von Graptolitenschiefer in d_5 auf („Kolonie Černoschitz“), die ich, obwohl sie nicht mehr in das aufgenommene Gebiet fällt, noch kurz beschreiben möchte.

In der Umgebung der Villenkolonie Ober Černoschitz am Ausgang des tief eingeschnittenen Tales des Schwarzawa-Baches stehen am linken Gehänge vielfach die d_5 -Schichten, vorwiegend schiefrig entwickelt, mit dem für den Südflügel normalen nordwestlichen Verflachen an. Geht man auf der neuen Straße, die an der linken Talseite dahinführt, im Tale aufwärts, so fehlen auf längere Erstreckung gute Aufschlüsse, wenn auch d_5 im Boden erkennbar ist, bis plötzlich reichlicher Schutt von Graptolitenschiefer auftritt. Einige Meter weiter ist auch die Lagerung des Graptolitenschiefers ersichtlich; das Fallen ist wieder gleichsinnig nach NW gerichtet. Dann fehlen wiederum auf eine kurze Strecke infolge Gestrüpps und Lehmbedeckung Aufschlüsse, bis abermals d_5 sichtbar wird und zwar diesmal mit ziemlich steilem gegen SE, also widersinnig gerichtetem Fallen. Diese Lagerung läßt sich nur eine kurze Strecke weit verfolgen, dann verhindert wieder dichte Gestrüppbedeckung die weitere Beobachtung. Kurz vor der Straßenbiegung bei der Křenek-Mühle zeigt sich wieder d_5 in flach nordwestlich fallenden Schichten. Hierauf folgt ein mächtiger Diabas mit in ihm eingeschlossenem gleichsinnig verflachendem Graptolitenschiefer. Weiter aufwärts, im Tale gegen Solopisk erscheint noch in mehrmaligem Wechsel Diabas und Graptolitenschiefer, welche aber bereits die normale Auflagerung der e_1 -Schichten darstellen.

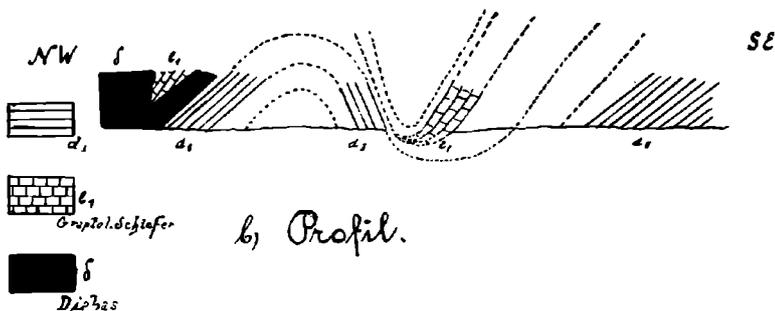
Wir haben es somit im Černoschitzer Tale nur mit einer „Kolonie“ zu tun, die von keiner bedeutenden Mächtigkeit ist (zirka 15—20 m). Ich fand in ihr nur Graptolitenreste, die für die tiefsten Zonen charakteristisch sind (*Climacogr. scalaris*, *Rastrites*). Die geschilderten, allerdings infolge der schlechten Aufschlüsse nur unvollständig erkennbaren Lagerungsverhältnisse lassen es für das wahrscheinlichste halten, daß hier das Auftreten der „Kolonie“ auf eine normale Einfaltung zurückzuführen ist, bei der die kolonialen Graptolitenschiefer in einer kleinen Synklinale liegen. Allerdings müßte

man eine kleine Zusammenstauung in Mittelschankel der Falte annehmen, wie es das Profil Fig. 7 zeigt. Nach den aufgefundenen Graptolitenresten ist nur der tiefere Teil der $e_1\alpha$ -Schichten eingefaltet worden.

Fig. 7.



a) Aufriss.



b) Die Dislokationen im Brdywald.

Das Auftreten der kambrischen Konglomerate, sowie des ganzen Schichtenkomplexes der Stufe d_1 oder wenigstens von Teilen derselben inmitten des d_2 -Quarzites zeigt, daß wir es auch im Gebiete des Brdywaldes durchaus nicht mit einer normalen Schichtenfolge zu tun haben. Schon Krejčí hat, allerdings mehr aus der orographischen Gestaltung, aber auch aus dem bereits von ihm beobachteten Vorkommen von Diabas an der das Gebirge querenden Bezirksstraße Řewnitz-Mnischek auf das Vorhandensein von Längsstörungen geschlossen [38]. Nach den Profilen, die Krejčí und nach ihm Katzor [25] gegeben hat, sind Verwerfungen angenommen, längs deren die inneren Gebirgstteile gegenüber den äußeren gehoben erscheinen. Besonders jene Hauptstörung, an welcher auch der Diabas an der Řewnitz-Mnischeker Straße zum Vorschein kommt, hat Krejčí zu seinen großen Längsbrüchen, die das „Silurbecken“ fast in seiner ganzen Erstreckung durchziehen, gerechnet und in die Fortsetzung seiner Jenitzer Bruchlinie (c) verlegt.

Meine Beobachtungen sind nicht ausreichend, um ein endgiltiges Urteil über das Vorhandensein solcher zusammenhängender und lang-aushaltender Längsstörungen abzugeben; ich will mich beschränken

eine Beschreibung der Lagerungsverhältnisse in dem untersuchten Gebiete zu geben und die sich aus ihnen ergebenden Schlüsse auf den Gebirgsbau dieses Gebietes abzuleiten. Es werden sich dann von selbst mehrfach Gründe ergeben, welche gegen die Annahme wenigstens des einen, nach Krejčie das ganze Brdygebirge durchsetzenden langen streichenden Bruches sprechen.

Ersteigen wir die Höhe des Kalvarienwaldes von Třeban oder Řewnitz ausgehend, im Tale des Moklicky-Baches, so bietet sich uns ein lehrreiches Profil des Schichtenbaues dieses Teiles des Brdygebirges.

Wo der Bach aus dem Gebirge heraustritt und seinen Lauf nach NE richtet, ist dickbankiger d_2 -Quarzit in typischer Entwicklung in mächtigen Felsen aufgeschlossen; überdies ist hier ein Steinbruch angelegt. Das Fallen der Schichten ist in normaler Weise mit 45—55° nach NNW gerichtet. Ungefähr 500—600 Schritt bachaufwärts ist wiederum Quarzit mit gleichem Verflächen aufgeschlossen; aber die Gesteinsbänke sind hier nur gering mächtig und durch starke Zwischenlagen von weichem, glimmerigem Schiefer getrennt; ins Liegende zu werden die Schieferlagen immer mächtiger und die Quarzitbänke bleiben aus. Wenige Schritte aufwärts finden wir nur mehr den Schiefer, der die typische Entwicklung der Stufe $d_{1\gamma}$ zeigt, (stengelegter Zerfall, Konkretionen). Seine Schichten sind stark gestört und gebogen, die Fallrichtung ist aber wiederum NNW. Die Mächtigkeit des Schieferkomplexes mag mehr als 30 m betragen (sie ist infolge der vielen Schichtenbiegungen schwer zu schätzen), dann tritt wiederum dickbankiger Quarzit auf, ohne daß jedoch die Grenze gegen den $d_{1\gamma}$ -Schiefer kenntlich wäre; sein Verflächen ist das gleiche nach NNW. In diesem Quarzitzug ist oberhalb des Baches am nördlichen Gehänge ein Steinbruch angelegt, dessen Halden bis in den Bach hineinreichen. — Den Bach weiter verfolgend, gelangt man schon binnen Kurzem wiederum in die $d_{1\gamma}$ -Schiefer, so daß die Mächtigkeit dieses zweiten Quarzitzuges hier am Bache sehr gering ist. Die nun folgenden $d_{1\gamma}$ -Schiefer zeigen die gleiche Fallrichtung wie bisher; sie sind typisch entwickelt, enthalten zahlreiche kieselige Konkretionen, aus denen ich jedoch bestimmbare Fossilien nicht gewinnen konnte; dagegen finden sich an einer Stelle Spuren von Graptoliten, die sich als verzweigte Formen (*Didymograptus*) erkennen lassen¹⁾. Den liegendsten Teil dieses etwa 50 m mächtigen Schieferkomplexes bildet ein schwarzer harter Kontaktfels mit reichlichen Pyriteinsprengungen, welchen ein stark verwitterter Diabas mit verschieden gefärbten Tuffschiefen unterlagert. Dieser Diabas, sowie die Tuffe vertreten jedenfalls die Stufe $d_{1\beta}$, deren Mächtigkeit hier aber nur gering ist (8—10 m)²⁾. Es folgt nun weiter im Liegenden typisches $d_{1\alpha}$ in sehr mannigfacher Gesteinsausbildung. Man findet hier: feinkörnige grüne Grauwacke, dichte hornsteinartige Quarzgrauwacke, grobkörnige glaukonitische Grauwacke,

¹⁾ Die $d_{1\gamma}$ -Schiefer, die im Skalka-Bergbaue aufgeschlossen sind, sind von Lipold gleichfalls als Graptoliten führend beschrieben worden (46).

²⁾ Einige, etwas weiter am Gehänge im Streichen dieser Schichten aufgefundenen Lesesteine von Roteisenstein mit eingesprengtem Eisenglanz weisen darauf hin, daß in einiger Entfernung auch ein Erzlager entwickelt ist.

graue grobkörnige Grauwacke, helle, fast weiße, dichte Grauwacke mit Kaolinbeimengung; die Schichten streichen quer durch das Bachbett mit immer gleichem, ziemlich flachem NNW-Einfallen.

Man kann diese sicheren $d_1\alpha$ -Gesteine anstehend in einer Erstreckung von etwa 30 m senkrecht zum Streichen verfolgen, dann hören die Anfschlüsse auf. An dem Waldwege, der hier an der Řewnitz-Mnischeker Reviergrenze (Wildgatter) den Bach überquert und oberhalb seines rechten Ufers weiterführt, kann man den für Diabas charakteristischen rotbraunen Verwitterungsboden erkennen; auch findet man zahlreiche Lesesteine von Diabas und Tuffen, die dafür sprechen, daß auch im Liegenden von $d_1\alpha$ nicht unbeträchtliche Diabasmassen auftreten. Dann gelangt man in das Gebiet der Konglomerate, die allerdings nicht anstehen, aber in sehr zahlreichen Lesesteinen und Blöcken verbreitet sind (siehe auch Seite 13). Weiter gegen den Hauptkamm zu erscheint abermals der Quarzit (d_2) in guten Aufschlüssen mit NNW-Verflächen.

Die Richtung der Störungen, längs deren die älteren Schichten hervorkommen, im Streichen verfolgend, findet man zunächst in der Fortsetzung der westlichen $d_1\gamma$ -Einlagerung auf der Höhe nördlich des Moklicky-Baches Schieferschutt und kieselig-tonige Konkretionen, die die Anwesenheit der $d_1\gamma$ -Schichten verraten. Weiter nach NE sind dann auf längere Erstreckung die Schiefer nicht sichtbar. Von wesentlicher Bedeutung aber ist es, daß der genau im Streichen der Schiefereinlagerung liegende, Kote 471 tragende Rücken ein tektonisches Gewölbe innerhalb der d_3 -Quarzite darstellt; auf dem nordwestlichen und dem südöstlichen Gehänge dieses Rückens, die beide durch Steinbruchbetrieb aufgeschlossen sind, herrscht entgegengesetztes Schichtfallen, außerdem sind auf der Höhe des Rückens die Umbiegungsstellen der Schichten direkt entblößt (s. Phot. Fig. 8). Dieses Gewölbe ist auch schon an der Řewnitz-Mnischeker Straße an einer Stelle, genau in der südwestlichen Fortsetzung von dem genannten Rücken, zu erkennen¹⁾. Es läßt sich aber auch nach NE weiter verfolgen und ist hier überall orographisch ausgeprägt; ausgezeichnet sichtbar ist es vor allem auf Kote 440 im S von Dobřichowitz. In der Achse dieses Gewölbes kommen im Tale des Kejni-Baches südöstlich von Řewnitz wiederum die $d_1\gamma$ -Schiefer zum Vorschein. Im Tal des Kejni-Baches kann man nur isoklinales NNW-Fallen konstatieren, in der nordöstlich dem Kejni-Bach parallel verlaufenden Schlucht ist jedoch das Gewölbe direkt sichtbar; die Quarzitbänke fallen nur eine ganz kurze Erstreckung steil nach SE, dann stellt sich wieder das normale nordwestliche Verflächen ein. Sehr deutlich ist bei Kote 440 zu sehen, daß der SE-Flügel des Gewölbes steiler einfällt als der NW-Flügel, daß also eine gewisse Tendenz des Gewölbes vorherrscht, sich nach SE überzulegen.

¹⁾ Auch in dem leider stark verschütteten Steinbruche am Střeny vrch liegen die durch schiefriges Zwischenmittel getrennten Quarzite an einer Stelle fast horizontal; gegen das Liegende zu in demselben Steinbruch fallen die Schichten jedoch steil gegen N; es scheint hier ein Bruch das Gewölbe gegen SE zu begrenzen.

Guten Einblick in den Schichtenbau bietet auch das Wschenorer Tal am rechten Gehänge. Hier kommen am Bache genau in der Fortsetzung des eben beschriebenen Gewölbes zerklüftete weiche Schiefer mit kleinen Konkretionen zum Vorschein, die man hier wieder für $d_1 \gamma$ -Schichten wird halten müssen. Am Abhange oberhalb dieses Schieferaufschlusses ist ein Steinbruch im d_2 -Quarzit (25—50° NNW fallend) angelegt. Eine kurze Strecke im Tale unterhalb der Schiefer, also in ihrem Hangenden ist Quarzit mit Schieferzwischenlagen durch Steinbruchbetrieb aufgeschlossen, der 30° nach NW einfällt. Ebenso findet man auch im Tale oberhalb des Schieferaufschlusses, also in

Fig. 8.



Das Gewölbe im d_2 -Quarzit auf der Höhe 471 bei Rewnitz.

seinem Liegenden d_2 -Quarzit und zwar zunächst mit ENE — also widersinnigem Verfläachen. Es ist also auch hier das Auftreten von Schiefer an eine antyklinal gebaute Region gebunden. Weiter gegen das Liegende, gegen die Grenze der präkambr. Schiefer zu, wechselt noch mehrmals die Fallrichtung bei überaus steiler Schichtstellung, so daß man den Eindruck gewinnt, daß die Stufe d_2 im Wschenorer Profil in steile Falten zusammengeschoben ist.

Vom Moklickytale im Streichen gegen SW läßt sich die Einlagerung der $d_1 \gamma$ -Schiefer nicht weiter verfolgen. Nur in dem großen Halouner Steinbruch, der auf der Höhe südlich des Moklicky-Baches bei Kote 529 angelegt ist, ist eine Erscheinung zu beobachten, die

noch der Erwähnung verdient. Der Quarzit ist hier in außerordentlich mächtigen Bänken entwickelt, die ohne erkennbare schiefrige Zwischenlagen aneinandergrenzen. In dem oberen Teile einer solchen Bank findet sich eine linsenförmige Schieferpartie von etwa 2 m Länge und 70—80 cm Maximaldicke eingekeilt. Der Schiefer ist schwarz, sehr dünnblättrig und glimmerreich und ähnelt im Habitus ganz jenen, die sich sonst als Zwischenmittel im d_2 -Quarzite finden. Doch kann man an eine normale Einlagerung hier nicht denken, da die Schieferpartie, wie gesagt, nicht zwischen zwei Bänken auftritt, sondern in den oberen Teil einer Bank gleichsam eingepreßt erscheint. Da die Schichtflächen, die in diesem Steinbruch schön entblößt sind, vielfach ganz ausgezeichnet ausgebildete Harnische zeigen, — eine übrigens auch sonst im Quarzit häufig zu beobachtende Erscheinung, — muß man wohl annehmen, daß es hier zu Bewegungen längs der Schichtflächen gekommen ist und dabei eine Zusammenstauung des ursprünglich nur in einer ganz dünnen Lage vorhandenen schiefrigen Zwischenmittels stattgefunden hat. Diese Erscheinung gibt ein Bild von dem Charakter der in diesem Gebiete von sich gegangenen Gebirgsbewegungen.

Verfolgen wir nun auch die östliche im Profil des Moklicky-Baches beobachtete Einschaltung älterer Schichten im Streichen nach beiden Richtungen: die tiefsten Schichten dieser Einschaltung sind die Konglomerate; sie stehen zwar fast nirgends an (s. S. 13), aber die große Verbreitung der konglomeratischen Lesesteine läßt ihr Vorhandensein nicht anzweifeln. Geht man der Verbreitung dieser Lesesteine nach, so scheinen sie sich, nach SW an Mächtigkeit abnehmend, entweder mit den normal im Liegenden von d_2 auftretenden Konglomeraten zu verbinden oder wenigstens ihnen sich sehr stark zu nähern. Jedenfalls erleidet der d_2 -Zug, der über die Skalka streicht, an dieser Stelle eine ganz kurze Unterbrechung und nur die d_1 -Zone, die sich hier durch Roteisensteine (siehe S. 14) zu erkennen gibt, oder ein Teil derselben dürften die normalen Konglomerate von den in d_2 eingeschalteten trennen. Der Mangel an Aufschlüssen läßt hier kein sicheres Urteil zu.

Gegen NE keilen die Konglomerate jenseits der Bezirksstraße Mnischek-Rěwnitz im Gebiete des d_2 -Quarzites aus, wobei sie sich gleichfalls dem südöstlichen Rande des Verbreitungsgebietes der D-Stufe etwas nähern.

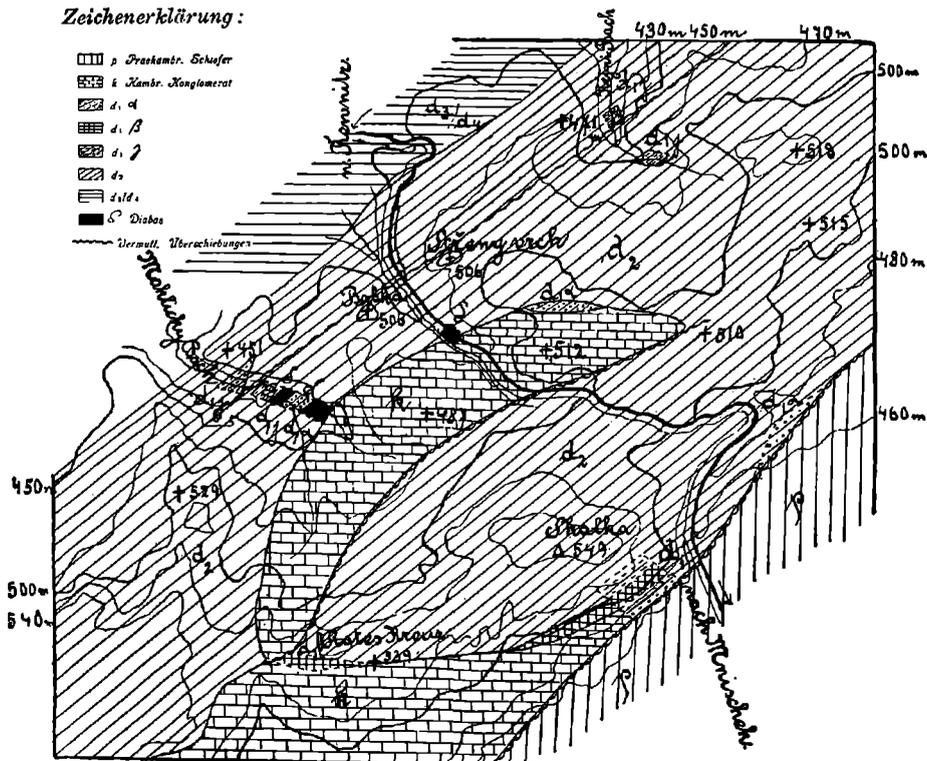
Von den d_1 -Schichten, die im Hangenden der Konglomerate am Moklicky-Bach in solcher Vollständigkeit aufgeschlossen sind, sind sonst nur geringe Andeutungen vorhanden: an der Mnischek-Rěwnitzer Straße stehen Diabase an und an dem weiter östlich führenden Waldweg geben sich Diabastuffe und Roteisensteine als lose Stücke im Boden kund. Eine ganz isolierte Partie von d_1 γ -Schiefern, die aber genau im Streichen der soeben genannten Vorkommnisse liegt, findet sich in der Schlucht des Kejni-Baches, derselben Schlucht, in der wir tiefer abwärts schon eine Schieferlagerung festgestellt haben. Diese zweite Schiefereinlagerung, im oberen Teil der Schlucht ist bedeutend mächtiger (30—40 m); der petrographische Charakter der Schiefer ist ganz der der d_1 γ -Schichten (auch die kieseligen Konkretionen finden sich). Im Liegenden gehen sie durch Wechsellagerung in die d_2 -

Quarzite über, ein Beweis, daß wir es hier mit umgekehrter Schichtfolge (dem überkippten Mittelschenkel einer Falte) zu tun haben. Die Grenze gegen die hangenden Quarzite ist nicht sichtbar. Das Fallen ist hier wieder überall nach NNW gerichtet.

Man muß wohl annehmen, daß diese Schiefereinlagerung mit der Störung, die weiter südwestlich die ganze Schichtfolge von d_1 sowie die Konglomerate zur Oberfläche gebracht hat, im Zusammenhange steht. Nach NE über den Kejni-Bach hinaus läßt sich diese Störung nicht mehr nachweisen. Zu erwähnen wäre jedoch hier, daß in dem großen Steinbruche, der östlich des Kejni-Tales bei Kote 548 im Quarzite angelegt ist, abnorme Lagerungsverhältnisse herrschen; das Streichen ist hier nämlich ESE—WNW und das Fallen 20—25° nach NNE gerichtet. Dies führt zu der Vermutung, daß man hier einen Gewölbeschluß vor sich hat.

Wenn wir die Beobachtungen im Kalvarienwalde zusammenfassen (Fig. 9 u. 10), ergibt es sich, daß hier zwei parallele auf 4—6 km Erstreckung verfolgbare Aufbruchzonen älterer Schichten innerhalb der d_2 -Quarzite vorliegen, wodurch das mächtige An-

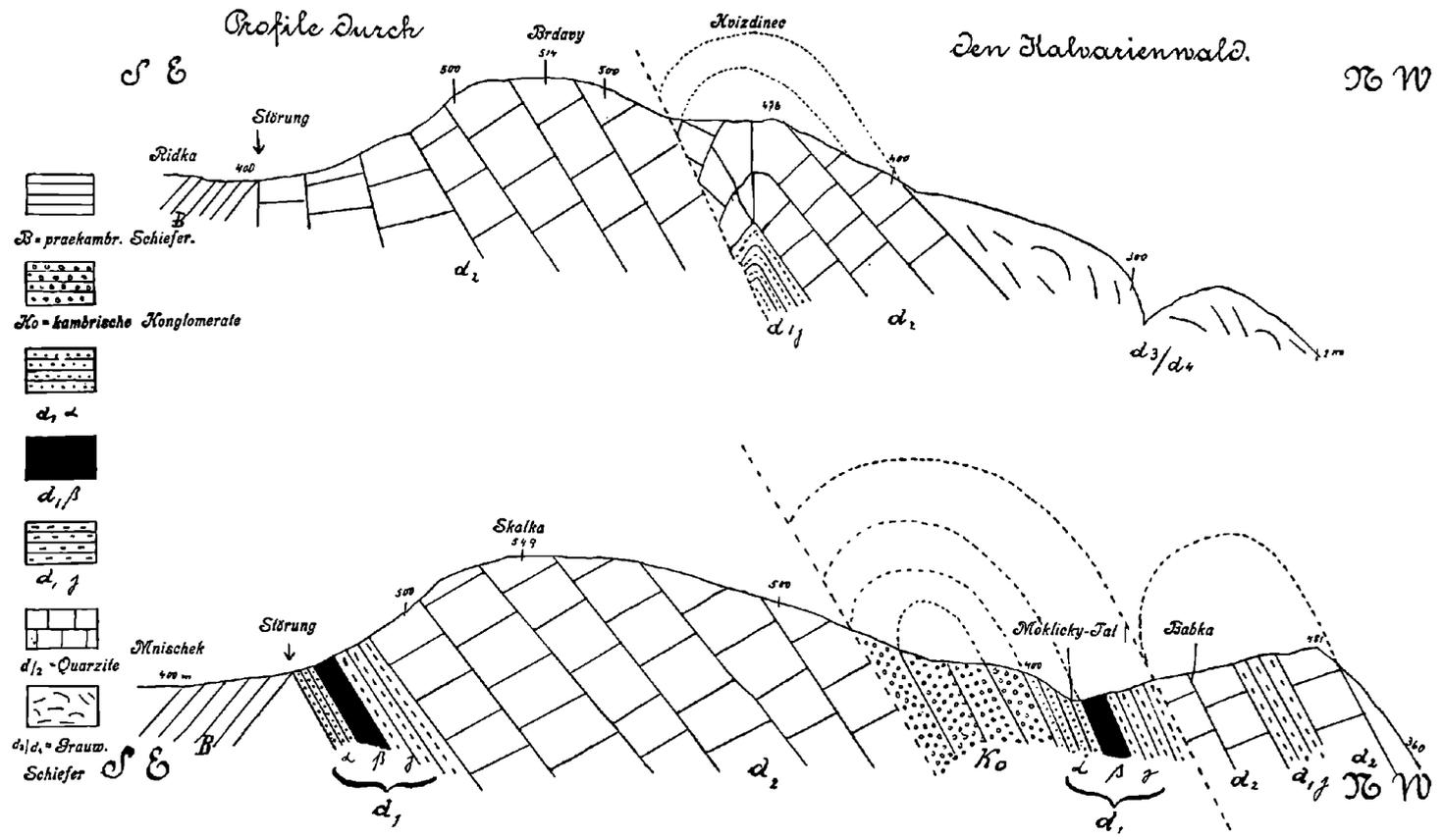
Fig. 9.



Die Störungen im Kalvarienwald.

Kartenskizze im Maßstabe zirka 1:42.000.

Fig. 10.



schwollen der d_2 -Zone in diesem Gebirgsabschnitt erklärt wird. In der nördlicheren Aufbruchzone kommen nur die $d_1\gamma$ -Schiefer und zwar zumeist nur in tieferen Tälern und Schluchten zum Vorschein; das Schichtfallen ist, wo diese Schiefereinschaltungen zu beobachten sind, isoklinal. Sie liegen aber, wie die Beobachtungen auf den Koten 471, 476 und 440 zeigen, in der Achse einer antiklinalen Aufwölbung der d_2 -Quarzite. Man muß daher schließen, daß in dieser Zone eine liegende Falte innerhalb der d_2 -Quarzite vorliegt, durch welche die den Untergrund bildenden $d_1\gamma$ -Schichten in den Gewölbekernen an tiefen Punkten zum Vorschein kommen.

In der südlichen Aufbruchzone treten alle Schichtglieder der Stufe d_1 und auch die kambrischen Konglomerate zutage; das Liegende dieser Konglomerate bilden die d_2 -Quarzite; auch hier ist die Lagerung, soweit sie der Beobachtung zugänglich ist, isoklinal. Gegen die Annahme eines Bruches im Sinne Krejčí's spricht vor allem das Zusammenlaufen der Aufbruchzone mit dem normal Liegenden von d_2 . Diese Erscheinung läßt auf das Vorhandensein einer Falte oder einer aus solchen hervorgegangenen Dislokation schließen; auch auf die beschriebenen Lagerungsverhältnisse im Steinbruche der Kote 518 östlich des Kejni-Tales, die einen Gewölbeschluß andeuten, wäre hier hinzuweisen.

Eine vollkommen erhaltene, liegende Falte kann nicht vorliegen, da die Konglomerate im Liegenden unmittelbar an d_2 -Quarzite grenzen, somit der Mittelschenkel fehlt. Es bleibt also nur die Annahme einer Faltenüberschiebung übrig, eine Annahme, die mit dem Charakter der im Vorangehenden behandelten tektonischen Erscheinungen übereinstimmt¹⁾.

Dieses Ergebnis spricht gegen die Annahme einer „großen Brda-Bruchlinie“ im Sinne Krejčí's, einer weithin fortstreichenden, steil zur tiefen setzenden Verwerfung. Es hat sich gezeigt, daß der Aufbruch älterer Gesteine innerhalb der d_2 -Quarzite, auf den sich die Annahme dieses Bruches im Wesentlichen stützt, eine nach SSE gerichtete Überschiebung ist, welche aus einer liegenden Falte hervorgegangen ist; dieselbe beginnt sich erst in der Gegend des Roten Kreuzes aus der Tiefe emporzuheben und taucht ungefähr bei Kote 518 östlich des Kejni-Tales wieder unter. Weiter nach SW am Hřebeň sind weder in geologischer noch in orographischer Hinsicht Anzeichen für das Vorhandensein bedeutender Störungen zu sehen, wiewohl man annehmen kann, daß auch hier, der ganzen Gebirgsanlage entsprechend, untergeordnete Faltungen und Überschiebungen vorkommen. Nicht lang-aushaltende streichende Verwerfungen, sondern isoklinale Faltenbildung und aus dieser hervorgegangene Überschie-

¹⁾ Während diese Zeilen in Druck sind, ist beim Roten Kreuz ein Schotterbruch aufgemacht worden, dessen Verhältnisse eine weitere Stütze für die eben ausgesprochene Ansicht bilden; der Quarzit besitzt hier nämlich eine ausgezeichnete Trümmerstruktur und ist von Harnischen kreuz und quer durchsetzt, — man kann von einer förmlichen Dislokationsbreccie sprechen. Das Gestein ist hier eben an der knapp nordwestlich vorüberziehenden Überschiebung zertrümmert worden.

bungen scheinen den Bau des Brdy-Gebirges wie überhaupt den Bau der ganzen „Silurmulde“ zu charakterisieren¹⁾.

Die nördliche Zone von Aufbrüchen, die bisher noch nicht bekannt war, läßt sich gleichfalls am besten durch die Bildung einer liegenden Falte erklären. Man wird also auch hier die von Krejčí auf Grund der orographischen Gestaltung gewonnene Annahme einer Verwerfung in dieser Richtung modifizieren müssen.

Auch diese Störung läßt sich nur im Kalvarienwald verfolgen, am Hřeben ist sie nicht mehr nachweisbar.

Schließlich möchte ich noch ein vereinzelt Vorkommen von d_2 -Quarzit mitten im Terrain der d_3/d_4 -Schiefer hervorheben: es ist dies der Hügel am Waldrand südlich von Hatě. Hier ist durch einen Steinbruch dickbankiger (bis zirka 80 cm mächtige Bänke) heller Quarzit aufgeschlossen mit Zwischenlagen von dunklem glimmerigem Schiefer. Gegen das Hangende des Aufschlusses zu werden die Schieferlagen mächtiger, die Quarzitbänke werden dünner, mehr sandsteinartig, erhalten glimmerige wulstige Schichtflächen und eine dunkle Färbung. Das Verflachen der Schichten ist mit 25–35° nach NNW gerichtet. Krejčí hat dieses Vorkommen bei seiner Aufnahmearbeit (1859) als d_2 betrachtet — wie sein diesbezügliches Profil zeigt — später jedoch („Orogr. tekton. Übersicht“ 1885) als d_4 angeführt. Tatsächlich läßt sich nun etwas südlich von dem beschriebenen Aufschlusse längs des Baches, der gegen Hatě hinabfließt, eine Strecke weit typisches d_4 in Schiefen und dünnen dunklen Sandsteinbänken verfolgen, die widersinnig, nämlich steil nach SSE einfallen. Das d_4 läßt sich dann auch weiter an mehreren Stellen in diesem Bachtale bis ziemlich hoch am Gehänge des Gebirges nachweisen. Es scheint demnach klar, daß in dem Hügel bei Hatě durch eine antiklinale Aufwölbung im d_4 -Schieferterrain die den Untergrund bildenden d_2 -Schichten, wenn auch nur in ihrem höchsten Teile zum Vorschein kommen. Auch bei dieser Antiklinale ist wiederum steiles Einfallen im südöstlichen Flügel gegenüber flachem Fallen im nordwestlichen Flügel zu konstatieren, also der in gleichem Sinne assymetrische Bau, wie er bei der Antiklinale im Kalvarienwald beobachtet wurde und wie er der Tendenz zur Bildung von nach SE übergelegten Falten entspricht.

c) Die Bruchlinie an der Grenze der präkambrischen Schiefer.

Die Grenze der präkambrischen Schiefer gegen die jüngeren Gebilde ist, wie schon mehrfach erwähnt, keine normale Formationsgrenze, sondern ein Bruch, wie das schiefe Abschneiden mehrerer Formationsglieder längs einer geraden Linie zeigt. Leider habe ich trotz ganz besonderer Aufmerksamkeit an dieser Grenzlinie keine

¹⁾ Ich verweise hier neben Seemann [60] vor allem auf die neueste Arbeit von Liebus [72], ferner auf die tektonischen Untersuchungen Kettners im Motolatal [30, 70].

Aufschlüsse gefunden, die über den Charakter der Störung vollkommene Aufklärung gegeben hätten.

Die bemerkenswerteste Erscheinung an der Grenze der präkambrischen Schiefer ist die steile Aufrichtung der d_2 -Quarzite, die sich in den Felsen von Černolitz (s. Phot. Fig. 11) und ebenso im Wschenorer Tal augenfällig kundgibt; ferner eine überaus ins einzelne gehende Zerklüftung, die sonst den Quarziten nicht eigen ist, ver-

Fig. 11.



Die steil aufrichteten Quarzitefelsen bei Černolitz.

bunden mit einer besonderen Härte des Gesteins, die jedenfalls das Auftreten der Felsklippen bei Černolitz bedingt. Es wäre möglich, daß die so ins einzelne gehende Zerklüftung auf den großen Gebirgsdruck, und die auffallende Härte auf eine nachträgliche Infiltration mit kiesel-sauren Wässern längs der Verwerfungskluft zurückzuführen ist¹⁾.

Die steile Aufrichtung der d_2 -Schichten²⁾ sowie ihre Zusammenstauung in steile Falten im Wschenorer Profil würde für einen seitlichen Zusammenschub, verbunden mit starker Pressung, weniger für ein senkrechtcs Absinken der Gebirgsteile sprechen. Die Analogie

¹⁾ Liebus beschreibt eine gleiche Struktur im Quarzit aus seinem Arbeitsgebiet [72] und schreibt sie einer rapturellen Umwandlung im Sinne Meyers zu.

²⁾ Ich habe sie auch im Profil Fig. 10 α angedeutet, obwohl sie hier (bei Řidka) nicht direkt zu beobachten ist, sondern erst weiter nördlich (bei Černolitz).

mit den bisher beobachteten tektonischen Erscheinungen verleiht dieser Auffassung weitere Wahrscheinlichkeit.

Weiter gegen S sind an der Grenze der präkambrischen Schiefer nirgends Erscheinungen sichtbar, die über den Charakter der Störung Aufschluß bringen. Schließlich gehen — in der Gegend von Kytin — auch die Anzeichen für das Vorhandensein der Störung verloren, da ja hier das Präkambrium direkt an die Konglomerate grenzt. Erst nach einer Entfernung von zirka 15 km ist die Pfibramer Lettenkluff, die genau im Streichen der im Aufnahmegebiete beobachteten Störungslinie verläuft, in der Gegend von Pižin bereits durch Bergbau nachgewiesen, so daß man wohl mit großer Wahrscheinlichkeit annehmen kann, daß beide Brüche in unmittelbarer Verbindung stehen. Auch der Charakter der Dislokation dürfte der gleiche sein: die Pfibramer Lettenkluff ist eine Überschiebung, die eine Wiederholung der Schichtenfolge, nämlich das Wiederemporkommen der präkambrischen Schiefer und vielleicht sogar des Granites (bei Bohutin) veranlaßt [51, 52]. Auch im Aufnahmegebiete sprechen — wie schon erörtert wurde — manche Anzeichen für eine Überschiebung¹⁾, durch die hier allerdings keine Schichtenwiederholung, sondern ein Schichtenausfall hervorgerufen wird, der sich damit erklären ließe, daß gegen N zu allmählich mehrere Formationsglieder in der Tiefe zurückbleiben. Darin würde sich eine Steigerung des Druckes, der beide Gebirgstteile aneinander preßte, nach N zu kundgeben, wo ja die Gewalt dieser Pressung in den steilen Falten und Schichtenaufrichtungen bei Wschor und Černolitz so deutlichen Ausdruck findet.

Im Profile Fig. 11 ist darauf verzichtet worden, den Charakter der Störung darzustellen, um, da direkte Beobachtungen nicht vorliegen, der Darstellung die möglichste Objektivität zu wahren.

d) Über Querstörungen.

Während alle bisher behandelten größeren Störungen Längsstörungen sind und diese somit einen wesentlichen Einfluß auf das geologische Bild des Aufnahmegebietes haben, spielen Querstörungen eine sehr untergeordnete Rolle; in der geologischen Karte kommen sie nirgends deutlich zum Ausdruck. Die Grenzlinien der Formationsglieder nehmen — wie schon mehrfach erwähnt — einen sehr regelmäßigen Verlauf. Nur an einer Stelle — es ist dies östlich von Litten springen die e_1 -Graptolitenschiefer in einem scharfen Knick nach S, in das Verbreitungsgebiet der d_5 -Schichten vor, um dann in einer ebenso scharfen Biegung wieder in ihre ursprüngliche ENE—WSW-Streichrichtung zurückzukehren. Diese S-förmige Biegung der Formationsgrenze läßt sich wohl nur durch eine Querstörung erklären, die sich jedoch nicht nachweisen läßt, da das Terrain daselbst durch-

¹⁾ Schon Krejčí spricht in seinem Aufnahmebericht (1859) davon, daß bei Königsaal (also in der Fortsetzung nach NE) „die Pfibramer Schiefer auf den Brdaschichten aufgelagert zu sein scheinen“; auch Kettner äußert in seiner neuesten Arbeit [71], — wie er mir freundlichst mitteilt, — die Ansicht, daß die Störung an der Grenze des Präkambriums eine Überschiebung ist.

aus von Feldern bedeckt ist und die Verbreitung der e_1 - und d_5 -Schichten nur aus der Bodenbeschaffenheit und aus den Lesesteinen erschlossen werden kann.

Es wäre noch zu erwähnen, daß Krejčí zwei Querbrüche in dem von mir untersuchten Gebiete annimmt [38] [59], und zwar läßt er die eine im Karliker Tal verlaufen, die andere in dem tief eingeschnittenen Tale des Nežabudický-Baches am NW-Abhange des Kalvarienwaldes südlich von Řevnitz. Es scheint, daß Krejčí vielfach, — einer älteren Anschauung entsprechend — auf Querstörungen nur aus dem Vorhandensein von Quertälern schloß. So verhält er sich auch in diesen beiden Fällen. Die Schichten streichen, wie es besonders im Karliker Tal deutlich zu sehen ist, unverändert über das Tal hinweg. Beim Nežabudický-Bache ist allerdings die Streichrichtung und der Fallwinkel auf den Höhen diesseits und jenseits der Schlucht etwas verschieden, (nämlich auf der Babka das Streichen N 60° E, das Fallen 35—45° nach N 30° W, auf dem Střeny-vrch das Streichen E-W, das Fallen 55°), doch an der vom E-Abhang der Babka herablaufenden Felsrippe erkennt man deutlich, daß diese Änderung in der Streichrichtung, beziehungsweise im Fallwinkel auf einer allmählichen Biegung der Schichten im Streichen, verbunden mit einer langsamen Aufrichtung von SW nach NE beruht.

Literaturverzeichnis.

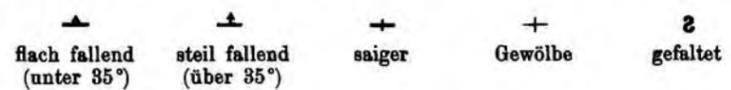
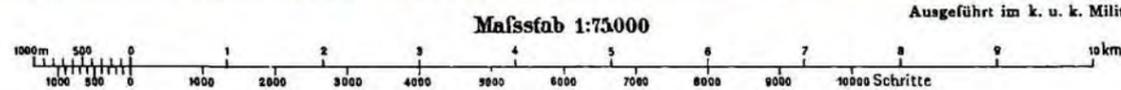
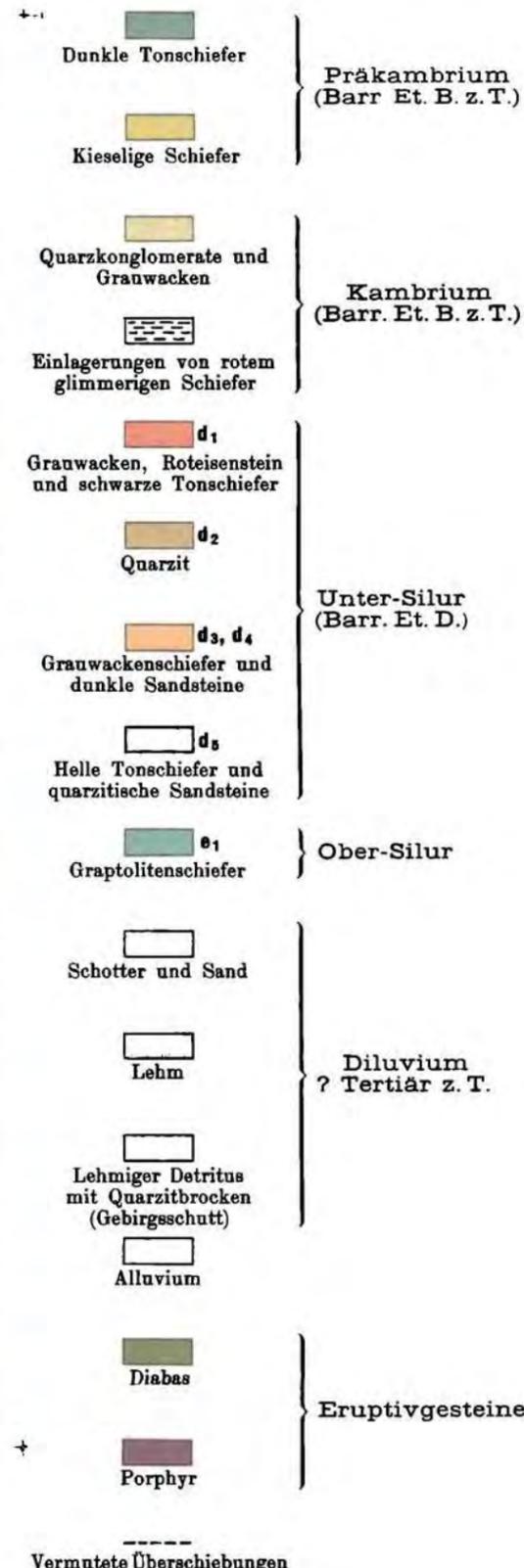
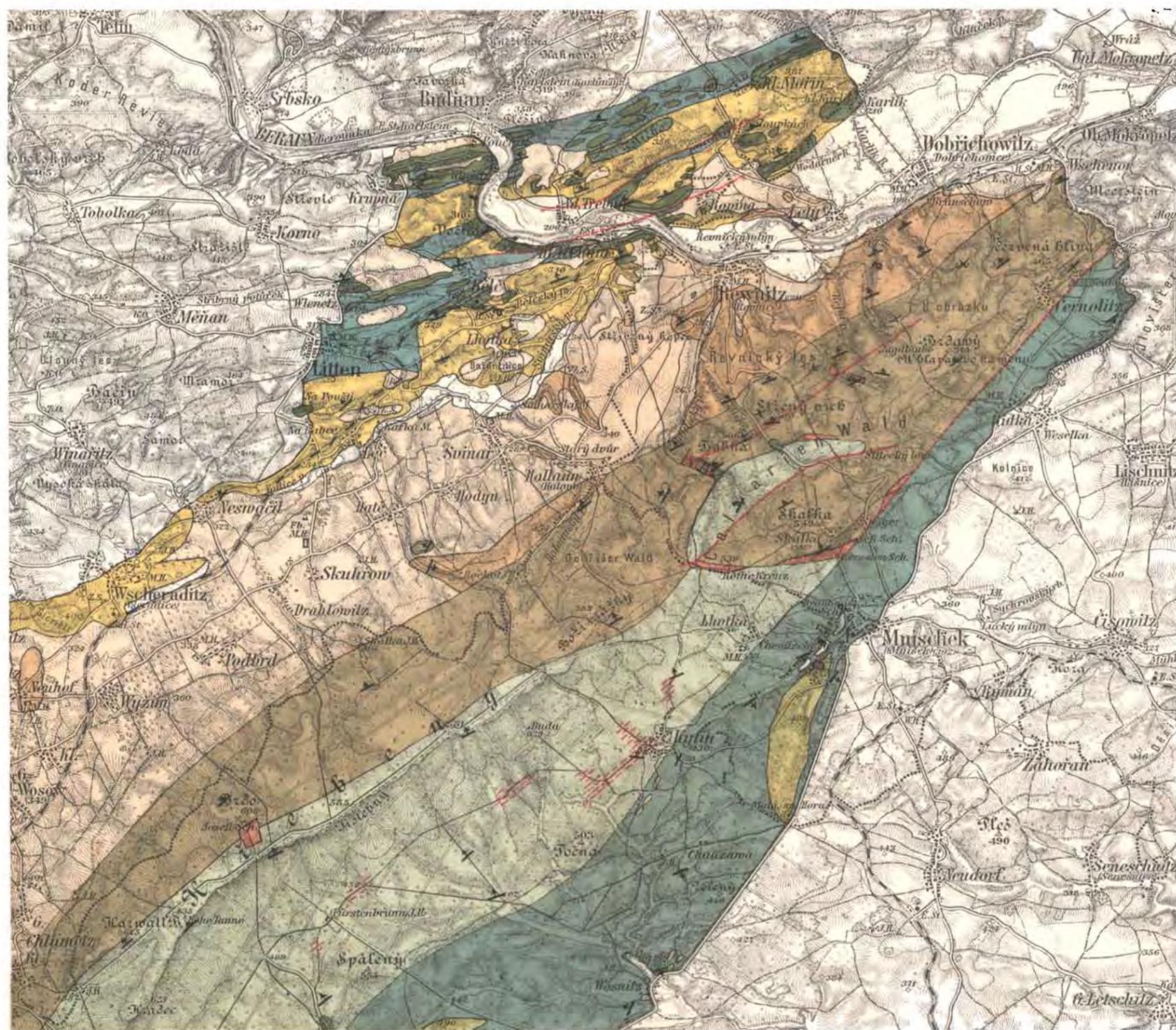
- [1] Barrande, Systeme siluriens du centre de la Bohême.
- [2] — Defense de Colonies.
- [3] — Schreiben des H. Barr. an H. Dir. W. Haidinger; J. g. R.-A. 1859.
- [4] Barviř, Vyskit zlata u Mniřku; Horn. a Hutn. Listy 1908.
- [5] — Geolog. Notizen über die goldführende Umgebung von Neu-Knin; Sitzb. böhm. Ges. 1904.
- [6] — Betrachtungen über die Herkunft des Goldes bei Eule etc.; Arch. naturw. Landd. XII., 1 (1906).
- [7] Daneř, „Morfologický vývoj středních Čech“; Sbornik České spol. zeměvedné 1913, H. 1 und 2.
- [8] Engelmann, Die Terrassen der Moldau-Elbe zw. Prag und dem böhm. Mittelgeb.; Geogr. Jahresber. aus Österr. IX. (1911).
- [9] Feistmantel (siehe auch Krejčí), Über die Lagerungsverhält. der Eisensteine in der Unterabt. d_4 des böhm. Silurgeb., Sitzb. böhm. Ges. 1878.
- [10] — Die Porphyre im Silurgebiete Böhmens; Abh. böhm. Ges. 1859.
- [11] — Schotterablagerungen in der Umgeb. von Pürglitz; Sitzb. böhm. Ges. 1881.
- [12] Frech, Über die Entwicklung der silur. Sedimente in Böhmen und im SW Europas; N. J. f. M. 1899.
- [13] Fritsch, Problematica silurica.
- [14] Helmhacker (siehe auch Krejčí), Die geognost. Verhältnisse und der Eisensteinbergbau der Silurform. zw. Prag und Beraun; Berg- und Hüttenmänn. Jahrb. XX. (1872).
- [15] Helmhacker und Vala, Das Eisensteinvorkommen in der Gegend zw. Prag und Beraun; Arch. naturw. Landd. II. (1874).
- [16] Hilsch, Versuch einer Gliederung der Diluvialgebilde im nordböhm. Elbtale; J. g. R.-A. 1899.
- [17] — Die Verbreitung der oligocänen Ablagerungen und die voroligocäne Landoberfläche in Böhmen; Sitzb. kais. Ak. Wiss. Wien CXXII. 1913.

- [18] Hinterlechner, Geolog. Verhältnisse im Gebiete des Kartenbl. Deutschbrod; J. g. R.-A. 1907.
- [19] Jahn, Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der böhm. Silurformation; J. g. R.-A. 1892.
- [20] — Über das Tejšowitz Kambrium; V. g. R.-A. 1893.
- [21] — Über die geolog. Verhältnisse des Kambrium von Tejšowitz und Skrej. J. g. R.-A. 1895.
- [22] — Geologische Exkursionen im älteren Paläozoikum Mittelböhmens; Livret guide des intern. Geolog.-Kongr. in Wien 1913.
- [23] — Beiträge zur Kenntnis der Bande $d_1\alpha$; V. g. R.-A. 1904.
- [24] — Über das Jinetzer Kambrium; Anz. d. naturw. Klubs in Proßnitz X. (1907). tschech., ref. im N. J. f. M. 1910, II.
- [25] Katzer, Geologie v. Böhmen, 1892.
- [26] — Über die Grenze zw. Kambrium und Silur in Mittelböhmens; Sitzb. böhm. Ges. 1900.
- [27] — Notizen zur Geol. v. Böhmen X.: Beiträge z. petrolog. Kenntnis des älteren Paläoz. in Mittelböhm.; V. g. R.-A. 1905.
- [28] Kettner, Die tertiären Schotter- u. Tonablagerungen bei Sloup u. Klinetz in Mittelböhmens; Sitzb. böhm. Ges. 1911.
- [29] — Über einige Eruptivgesteine im Algonkium des Moldaflußgeb.; Bull. int. d. böhm. Ak. XVII (1912), 15.
- [30] — Über das neue Vorkommen untersilur. Bryozoen und anderer Fossilien in der Ziegelei Pernikařka bei Kořiv; Bull. int. d. böhm. Ak. 1913.
- [31] — Ein Beitrag zur Kenntnis des Kambriums bei Skrej; Sitzber. böhm. Ges. 1913.
- [32] — „O terasách vltavských mezi Svatoj. proudy a Zbraslavi“; Sborník České spol. zeměvedné 1913, II. 1.
- [33] Krejčí, Über die Diluvialbildungen der Umgebungen von Prag und Beraun; Lotos IX. (1859).
- [34] — Aufnahmebericht vom 31. August 1859; J. g. R.-A. 1859.
- [35] — Bericht über die im J. 1859 ausgeführten geolog. Aufnahmen bei Prag und Beraun; J. g. R.-A. 1861/62.
- [36] — Offene Erklärung über H. Barrande's Kolonien im Silurbecken Böhmens; V. g. R.-A. 1869.
- [37] — Helmhacker, Geolog. Karte der Umgebungen von Prag, Erläuterungen hiezu; Arch. naturw. Landd. IV., 3 (1880).
- [38] — Feistmantel, Orographisch-Geotektonische Übersicht des silurischen Gebietes im mittleren Böhmen; Arch. naturw. Landd. V., 5 (1885).
- [39] Liebus, Der geologische Aufbau der Umgebung von Hořowitz etc.; V. g. R.-A. 190?.
- [40] — Das Gebiet des Roten- und Jalovybaches um Komorau und das Schieferterrain von Lochowitz; V. g. R.-A. 1904.
- [41] — Die Z-förmige Umbiegung der d_2 Quarzite bei Lochowitz und deren Umgebung; ebenda.
- [42] — Die Bruchlinie des Vostrý im Bereiche der SW-Sektion des Kartenbl. Z. 6, Kol. X und deren Umgebung; J. g. R.-A. 1910.
- [43] Lipold, Bericht vom 24. April 1860. (Über Auftreten und Nomenklatur der silur. Grauwackenform.); V. g. R.-A. 1860.
- [44] — Über H. Barrande's Kolonien in der Silurform. Böhmens; J. g. R.-A. 1861/62.
- [45] — Die Eisensteinlager in der silurischen Grauwackenform. in Böhmen; J. g. R.-A. 1863.
- [46] — Zu H. Krejčí's Erklärung über die Kolouien im Silurbecken Böhmens; V. g. R.-A. 1870.
- [47] Marr, On the Predevonian rocks of Bohemia; Quart. jour. of the Geol. Soc. 1880.
- [48] Perner, Etudes sur les Graptolites de Bohèmes.
- [49] Pořta, Geolog. Karte von Böhmen, Sect. V (Weitere Umgebung Prags), mit Erläuterungen; Arch. naturw. Landd. XII. 6 (1903).
- [50] Pořpny, Über Dislokationen im Přibramer Erzrevier; J. g. R.-A. 1872.
- [51] — Über die Adinolen von Přibram; Tsch. Min. u. petr. Mitt. 1888.
- [52] — Montangeolog. Verhältnisse der Umgebung von Přibram; Arch. f. prakt. Geol. II. (1895).

- [53] Purkyně, Terasy Mže a Vltavy mezi Touškovem u Plzně a Prahou; 1912.
 [54] Raßmuß, Zur Morphologie des nordwestl. Böhmen; Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1913. 1.
 [55] Rosiwal, Petrograph. Notizen über Eruptivgesteine aus dem Tejšowitz Kambrium; V. g. R.-A. 1894.
 [56] — Petrograph. Charakteristik einiger Grauwackengesteine aus dem Tejšow. Kambrium; ebenda.
 [57] Sandberger, Über die ältesten Ablagerungen im südl. Teile des böhm. Silurbecken; königl. Bayr. Ak. d. Wiss. 1887.
 [58] Schneider, Zur Orographie u. Morphologie Böhmens; 1908.
 [59] Schmid, Montan-geolog. Beschreibung des Pfibramer Bergbauterrains; 1892.
 [60] Seemann, Das mittelböh. Obersilur- und Devongebiet südwestl. der Beraun; Beitr. z. Geol. und Pal. Österr.-Ung. u. d. Or. XX., 1907.
 [61] Slavík, Beitrag z. Kenntnis der Eruptivgesteine des Mittelböh. Präkambrium; Bull. int. d. böhm. Akad. d. Wiss. 1902.
 [62] — Spilitische Ergußgesteine im Präkambrium zw. Kladno u. Klattan; Arch. naturw. Landd. XIV., 2 (1908).
 [63] Sueß, E., Schreiben an Dir. W. Haidinger; J. g. R.-A. 1859.
 [64] — F. E., Bau und Bild der böhm. Masse; 1913
 [65] Tullberg, Über die Schichtenfolge des Silurs in Schonen etc.; Zeitsch. deut. geol. Ges. XXXV. (1883).
 Vála siehe Helmacker.
 [66] Vrba, Die Grünsteine des Pfibramer Erzreviers; Miner. Mitt. J. g. R.-A. 1877.
 [67] Walther, Über algonkische Sedimente; Zeitsch. deutsch. geolog. Ges. CXI. (1909).
 [68] Wentzel, Über Beziehungen der Barrande'schen Etagen C, D, E zum brit. Silur; J. g. R.-A. 1891.
 [69] Woldřich, Über den fossilien böhm.-mähr. Steinbock im Allg. etc.; Sitzb. böhm. Ges. 1879.
 [70] Čermak, Kettner, Woldřich, Do údolí Motolského a Šareckého u Prahy; Šborn. Klubu přírovd. v Praze 1913, 1.
 [71] Kettner, Über die lakkolithenartigen Intrusionen der Porphyre zwischen Mnisek und der Moldau; Bull. int. böhm. Akad. 1914.
 [72] Liebus, Geologische Studien am Südostrande des Altpaläoz. in Mittelböhmen; J. g. R.-A. 1913, 4.

Inhaltsübersicht.

	Seite
Vorwort .	215 [1]
I. Morphologisch-geologischer Überblick; Abgrenzung des Gebietes	216 [2]
II. Die stratigraphischen Verhältnisse:	
a) Ausbildung und Verbreitung der einzelnen altpaläozoischen Schichtglieder	228 [9]
b) Auftreten von Eruptivgesteinen (Porphyre, Diabas)	235 [21]
c) Decksedimente (tertiäre Flußablagerungen? Diluvialbildungen)	237 [23]
III. Die tektonischen Verhältnisse:	
a) Schichtenwiederholungen an der Grenze des Unter- und Obersilurs (Kolouien von Bělč, Třeban und Černoschitz)	242 [28]
b) Dislokationen im Brdy-Wald	255 [41]
c) die Bruchlinie an der Grenze des Präkambriums	263 [49]
d) über Querstörungen	265 [51]
Literaturverzeichnis	266 [52]



Die Zinnerzlagerstätten von Graupen in Böhmen.

Von Richard Beck in Freiberg.

Mit 5 Tafeln (Nr. IX—XIII) und 15 Textfiguren.

Die bis vor kurzem hohen Zinnpreise haben von neuem die Aufmerksamkeit auf die zum Teil viele Jahrzehnte hindurch nicht mehr konkurrenzfähigen und deshalb größtenteils eingestellten Zinnerzbergwerke des sächsischen und böhmischen Erzgebirges gelenkt. Auch im Graupener Gebiet, in welchem der Bergbau nie ganz erloschen war, machte man Anstrengungen, die umsichtigen Prospektier- und Vorrichtungsarbeiten des leider im zeitigen Frühling 1912 verstorbenen letzten Besitzers, des wissenschaftlich alle Zeit um die Aufklärung der dortigen geologischen Verhältnisse bemühten Herrn Philipp Schiller zum Abschluß zu bringen und den Betrieb auf breiter Grundlage zu eröffnen.

Da scheint es dem Verfasser höchste Zeit zu sein, die von ihm seit 1901 begonnenen Studien über die Graupener Gänge endlich abzuschließen und die Ergebnisse weiteren Kreisen zugänglich zu machen. Sie beruhen auf vielen eigenen Erfahrungen und Aufnahmen über Tage, auf sehr umfangreichen Sammlungen von Belegstücken, die der Freiburger Bergakademie unausgesetzt von dem genannten Grubenbesitzer mit eingehenden Fundberichten zugestellt worden waren, sowie endlich auch auf dem wiederholt durchgearbeiteten Inhalt der in Mariaschein im Schiller'schen Hause befindlichen Reviersammlung. Das gesamte Material ist im Laufe der Jahre eingehend, namentlich auch mikroskopisch vom Verfasser untersucht worden.

Was die ältere Literatur anlangt, so bilden die in diesem Jahrbuch erschienenen Arbeiten über Graupen von Joh. Jokély (1858) und von G. Laube (1864) natürlich immer noch eine wichtige Fundgrube, die fleißig benützt wurde. Sehr wertvoll sind ferner die Aufzeichnungen, die von den langjährigen Besitzern des Bergwerkes Ph. Schiller und Lewald vor Jahren dem Drucke übergeben wurden (1868). Die Lagerstätten von Obergraupen hat endlich der Verfasser selbst schon einmal beschrieben (1903). Um jedoch das Bild des ganzen Erzdistrikts nicht zu zerreißen, wurden diese früheren Beschreibungen nebst den zugehörigen Profilen teilweise wörtlich mit in diese Abhandlung hereingenommen. Die damals untersuchten Aufschlüsse bei Obergraupen sind übrigens seit jener Zeit zum Teil unzugänglich oder wenigstens sehr schwer kenntlich geworden, weil sie von Wald überwuchert oder mit Verwitterungsschutt überdeckt sind. Unten ist die wichtigste Literatur chronologisch zusammengestellt.

Literatur über das Zinnerzgebiet von Graupen.

- A. E. Reuß, Geognostische Skizzen, pag. 40—51. Prag und Teplitz 1838.
- A. Breihaupt, Die Paragenesis der Mineralien, pag. 144, Freiberg 1849.
- Job. Jokély, Das Erzgebirge im Leitmeritzer Kreise in Böhmen. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt. IX. 1858, pag. 549—575, bes. pag. 561—566.
- B. von Cotta, Lehre von den Erzlagerstätten. II. Bd. 1861, pag. 557, sowie auch in Berg- und Hüttenm. Zeit. XVIII, pag. 117, und Geologie der Gegenwart. I. Aufl. 1866, pag. 132.
- G. Laube, Mitt. über die Erzlagerstätten von Graupen in Böhmen. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt. XIV. 1864, pag. 159—178.
- H. Hallwich, Geschichte der Bergstadt Graupen in Böhmen. Prag 1868; enthält: Ph. Schiller und P. Lewald, Das Zinnerzvorkommen zu Graupen und Obergraupen und die Art und Weise des Bergbaues daselbst in alter und neuer Zeit.
- Ed. Reyer, Über die erzführenden Tieferruptionen von Zinnwald-Altenberg und über den Zinnbergbau in diesem Gebiete. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt. XXIX. 1879, pag. 1—60. Mit 5 Tafeln.
- K. Dalmer, Erläuterungen zu Sektion Altenberg-Zinnwald, pag. 94. Leipzig 1890.
- R. Beck, Die Erzlagerstätten der Region von Graupen in den Erläuterungen zu Sektion Fürstenwalde-Graupen der geol. Spezialkarte von Sachsen. 1903, pag. 40—54.
- R. Beck, Lehre von den Erzlagerstätten. III. Aufl. I. Bd. 1909, pag. 283.

Was die Geschichte des Graupener Bergbaues anlangt, so soll hier lediglich auf das vortreffliche Werk von H. Hallwich hingewiesen werden.

I. Die allgemeinen geologischen Verhältnisse und die verschiedenen Gesteinsarten.

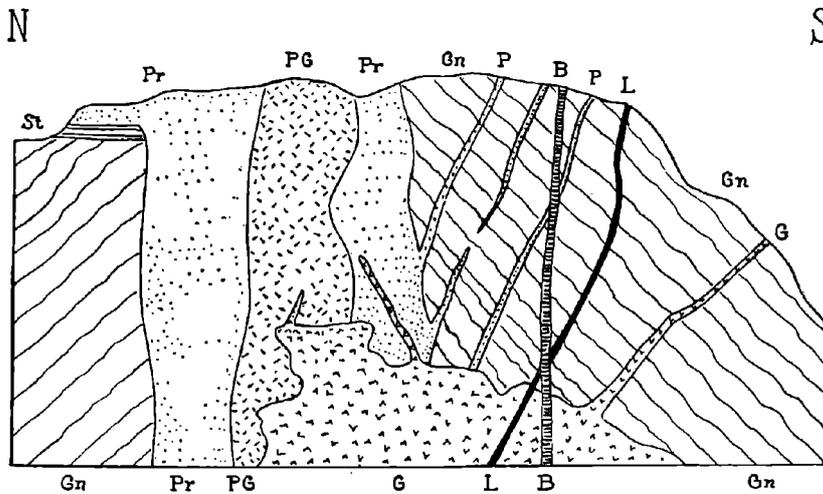
Das Gebiet gehört dem nach SO gerichteten Steilabfall des wesentlich aus Gneisen aufgebauten östlichen Erzgebirges an. Die obersten Gangvorkommen liegen noch in der Kammregion. Das Mückentürmchen, um das herum überall Pingen wahrgenommen werden, bildet hier mit 808,4 m den höchsten Punkt. Das alte Zinnseifengebiet in dem Schuttkegel am Ausgange des Graupener Steiltales hat bei Maria-schein Meereshöhen von nur 250—300 m. Wenn auch der Wald vorherrscht, ist doch den ersten bergmännischen Ansiedlern der Feldbau in und bei Obergraupen bis auf die Kammhöhe selbst hinauf gefolgt, soweit es die Steilheit und der steinige Charakter des Bodens gestattet. Dicht östlich vom Graupener Steiltal steigt zunächst einem Nebentale folgend die Hauptstraße von Teplitz über den Mückenberg nach dem Müglitztale in Sachsen in vielen Windungen am Gebirgsabfall empor. An dieser Straße erhebt sich oben auf der Kammhöhe das kleine Bergkirchlein St. Wolfgang mit dem Friedhof, wo der erwähnte Spiritus Rector dieses Zinnerzgebietes Philipp Schiller die ewige Ruhe gefunden hat.

Die Gneise des Gebirgsabfalles werden weiter westlich vom eigentlichen Graupener Gebiet von jenem mächtigen Stock des Teplitzer Quarzporphyres durchsetzt, an dessen Intrusion sich un-

mittelbar solche von mächtigen Gängen von Granitporphyr anschlossen. An der Straße, die vom Mückenberg zunächst oben auf dem Kamme sich haltend nach Eichwald führt, bemerkt man deutlich, wie eine gangförmige Apophyse von jenem stockförmigen Quarzporphyr nach O hin in die Gneise hinein sich erstreckt. Mehrere andere solche WO oder von WSW nach ONO verlaufende Porphyrgänge lassen sich, wie unsere Übersichtskarte Tafel IX zeigt, bei Obergraupen nachweisen. Sie stehen jedoch nicht sicher im Zusammenhang mit der Intrusivmasse.

Für die Entstehung der Zinnerze ungemein wichtig hat ein in der Richtung von Nordwest nach Südost 1 km messender Ausstrich

Fig. 1.



Schema der Altersverhältnisse der Gesteine des Graupener Gebietes, erläutert an einem rein idealen Querprofil durch das Gebirge.

Gn = Gneis. — St = Schichten des Karbon. — Pr = Teplitzer Quarzporphyr. — P = Porphyrgänge. — PG = Granitporphyr. — G = Granit. — L = Lamprophyr. — B = Basalt.

von Granit zu gelten. Seine obere Grenze liegt im mittleren Teile in etwa 700 m, seine untere in ungefähr 500 m Meereshöhe. Stockgranite sind in geringerer Meereshöhe bei Graupen weiter nicht bekannt geworden, wohl aber granitische Gänge: der OW streichende Mahlerzug mit stockartiger Erweiterung an der Zwickenpinge und der ONO streichende Groß-Geschrei-Zug. Sie liegen in ungefähr 500 bis 350 m Meereshöhe.

Es dürfte nicht ganz ausgeschlossen sein, daß parallel den Mariaascheiner Bruchspalten gerichtete Verwerfer auch höher oben am Gehänge des Erzgebirgsabfalles hinziehen und diese granitischen Gänge samt den benachbarten Erzgängen in ein etwas tieferes Niveau gezogen haben, als wie ihnen eigentlich zukommt. Nachweisbar waren

solche Verwerfer jedoch im Felde nicht. Auch der Bergbau hat bis jetzt keine Beweise dafür erbracht.

Auch die im Tertiär sich abspielende großartige vulkanische Tätigkeit in der Gegend von Teplitz hat ihre äußersten Ausläufer in unser Zinnerzgebiet hinein erstreckt. Die sogenannten „Blauen Klüfte“ des Graupener Bergmannes, sehr zersetzte schmale Basaltgänge sind die Spuren dieser Tätigkeit.

Die Textfigur 1 gibt ein schematisches Bild von den Altersverhältnissen der verschiedenen Gesteine des Gebietes, wobei auch die auf dem nördlichen Gebirgsabfall beobachteten Aufschlüsse mit berücksichtigt wurden.

Von allen den erwähnten Gesteinen, denen sich noch die Schotter und steinigen Lehme und Sande am Fuße des Gebirgsabhanges mit ihrem Zinnsteingehalt anschließen, beabsichtige ich nur ganz kurz zu berichten und nur insoweit, als es für das Verständnis der Erzlagerstätten notwendig erscheint.

1. Die Gneise.

Die Gneise des Graupener Zinnerzgebietes sind sehr einförmige Gesteine aus der Gruppe der Orthogneise, und zwar fast ausschließlich Biotitgneise. In einer früheren Abhandlung¹⁾ habe ich an Aufschlüssen im Müglitztale jenseits des Kammes die granitische Natur dieser Gesteine nachweisen können. Die Flaserung halte ich für nicht primär, sondern für eine erst bei der Regionalmetamorphose erworbene Struktur. Muskovitgneise, d. h. mehr oder minder stark metamorphe ehemalige Aplite und Pegmatite sind im engeren Graupener Gebiete nur spärlich entwickelt. Gelegentlich wurde jedoch im Biotitgneis des Martinistollens eine schmale pegmatitische Lage mit Turmalinkristallen gefunden. Hier möge auch auf die Blöcke eines Quarz-Turmalingesteins hingewiesen werden, die sich südlich vom Klösenberg fanden. Es dürften extrem turmalinreiche Abänderungen der im östlichen Erzgebirge nicht seltenen Turmalin-Muskovitgneise sein. Das Gestein stellt ein körnigkristallines Aggregat von Quarz und braunem Turmalin mit Einschlüssen von Rutil dar. Hornblendegesteine als Einlagerungen sind dagegen anscheinend sehr selten.

An manchen Stellen, wie z. B. auf der Anhöhe zwischen dem Mückentürmchen und dem Klösenberg nordöstlich von Obergraupen ist der granitische Charakter der Biotitgneise noch gut zu erkennen. Die Struktur ist hier noch wenig von der granitischen abweichend. Charakteristische Glimmerballen, wie in so vielen Graniten, sind zu sehen. Auch Einschlüsse von Quarz und hornfelsartigem Gestein sind zu bemerken. Diese letzteren sind Bruchstücke von Pelitgneisen, die der granitische Hauptgneis durchbrochen hat. Sie lassen oft typische Pflasterstruktur erkennen.

Die Streckung des ehemaligen Granits ist zum Teil eine sehr weitgehende. Sie führte zur Herausbildung einer flaserigen, im extremen

¹⁾ R. Beck, Über einige Eruptivgneise des sächsischen Erzgebirges. *Tschermaks Mineral.-petrogr. Mitteilungen*. Bd. XX, Heft 4, 1912.

Falle auch einer stengeligen Struktur. Stengelig gestreckte Gneise, in ihrem Aussehen an faseriges Holz erinnernd, trifft man besonders schön westlich und nordwestlich vom Mückenberge in losen Blöcken an.

Auch nach der Metamorphose haben dynamische Einwirkungen auf die Gneise stattgefunden. Sie äußern sich in Fältelungen und Stauchungen der faserigen oder grobschieferigen Gesteine. So zeigen z. B. die Gneisbruchstücke von der Halde der Grube Regina im Knötler Revier auf dem Querbruch eine solche zierliche Fältelung.

Das seltene Vorkommen von Bruchstücken eines stark zersetzten Hornblendegesteins mit viel Granat und Ilmenit zwischen dem Mückentürmchen und Klösenberg sei nur kurz erwähnt.

Stellenweise werden die Gneise von Lamporphyrgängen durchbrochen. Ein solches Gestein liegt uns aus dem Unteren Abendsternstollen vor. Es erwies sich als ein stark zersetzter Hornblendevogesit.

2. Der Teplitzer Quarzporphyr.

Von diesem Gestein fällt gerade noch ein Teil der Ostflanke des mächtigen Stockes, den es im Gneisgebirge bildet, in den Bereich des Übersichtskärtchens. Die Kontaktfläche ist zurzeit nirgends gut aufgeschlossen. Man darf jedoch annehmen, daß sie steil steht. Das Gestein zeigt die bekannte typische Ausbildung. In der mikrokristallinen, gewöhnlich rotbraun gefärbten Grundmasse liegen Quarzdihexaeder, Tafeln von Orthoklas und Plagioklas und einzelne Glimmerblättchen eingesprengt. Unter dem Mikroskop erkennt man noch Hämatit, Apatit, Zirkon und Magnetit.

3. Der Granitporphyr.

Dieses Gestein bildet einen ungefähr NS verlaufenden Gangzug. Westlich vom Mückenberge setzt es gerade auf der Grenze zwischen dem Teplitzer Quarzporphyr und dem Gneis auf, tritt aber in der Richtung nach SSO hin in den Gneis selbst ein. Seine merkwürdigen Kontaktverhältnisse in der Preißelsberger Pinge geben die Textfiguren 3 und 4 weiter unten wieder. Südlich von dieser jetzt ganz verfallenen und verwachsenen Pinge wird die Ostgrenze des dortigen Granits von einem zweiten solchen Granitporphyrgang begleitet, der nach dem Vogelsgrund zu verfolgt werden kann. Der ganze Gangzug liegt in der Fortsetzung des bekannten großen Granitporphyrganges von Altenberg.

Wie dieses Gestein hat auch der Graupener Granitporphyr eine körnig-kristalline oder auch mitunter granophyrische Grundmasse. In dieser liegen zahlreiche tafelförmige Kristalle von Orthoklas und Oligoklas sowie Quarzdihexaeder und zersetzte Glimmerschüppchen eingesprengt. Unter dem Mikroskop erkennt man ferner noch Magnetit, Apatit, Zirkon und Rutil sowie den feinen rötlichen Staub, der das Pigment der oft schön zonalen Feldspate bildet. Wiederholt wurden auch einzelne schon makroskopische Körnchen von Granat darin gefunden.

4. Die Quarzporphyrgänge.

Die am Mückenberg den Gneis durchsetzenden Gänge von Quarzporphyr, die auch in den Grubenbauen vielfach angetroffen worden sind, zeichnen sich durch große Armut an Einsprenglingen von Feldspat und Quarz aus, gehören daher in die Felsitfels genannte Abänderung dieses Gesteins. Nur der größte unter ihnen, den wir bereits als Apophyse des Teplitzer Quarzporphyrstockes kennen lernten, nimmt nach seiner Abzeigungsstelle zu mehr und mehr Einsprenglinge auf. Einige der Gänge in der Nähe des Mückentürmchens besitzen eine gut entwickelte Fluidalstruktur, indem abwechselnd blaßgrüne und rötliche parallele Farbstreifen in der felsitischen Masse zu erkennen sind. Die mikroskopische Struktur der Grundmassen aller dieser Gesteine ist vorwiegend eine mikrogranitische. Die mineralogische Zusammensetzung ist die normale.

5. Der Granitstock von Obergraupen.

Schon K. Dalmer hatte darauf aufmerksam gemacht, daß das Graupener Granitmassiv mit seiner Längsachse, die 1 km mißt, in einer nach NW streichenden Linie mit der Zinnwalder Granitkuppe und mit der Längsachse des Schellerhauer Granitmassivs gelegen ist. In Gegensatz zu diesen Graniten ist jedoch das Graupener Gestein vorherrschend feinkörnig entwickelt, an manchen Stellen auch porphyrartig durch das Hervortreten größerer Einsprenglinge von Orthoklas. Es nähert sich in Struktur und Zusammensetzung sehr dem Altenberger Granit.

Die Gemengteile sind Orthoklas und Albit, der auch perthitisch mit dem Orthoklas verwachsen vorkommt, Quarz, ein dunkler Glimmer, sehr selten auch ein wohl sekundärer lichter Glimmer, zerstreute Kriställchen von Zirkon und Apatit sowie Körnchen von Magnetit. Als Füllung kleiner miarolithischer Räume findet sich Hämatit.

Die Mikrostruktur geht in sehr ausgedehntem Maße von der normalen granitischen in die aplitische über. Diese tritt am klarsten bei den feinkörnigen Abänderungen hervor. Hier bildet der Quarz polygonale Körner mit geraden Flächen und mitunter Ansätzen zur Kristallform, durchbricht auch häufig die Randzonen von Feldspaten oder findet sich als Einschluß inmitten dieser Gemengteile.

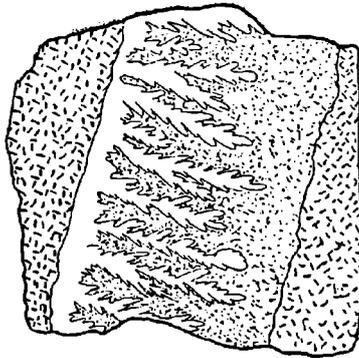
Mitunter wird der normale Granit von heller gefärbten, 1—3 mm breiten Bändern, die sich spitzwinklig kreuzen, durchsetzt.

Auch wurden an einer Stelle aplitisch-pegmatitische Bänder von 2—4 cm Breite angetroffen. Sie enthalten manchmal schön gefiedert gestaltete Orthoklase, die mit ihrer Längsachse senkrecht zur Begrenzungsfläche des Bandes stehen, wie es schematisch auf Fig. 2 wiedergegeben ist. Man sieht, daß sie in ihrem eisblumenartigen Wachstum das gegenüberliegende Salband beinahe erreicht haben. Zwischen diesen großen Kristallen liegt eine feinkörnige Zwischenmasse von aplitischem Charakter. Unter dem Mikroskop erweisen sich die großen Orthoklase als Zwillinge, deren Trennungslinie mit der Längsachse der gefiederten Gebilde zusammenfällt. In jeder Hälfte der Zwillinge sind zahlreiche, schräg nach vorn auslaufende unregel-

mäßige Quarzstengel eingeschaltet. Viele dieser Quarzeinschlüsse haben mehrfach geknickte Gestalt, wie die Quarze im Schriftgranit, und löschen auch innerhalb ganzer Gruppen wie in solchen gleichzeitig aus. Ein Teil der Feldspate dieser Aplit-Pegmatitbänder ist Mikroklin.

Sehr häufig wird der Graupener Granitstock besonders nahe an seiner Peripherie von dunkelgrau gefärbten Greisenbändern durchzogen. Meist erkennt man in ihrer Mittellinie deutlich eine zarte, mit Quarz und zuweilen auch mit Lithionglimmer, Topas und Zinnstein erfüllte Kluft. Zu beiden Seiten ist der Granit vollständig umgewandelt. Der Feldspat und der braune Glimmer sind zerstört und an ihrer Stelle ist Quarz und Topas sowie ein farbloser oder ein dunkelgrüner Lithionglimmer getreten. Zwischen diesen vorherrschenden Bestandteilen sind winzige Körnchen von Zinnstein eingestreut.

Fig. 2.



Aplitisch-pegmatisches Band im Graupener Granit in natürlicher Größe.

Manche dieser Greisenbänder sind außerordentlich reich an Topas. Die meist unregelmäßigen Körner dieses Minerals umschließen häufig kleine Quarzkörnchen und Glimmerschüppchen sowie Flüssigkeitseinschlüsse. Nur selten zeigen sie unvollkommene kristallographische Umrandung. Dann tritt auch an den größeren Individuen die basische Spaltbarkeit des Minerals schön hervor. Vereinzelt werden Greisenbänder angetroffen, die den Topas in büscheligen, pykнитartigen und teilweise sogar radialstrahligen Aggregaten von einem Durchmesser bis zu 0.5 cm führen. Hier werden die Zwischenräume zwischen den Topasprismen durch ein feinkörnig-kristallines Quarzaggregat ausgefüllt. Die Quarzkörner führen namentlich in ihren zentralen Teilen oft sehr zahlreiche kleine Glimmerscheibchen und Topaskörnchen sowie Flüssigkeitseinschlüsse (Dünnschliffbild Fig. 1 auf Tafel X).

Das Alter des Graupener Granitstockes ist ebenso sicher postkarbonisch wie dasjenige des Altenberger Vorkommens. Der Granit durchsetzt den Teplitzer Quarzporphyr, der seinerseits flözführendes Oberkarbon bei Schönfeld unweit Altenberg überlagert.

6. Die Ganggranite.

a) Die Granitgänge der Preißeberger Pinge.

Dieses Vorkommen liegt unmittelbar am Graupener Granitstock nahe bei dessen Nordostgrenze. Es handelt sich hier um schwebende Gänge innerhalb des Granitporphyrs, der ja seinerseits weiter nördlich den Teplitzer Quarzporphyr durchsetzt.

Dieser Ganggranit hat die Ausbildung der porphyrischen Mikrogranite des Erzgebirges, die bekanntlich den Quarzporphyren sehr nahe kommen. In einer lichtrötlich oder lichtgelbrot gefärbten, dem bloßen Auge dicht oder nur äußerst feinkristallin erscheinenden Grundmasse liegen zahlreiche, selten über 2 mm große Einsprenglinge von Orthoklaskristallen und von Quarzdihexaedern. Die Grundmasse erweist sich unter dem Mikroskop völlig kristallin, und zwar entweder rein körnig oder auch zum Teil mikropegmatitisch durch das Auftreten von zarten Quarzstengeln inmitten der Feldspatkörnchen. Die Feldspate bestehen nur zum kleinen Teil aus Plagioklas. Orthoklas und Quarz führen zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse, während Glaseinschlüsse nicht nachgewiesen werden konnten. Biotit ist nur in spärlichen Blättchen zu beobachten. Diese Mikrogranite sind im hohen Grade der Zwitterbildung unterlegen.

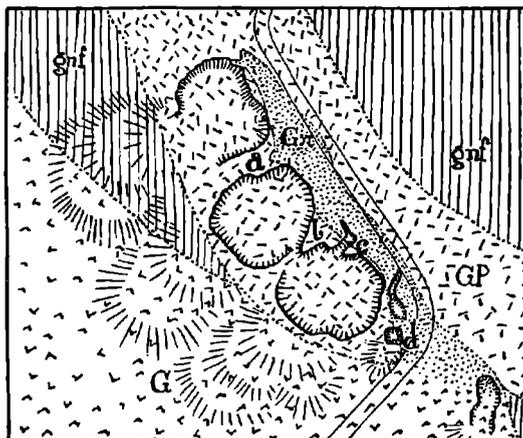
Die Lagerungsverhältnisse der Preißeberger Pinge sind sehr verwickelt. Sie mögen im folgenden so geschildert werden, wie sie noch 1902 sichtbar waren:

Das in der Pinge vorherrschende Gestein ist der Granitporphyr des westlich vom Forsthaus Mückenberg hinziehenden Ganges, dessen petrographische Ausbildung hier gänzlich derjenigen des typischen Altenberger Granitporphyres gleicht. Derselbe setzt namentlich die südwestlichen Teile der drei nebeneinander gelegenen pingentartigen Vertiefungen sowie deren Tiefstes zusammen, soweit dieses überhaupt unter dem Schutt und Blockwerk untersucht werden kann. An den nordöstlichen Wänden der Pingent dagegen trifft man vielfach porphyrischen Mikrogranit anstehen, und zwar unverkennbar als eine Injektion in den Granitporphyr. Beide, sowohl der Granitporphyr wie der Mikrogranit, werden von Imprägnationsklüften, meist außerordentlich zarten, kaum wahrnehmbaren Spältchen durchsetzt, von denen aus die Gesteine in Zinnerz führenden Zwitter umgewandelt worden sind. Eine weitere Komplikation der dortigen Profile bilden endlich Gneisbreccien, die aus den vom Granitporphyr aus dem durchbrochenen Grundgebirge mit emporgerissenen Fragmenten bestehen.

Beginnen wir unsere Beobachtungen mit der nördlichsten großen Pinge, so erblicken wir in deren äußerster Ecke inmitten des herrschenden Granitporphyres einen scharf abgesetzten, etwa 0,3 m mächtigen schwebenden Gang von porphyrischem Mikrogranit. Die nach SO zu folgende noch größere Vertiefung wird von der eben erwähnten durch einen sehr stark zerklüfteten Felsriegel (*a* Fig. 3) getrennt, dessen Profil Fig. 4 darstellt. Dasselbe zeigt, wie eine bis hinauf zur ursprünglichen Oberfläche anstehende mächtige Masse des Mikrogranites in der Richtung nach SW hin in den Granitporphyr zwei schwebende gangförmige Apophysen aussendet, deren Mächtigkeit

durchschnittlich 0·3 m beträgt. Auch hier sind die Grenzen zwischen beiden Gesteinen scharf. Zugleich umschließt der Mikrogranit losgetrennte Fragmente des Granitporphyrs.

Fig. 3.

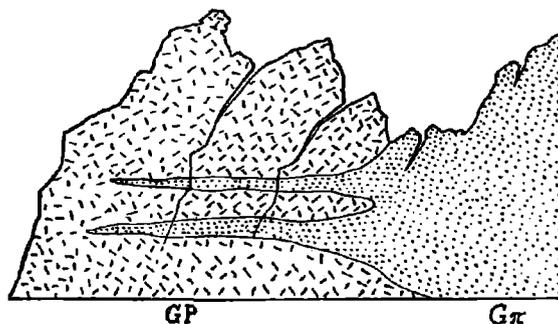


Skizze der Preiselberger Pinge im Grundriß, Maßstab ungefähr 1:1500.

gnf = faseriger Biotitgneis. — *GP* = Granitporphyr. — *Gπ* = porphyrischer Mikrogranit. — *G* = Granit von Graupen. — *a, b, c* = die in den Profilen 2 und 3 dargestellten Partien. — *d* = verbrochener Schacht.

In der ziemlich schwer zugänglichen südlichsten Pinge endlich besteht die Sohle aus Granitporphyr (*GP*, Fig. 3), der gewaltige Partien von Gneisbreccie (*B*) umschließt, so namentlich am Fuße des Vorsprunges *c*. Über ihr schiebt sich ein mächtiger schwebender Gang von Mikrogranit ein, der ebenfalls an verschiedenen Stellen

Fig. 4.



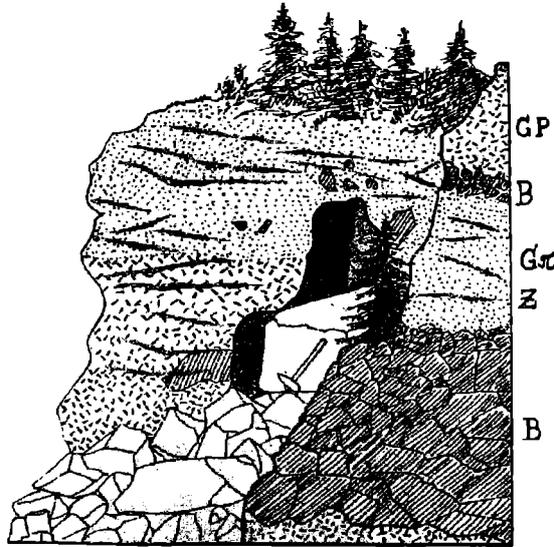
Profil des Felsriegels *a* in der Preiselberger Pinge von S aus gesehen (vgl. Fig. 3).

Profilhöhe 2·5 m.

GP = Granitporphyr. — *Gπ* = porphyrischer Mikrogranit.

Gneisbruchstücke umfaßt. Als dessen Hangendes folgt am Felsvorsprung *c* zunächst eine zweite, wenig mächtige Gneisbreccie und alsdann wiederum Granitporphyr. Die an der Nordostwand dieser Pinge beim Felsvorsprung *b* herrschenden eigentümlichen Lagerungsverhältnisse sind in Fig. 5 in Form einer Ansicht von SO aus gegeben. In diesen Figuren sind zugleich die Zwitterimprägnationsbänder angedeutet, die ebenfalls in schwebender Lagerung oder mit nur flachem Einfallen sowohl den Mikrogranit, wie den Granitporphyr durchziehen und den Abbau auf Zinnerz veranlaßt haben. Sie heben sich durch ihre dunkelgraue Färbung gut von den normalen Gesteinen ab, obwohl

Fig. 5.



Ansicht der beiden Felsvorsprünge *b* (hinten) und *c* (vorn) in der Preißelberger Pinge, von SO aus gesehen (siehe Grundriß Fig. 3). Höhe der Wände 3 m.

GP = Granitporphyr. — B = Gneisfragmente, stellenweise zu einer nur aus Gneisbruchstücken bestehenden Breccie gehäuft. — Gπ = porphyrischer Mikrogranit. — Z = dunkel erscheinende Zwitterbänder. — Der Hammer liegt auf losem Blockwerk.

ihre Grenzen gegen diese bei näherer Betrachtung nur verschwommen erscheinen. Die Klüftchen, von denen aus die Umwandlung des Gesteines in Zwitter erfolgte, erweitern sich stellenweise zu kleinen Drusen mit Quarz, Flußspat, dunklem Glimmer, Steinmark und Kriställchen von Zinnstein. Im allgemeinen freilich war der Gehalt der geförderterten Zwittererze an Zinnstein wegen dessen sehr feiner Verteilung erst nach der Aufbereitung zu erkennen, wobei auch etwas Schwefelkies und Zinkblende nachgewiesen werden konnte.

Für den mikroskopischen Nachweis der Vorgänge bei der Zwitterbildung eignen sich ganz besonders gut Proben von Gesteinen aus der nördlichen Abteilung der Preißelberger Pinge.

In dem dortigen porphyrischen Mikrogranit heben sich die Zwitterbänder in ihrer dunkelgrauen Färbung recht deutlich von der lichtrötlichgrauen unveränderten Gesteinsmasse ab, doch sind die Grenzen zwischen beiden bei näherer Betrachtung auch hier nur verschwommen. Nicht immer ist in der Mittellinie der dunklen Imprägnationsbänder die Kluft zu erkennen, von der aus die Agentien umgestaltend auf das Gestein einwirkten. In manchen Fällen aber erblickt man deutliche, wesentlich mit Quarz, neben ihm mit mikrokristallinem Topas, etwas Lithionglimmer und Zinnstein erfüllte Spältchen als die Zufuhrkanäle.

Bei der mikroskopischen Untersuchung unterscheiden sich zunächst die Grundmassen der beiderseitigen Gesteine sehr wesentlich voneinander. Im normalen Mikrogranit besteht dieselbe aus einem sehr feinkörnig-kristallinen Aggregat von Feldspat mit nur sehr wenig Quarz. Im Greisen dagegen setzt sich die Grundmasse aus einem viel gröber körnig-kristallinen Aggregat von Quarz und Topas nebst etwas Lithionglimmer und Zinnstein zusammen. Von den Einsprenglingen des Mikrogranites sind nur die Dihexaeder und unregelmäßigen großen Körner von Quarz erhalten geblieben, haben sich indessen mit einer Zone von neugebildetem Quarz umgeben, der zwar optisch gleich orientiert ist, sich aber von dem primären Quarz durch die Führung zahlreicher Einschlüsse von Zinnstein und Topas unterscheidet. Überhaupt sind häufig die Zinnsteinkörner gerade in der Peripherie der Quarzeinsprenglinge sehr angehäuft, wenn man auch außerdem Gruppen derselben im Greisen verstreut findet. Die bis 2 mm großen Orthoklaseinsprenglinge des Mikrogranites fallen der Umwandlung am allerersten zur Beute. Schon in dem noch scheinbar normalen Gestein nahe den Zwitterbändern kann man eine Einwanderung von Fluorit in diese Kristalle beobachten. Später folgen Topas, Quarz und Lithionglimmer nach und verdrängen endlich die Feldspatsubstanz. Der Topas dieses Greisens kommt selten mit Kristallflächen vor, gewöhnlich bildet er längliche Körnchen, die randlich oft von hineinragenden benachbarten Quarzindividuen unterbrochen sind und häufig Einschlüsse von solchen führen. In dem Maße seiner Beteiligung an der Zusammensetzung des Greisens bestehen große Schwankungen. Zuweilen nimmt er $\frac{1}{3}$ bis $\frac{1}{2}$ der Gesteinsmasse ein, in anderen Fällen ist er überhaupt kaum nachweisbar, während ihn Quarz und Glimmer vertreten. Immer scheint dort, wo viel Topas vorhanden ist, zugleich auch viel Zinnstein zugegen zu sein.

In ganz ähnlicher Weise wie beim Mikrogranit vollzieht sich die Umwandlung des Granitporphyres. Die zahlreichen großen Feldspateinsprenglinge dieses Gesteins unterliegen derselben auch hier viel früher, als die Grundmasse. Im völlig umgewandelten Granitporphyr kann man zwar noch mit bloßen Augen leicht die Umriss der ehemaligen Orthoklase erkennen, bei Betrachtung der Dünnschliffe unter mäßig starker Vergrößerung ist dies jedoch kaum möglich, da die eingewanderte Füllmasse der Kristalle jetzt in Struktur und Zusammensetzung sich fast gar nicht von der ebenfalls umgewandelten Grundmasse unterscheidet.

In bergmännischer Beziehung scheinen die ergiebigsten Partien

des Preißelberger Stockwerkes bereits abgebaut zu sein. Während der nach langer Ruhe dieser Gruben im Jahre 1863 erneuten Abbauprobe hatten nach einer von Laube berichteten Mitteilung des damaligen Bergdirektors Arlt 11—12 Ztr. Scheideerz $2\frac{1}{2}$ Ztr. Schlich mit $1\frac{1}{2}$ Ztr. metallischem Zinn (also $1\text{--}3\%$) ergeben, während die ungeschiedenen Pochgänge nur $1\frac{1}{2}$ Ztr. Schlich lieferten. Es sind dies Gehalte, wie sie denen des Altenberger Stockwerkes ähneln, wo bekanntlich nur die äußerst günstigen Abbauverhältnisse (Bruchbau) eine Gewinnung lohnen. Der Betrieb in der Preißelberger Pinge wurde denn auch bald wieder eingestellt.

In der südöstlichen Fortsetzung des Zuges der drei Pinggen trifft man zunächst einen verbrochenen Schacht, aus dem man nach der Zusammensetzung der Halde sowohl Granitporphyr, wie auch stark verwitterten Mikrogranit gefördert hat. Wenige Schritte nördlich desselben öffnet sich eine tief ausgeschrägte Kluft, die zurzeit nicht zugänglich ist, wahrscheinlich aber die Stelle einer abgebauten, besonders reichen Zwitterzone darstellt. Sie streicht N 40° O und steht saiger. In SSO des Waldweges folgen dann noch mehrere stark verwachsene und verbrochene, pinggenartige Vertiefungen, in denen an einigen Stellen porphyrischer Mikrogranit ausstreicht, der hier anscheinend in den normalen Graupener Granit übergeht. Eine Prüfung der von Reyer von dieser Stelle skizzierten Verhältnisse ist zurzeit nicht mehr möglich. Nach ihm würden ehemals auch in dem benachbarten Gneis noch zwei Mikrogranitgänge (Quarzporphyrgänge Reyer's) aufgeschlossen gewesen sein.

b) Der Ganggranit des Mahler Zuges.

Ein zweites sehr bemerkenswertes Vorkommen von Ganggranit ist dasjenige des Mahler Zuges „im Knödel“ nordöstlich von Graupen (siehe die Kartenskizze auf Tafel IX). Diese Bezeichnung trägt ein von zahlreichen Zwittertrümmern durchsetzter und teilweise von diesen aus vollständig in Greisen umgewandelter Gang von feinkörnigem Granit im Abendstern-Grubenfeld in WNW von der Schmiede im Knödel. Sein Streichen ist ONO, seine Mächtigkeit im Durchschnitt nur 1 m. Er durchsetzt den dort ziemlich glimmerreichen Biotitgneis, der nach WNW streicht und ziemlich steil nach SSW einfällt. Sein Gestein ist im unveränderten Zustand ein normaler feinkörniger biotitarmer Granit, zusammengesetzt aus Orthoklas, Albit, Quarz wenig Biotit und spärlichem Zirkon und Apatit. Die Struktur ist nicht eine ausgesprochene aplitische.

Dies Gestein ist in der gewöhnlichen Weise von den zahlreichen Zwitterklüften aus in einen dunkelgrauen, Zinnstein führenden und sehr topasreichen Greisen umgewandelt, welcher der Gegenstand des Bergbaues war. Man hat zu dessen Verarbeitung auf eine Entfernung von über 100 m bis in größere Tiefe tagebaumäßig den ganzen Gesteinsgang herausgenommen und nur die weniger stark verwitterten Pfeiler übriggelassen. Als seltener Gemengteil dieses Greisens erscheint gelegentlich auch Göthit. Zahlreiche Rostflecken darin dürften

aus der Zersetzung eines früher fein eingesprengten Kiesel hervorgegangen sein.

Recht häufig sitzen im Granit scharfkantige Fragmente des anstoßenden Gneises. Sie zeigen Umwandlungserscheinungen in Gestalt einer starken Einwanderung von Lithionglimmer, Topas und Fluorit, während Glimmer und Feldspate zerstört sind.

Von dem eigentlichen Gang zweigen sehr schmale Trümer ab. So finden sich solche von nur 2 cm Dicke im Gneis an der Stelle, wo der Waldweg den Mahler Zug kreuzt.

Am reichsten an Zinnstein erweisen sich die durch sehr viel schmutziggroßen Lithionglimmer dunkel gefärbten Greisen des Mahler Zuges. Das Dünnschliffbild Fig. 2, Tafel X, gibt eine reichere Stelle wieder. In den lichtgrünen Glimmerblättchen fallen unter dem Mikroskop die nicht seltenen stark pleochroitischen rundlichen Flecken auf. Manche sind ganz deutlich Höfe um Zirkonkriställchen herum, die zum primären Bestand des Granites gehören. Andere zeigen so zarte punktförmige Zentra, daß es nicht gelingt, sie mineralogisch zu bestimmen. Auch faserig-strahlige Aggregate eines schwach doppelbrechenden, gerade auslöschenden Minerals konnten nicht sicher bestimmt werden. Zwischen den Strahlen dieser Aggregate hat sich gewöhnlich Eisenoxyd abgelagert.

c) Der Granit der Zwickenpinge.

Ganz nahe an dem eben beschriebenen Granitgang befindet sich das stockförmige Granitvorkommen der Zwickenpinge, eine Bezeichnung, die wahrscheinlich aus der vermutlich früheren Benennung Zwitterpinge verstümmelt ist. Man stößt auf eine mächtige Halde, die aus dieser Pinge stammt, wenn man der von den Knödelhäusern aus an der Stelle der alten Grube Regina vorüberführenden Waldstraße nach Ost hin folgt. Oberhalb von dieser Straße zieht ein Waldweg in ungefähr paralleler Richtung hin, der von dem Grubenfelde Johannes her in westlicher Richtung ebenfalls nach den Knödelhäusern hier führt und durch die schmale Pingenreihe des vorhin erwähnten Mahler Zuges hindurch geht. Dicht nördlich an diesem Waldweg, aber nicht in der Verlängerung der weiter nördlich liegenden Streichlinie des Mahler Zuges befindet sich die stark verfallene und verwachsene Zwickenpinge. Das zinnhaltige Gestein, das hier gefördert worden ist, hat man in früherer Zeit von Süd her auch durch einen Stollen angefahren, dessen verbrochenes Mundloch unterhalb der vorhin erwähnten Halde noch zu sehen ist.

In der Pinge überzeugt man sich an noch anstehenden Gesteinsresten, daß hier eine stockförmige Masse eines Aplites sich befindet, die mehrere gangförmige Apophysen in die Gneise hinein aussendet und vielleicht nur eine lokale Anschwellung eines Aplitganges darstellt.

In petrographischer Beziehung unterscheidet sich das unveränderte Gestein durch seinen ausgesprochen aplitischen Charakter so sehr von dem feinkörnigen Ganggranit des Mahler Zuges, daß auch hiernach, ganz abgesehen von der Lage des Punktes außerhalb des Streichens dieses Zuges, ein unmittelbarer Zusammenhang nicht bestehen dürfte.

Beide aber stehen vermutlich in größerer Tiefe mit ein und derselben größeren granitischen Masse in Verbindung.

Im Dünnschliff gewahrt man einen scharfen Gegensatz zwischen einer gleichmäßig sehr feinkörnig-kristallinen Quarz-Feldspat-Grundmasse und den Einsprenglingen von Orthoklas, Albit und Quarz. Die Feldspate sind gut idiomorph, der Quarz in rundlichen Individuen, zuweilen Dihexaedern, entwickelt. Der Quarz schließt Feldspattäfelchen ein und manchmal umgekehrt der Feldspat Quarzkörnchen. Die Plagioklase tragen vielfach eine schmale, etwas trübe Randzone, deren Auslöschung jedoch vom peluziden Kern kaum abweicht. Einzelne Kriställchen von Zirkon und Magnetit wurden gefunden.

Dieser Aplit ist nun in breiter Masse in Greisen umgewandelt worden, wie man ihn in sehr verschiedener Ausbildung auf der Halde findet. Da bemerkt man lichtgefärbte und feinkörnige Abarten, die dem unveränderten Aplit scheinbar noch recht ähnlich sind. Bei Betrachtung mit einer Lupe vermißt man jedoch die Feldspate. Ferner finden sich violett oder dunkelgrau gefärbte Blöcke, die viel Fluorit und dunklen Lithionglimmer enthalten. Endlich gewahrt man ziemlich grobkörnige und zum Teil drusige Ausbildungen mit Quarzkörnern bis Erbsengröße und häufig mit unvollkommenen Quarzkristallen. Der Zinnstein ist mit der Lupe immer sichtbar, bildet aber auch oft größere Körner und Kristalle. Ph. Schiller fand in einem der dortigen Greisenblöcke sogar eine taubeneigroße Zinnsteingraupe. Sehr häufig ist auch Arsenkies. Der früher anwesende Kupferglanz und Kupferkies dagegen verrät sich gewöhnlich nur noch in Flecken von Malachit oder Azurit. Die drusigen Stücke enthalten manchmal viel Steinmark. Vielfach wurden eckige Fragmente von Gneis als Einschlüsse im Greisen vorgefunden.

Bei der mikroskopischen Untersuchung zeigt es sich, daß in allen diesen Greisen die Feldspate des Aplits verloren gegangen sind. An ihrer Stelle ist Quarz, Topas, Lithionglimmer, Fluorit, Hämatit, Zinnstein, Arsenkies und Kupferkies getreten. Manche Abarten sind ungemein topasreich. Dieses Mineral ist gewöhnlich in sehr unregelmäßigen, oft randlich skelettartig von Quarz durchbrochenen Körnern entwickelt, doch gelegentlich auch in deutlicher Kristallform. Zersprungene Kristalle sieht man, wie das Dünnschliffbild 3 auf Tafel X zeigt, von Fluorit wieder verkittet. Der Fluorit ist überhaupt meist zuletzt ausgeschieden, kann aber gelegentlich auch mitten im Quarz eingeschlossen sein. Auffällig ist die braune Färbung, die der Fluorit vielfach auch in ganz dünnen Präparaten zeigt. Die Natur dieses staubfeinen Pigments konnte nicht ermittelt werden. Der Lithionglimmer ist grünlich gefärbt und oft in zonal aufgebauten sechsseitigen Täfelchen, meist aber nur in kleinen unregelmäßigen Schüppchen ausgebildet.

Außer den kleinen Zirkonkriställchen scheint kein Gemengteil des Aplits unberührt geblieben zu sein. Auch die Aplitquarze sind offenbar völlig unkristallisiert. Winzige Rutilnadelchen in Sagenitform inmitten von Fluorit dürften die Stelle ehemaliger titanhaltiger Biotitschuppen des Aplits anzeigen.

Dort, wo der Aplit in Form von Trümchen zwischen die Gneise eingedrungen ist oder sie in schmalen Gängen quer durchsetzt, trifft

man auch die Gneise verwittert, indem Feldspat und Biotit Aggregaten von Quarz, Topas, Lithionglimmer und Fluorit sowie den Erzen Platz machen mußten. Diese Umwandlung beschränkt sich jedoch nur auf 1 bis höchstens 2 *cm*. Der Feldspat erliegt der Zerstörung zuerst, dann erst kommt der Biotit an die Reihe.

Probeaufbereitungen des Haldenmaterials, die Ph. Schiller vornehmen ließ, haben einen Gehalt von 1—1·5% Zinn erwiesen. Ein Probepochen vom Jahre 1896 mit dortigem Haldenmaterial ausgeführt ergab 1·02% *Sn*, 0·1% *Bi* und 0·25% *Cu*.

Stufen von Zinnstein führenden Quarzgängen fehlen zwar im Material der Halden nicht, sind aber auffällig selten. Zuweilen enthalten sie auch Krusten von violetter und grünem Fluorit.

Zu erwähnen ist noch, daß nördlich von der Zwickenpinge am östlichen Gehänge des neben der Pinge herunter kommenden Tälchens im Gneis ein Gangquarz mit Molybdänglanz anstehend gefunden wurde.

d) Der Granit von Groß-Geschrei.

Ein letztes Vorkommen von Ganggranit ist dasjenige im südöstlichsten Teile des Knödeler Revieres auf dem Groß-Geschrei-Zug (siehe die Kartenskizze auf Tafel IX). Dieser Gangzug hat dasselbe ONO-Streichen wie der Mahler Zug. Die Baue sind zu sehr verbrochen, um etwas Sicheres ermitteln zu lassen. Doch scheinen die dort auf der Halde liegenden Bruchstücke von schieferigem Biotitgneis mit einem 5—7 *cm* mächtigen Gang eines typischen Aplits anzudeuten, daß auch hier ein Granitgang der Sitz der Zinnsteinkonzentration war. Jedenfalls findet man aber auf den Halden außerdem auch quarzige Gangtrümchen mit Zinnstein und Kupferkies, die im Biotitgneis selbst aufsetzen.

7. Die Basaltgänge (blauen Klüfte).

An zahlreichen Stellen begegnete der Graupener Bergmann quer über seinen Zinnerzgängen übersetzenden sogenannten blauen Klüften, die alle sehr stark zersetzte Basaltgänge sind. Vom Salband sowie von Längs- und Querklüften aus sind diese Gänge in eine weiche, tonige Masse von blaugrauer Farbe umgewandelt worden, worin noch konzentrischschalige Reste von nur schwach zersetztem Basalt in Gestalt kugeligter Gebilde erhalten geblieben sind, wie es die Textfigur 6 zeigt.

Im folgenden seien einzelne Beispiele solcher „blauer Klüfte“ angeführt:

Der quarzflache Gang im Mückenberger Revier wird von einer blauen Kluft abgeschnitten, deren Gestein sich als nephelinarmer, wenig Glas führender Nephelinbasalt herausstellte.

Ein zweites Vorkommen wird durch die Bruchstücke von Nephelinbasalt auf der Philipper Halde im Steinknochener Revier bei Obergraupen angezeigt. Das Gestein enthält viele mandelartige Knötchen von Kalzit und wird auch von Kalzitschnüren durchzogen.

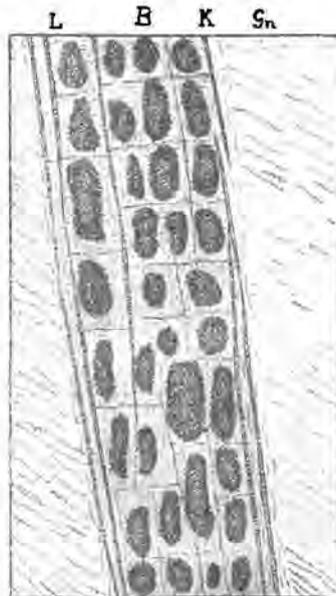
Wiederholt wurden derartige Gänge im Martini-Stollen angefahren. Das Streichen ist, wie bei den in demselben Revierteile sehr

häufigen Lettenklüften, die gewöhnlich älter sind, in der Hauptsache nordöstlich und nordwestlich. H. Kluge¹⁾ hat im Martini-Stollen folgende Basaltgänge (blaue Klüfte) festgestellt (Anordnung von S nach W):

1. Eine 40 cm mächtige, nach N 41° W streichende, unter 75° nach SW fallende Kluft nahe bei der Kübelstrecke.

2. Eine zweite, 3 m weiter hinten, 2—20 cm mächtige, streicht N 40° W, fällt unter 70° nach SW.

Fig. 6.



Blaue Kluft im Martini-Stollen.

B = Basalt. — L = Letten. — K = Kalkspat. — Gn = Gneis.

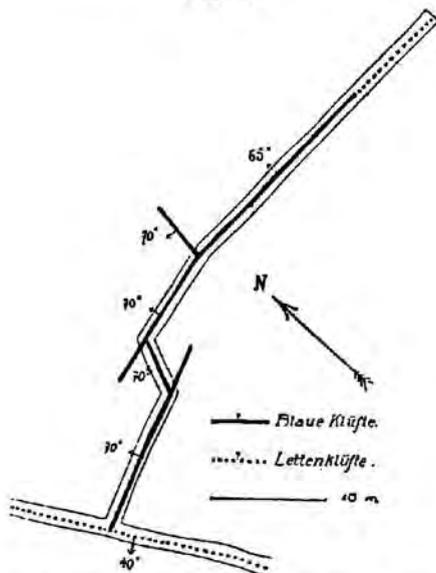
Mächtigkeit 0.5 m.

3. Ein ganzes System von unter sich zusammenhängenden Basaltklüften bei Feldort II ist auf Fig. 7 zur Darstellung gelangt, unter ihnen eine 15—20 cm mächtige Hauptkluft. Fig. 8 zeigt die Art der Verzweigung.

4. Kluft, welche die Hauptstrecke hinter der Abzweigung des Steigortes schneidet, zirka 50 cm, schlägt einen Haken. Ein Teil streicht N 72° O und fällt unter 80° nach N, ein Teil streicht N 32° O und fällt unter 80° nach NW. In der tonig zersetzten Masse sind viele noch unzersetzte Knollen übriggeblieben, wie Fig. 6 und 8 zeigen.

¹⁾ Manuskript in dem Geologischen Institut der kgl. Bergakademie in Freiberg.

Fig. 7.

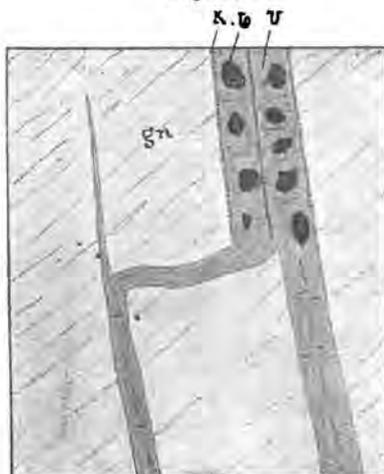


System von Lettenklüften im Martini-Stollen im Grundriß.

5. Quer zum Stollen gerichtete Kluft, zirka 50 cm mächtig, streicht N 76° W, fällt unter 85° nach SW. Verliert sich nach 20 m Länge an einer Lettenkluft.

Wo diese Basaltgänge die Zinnerzgänge durchsetzen, schließen sie mitunter Bruchstücke von Zinnerz ein.

Fig. 8.



Verzweigung einer Lettenkluft (blauen Kluft) im Martini-Stollen.

An den Salbändern und auf sonstigen Spalten in den Blauen Klüften findet man mitunter Krusten von Kalzit und Aragonit.

Auch in anderen Revierteilen bei Obergraupen werden solche Basaltklüfte gelegentlich in alten Berichten unter der Bezeichnung Blaue Klüfte oder auch Faule Kutteln erwähnt.

Auch im Knödeler Revier fehlen diese Basaltgänge nicht. So wurde ein solcher 1866 mit nordwestlichem Streichen und einem Einfallen von 80° (nach SW?) im oberen Abendstern-Stollen angetroffen, ein anderer, 1 m mächtiger im Morgenstern Stolln.

Es sei noch erwähnt, daß die Graupener Blauen Klüfte nach Prof. Dr. Precht (Hannover) am Elektrometer sich deutlich radioaktiv erweisen.

8. Jungdiluviale und alluviale Gebilde.

(Nebst Zinnseifen.)

Als solche haben die Schutt- und Geröllmassen zu gelten, die am Fuße der Gehänge sich angehäuft haben und namentlich am Ausgange des Graupener Tales einen sanft nach der Ebene abgeböschten Schuttkegel bilden, der in seinen oberen Schichten vielfach aus Sand und Lehm besteht. Diese Massen enthalten Zinnstein und sind darum in alter Zeit durchgeseift worden. Noch aus dem Jahre 1806 wird ein Seifenbetrieb bei Graupen erwähnt, welcher damals 2 q Zinnstein ergab. Auch in dem letzten Jahrzehnt wurden gelegentlich beim Pflügen auf den Rosentaler Feldern Zinngraupen bis Taubeneigröße gefunden. Ein ellipsoidisches Rollstück von Zinnstein in der Größe einer Walnuß hob man im Jahre 1899 aus dem humosen Sand des Schuttkegels vor dem Graupener Tal zwischen Glöckners Haus und dem Hause Nr. 184.

Beim Bahnbau wurde nahe der Haltestelle Mariaschein der Zinnsteingehalt einer alluvialen Geröllschicht auf $\frac{1}{8}\%$ ermittelt.

Anhangsweise sei erwähnt, daß auch die tertiären Schichten durch Zufuhr von Sediment aus dem Graupener Tale einen Gehalt an Zinnstein erhalten haben. So enthielt der Sand über der Braunkohle des V. Schachtes der Grube Britannia Zinnstein in einer Waschprobe von 50 kg angeblich 7.5 g dieses Erzes.

II. Die Erzgänge.

Das Graupener Erzrevier wurde von alters her in folgende Abteilungen gegliedert:

1. das Steinknochener Revier,
2. das Mückenberger oder Obergraupener Revier,
3. das Knödeler (auch Knötler) Revier.

Das Steinknochener Revier umfaßt zunächst die Bergbaue, die durch die mächtigen Haldenzüge dicht im Westen von Obergraupen sich kundgeben (siehe Tafel IX). Der Betrieb ist hier bis heute aufrechterhalten worden, wenn auch nur im bescheidenen Maße, insofern

als jetzt ausschließlich auf dem Luxer oder Lucaszechner Gang gebaut wird. Das Mundloch des Neuen Martini-Stollen, der in der Richtung nach ONO zunächst auf 250 *m* im tauben Gestein getrieben ist, und sodann jenem Gange nach Nord hin folgt, befindet sich in SSW von Obergraupen nahe der Landstraße. Ferner gehörten zum Steinknochener Revier das südlich vom Forsthaus Mückenberg gelegene Stockwerk auf dem Preißelberge, dessen große Pingen noch heute die Aufmerksamkeit auf sich lenken, sowie die längst verfallenen Gruben der Günthers Zeche im Walde 300 *m* in WNN vom Preißelberge.

Das Mückenberger Revier umfaßte den Stockwerksbau, der den Anlaß zur Bildung der großen Pinge am Mückentürmchen gegeben hat, nebst dem kleinen Tagebau dicht an der Straße von Mückenberg nach Siebengiebel 200 *m* in W der Skt. Wolfgang-Kapelle. Auch die Pingen auf der Anhöhe dicht südöstlich von Sign. 776·6 im NO von Obergraupen und endlich die bedeutenden Pingen des Klösenberges (auch Glesenberg) in ONO des genannten Dorfes gehören zu diesem Revier.

Das Knödeler Revier endlich liegt im NO der Stadt Graupen. Seine bekanntesten Bergwerke sind die auch noch in neuerer Zeit zugänglichen Gruben Abendstern und Morgenstern. Bereits im I. Teil dieser Abhandlung beschrieben wurden die in dieses Revier gehörigen, Zinnstein führenden Greisenvorkommnisse des Mahler Zuges, der Zwickenpinge und von Groß-Geschrei, die am besten im engen Zusammenhang mit den Graniten ihre Erledigung fanden.

1. Das Steinknochener Revier.

a) Der Luxer Gang und die anderen früher bebauten dortigen Erzgänge.

Als der am genauesten bekannte Gang des Steinknochener Revieres, der jetzt allein noch durch den Ortsbetrieb im Martini-Stollen aufgeschlossen ist, hat der Lucaszechner oder Luxer Gang zu gelten. Er streicht hor. 12 und fällt gewöhnlich unter 35° nach W ein. In diesem seinem nordsüdlichen Streichen weicht er von den meisten anderen Gängen des Steinknochener Revieres ab, die zwischen OW und NO (meist ONO) streichen.

Die Mächtigkeit des Luxer Ganges schwankt zwischen 0·2 und 0·3 *m*. Das Mittel aus 20 Messungen an verschiedenen Stellen war 0·24 *m*. In gleicher Weise wurde als durchschnittliche Mächtigkeit der Imprägnationszone im Hangenden des Ganges 0·05 *m*, im Liegenden 0·085 *m* ermittelt. Stellenweise zerschlägt sich der Gang in 3 bis 4 annähernd parallele, minder mächtige Trümer, die sich wieder anscharen oder sich im Nebengestein, dem Biotitgneis, auskeilen. Zuweilen umschließt der Gang kleinere Schollen von stark zersetztem Gneis.

Die Zusammensetzung des Luxer Ganges ist keine gleichmäßige. Wohl die vorherrschende Gangart ist milchweißer, gewöhnlich etwas querstengeliger und drusiger Quarz. Manche Trümer oder Abschnitte von Trümmern stellen dagegen ein Gemenge von ziemlich grobkörnigem Orthoklas und violettblauem Flußspat dar. Unter ihnen gewinnt der licht fleischfarbene Orthoklas, welcher fast immer perthi-

tisch mit Albit verwachsen ist, zuweilen auf kurze Erstreckung hin die Oberhand. Dunkelgrüner Lithionglimmer zuweilen in Kristallen, und weißliches Steinmark brechen ebenfalls ein. Eine sehr steinmarkreiche Gangpartie umfaßte an einer Stelle bis 12 cm lange, beiderseitig mit Pyramiden verschene Quarzprismen, wiederum besetzt mit Lithionglimmer und mit Flußspatwürfelchen. Ganz selten wurden auch graugrüne bis grünblaue Kriställchen von Apatit angetroffen. Nur in den letzten Jahren hat man auf gewissen Gangabschnitten an Apatit sehr reiche Partien angehauen. Ein sehr seltener Gemengteil ist der Triplit. Auch strahliger Pyknit ist mir nur vereinzelt in die Hände gekommen. Zirkon bemerkt man nur mikroskopisch.

Der braun oder gelblich gefärbte Zinnstein, das Haupterz, ist wo er in größerer Menge einbricht, gewöhnlich ziemlich gleichmäßig verteilt und in ziemlich großen gedrunge-säuligen Kristallen von der bekannten Graupenform ausgebildet. Zuweilen findet sich im Quarz eingewachsen auch etwas Wolframit, und eine zur Untersuchung gelangte Druse im Quarz enthielt Kristalle von Zinnstein mit einem aufsitzenden schönen Zwillingskristall von Scheelit. Gewisse Gangpartien waren sogar ziemlich reich an Wolframit. Einige enthielten auch etwas gediegenen Wismut, aber nur ganz vereinzelt Emsplektit. Neben der eigentlichen Zinnerzgruppe stellt sich nur ganz selten inmitten der Flußspat führenden Partien Kupferkies und Bleiglanz ein. Auch ein den Luxer Gang abschneidender, 3 cm mächtiger Verwerfer enthielt diese Erze. Aus der Zersetzung des Kupferkieses sind zuweilen Malachit und Azurit hervorgegangen. Fremdartig erscheint auf diesem Zinnerz gange der indessen ebenfalls nur ganz untergeordnet vorkommende krummschalige Baryt. Solche Drusen von Barytkristallen, mit Braunspat besetzt, sind übrigens als ganz jugendliche Bildungen innerhalb der Gangkluft zu betrachten.

Um ein möglichst genaues Bild vom mineralogischen Charakter des Ganges zu erhalten, hat H. Kluge an 20 verschiedenen Stellen die Beteiligung der Hauptgemengteile prozentuarisch möglichst genau abgeschätzt. Die erhaltenen Durchschnittswerte waren für Quarz 61%, Glimmer 18%, Feldspat 11%, Steinmark 5.5%, Flußspat 4.5%.

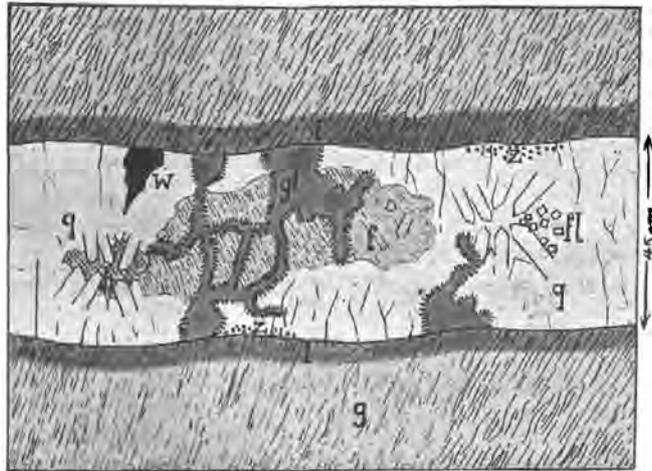
Die vorwiegende Struktur des Ganges ist eine massiggrobkörnige, zuweilen mit Andeutung einer Querstellung der Quarzindividuen, wo diese vorherrschen. Die Perthit neben Fluorit enthaltende Ausbildung der Gangmasse besitzt nicht selten Breccienstruktur infolge späterer Zerdrückung der körnig-kristallinen Aggregate.

Das Nebengestein ist in der Nachbarschaft quarzreicher Trümer des Feldspates verlustig gegangen und verquarzt, auch mit grünem Lithionglimmer nebst etwas Fluorit und Zinnstein imprägniert. Neben den Perthit-Fluorit enthaltenden Trümmern führt zwar das Nebengestein zugewanderten grünen Glimmer, Fluorit, Apatit und Zinnstein, der Orthoklas des Gneises aber hat sich erhalten, ja ist anscheinend um neu eingeführten perthitischen Orthoklas vermehrt worden. Eine Umwandlung des Gneises in typischen topasreichen Zwitter oder Greisen wurde am Luxer Gang nirgends beobachtet.

Zu diesen Feststellungen mögen noch weitere Erklärungen und einige eingehendere Beobachtungen am Luxer Gang hinzugefügt werden.

Die Form und die Struktur des Ganges im großen wird am besten an einer Anzahl Gangbildern vorgeführt, deren wir im Laufe der Jahre viele aufgenommen haben. Diese Bilder geben zugleich die Art der Verteilung der Gangarten und Erze in dem Gange wieder. Die Figuren (9—15) und deren jedesmal untenstehende Erklärungen machen weitere Erläuterungen in dieser Hinsicht überflüssig.

Fig. 9.



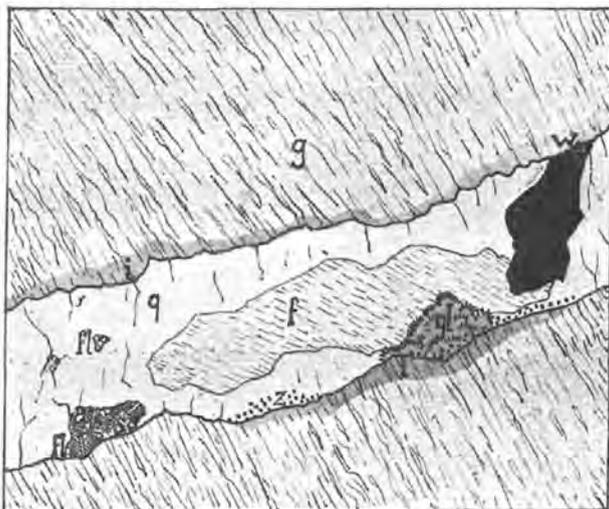
Anbruch auf dem Luxer Gang im Winter 1912, aufgenommen von H. Kluge.

g = Gneis. — *q* = Quarz zum Teil mit freien Kristallen, bei *b* zwischen diesen Braunspat. — *f* = Feldspat. — *gl* = Lithionglimmer. — *fl* = Fluorit. — *Z* = Zinnstein. — *W* = Wolframit. — *i* = Zwitterzone längs der beiden Salbänder.

Endlich mögen noch einige Beobachtungen über die mikroskopische Gangstruktur folgen, die vielfach zugleich die Sukzession der einzelnen Mineralien aufklären können. Es wurden zu diesem Zwecke sehr zahlreiche Dünnschliffe aus ganz verschiedenen Regionen des Ganges untersucht.

Was zunächst das am meisten vorherrschende Mineral, den Quarz, betrifft, so befinden sich die großen unregelmäßigen, oft stengelig gestreckten Individuen sehr gewöhnlich unter starker Spannung. Manchmal sind sie von einem ganz engen Maschenwerk von feinsten Spältchen durchzogen, die zwei stumpfwinkelig sich schneidende Systeme bilden. Die Diagonale lief in einem Falle, wo deren Lage im Gange festgestellt werden konnte, parallel mit dem einen Salband. Zuweilen sieht man in den Dünnschliffen zarte Zonen durch die Quarzaggregate laufen, innerhalb deren eine völlige Zermalmung dieses

Fig. 10.

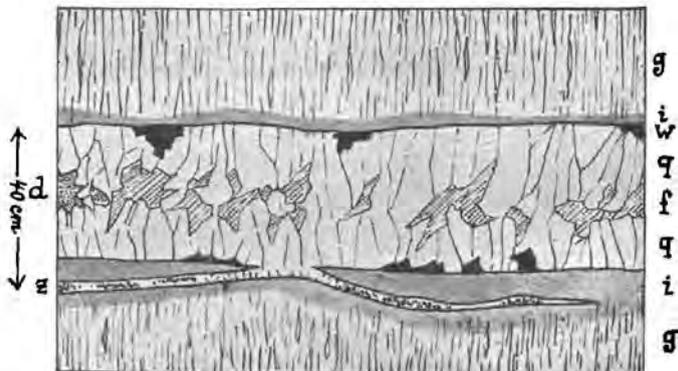


Anbruch vom Herbst 1911 nach H. Kluge.

a = Apatitkristalle und d = Scheelit, in einem Drusenraum, sonst wie bei Fig. 8.

Gemengteiles erfolgt ist. Wie allerwärts auf Zinnerzgängen enthalten die Quarze viele Flüssigkeitseinschlüsse. Dem Alter nach ist der Quarz zum Teil älter als wie der Feldspat. Doch erstreckt sich seine Bildung auch noch auf spätere Zeitabschnitte, jedoch scheint er nicht jünger wie die Feldspäte zu sein. Größere Quarzkristalle zeigen zonalen Aufbau. Der Kern ist mehr durchsichtig als die weißliche trübe Hülle.

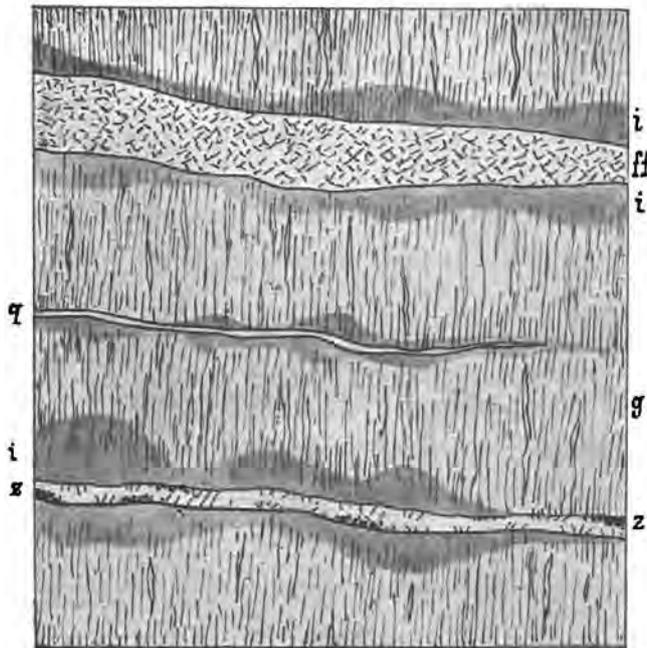
Fig. 11.



Anbruch auf dem Luxer Gang im September 1902 nach R. Beck.

Erklärung wie vorher.

Fig. 12.



Zerschlagung des Luxer Ganges in mehrere Trümer nach einem Anbruch im September 1902 nach R. Beck.

ff = körnigkristallines Gemenge von Fluorit und Perthit, sonst wie vorher Bildhöhe 1 m.

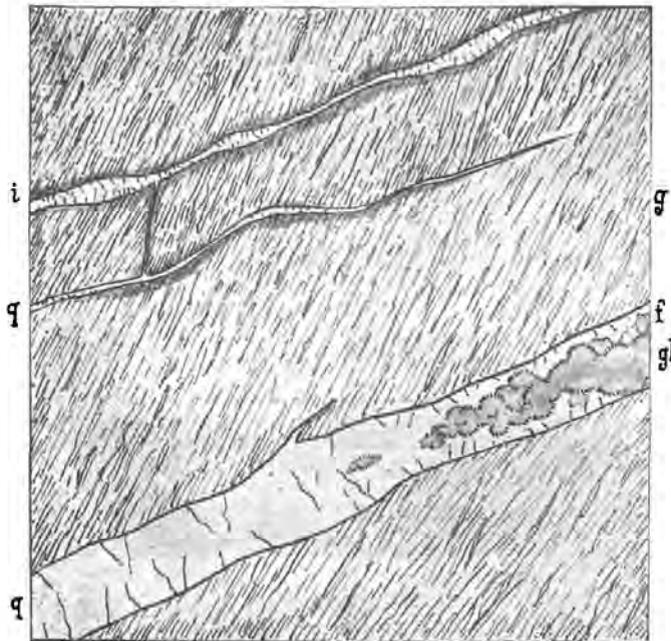
Die Orthoklase sind gewöhnlich perthitisch mit Albit verwachsen, der auch selbständige Individuen bildet. Im folgenden geben wir eine 1902 von Ed. Kupffer im chemischen Laboratorium der kgl. Bergakademie ausgeführte Analyse eines möglichst rein ausgesuchten Perthites vom Luxer Gang:

	Prozent
Kieselsäure	62·91
Tonerde	19·31
Eisenoxyd	1·06
Kalk . .	0·44
Magnesia	0·28
Kali .	12·87
Natron	3·38
	<hr/>
	100·25

Schon im großen kann man einen älteren, gewöhnlich ganz lichtlachsrot gefärbten Feldspat und einen jüngeren von mehr gelblich weißer Färbung unterscheiden. Diese beiden Generationen, von denen

die zweite in der Hauptsache aus Albit besteht, machen sich in fast allen Präparaten bemerkbar. Die jüngeren umsäumen den älteren oft, wobei sie blattartige, an Eisblumen erinnernde Wachstumsformen annehmen. In ähnlicher Weise umgeben sie auch nicht nur die großen unversehrten Fluoritwürfel, Glimmertafeln und Zinnsteinkörner, sondern auch scharfeckige Fluoritscherben und stark korrodierte Apatite. Die Feldspatbildung erstreckt sich demnach auf eine sehr lange Zeit, und

Fig. 13.



Luxer Gang beim ersten Stroßenbau von Süd her im September 1901 nach R. Beck.
Bildhöhe 1·5 m.

Aufnahme quer zum Streichen. — Erklärung wie bei den früheren Gangbildern.

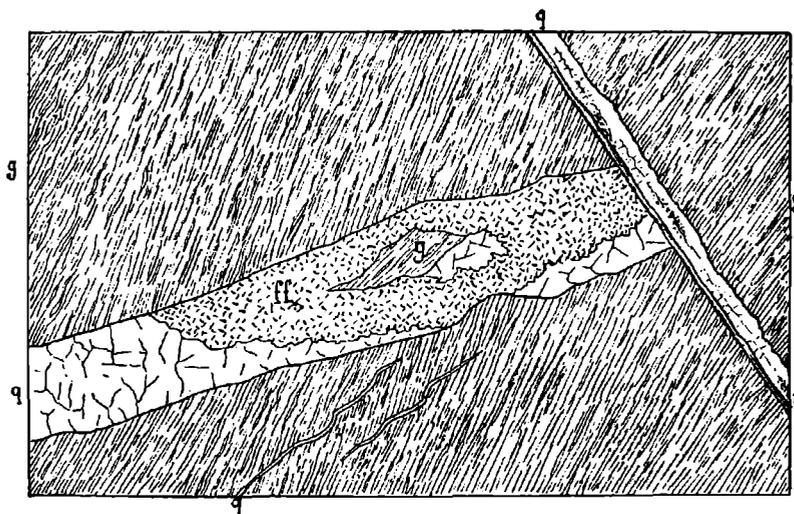
zwar in der Weise, daß fortschreitend mehr und mehr der Albit über dem Orthoklas die Herrschaft erhält. Man vergleiche zu dem Gesagten das Dünnschliffbild Fig. 4, Tafel X.

Der Fluorit zeigt häufig zonalen Aufbau aus äußeren farblosen und inneren violett durchscheinenden Schichten. Die Entstehung der großen Würfel scheint zwischen derjenigen der älteren und jüngeren Feldspate zu fallen. Es hat nämlich den Anschein als ob der lichtlachsrote Perthit teilweise von den Fluoritkristallen verdrängt worden ist. Flüssigkeitseinschlüsse mit mobiler Libelle beherbergt er nicht selten. Diese sind linear, sonst aber ohne bestimmte Anordnung verteilt. Zerbrochene Fluorite sieht man im Dünnschliffbild Fig. 1,

Tafel XI. Das Vorkommen des Fluorites in zwei Generationen zeigte auch eine Stufe von dunklem violetterm Flußspat mit aufsitzenden gelben Würfelchen desselben Minerals.

Der dunkelgrünlichgraue bis schwarze Lithionglimmer (Rabenglimmer) tritt in verschiedenen Generationen auf. Er umgibt mitunter den Quarz und älteren Feldspat als ältere Kruste gegenüber den jüngeren Feldspaten. Dies sieht man unter anderem an schmalen Trümchen, die vom Gange aus ins Nebengestein hinaus gehen oder eingeschlossene Schollen desselben durchziehen. Andererseits bemerkt man zuweilen größere Individuen des älteren Glimmers, die rings

Fig. 14.



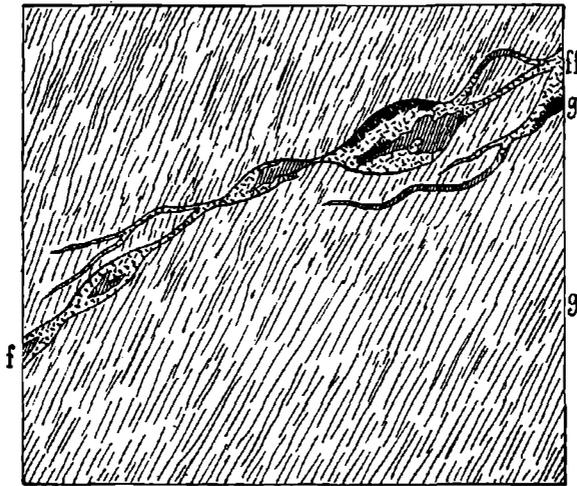
Verwerfung des Luxer Ganges durch einen steiler fallenden Zinnerzgang. Aufnahme quer zum Streichen der beiden Gänge beim großen Abbau im September 1901 nach R. Beck.

Erklärung wie oben. Mächtigkeit des Luxer Ganges 0·3 m, des Verwerfens 0·1 m.
l = Lettenbesteg.

von jüngeren Feldspat umgeben sind. Eine jüngere Generation von Glimmer nimmt an der wesentlich aus jüngeren Feldspat bestehenden Grundmasse Anteil, die in manchen Gangpartien die größeren Mineralindividuen umgibt. Im Dünnschliff zeigt der Glimmer starken Pleochroismus, und zwar in folgenden Farben: Entweder ist a lichtgrün, b blaßgrünlichbraun, c lichtbraun oder a lichtgelblichbraun, b und c braun. Manchmal wird ein dunkleres Blatt von einer lichter gefärbten Zone rahmenartig umgeben. Die dortigen Bergleute halten die glimmerreichen Gangpartien für die an Zinnstein reichsten. Dies konnte vielfach bestätigt werden und zeigt sich auch unter dem Mikroskop darin, daß Glimmerblätter nicht selten Zinnstein einschließen, manchmal sogar große Mengen davon, wie Fig. 2 auf Tafel XI er-

kennen läßt. Gegenüber dem Fluorit ist der Glimmer gewöhnlich das ältere Mineral. Zuweilen werden scharfe hexagonal umrandete Glimmerblätter von Fluorit umschlossen. Alsdann bemerkt man, wie Fig. 3 auf Tafel XI zeigt, innerhalb des Fluorites senkrecht zu den Rändern des Glimmerkristalles gestellte winzige Stengel eines farblosen oder trüben doppeltbrechenden Minerals unbekannter Art. Dort, wo dasselbe Glimmerblatt an Feldspat grenzt, fehlt dieser Franzensaum. Zirkonkriställchen innerhalb des Lithionglimmers sind in der bekannten Weise von pleochroitischen Höfen umgeben, innerhalb deren in der betreffenden Stellung zum Nikolhauptschnitt eine fast völlige Absorption des Lichtes eintritt.

Fig. 15.



Ausbildung des Luxer Ganges als Lentikulargang. Abbauort im September 1901 nach R. Beck.

Quer zum Streichen; Profilhöhe 2 m, ohne deutliche Zwitterzonen.

Lichtblaugraue, scharf ausgebildete Kristalle von Apatit (Prisma und Basis) von 5—8 mm Länge und 3—5 mm Dicke wurden in einem alten Brandort des Martini-Stollens aufgefunden. Sie saßen fast unmittelbar der Gangkluft des Luxer Ganges auf. Sehr gewöhnlich ist der Apatit innerhalb der wesentlich aus Feldspat und Flußspat bestehenden Gangpartien anzutreffen. Ganz ungewöhnlich reich daran war ein Anbruch 20 m über der Martini-Stollensohle an einem Verwerfer. Hier bestand die Gangmasse zur Hälfte aus Feldspat und etwas Flußspat, zur anderen Hälfte aus lichtgrünlichgrauem Apatit in abgerundeten Kristallkörnern von 0.5—3, selten bis 5 mm im Durchmesser. Der Apatit gehört zu den ältesten Bildungen und hat bald nach seiner Abscheidung starke Korrosion auszuhalten gehabt. Seine plumpen Säulen erscheinen dann an den Enden wie ausgefranzt,

wie Fig. 4 auf Tafel XI zeigt, oder sind durch sekundäre Auflösung skelettartig entwickelt. Solche stark angegriffene Apatite wurden als Einschlüsse im Feldspat, im Lithionglimmer und im Fluorit beobachtet, zuweilen wurde auch eine Umbüllung derselben durch Zinnsteinaggregate festgestellt. Einmal nur bemerkte man einen Einschluß von Zinnstein innerhalb von Apatit. Hier war jedoch eine sekundäre Einwanderung nicht ausgeschlossen.

Auch die Apatite nahe am Salband im Nebengestein sind frühzeitig entstanden und später oft wieder stark korrodiert worden. Fig. 1, Tafel XII gibt ein Beispiel hierfür.

Der Apatit vom Anbruch 20 m über der Martini-Stollensohle ließ sich mittels Kleinscher Lösung leicht von dem Feldspaten trennen, desgleichen das erhaltene Konzentrat auf dem Sichertrog völlig von dem noch beigemengten Zinnstein befreien. Eine so erhaltene Probe, die sich unter dem Mikroskop als völlig reiner Apatit erwies, wurde von Herrn Dr. Erich Ebert im chemischen Laboratorium für angewandte Chemie der Freiburger Bergakademie analysiert. Zwei Analysen ergaben die Werte unter I und II nebst beistehenden Mittelwerten:

	I.	II.	Mittel
	P r o z e n t		
<i>F</i>	2·35	2·15	2·25
<i>Cl</i>	0·01	0·01	0·01
<i>PO₄</i>	55·14	54·96	55·05
<i>Ca</i>	36·10	35·94	36·02
<i>Fe</i>	0·86	0·78	0·82
<i>Mn</i>	3·20	3·42	3·31
<i>SiO₂</i>	0·59	0·55	0·57
Glühverlust	—	—	0·85
	Summe		98·88

Wenn diese Werte in die Form gebracht werden, wie sie in C. Doelters Handbuch der Mineralchemie, Bd. III. 3. für die Phosphate angewandt wird, haben sie zu lauten:

	I.	II.	Mittel
	P r o z e n t		
<i>CaO</i>	50·59	50·28	50·39
<i>MnO</i>	4·13	4·42	4·27
<i>FeO</i>	1·11	1·00	1·06
<i>P₂O₅</i>	41·21	41·08	41·14
<i>F</i>	2·35	2·15	2·25
<i>Cl</i>	0·01	0·01	0·01
<i>SiO₂</i>	0·59	0·55	0·57
Summe .	99·99	99·49	99·69
			+ 0·85 Glühverlust
			100·54

Danach ist der Graupener Apatit ein sehr manganreicher Fluorapatit. Unter den Analysen bei C. Doelter kommt der unserigen die unter Nr. 74 angeführte K. Waltersche des gelblichen Manganapatites aus Drusenräumen des Pegmatites von Luxullian in Cornwall am nächsten¹⁾. Die Paragenesis dieses Minerals weicht insoferne von unserem Vorkommen ab, als sowohl Granit wie Pegmatit von Luxullian viel Turmalin enthalten. Im übrigen begleitet den Apatit auch dort Kalifeldspat, Albit, Lithionglimmer und Fluorit.

Der Apatit von Graupen erwies sich als optisch negativ.

Immerhin ein nur seltener Gemengteil des Luxer Ganges ist ein anderes Phosphat, der Triplit. Er findet sich in fettglänzenden rötlichbraunen Körnern und bis nußgroßen rundlichen Klumpen innerhalb einer quarzreichen Gangpartie nahe am Salband und wird hier oft von Lithionglimmerblättchen umgeben. Im Dünnschliff erscheint der Triplit farblos oder mit einem wolkig verteilten lichtkaffeebraunen Pigment. Er ist immer von zahllosen ganz unregelmäßigen Sprüngen durchsetzt, während man eine gesetzmäßige Spaltbarkeit vermißt. Zwischen gekreuzten Nikols wird er in ähnlichen Farbentönen hell wie der Apatit. Der Brechungsexponent liegt weit höher wie beim Kanadabalsam. Man vergleiche hierzu Fig. 2, Tafel XII.

Strahliger, schon stark zersetzter Pyknit darf nur als Seltenheit bezeichnet werden. Auch mikroskopisch ist der Topas gar nicht oder nur ganz spärlich vorhanden. Hier herrscht demnach ein auffälliger Gegensatz zwischen dem Luxer Gang und anderen Graupener Gängen.

Den Zirkon halten wir für ein Gangmineral. Schon die Größe seiner Kriställchen spricht dagegen, daß sie nur Reste aus verdrängtem Nebengestein darstellen. Jedenfalls gehören diese Zirkone zu den frühesten Ausscheidungen und finden sich mit Vorliebe als Einschlüsse im Lithionglimmer.

Steinmark und ähnliche schwer von ihm abzugrenzende Gemengteile sind häufig.

Die noch übrigen nichtmetallischen Mineralien des Ganges, Braunspat und Baryt, sind die letzten Bildungen. Braunspat ist besonders in den Lücken zwischen den Feldspatkörnern recht häufig. Baryt scheint seine Entstehung viel späteren Infiltrationen zu verdanken.

Unter den Erzen ist der Zinnstein in schöner Kristallform, und zwar in Gestalt von typischen Visiergraupen von unserem Gange bekannt. Ungewöhnlich und nicht häufig ist die Ausbildung in strahlbüschelig aufgebauten Krusten oder niedrigen dergleichen Aggregaten von mikroskopischen Dimensionen. Einmal beobachteten wir eine solche strahlige Kruste als Umrandung eines Apatitkornes, häufiger umschließen sie einen Kern von Hämatit. Zum Vergleich mag auf ein viel schöneres Beispiel einer derartigen Wachstumsform nach Glaskopffart aus dem Stockwerke von Geyer hingewiesen werden. Es fand sich dort in einem Greisen, der aus grünem Lithionglimmer, Topas, Fluorit, wenig Quarz, viel Zinnstein, auch in typischen Kristallen und Körnern, und gelber Zinkblende besteht.

¹⁾ R. Walter, Über Apatit vom Epprechtstein in Bayern und von Luxullian in Cornwall. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. 23, pag. 581 ff. (1907). — In beiden Analysen genügt übrigens die Menge der P_2O_5 nicht zur Bindung des ganzen MnO !

Der Wolframit wird im Dünnschliff nur in ganz dünnen Schlifflinien durchscheinend. Es zeigte sich, daß er mitunter Zinnstein einschließt, wie es Fig. 3, Tafel XII erkennen läßt. In diesem Falle konnte nicht sicher entschieden werden, welches von beiden Erzen zuerst ausgeschieden ist. Da aber auch am Außenrande des Wolframites Zinnsteinkriställchen angeschlossen sind, wie die Figur zeigt, ist es wahrscheinlicher, daß auch die Einschlüsse im Innern eingewandert sind, indem sie Berstungsrisse zu ihrer Ansiedelung benützten.

Scheelit ist ein seltenes Drusenmineral von später Bildung.

Gediegen Wismut findet man hier und dort in Quarz eingewachsen. Quarzdrusen enthielten auch äußerst selten nadeldünne Säulchen von Emplektit.

Kupferkies und Bleiglanz verdanken ihre sehr seltene Gegenwart auf dem Gange wohl späten Infiltrationen.

Das folgende Schema gibt eine Übersicht von den auf dem Luxer Gang vorkommenden Mineralien nach ihrer Häufigkeit geordnet und mit Angabe ihrer Sukzession:

Mineral	Ältere Bildungen				Jüngere Bildungen			
Quarz	—							
Feldspat	—	—						
Fluorit			—					
Lithionglimmer . . .		—	—					
Zinnstein	—							
Hämatit							—	
Steinmark							—	
Apatit	—							
Wolframit		—						
Triplit	—							
Zirkon	—							
Braunspat								—
Ged. Wismut					—			
Scheelit						—		
Baryt								—
Kupferkies						—		
Bleiglanz						—		
Pyknit	—							
Malachit								—
Azurit								—
Emplektit						—		

Nach dem Gesagten stellt der Luxer Gang einen Typus von Zinnerzgängen dar, welcher den Pegmatiten nahe steht. Das starke Vorwiegen von Fluorit neben dem Orthoklas und Albit gibt ihm eine besondere Färbung. Im gewissen Sinne kann hier an die aus Alkalifeldspat, Fluorit und Eisenglanz bestehende von V. M. Goldschmidt¹⁾ beschriebene Gangmasse von Rien im Kristianiagebiet erinnert werden. Sie wird von ihm als pneumatolytische Grenzfazies des dortigen Granitites betrachtet.

b) Andere Gänge des Steinknochener Revieres.

Außer dem Luxer Gang hat man bei Beginn des Betriebes im Martini-Stollen nach Schiller und Lewald noch einen zweiten zwischen hor. 9 bis 12 streichenden und unter 30 bis 40° nach W fallenden Gang von 1·7 cm Mächtigkeit angefahren, der fast ganz aus hellfarbigem bis weißem Zinnstein bestand, zwischen welchem Partien von schwach rötlichem Orthoklas lagen. Die beiden Salbänder dieses Ganges bestanden hauptsächlich aus feinschuppigem Glimmer.

Von den übrigen zurzeit nicht aufgeschlossenen Gängen des Steinknochener Revieres erwähnen ältere Nachrichten besonders den Sterner oder Fimmler Hauptgang und eine große Anzahl schmälerer Gänge, sogenannte Gefährten, wie z. B. das Glimmergefährte, das nach überlieferten Gangstücken vorwiegend aus hellgrünem Steinmark mit Zinnstein und wenig Quarz bestand.

Die meisten dieser Gänge waren, wie Bruchstücke auf den Halden zeigen, sehr quarzreich und enthielten besonders nahe am Salband, im Gegensatz zum Luxer Gang, viel feinverteilten Topas.

Manche der Steinknochener Gänge waren, wie deren Bruchstücke auf den alten Halden beweisen, von 1 bis 10 cm breiten Zwitterzonen im Nebengestein begleitet.

Die mikroskopische Untersuchung dieser Zonen ergab folgendes:

Das Gestein besteht dicht am Erzgang in erster Linie aus Quarz, in zweiter aus Topas nach einer rohen Schätzung etwa im Verhältnis von 10:1 bis 20:1. Der Quarz bildet körnigkristalline Aggregate von Pflasterstruktur. In diesen liegen zahlreiche sehr unregelmäßige, häufig skelettartige Topaskörner. Zuweilen nimmt einen großen Teil des Gesichtsfeldes ein solches skelettartiges, stark verzweigtes, aber optisch einheitliches Topasindividuum mit durchgehenden Spaltrissen ein. Besonders bei Anwendung starker Objektive tritt diese Skelettstruktur des Topases gut hervor. Die Körner erscheinen hier siebartig durchlöchert. Der Feldspat des Gneises ist völlig zerstört. Der Gneisbiotit ist bis auf geringe Überreste zersetzt worden. Neben dem Topas ist auch etwas Lithionglimmer und wenig Fluorit eingewandert sowie endlich Zinnstein, dessen Körnchen man als Einschlüsse auch inmitten von Quarz und Topas findet. Einzelne eingestreute Zirkone sind hier wohl als Gemengteile des Gneises zu betrachten. Die flaserige Struktur des Gneises ist insofern im Zwitter nicht ganz

¹⁾ V. M. Goldschmidt, Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Kristiania 1911, pag. 65.

verloren gegangen, als der Topas sich in parallel zu der ehemaligen Flaserung gestreckten Streifen angereichert hat. Der Titangehalt des ehemaligen Biotites ist im Gestein verblieben und hat sich in Gestalt sehr dunkelgefärbter kleiner Körner von Rutil ausgeschieden. Ihre Bestimmung ist dadurch erleichtert, als einige auch deutliche Prismen und ab und zu auch knieförmige Zwillinge bilden.

c) Der Tagebau von Günthers Zeche und die Pingen südlich vom Preißelsberg.

Diese alten bergmännischen Baue schließen sich am besten dem Steinknocher Revier an.

Der stark verfallene Tagebau, genannt Günthers-Zeche, befindet sich im Walde etwa 450 m in WSW vom Mückenberger Forsthaus noch innerhalb des Graupener Granitmassives, jedoch nahe am Nordrand desselben. Der Tagebau hat die Form einer breiten N. 10° O streichenden Kluft. Im Hintergrunde bemerkt man verbrochene Gesenke und die Mundlöcher von Stollen, die nach NNO hin getrieben sind. Wenige Schritte östlich von dem Tagebau endlich liegt eine Schachtpinge.

Da Nachrichten über Günthers-Zeche fehlen, läßt sich nur noch feststellen, daß in ihrem Bereich ein mittel- bis feinkörniger, glimmerarmer Granit ansteht, der sich von Klüften aus in dunkelgrauen, Zinnstein führenden Zwitter umgewandelt zeigt. Da der Betrieb kein bedeutender gewesen zu sein scheint, so dürften die dortigen Zwitter nur arm an Zinnerz gewesen sein.

Ebensowenig weiß man über die verfallenen von N nach S angeordneten Pingen im Granitgebiet südlich vom Preißelsberg. Die Anordnung läßt auf gangförmige Vorkommen schließen.

2. Das Mückenberger Revier.

a) Die Zinnerzgänge am Mückenberg.

Das leider jetzt unterirdisch gar nicht mehr zugängliche Mückenberger Revier war noch 1868, zur Zeit, als Schiller und Lewald ihre Beschreibung veröffentlichten, durch den tiefen und den oberen Antoni-Stollen aufgeschlossen. Aus der angeführten Schilderung sowie aus den aus jener Zeit stammenden Rissen ergibt sich folgendes:

Die sehr zahlreichen Mückenberger Zinnerzgänge streichen meist nach NO bis NNO und fallen ziemlich flach nach NW und WNW, während nur einzelne derselben ein Streichen nach WNW bis NW und ein Fallen nach SW aufweisen. Dieses widersinnig zum Abfalle der Gebirgsoberfläche gerichtete Einfallen hat in älterer Zeit dem Bergbau viele Schwierigkeiten bereitet, bis die erwähnten Stollen auch größere Teufen erschlossen.

In der letzten Betriebsperiode hat man hauptsächlich auf dem Quarzflächen und auf dem Kreuzgänger Flächen Abbau getrieben. Ersterer streicht hor. 5 bis 6, letzterer hor. 4 bis 5. Beide fallen unter 16 bis 18° nach NNW. Ihre Mächtigkeit beträgt 2 bis 11 cm.

Die Ausfüllung des Quarzflachen bestand nach den in der Ph. Schiller'schen Reviersammlung erhaltenen zahlreichen Stufen vorwiegend aus Quarz, Orthoklas, Lithionglimmer, Flußspat und Zinnstein. Zuweilen war eine zonale Gruppierung dieser Bestandteile wahrzunehmen, indem vom Salband nach der Mittellinie Zonen von 1. Flußspat, 2. Glimmer, 3. Flußspat und 4. Zinnstein aufeinander folgten. Der Zinnstein bildete zum Teil große braune Kristalle und neben diesen auch gelbe, körnigkristalline Aggregate. Mehr untergeordnet trat inmitten des Quarzes gediegen Wismut und am Salband Molybdänglanz auf. Manchmal zog sich nahe am Gang eine 3 bis 4 *cm* breite Parallelkluft mit viel gediegen Wismut hin. Auch fast nur aus Zinnstein oder wenigstens aus daran sehr reichem Quarz bestehende, 1 bis 2 *cm* dicke Paralleltrümer kamen vor. Das Nebengestein zwischen dem Hauptgang und diesen Gefährten war in Zwitter umgewandelt. Derber Kupferkies brach selten ein. Auch Wolframit, Wismutglanz, Pyrit werden erwähnt. Schwerspat, auch kristallisiert, wird als Seltenheit genannt. In Flußspatdrusen saßen als letzte Bildungen zuweilen noch Braunspat und Arsenikalkies auf. Sekundär gebildete Mineralien der obersten Teufen sind endlich Skorodit, Malachit, Kupferlasur und gediegen Kupfer. Dort, wo der Gang die 10 bis 15 *m* mächtigen Quarzporphyrgänge durchsetzt, zerschlägt er sich häufig in kleine Trümer, die von beiderseitigen Zwitterzonen begleitet und zuweilen reich an Topasprismen waren. Von der Blauen Kluft, einem wenig mächtigen Gang von nephelinarmem, etwas Glas führenden Nephelinbasalt, wird der Quarzflache glatt und ohne Verwerfung durchsetzt.

Am Salband ist der Gang gewöhnlich fest mit dem Nebengestein verwachsen, nur selten läßt er sich leicht ablösen. Auch das zwitterte Nebengestein lohnte bisweilen die Verarbeitung auf Zinnstein. Die Erzverteilung überhaupt war eine recht ungleiche.

Der Kreuzgänger Fläche verhielt sich ähnlich.

Etwas andere Ausbildung besaß der bis 0.28 *m* mächtige Unverhofft-Flache, insofern als viel Steinmark an seiner Ausfüllung sich beteiligte. Im allgemeinen waren die steinmarkreichen Gangabschnitte zugleich die zinnsteinreichsten. Eine Gangstufe des genannten Ganges baut sich aus folgenden Zonen auf: 1. Steinmark mit Kristallen von hellem Glimmer und von Zinnstein. — 2. Zinnstein in Graupenkristallen. — 3. Graues Steinmark mit fein eingesprengtem Zinnstein. — 4. Zinnstein in Graupen (wohl symmetrische Wiederholung von 2).

Ein paar Stufen der Freiburger Sammlung, die aus dem Jahre 1871 stammen, zeigen diesen Gang in prachtvoller Entwicklung. Man unterscheidet daran deutlich zwei Zonen: die eine mit viel Quarz und mit sehr großen Kristallen von Zinnstein, worin die beiden Mineralien an Menge sich etwa wie 3:1 verhalten; die andere feinkörnige, ganz dunkel gefärbte, worin Quarz zu Zinnstein etwa wie 1:30 bis 50 sich verhält.

Am reichsten waren die Stellen, wo der Unverhofft-Flache in einen der dortigen Quarzporphyrgänge eintrat. Von einer solchen Stelle stammt das in der Werksammlung zu Mariaschein befindliche Prachtstück, das wir auf Tafel XIII abbilden. Die Kanten dieser

Stufe messen $25 \times 20 \times 17$ cm. Die Hauptpartie mit den schönen eingeprengten Zinnsteinkristallen ist wesentlich Steinmark. Die dunkler erscheinenden Partien oben und unten dagegen stellen einen körnigkristallinen Topasfels dar. Zwischen den hier gedrungeenen, nicht skelettförmigen Topaskörnern bemerkt man nur vereinzelte Glimmerblättchen und Nester von höchst feinkristallinem Steinmark, hier und dort auch eine Zinnsteingraupe, jedoch gar keinen Quarz (Fig. 4, Tafel XII).

Bei G. C. Laube beschrieben findet man ferner den auf den drei Hörschächten früher abgebauten Hör- oder Hörnel-Gang, auch Mansueter Gang genannt, der bei nordöstlichem Streichen unter 15° nach NW einschließt. Die Ausfüllungsmasse dieses wenig mächtigen Ganges bestand zumeist aus Steinmark, Glimmer und Eisenglimmer, sowie Eisenglanz und etwas Fluorit. Der Zinnstein war gewöhnlich längs des liegenden Salbandes konzentriert, konnte aber auch als derbe Platte die ganze Kluft füllen.

Ebenfalls noch zu Laubes Zeit im Abbau begriffen war das Panthner-Gefährtel auf der Grube Kreuzgang. Gefährtel nannte man die unter ganz flachem Winkel einfallenden sehr schmalen Zinnerzgänge des Mückenberges. Das Panthner Gefährtel bestand aus rötlichem Steinmark mit langen flachen linsenförmigen Imprägnationen mit Zinnstein am liegenden Salband.

An der Stelle, wo heute die große Pinge des Mückenberges sich befindet, waren die Gänge in so großer Zahl entwickelt und neben ihnen waren so ausgedehnte Partien des aus faserigem Biotitgneis, Granitgneis und Quarzporphyr bestehenden Nebengesteins in zinnsteinhaltige Zwitter oder in Greisen umgewandelt, daß man Weitungsbau auf diesem Stockwerk treiben konnte. Zurzeit bietet die erwähnte Pinge nur sehr unvollständige Aufschlüsse. Die von Schutt und Geröll freien Teile der Wände bestehen in der Hauptsache aus faserigem Biotitgneis, der nur im südlichsten Teile der Pinge, dicht am Mückentürmchen, durch fast massigen Granitgneis vertreten wird. An der nordwestlichen Wand streicht ein etwa 5 m mächtiger, ungefähr saiger stehender und nach ONO streichender Gang von Quarzporphyr zutage. Außerdem besteht die ganze nördlichste Ecke der Pinge aus diesem Gestein. Wahrscheinlich haben sich dort zwei Porphyrgänge vereint. Erzgänge sind anstehend nicht mehr sicher nachweisbar. Etwas nördlich von der eigentlichen Pinge, in der Richtung N 3° O vom Turm des Mückentürmchens aus gelegen, ist durch einen 3 m breiten und N 57 bis 60° W streichenden kluftartigen Tagebau eine Steilwand von stark verwittertem Quarzporphyr bloßgelegt. An einer zweiten kleineren, mehr südlich gelegenen Entblößung sieht man das südliche, O—W streichende Salband dieser Porphyrmasse gegen den Gneis aufgeschlossen. Der mächtige Porphyrgang scheint nach N einzufallen. In der Richtung nach NNO hin ist in demselben Porphyr, wie eine kleine Pinge beweist, ein gänzlich zu Bruche gegangener Schacht angesetzt gewesen.

Der Bergbau ist im Bereiche der Mückenberger Pinge wohl hauptsächlich den Zwittern, weniger den Gängen selbst nachgegangen. Die ersteren waren zwar reich an Zinnstein, enthielten aber viele

störende Sulfide. So besitzt die Lagerstättensammlung der Freiburger Bergakademie eine aus dem Jahre 1827 stammende Stufe eines sehr viel Pyrit und Zinnstein haltenden topasreichen Zwitters von der sogenannten Kieszeche am Mückentürmchen. Andere an Pyrit und zugleich an Arsenkies reiche Stücke mit den gleichen Erzen, auch solche mit etwas Kupferkies, fanden sich auf den Halden. Unter dem Mikroskop bemerkt man in allen diesen Zwittern außer den schon angeführten Gemengteilen auch Quarz, grünlichen Lithionglimmer zuweilen in radialstrahligen Aggregaten, Chlorit, Fluorit und Nester von Steinmark. Der Pyrit umschließt oft Zinnsteinkristalle und das Steinmark ist manchmal ganz durchwachsen von dendritischem Pyrit. Einzelne Zirkonkriställchen in diesen Zwittern stammen wohl aus dem ursprünglichen Granitgneis.

Die Zinngehalte der gesamten geförderten Zwitter schwankten während der Jahre 1727 bis 1734 nach dem erhaltenen Rechnungsbuch der Glazner Zeche oder des Göpelwerkes auf dem Mückenberge zwischen $\frac{2}{3}$ und $1\frac{1}{4}$ Prozent. Außer dem Zinn wurde damals auch eine geringe Menge Kupfer gewonnen.

Im Anschluß an die Mückenberger Pinge sei auch die kleine, steinbruchartige Pinge an der Straße zwischen dem Gasthaus und dem Forsthaus Mückenberg erwähnt. Hier hat man Zwittertrümer mit Zinnstein und Fluorit inmitten des nördlichsten der Mückenberger Quarzporphyrgänge, aber wohl ohne nennenswerten Erfolg abgebaut. Der Porphyrgang erleidet daselbst eine kleine Ausbauchung nach S hin, so daß er die ganze Sohle des Aufschlusses einnimmt, während der westliche Stoß oben aus Gneis, unten aus Porphyr besteht. Letzterer reicht auf dieser Seite der Pinge nur in deren Nordwestecke bis zum oberen Rande. Der östliche Stoß hingegen besteht durchweg aus Quarzporphyr.

b) Die Zinnerzgruben auf der Höhe zwischen dem Mückentürmchen und dem Klösenberg nordöstlich von Obergrauen.

Auf der genannten Anhöhe zeugen zahlreiche Pingen von einer offenbar sehr weit zurückliegenden bergbaulichen Tätigkeit, über welche indessen keinerlei Aufzeichnungen vorliegen. Die Untersuchung an Ort und Stelle läßt folgendes erkennen:

Die Anhöhe besteht aus Granitgneis mit seinen charakteristischen Einschlüssen von Quarz, von Hornfels und granatführendem Amphibolit sowie von Glimmerballen. Die massige Struktur des Gesteins weicht vielfach der parallelen, wodurch typische Flasergneise entstehen. Dicht nördlich von der Anhöhe durchsetzt den Granitgneis und Gneis ein wenig mächtiger, nordöstlich streichender Gang von Quarzporphyr, der zum Mückenberger Porphyrgangzug gehört. Dieser Porphyr sowohl, wie ganz besonders auch der Granitgneis, werden von Imprägnationsklüften der Zinnerzformation durchzogen. Eine bedeutendere solche Klüft streicht nach N 45° O und fällt unter 65° nach NW, wie halb verfallene alte Einbaue erkennen lassen. Die Klüfte scheinen 3, höchstens 4 cm Mächtigkeit erreicht zu haben und bestehen aus Quarz mit wenig Zinnstein und Lithionglimmer und wohl auch Topas. Einzelne dieser

Klüfte sind äußerst schmal, nur einige wenige Millimeter stark, enthalten aber viel Zinnstein. Auf einer solchen schmalen Kluft im Quarzporphyr zeigte sich der Zinnstein z. T. auch in dünnen, bis 2 mm langen nadelförmigen Kriställchen ausgebildet, während er im übrigen in der gewöhnlichen Graupenform vorkommt. Manchmal ist die Kluffüllung breccienartig und führt etwas Flußspat, zuweilen auch neben dem Zinnstein etwas Kupferkies. Der Granitgneis ist beiderseits der Klüfte in Zwitter umgewandelt, der einen grünen Lithionglimmer, Topas und etwas Zinnstein, mitunter auch Kupferkies und Eisenkies enthält. Die Quarzknuern des ursprünglichen Granitgneises lassen sich in solchen Zwittern noch deutlich erkennen. Auch der Quarzporphyr ist zu beiden Seiten der ihn durchsetzenden Klüfte in der gewöhnlichen Weise verzwittert.

c) Das Zinnerzstockwerk am Klösenberg in OSO von Obergraupen.

Mächtige Pingen am Klösenberg, eine obere und zwei, wenige Schritte unterhalb der letzteren dicht nebeneinander gelegene, sind zurzeit die einzigen Überreste eines lebhaften Bergbaues, der 1799 aufgelassen wurde. Man baute auf quarzigen Zinnerzgängen, die samt ihren beiderseitigen bis 0.5 m mächtigen Imprägnationszonen in dem dort herrschenden Biotitgneis wie bei Altenberg ein ganzes Stockwerk bilden, ohne daß jedoch in der Tiefe ein Zinngranit oder auch nur Gänge von Mikrogranit aufgeschlossen gewesen zu sein scheinen. Auf einem Risse aus dem 18. Jahrhundert sind die zahlreichen Zinnerzgänge des Klösenberges eingetragen. Danach schwankt ihre Streichrichtung zwischen hor. 3 und hor. 6, während bei einigen deren Einfallen zu 56 bis 79° nach SO zw. S angegeben ist. Nach den in obigem Plane enthaltenen Notizen betrug die Mächtigkeit des hor. 3.2 streichenden Ganges im Neu-Schacht 2.3 cm, bei einem hor. 5.2 streichenden Gang nahe demselben Schachte 18.8 cm. Der Giftige Gang in der untersten Pingen-Abteilung, auf welchem viel Arsenkies in Mitteln von mehr als 65 cm³ einbrach, hatte ein Streichen nach hor. 5, ein Einfallen von 78°45' nach SO und eine Mächtigkeit von 0.3 m. Nur vereinzelt traten auch andere Streichrichtungen auf, wie denn zwei Gänge, die durch die etwas weiter in NNW liegenden sogenannten Obere Wasser-Pingen gingen, nach hor. 10.6 strichen.

Ein mehrfach umgebrochener Stollen, der Johanneszecher Stollen dessen Mundloch am Südabhang des Klösenberges gelegen war, löste die Baue. Er brachte unter den Pingen eine Teufe von etwa 70 m ein.

Die gewonnenen Zwitter hielten nach einer Notiz in einem bergamtlichen Wagebuche 0.5 bis 1.3 ‰ Zinn. Die starke Beimengung von Arsenkies und wohl auch anderen Kiesen gestaltete die Verhüttung bei den damaligen Verfahren schwierig und wenig lohnend.

Die Untersuchung von Zwittern aus der oberen Abteilung der Pingen ergab deren ganz außergewöhnlich hohen Gehalt an Topas. In einer Probe bestand ungefähr $\frac{1}{3}$ bis $\frac{1}{2}$ der ganzen Masse aus einem sehr feinkörnigen Aggregat dieses Minerals, während das übrige aus Quarz und lichtgrünlichbraunem Glimmer zusammengesetzt war und

wenig Flußspat, Zinnstein und zersetzte Kiese enthielt. In mikroskopischen Drusenräumen stellen sich auch wohlausgebildete Kriställchen des Topases ein.

3. Das Knödeler Revier.

Von diesem Reviere waren die mit Graniten eng verbundenen Erzvorkommen des Mahler Zuges, der Zwickenpinge und des Neugeschrei-Zuges bereits weiter oben geschildert worden.

Was die eigentlichen Zinnerzgänge des Knödeler Reviers anlangt, sind wir wesentlich auf die älteren Angaben von Jokély, Laube, Schiller und Lewald angewiesen.

Nach uns vorliegenden alten Rissen waren dort folgende wichtigere Gänge bekannt:

I. Hauptgänge von 5—13 *cm* durchschnittlicher Mächtigkeit und sehr flachem Einfallen, und zwar:

1. der Hauptgang der Grube Regina und Vincenz,

die im Jahre 1813 von Wolfgang Goethe befahren wurde.

Die Halde dieser Grube ist die nächste, die man erreicht, wenn man der Waldstraße von den Knödelhäusern aus nach Ost folgt. Der Gang streicht nach ONO und verflacht sich unter 25° nach NNW. Wir sammelten auf der Halde Gangstufen mit Zinnstein und solche mit Kupferkies.

2. Der Abendstern Hauptgang.

Dieser vielgenannte Gang streicht nach NW, (hor. 9) und fällt unter 15—32° nach SW ein. Seine Mächtigkeit wird zu 8—20 *cm* angegeben. Er ist entschieden als der edelste Gang des Reviers zu betrachten. In vielen Sammlungen, so auch in der Freiburger, liegen von ihm herrliche Stufen mit flächenreichen Kristallen von Zinnstein bis über Haselnußgröße. Der Zinnstein nimmt gewöhnlich die Mitte des in der Hauptsache aus derbem Quarz bestehenden Ganges ein. In der Mittellinie gelegene Drusenräume enthalten neben Zinnstein- und Quarzkristallen Steinmark und zuweilen blaßblaugrüne Kristalle von Apatit.

Von akzessorischen Gangmineralien erwähnt Laube noch Pyrit, Arsenkies, Kupferkies, in Drusenräumen außer dem schon genannten Steinmark und Apatit noch Nakrit, Braunspat und Flußspat. Der dunkelviolette Flußspat wird oft von Braunspat „überzuckert“. Innerhalb der Imprägnationszonen findet sich auch Wolframit. Bleiglanz bricht nur auf schmalen Klüftchen ein, die den Gang gelegentlich durchsetzen.

Laube sah den Gang durch eine von bröckeligen Massen erfüllte Kluft um 1·2—1·5 *m* ins Liegende verworfen. Auch Jokély spricht von Verwerfungserscheinungen an diesem Gange. Der Hauptverwerfer ist danach die Kiefer-Zecher stehende Kluft, welche bei einem Streichen nach Stunde 4—5 unter 85° nach NNW einfällt. Sie ist 0·08—0·9 *m* mächtig und mit einem bräunlichen oder grünlich-

grauen quarzigglimmerigen Gestein von nur geringem Zinngehalt erfüllt.

3. Der Siebenschläfer-Hauptgang,

der angeblich nach hor. 4 streicht und unter 23° nach unbekannter Richtung sich verflächt.

4. Der Budiner Hauptgang

(hor 3, Verflächen 25°).

5. Der Nicolal-Hauptgang

(hor. $7\frac{1}{2}$, Verflächen unter 25° nach SSW).

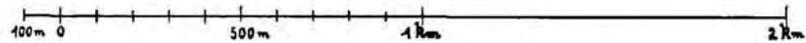
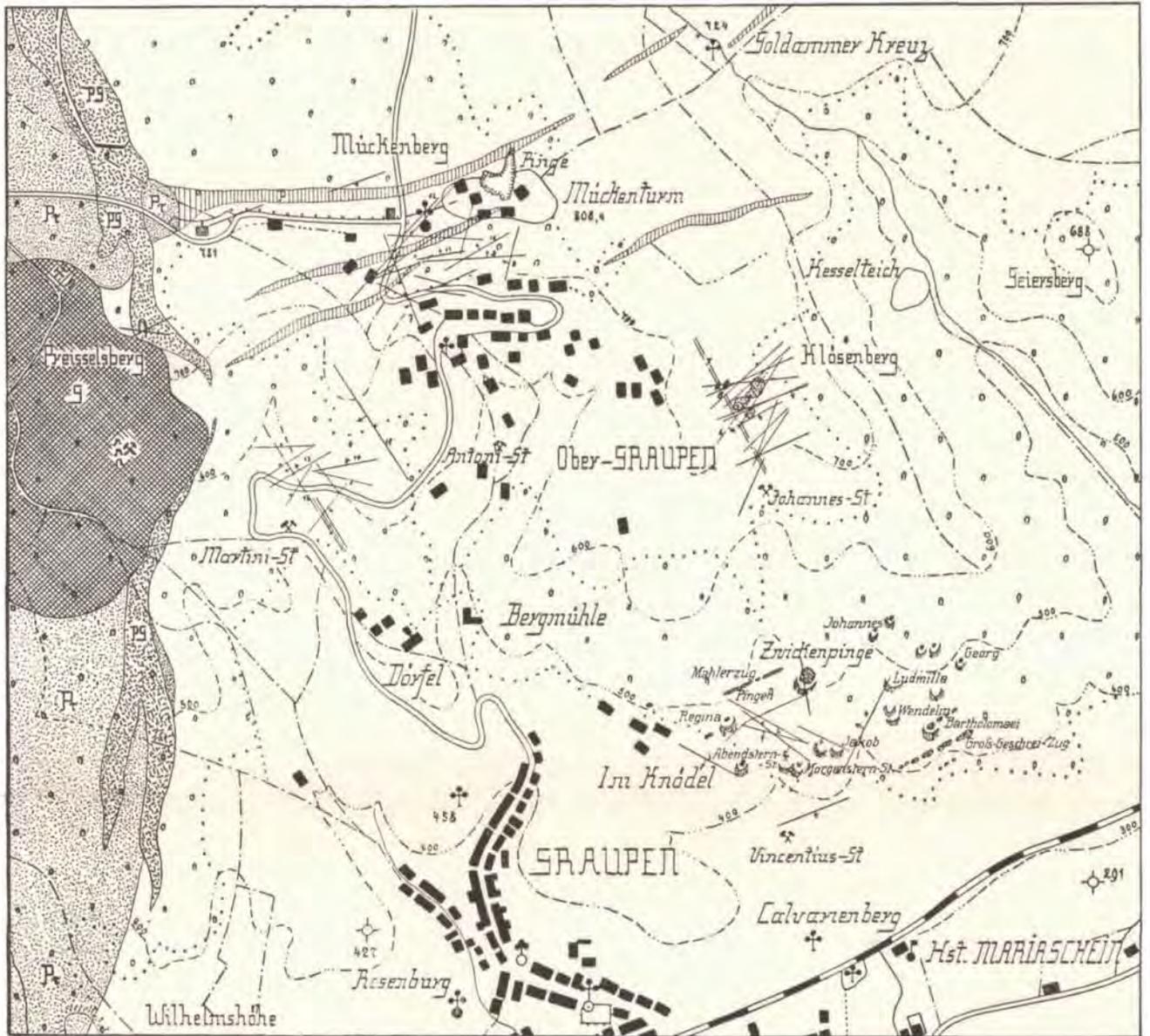
Zu diesen Hauptgängen kommen noch die sogenannten Gefährtel, Gänge von 1·3—2·6 *cm* Mächtigkeit, die sich von jenen durch ein stärkeres Einfallen auszeichneten. Wir nennen die Buchener, Kupferzechener und Morgenstern-Gefährtel. Sie fallen unter etwa 40° nach N ein.

Stehende Gänge endlich nannte man nach Laube die ganz steil einfallenden, übrigens 2·6—7·8 *cm* mächtigen Zinnerzgänge des Revieres, wie den Regina Stehenden, den Wendelin und den Georgenzecher Stehenden, die sämtlich nach WNW bis NW streichen und unter 73 — 79° nach NNO oder NO einschließen.

Sämtliche Gänge haben längs ihren Salbändern im Gneis dunkelgefärbte Imprägnationszonen von 2—3 *cm* Breite, die völlig denen am Luxer Gang gleichen.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung	269 [1]
Literatur über das Zinnerzgebiet von Graupen	. 270 [2]
 I. Die allgemeinen geologischen Verhältnisse und die verschiedenen Gesteinsarten	 . 270 [2]
1. Die Gneise	. 272 [4]
2. Der Teplitzer Quarzporphyr	. 273 [5]
3. Der Granitporphyr	. 273 [5]
4. Die Quarzporphyrgänge	. 274 [6]
5. Der Granitstock von Obergraupen	. 274 [6]
6. Die Ganggranite 276 [8]
a) Die Granitgänge der Preißelberger Pinge	. 276 [8]
b) Der Ganggranit des Mahler Zuges	. 280 [12]
c) Der Granit der Zwickenpinge	. 281 [13]
d) Der Granit von Groß-Geschrei	. 283 [15]
7. Die Basaltgänge (blauen Klüfte)	. 283 [15]
8. Jungdiluviale und alluviale Gebilde	. 286 [18]
 II. Die Erzgänge	 . 286 [18]
1. Das Steinknochener Revier	. 287 [19]
a) Der Luxer Gang und die anderen früher bebauten dortigen Erzgänge	. 287 [19]
b) Andere Gänge des Steinknochener Revieres	. 298 [30]
c) Der Tagebau von Günthers Zeche und die Pingen südlich vom Preißelsberg	. 299 [31]
2. Das Mückenberger Revier	. 299 [31]
a) Die Zinnerzgänge am Mückenberg	. 299 [31]
b) Die Zinnerzgruben auf der Höhe zwischen dem Mückentürmchen und dem Klösenberg nordöstlich von Obergraupen	. 302 [34]
c) Das Zinnerzstockwerk am Klösenberg in OSO von Obergraupen	. 303 [35]
3. Das Knödeler Revier 304 [36]
1. Der Hauptgang der Grube Regina und Vincenz	. 304 [36]
2. Der Abendstern Hauptgang	. 304 [36]
3. Der Siebenschläfer-Hauptgang	. 305 [37]
4. Der Budiner Hauptgang	. 305 [37]
5. Der Nicolai-Hauptgang	. 305 [37]



- | | | | |
|--|------------------------------------|-----------------------------|---|
| | <i>Blaue Klüfte (Basaltgänge)</i> | <i>Knödler Revier:</i> | 1- Abendstern-Gang |
| | <i>Zinnerzgänge (im Ausstrich)</i> | | 2- Nikolai- |
| | <i>(in Stollnteufe)</i> | | 3- Silberbrucher- |
| | <i>Granit</i> | | 4- Glückauf- |
| | <i>Granitporphyr</i> | <i>Klösenberger Revier:</i> | 5- 2 Fläche Gänge in der Sohle des Johannes-Stollns |
| | <i>Teplitzer Quarzporphyr</i> | | 6- Johanneszecher Flacher |
| | <i>Gangporphyr</i> | <i>Mückenberger Revier:</i> | 7- Neutroster-Gang |
| | <i>Gneis</i> | | 8- Lucas Flacher |
| | | | 9- Quarz- |
| | | | 10- Kreuzgang- |
| | | | 11- Unverhofft-Gang |
| | | | 12- Wolfgang Stehender |
| | | <i>Luxergang-Revier:</i> | 13- Edle Klüft |
| | | | 14- Dreifaltigkeits-Gang |
| | | | 15- Luxer-Gang |
| | | | 16- in der Sohle des Martini-Stollns |

Tafel X.

Richard Beck: Die Zinnerzlagerstätten von Graupen in Böhmen.

Erklärung zu Tafel X.

- Fig. 1. Topasrosetten aus einer Greisenzone im Graupener Granit bei 50facher Vergrößerung. -- t = Topas. — q = Quarz (hell). — gl = Lithionglimmer.
- Fig. 2. Dunkelgrauer Zwitter des Mahler Zuges. — gl = Lithionglimmer. — q = Quarz. — Z = Zinnstein (alle dunklen Partien). 50fach.
- Fig. 3. Grobkörniger topasreicher Greisen der Zwickenpinge. 50fach. -- t = Topas (hellgrau). — f = Fluorit (dunkelgrau).
- Fig. 4. Partie aus dem Luxer Gang bei polarisiertem Licht, \times Nicols. 50fach. a = Apatit. — f = Feldspat. — f = Fluorit.
Die Feldspate zeigen verschiedene Grade der Helligkeit bis ganz Dunkel.
-

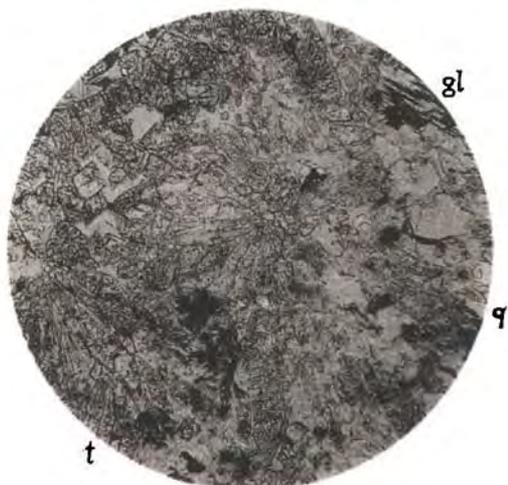


Fig. 1



Fig. 2

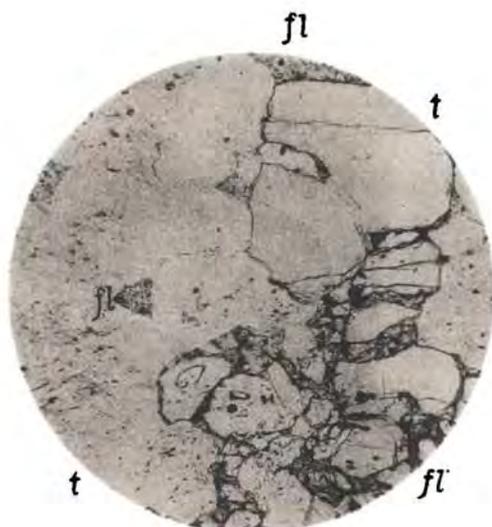


Fig. 3



Fig. 4

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien

Tafel XI.

**Richard Beck: Die Zinnerzlagerstätten von Graupen
in Böhmen.**

Erklärung zu Tafel XI.

- Fig. 1. Fluoritbreccie vom Luxer Gang bei 50 facher Vergrößerung. — *Z* = Zinnstein. — *gl* = Lithionglimmer. — *fl* = Flußspat. — *f* = Feldspataggregat als jüngste Bildung.
- Fig. 2. Dünnschliff einer feldspatreichen Partie des Luxer Ganges. 50 fach. — *f* = feinkörniges Feldspataggregat mit Eisenoxydstäubchen. — *fl* = Fluorit. — *g* = Lithionglimmer. — *Z* = Zinnstein.
- Fig. 3. Dünnschliff einer glimmerreichen Partie desselben Ganges. — *gl* = Glimmer. — *fl* = Fluorit, getrübt. — *h* = Dunkle Höfe im Glimmer um Mikrolithen von Zirkon herum. — *l* = Lücken im Präparat. 50 fach.
- Fig. 4. Dünnschliff einer feldspatreichen Partie des Luxer Ganges bei halb gekreuzten Nicols. 50 fach. — *f* = Feldspat. — *gl* = Glimmer. — *a* = Apatit.
-

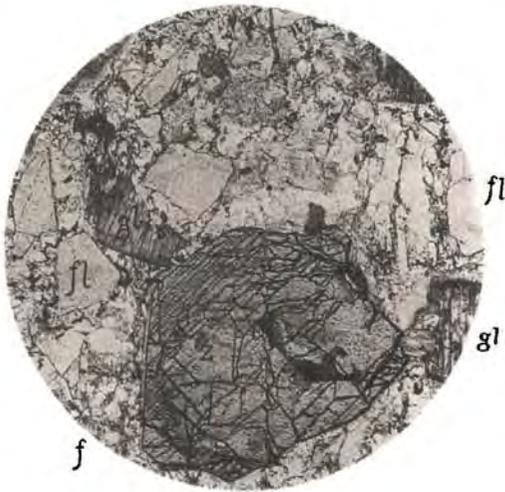


Fig. 1

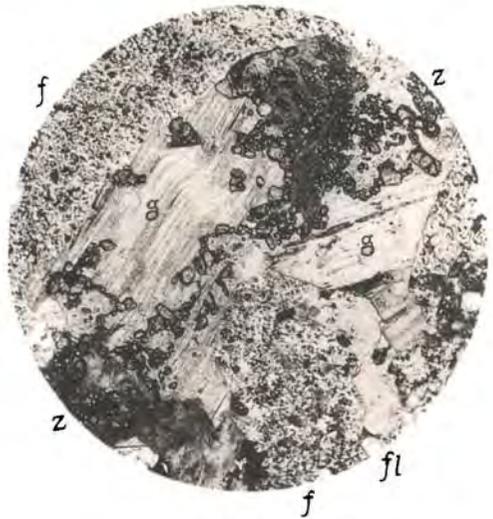


Fig. 2



Fig. 3

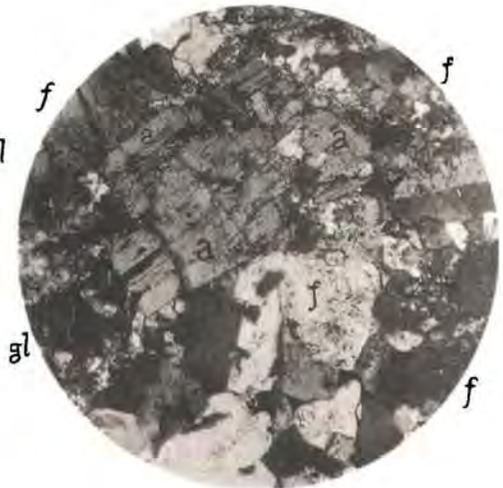


Fig. 4

Lichtdruck v. Max Jaffe, Wien

Tafel XII.

**Richard Beck: Die Zinnerzlagerstätten von Graupen
in Böhmen.**

Erklärung zu Tafel XII.

- Fig. 1. Dünnschliff durch die Salbandzone des Luxer Ganges. 30 fach. — *f* = Feldspat. — *f* = Fluorit. — *Z* = Zinnsteinanreicherung parallel dem Salband. — *a* = drei Apatitkristalle mit Beginn von Korrosion.
- Fig. 2. Dünnschliff durch eine quarzige Partie des Luxer Ganges. 50 fach. — *q* = Quarz. — *gl* = Lithionglimmer. — *t* = Triplit.
- Fig. 3. Dünnschliff durch einen Wolframit vom Luxer Gang. 50 fach. — *w* = Wolframit. — *q* = Quarz. — *Z* = Zinnstein.
- Fig. 4. Körnig-kristalliner Topasfels vom Unverhofft-Flachen bei halbgekreuzten Nicols. 50 fach.

Zwischen den Topaskörnern bei \times Lithionglimmer.

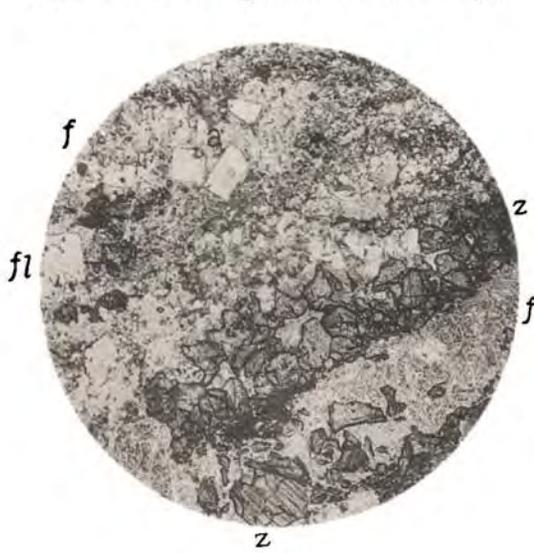


Fig. 1

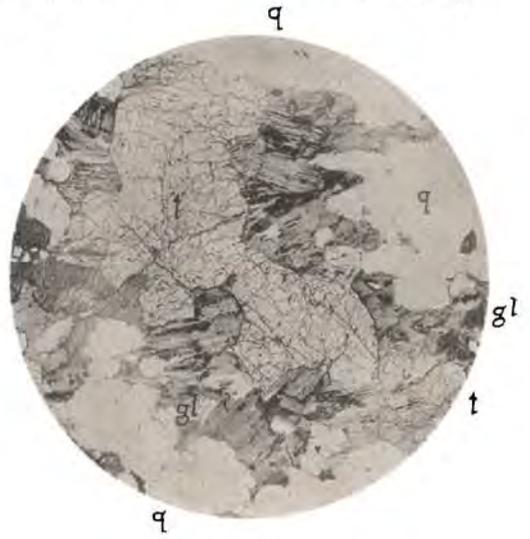


Fig. 2

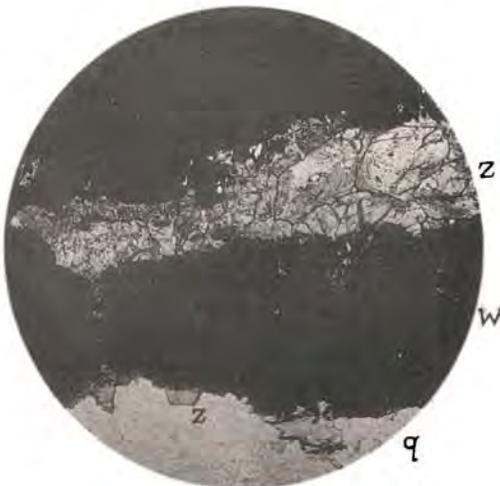


Fig. 3

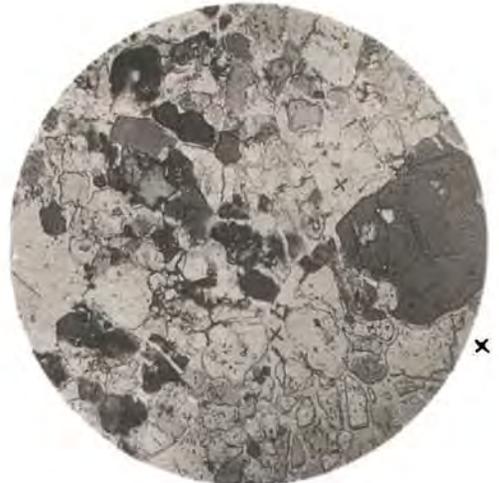


Fig. 4

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Tafel XIII.

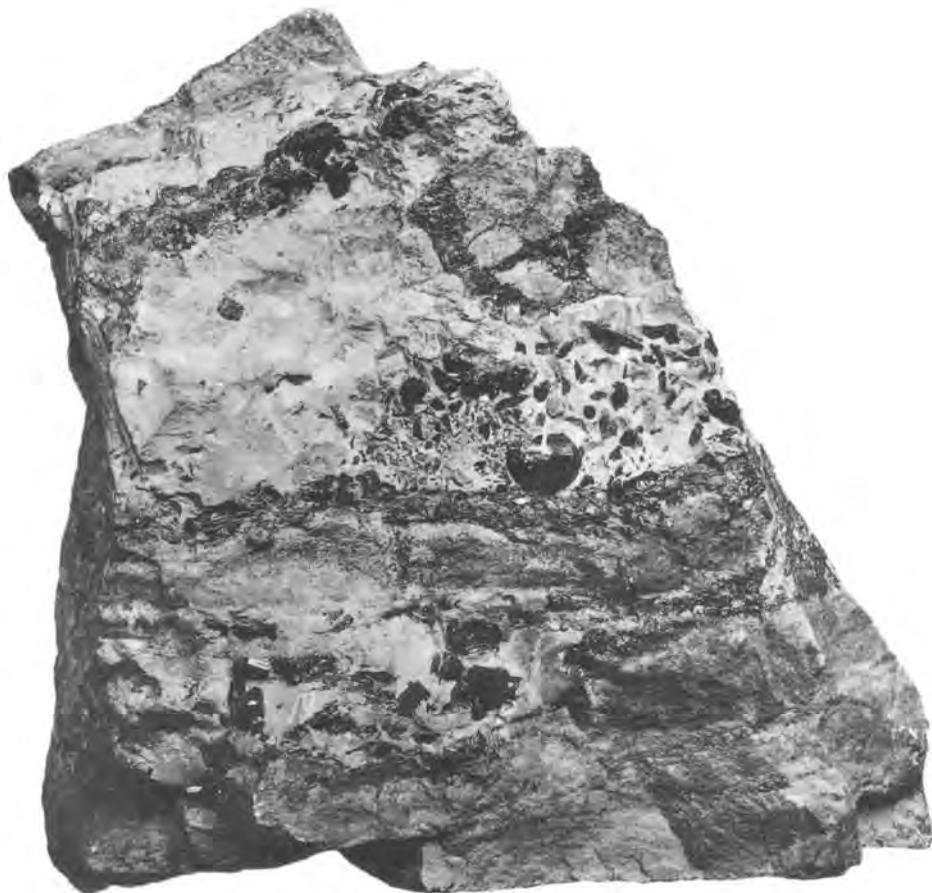
**Richard Beck: Die Zinnerzlagerstätten von Graupen
in Böhmen.**

Erklärung zu Tafel XIII.

Photographie einer Gangstufe vom Unverhofft-Flachen am Mückenberg.

Die Kanten messen in Wirklichkeit $25 \times 20 \times 17$ cm.

Die dunkleren Partien sind Topasfels, die helleren bestehen wesentlich aus Steinmark mit eingestreuten großen Kristallen von Zinnstein.



Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen.

Von Dr. Otto Ampferer.

Mit einer Tafel (Nr. XIV) und 4 Textfiguren.

Zu den merkwürdigsten Profilen, welche in älterer Zeit in den Alpen gewonnen wurden, gehört der mit XII bezeichnete Durchschnitt vom Arlberg bis ins Mittelbergtal in der Arbeit Frh. v. Richthofens „Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol“, Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt 1859.

Wir finden hier nach Angabe Frh. v. Richthofens, wie die Kopie Fig. 1 zeigt, in einem Gebirge, welches überall die deutlichsten Anzeichen für Faltung und Schiebung von Süden gegen Norden oder von Osten gegen Westen offenbart, eine mächtige, gegen Süden zu überschlagene Mulde. Außer dieser großen, ganz aus dem übrigen Bauplan herausfallenden Mulde begegnen wir noch in dem Querschnitt X am Schafberg nördlich vom Spullersee eine kleine, ebenfalls gegen Süden zugeklappte Mulde, welche indessen einen viel geringeren Schichtbesitz aufweist. Frh. v. Richthofen gibt keine Erklärung dieser so auffallenden Lagerungsformen und dieselben erregten mein Interesse um so stärker, je näher ich selbst mit der Neuaufnahme der Lechtaler Alpen an diese Gegenden heranrückte. Einen weiteren Grund zum Studium dieser Erscheinungen bot sodann die Verfolgung der von mir entdeckten Kreideschiefer, welche gerade östlich und westlich vom Flexenpaß bedeutende Ausdehnung und große Mächtigkeit erlangen.

Ich betrat das Gebiet zum erstenmal im Sommer 1908 und habe dasselbe seither ziemlich gründlich kennen gelernt.

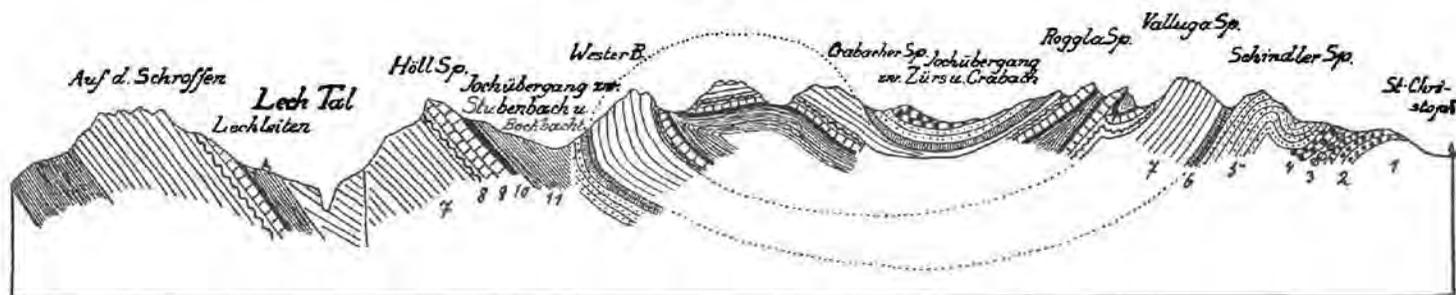
Eine kurze Beschreibung der geologischen Verhältnisse östlich des Flexenpasses mit einigen Photographien ist inzwischen in der Zeitschrift des D. u. Ö. A.-V. 1913 von mir veröffentlicht worden (Geol. Gerüst d. Lechtaler Alpen).

Ich möchte nun an dieser Stelle im Anschluß an meine Neuaufnahme der Lechtaler Alpen dieses ausgezeichnete Profil etwas eingehender besprechen, da dasselbe wie kaum ein anderes den mehrfachen Deckenbau der nördlichen Kalkalpen enthüllt.

Die breite Einsenkung des Arlbergpasses liegt in steil süd-fallenden Gneissen.

Steigen wir vom Hospiz zur aussichtsreichen Kuppe des Galzigg empor, so bleiben wir fort in diesen gleichmäßig ostwestlich

Fig. 1.



Zeichenerklärung:

- | | | |
|-------------------------|---|---------------------------|
| 1 = Glimmerschiefer. | 5 = Arlbergschichten. | 8 = Kössener Schichten. |
| 2 = Verrucano. | 6 = Raibler Schichten. | 9 = Oberer Dachsteinkalk. |
| 3 = Virglorjakalk. | 7 = Unterer Dachsteinkalk und
Dolomit. | 10 = Adnether Kalk. |
| 4 = Partnachschiechten. | | 11 = Allgäuschichten. |

Das Profil v. Richthofens geht mit geringen Abweichungen vom Arlbergpaß gegen Norden. Das Profil auf Tafel XIV deckt sich mit diesem bis zum Wöstersattel (Jochübergang zwischen Stubenbach und Bockbach). Von dort ab richtet sich dasselbe gegen Nordnordwesten.

streichenden Gesteinen, in welchen auch der große Tunnel in der Tiefe liegt.

Auch der Nordkamm des Galzigg besteht noch aus diesen Gneissen und erst jenseits der Einsenkung zwischen unserem Berge und der Schindlerspitze (Arlensattel) stoßen unmittelbar an die Gneisse Spuren von Buntsandstein und gelben Rauhdecken.

Die Grenze zwischen dem kristallinen Gebirge und den Kalkalpen ist hier ebenso wie im Stanzer Tal der Ausstrich einer bedeutenden Bewegungsfläche, an welcher ausgedehnte Abscherungen und Anhäufungen sowohl in ihrem Hangenden als in ihrem Liegenden stattgefunden haben. Die im Bereiche des Stanzer Tales mächtig entwickelte Quarzphyllite fehlen hier ganz. Ebenso sind Verrucano und Buntsandstein an dieser Stelle nur in kleinen Resten vorhanden, obwohl dieselben westlich bei der Ulmer Hütte und besonders weiter östlich im Stanzer Tale große Mächtigkeiten erreichen.

Die im Profile von Richthofen eingezeichnete flache, ungestörte Auflagerung von Buntsandstein auf seinem Glimmerschiefer des Arlberges entspricht nicht dem Ortsbefund.

Weit und breit fallen die Gneisse südwärts und stoßen mit tektonischem Kontakt an die Kalkalpen.

Der Verrucano-Buntsandsteinzug formt sich westlich des Arlensattels zu einem Gewölbe, welches rasch in die Tiefe sinkt und von Rauhdecke, Muschelkalk, Partnachschiechten und Arlbergkalk überdeckt wird.

An der Flexenpaßstraße ist oberhalb von Stuben schon nichts mehr von diesem Verrucanokern zu sehen und nur der verdoppelte Muschelkalk deutet seine Existenz in der Tiefe an.

Über der in bezug auf Mächtigkeit und Gleichmäßigkeit sehr veränderlichen Zone von Verrucano und Buntsandstein setzen am Südgrat der Schindlerspitze Muschelkalk, Partnachschiechten, Arlbergkalk mit meist steil nordfallender Lagerung ein.

Über den Arlbergkalken schließen sich die Raibler Schichten an, welche stellenweise ziemlich ausgedehnte Gipslager enthalten.

Über ihnen folgt die Schichtserie des Hauptdolomits, in welche das Walfagehr-Joch eingeschnitten ist.

Der Felsgrat, welcher vom Walfagehr-Joch zum Gipfel der Valluga leitet, besteht ebenfalls aus Hauptdolomit.

Steigt man von dem kleinen Schindlerferner zu den Gipfelfelsen der Valluga empor, so begegnet man einer ziemlich ausgedehnten grob- bis feinkörnigen Dolomitbreccie, welche sich bei genauerer Betrachtung als eine Aufarbeitungsbreccie an der Basis der Kössener Schichten herausstellt.

Die eckigen Bruchstücke dieser Breccie bestehen aus Trümmern von Hauptdolomit und sind durch ein dolomitisches Bindemittel verkittet. Die Breccie erinnert lebhaft an die ebenfalls ganz aus Hauptdolomit umgearbeitete Basalbreccie der Muttekopf-Gosau, nur enthält die Vallugabreccie keine so schön gerundeten Bestandteile.

Die Dolomitbreccie überlagern Kalke und Mergel der Kössener Schichten, welche den höchsten Teil des Hauptgipfels der Valluga bilden.

Erh. v. Richthofen dürfte den Gipfel der Valluga nicht betreten haben, da ihm sonst seine irrtümliche Schichtdiagnostik sicher aufgefallen wäre.

An dem zum Pazieler Joch abfallenden schön geformten Nordwestgrat der Valluga reihen sich über den Kössener Schichten ober-rätischer Kalk, rote Liaskalke, Fleckenmergel sowie roter und grauer Tithonkalk an.

Während in den östlichen Lechtaler Alpen und in den Allgäuer Bergen über einer durchschnittlich weit mächtigeren und abwechslungsreicheren Fleckenmergelserie erst die roten und grünen Hornsteinkalke (Radiolarite) und dann die hellgrauen Aptychenkalke folgen, stellen sich hier in der Umgebung des Flexenpasses über den geringmächtigen Fleckenmergel und Kalken rote Mergel mit kleinen und größeren abgerollten Kalkbrocken, ziegelrote Mergel mit kleinen Geröllen, rote, oft mergeligsandige Kalklagen, Crinoidenbreccien, feste rote, flaserige, brecciöse Kalke und graue flaserige Kalke ein. Die Mächtigkeit ist gering und beträgt zwischen 10—15 m.

Wir haben eine vielfach mit Breccien und Konglomeraten verbundene Schichtentwicklung vor uns. Hornsteinkalke treten ganz zurück und nur einzelne kleine Linsen von grellroten Hornsteinen sind stellenweise in den Kalken eingeschaltet. Der Ablagerung dieser Schichtgruppe ist offenbar eine beträchtliche Erosion vorausgegangen. Prof. Plieninger hat zuerst das Alter dieser von H. Mylius in seinem Werke „Geol. Forschungen an der Grenze von Ost- und Westalpen, Bd. I, München 1912,“ für Lias erklärten Schichtzone durch Funde von *Aptychus punctatus*, *Aptychus sparsilamellosus* und *Terebratulata (Pygope) diphya* als Tithon erkannt.

Ich konnte diese Funde außer bei Zürs auch am Westhang des Trittkopfes und am Nordgrat der Valluga bestätigen.

Die Tithonkalke brechen von der Valluga mit einer machtvollen Wand gegen das breite Pazieler Joch nieder. Hier stoßen unmittelbar schwärzlich- und bräunlich-graue Kreideschiefer, Sandsteine, Breccien, Mergel, meist dünn-schichtige oder griffelig zerfallend und weich verwitternd an die hohe Tithonwand.

Wahrscheinlich ist zwischen der starren Kalkwand und den weichen Schiefeln eine lokale Verschiebung vorhanden. An vielen anderen Stellen lagern jedoch die Kreidesteine gerade in der Umgebung des Flexenpasses deutlich transgressiv dem oft sehr stark erodierten Untergrunde auf. An solchen Stellen beginnt dann die Kreideseerie mit einer kalkig verkitteten Breccie, in welcher das Bindemittel weit über die eingeschlossenen Bruchstücke an Masse vorherrscht. Auf den Verwitterungsflächen dieser Kalkbreccie sind nicht selten kleine, schwarze Fischzähne zu sehen. Außerdem fand ich nach einer freundlichen Bestimmung von Dr. R. Schubert mehrere große, makroskopisch ersichtliche Exemplare von *Flabellina elliptica* Nils. ausgewittert auf den Schichtflächen. Im Dünnschliff sind spärlich Kleinforaminiferen zu erkennen, und zwar *Globigerina*, *Textularia*, *Pseudotextularia*, Rotalideen und daneben Echinodermenfragmente. Nach dem Urteile von Dr. R. Schubert lassen sich diese Formen mit einem oberkretazischen Alter der Breccie recht gut vereinen und

machen dieses wahrscheinlich ohne, daß jedoch dadurch die Möglichkeit tertiären oder unterkretazischen Alters ausgeschlossen wäre.

Das landschaftliche Bild dieser Kreidetransgression gibt Fig. 17 der Arbeit „Geol. Gerüst der Lechtaler Alpen“, Zeitschr. d. D. u. Ö. A.-V. 1913, wieder.

In den Kreideschiefern fand ich meist in gewissen kalkig-quarzigen Breccienlagen sowohl am Westfuß der Roggspitze als auch in der Umgebung vom Zürser- und Spullersee *Orbitulina concava Lam.* Da dieser Schichtkomplex eine beträchtliche Mächtigkeit erreicht, ist es gar nicht ausgeschlossen, daß nicht noch jüngere, vielleicht sogar tertiäre Bestandteile darin entdeckt werden.

Durch eigene Vergleiche mit den Kreidebreccien in den Bündnerschiefern sowie durch eingehende Besprechungen und Vergleiche der Aufsammlungen von Dr. W. Hammer, Dr. A. Spitz und Prof. Dr. W. Paulke wurde die große Ähnlichkeit der Lechtaler Kreidebreccien mit denen aus dem Bereiche der Bündnerschiefer festgestellt.

Der Kreideschieferzug, welchen wir am Pazieler Joch begegnen, läßt sich weit gegen Osten bis in die Parseierspitzgruppe ununterbrochen verfolgen und hat hier an vielen Stellen Orbitulinenbreccien geliefert.

Er durchstreicht vom Pazieler Joch ostwärts das hinterste Almejurtal, steigt zum Almejur-Joch empor und umfängt die Fallesinspitze. Hier teilt er sich. Ein Strang leitet ostwärts über das Kaiserjoch zur Parseierspitzgruppe, der andere wendet sich an der Westseite des Kaisertales gegen Norden und strebt zum Schwarzen Kranz empor. Von dort kehrt er scharf gegen Westen um, zieht ins hintere Krabachtal hinein und umschlingt nach Norden ausgreifend die Krabach- und die Rüfispitze. An der West- und Südseite der Rüfispitze schließen die Kreideschiefer dann im Pazieltal mit denen zusammen, welche unseren Ausgangsort gebildet haben.

Schreiten wir vom Pazieler Joch gegen Norden, so stehen wir bald vor der gewaltigen schiefen Pyramide der Roggspitze, welche in den Kreideschiefern wie ein Zahn im Kiefer steckt.

Sie besteht aus intensivst verfalteten Aptychenkalken. Daneben sind aber auch Liaskalke, oberrätische Kalke und Hauptdolomit am Aufbau beteiligt.

Nördlich der Roggspitze sitzt noch eine wie ein Bohrer gewundene schmale Kalklage in den Kreideschiefern.

Weiter nördlich legt sich dann eine ausgedehnte, aber nicht mächtige Platte von Hauptdolomit auf die Kreideschiefermulde, welche die Form einer flachen Mulde einnimmt.

Der zu dieser Mulde verbogene Hauptdolomit ist großenteils sehr stark ausgewalzt und zeigt besonders in der Richtung von Süden gegen Norden eine scharfe Zunahme der Mächtigkeit.

Auf allen Seiten umgeben Kreideschiefer unsere Dolomitmulde und schießen unter dieselbe hinein.

Die Gipfel Erlerspitze, Fallesinspitze, Zwölferspitze, Schwarzer Kranz, Krabachspitze, Gümplekopf, Rüfispitze stellen die Ränder derselben dar.

Im Hohlraum dieser Dolomitmulde finden wir nun neuerdings eine noch höhere, ganz ähnlich verbogene Schubmasse, die jedoch teilweise aus viel älteren Gesteinen besteht.

Zwischen der unteren und der oberen Schubmasse stellen sich einzelne, nicht zusammenhängende Linsen von verschiedenen Schichten, wie Kössener Schichten, oberrätische Kalke, Aptychenkalke ein. Es handelt sich offenbar um Schichtkörper, welche an der Basis der oberen Schubmasse mitgeschleppt und ausgebreitet wurden.

Die obere Schubmasse selbst wird größtenteils auch von Hauptdolomit hergestellt. An ihrer Westseite erscheinen jedoch außerdem Raibler Schichten, Partnachsichten und Muschelkalk. Innerhalb der Schubmasse liegen diese einzelnen Stufen ganz regelmäßig übereinander. Im Streichen gegen Osten werden jedoch Muschelkalk, Partnachsichten von der Basalschubfläche bald völlig abgeschnitten.

Dieser Vorgang ist am klarsten im hintersten Almejurtal am Gehänge von Erlerspitze und Fangekarspitze zu sehen.

Die Serie des Muschelkalks ist am besten an der Westseite des Krabachjochs aufgeschlossen und durch die neuen Weganlagen zu der Stuttgarter Hütte gut begehbar gemacht. Wir begegnen von unten nach oben: Eisendolomiten, spätem Breunerit, dunklen Crinoidenkalken mit Ammoniten, Mergeln mit Schalendurchschnitten, Hornsteinknauerkalken, Knollenkalken, hellen Dolomiten mit oft mächtigen grauen Hornsteinwucherungen, die wie Schlacken herauswittern.

Darüber legen sich die Partnachsichten, hellgraue, meist aber schwarze Tonschiefer und Mergel, eine Zone von blauen, oft konglomeratischen und brecciösen Kalken und schwarze Mergel. Herr Dr. Hackl hatte die Güte, zwei Analysen des Eisendolomits und eine des Breunerits auszuführen. Es hat sich ergeben:

Unlös. Rückstand	8.03 % (darin 0.16 % FeS_2)	0.94					
FeO_3	12.07	5.21			Al_2O_3	6.02	
Mn_3O_4	0.30	Spur				1.57	
$CaCO_3$	46.67		52.94	{ 9.68 CaO	$FeCO_3$	51.35	{ 31.85 FeO
				{ 23.26 CO_2			{ 19.50 CO_2
$MgCO_3$	28.12		39.97	{ 19.01 MgO	$MnCO_3$	6.27	{ 0.17 MnO
				{ 20.96 CO_2			{ 0.10 CO_2
H_2O	5.15		1.88		$CaCO_3$	6.81	{ 3.82 CaO
							{ 2.99 CO_2
					$MgCO_3$	32.93	{ 15.66 MgO
					H_2O	0.64	{ 17.27 CO_2
	100.34		100.44				
Geringe Mengen organischer Substanz		Geringe Mengen von organischer Substanz		Geringe Mengen Eisen als Oxyd und organische Substanz			
1.4 $CaCO_3$: 1 $MgCO_3$		1.1 $CaCO_3$: 1 $MgCO_3$					
Von Brauneisenstein durchsetzte Dolomite				Breunerit			

Über den Partnachsichten sind sofort Raibler Schichten eingeschaltet.

Das Vorkommen der Raibler Schichten im obersten Krabachtal war schon Escher v. d. Linth bekannt. Er hat dann im Jahre 1857 die Stelle nochmals in Begleitung F. v. Hauers und Frh. v. Richthofens besucht und der letztere berichtet, daß sie hier eine

Fauna der Raibler Schichten der Südalpen in ihrer reichsten Entfaltung zusammen mit mehreren für St. Cassian charakteristischen Arten gefunden hätten.

Über den Sandsteinen der Raibler Schichten schieben sich dann graue, löcherige stark gefaltete Rauhacken ein, welche gegen oben in brecciöse Dolomite übergehen. Diese bilden den Beginn der mächtigen Schichtfolge des Hauptdolomits.

Die über den grauen Rauhacken zum Beispiel am Erler Joch und an der Fanggekar Spitze eingeschalteten brecciösen Dolomite erweisen sich als stark bituminös, sind vielfach sehr fein geschichtet und gefältelt.

Aus Hauptdolomit besteht der Felskamm Fanggekar Spitze, Kuglerspitze, Hintere und Vordere Schmalzgrubenspitze und Gesteinsspitze.

Jüngere Schichten sind im Bereiche dieser Schubmasse nicht erhalten. Die Basis der Kreideschiefer taucht erst wieder unter den schroffen Nordwänden des Kammes Krabachspitze-Rüfispitze hervor.

Im sogenannten „Ochsengümple“ breiten sich die charakteristischen weichen Schiefer weiter aus und führen auch wieder die Orbitulinenbreccien. Gegen das westlich benachbarte tiefe Bockbachtal stürzen die Kreideschiefer in jähem, schwarzen, von wilden Runsen durchfurchten Wänden nieder. Noch großartiger sind diese Wände dann unter der Krabachspitze entwickelt.

Unter den Kreideschiefern kommt nordwärts die Gruppe der Wöster Spitze heraus. Diese Bergmasse besteht aus einer mächtigen, flach südwärts geneigten Platte von Hauptdolomit, welche streckenweise von gelblichen Rauhacken unterlagert wird.

Über dem Hauptdolomit stellen sich Kössener Schichten, oberrätische Kalke, Liaskalke, Fleckenmergel und in isolierten Resten auch Tithonkalke ein. Die Kreideschiefer sind mit ihrem Untergrunde transgressiv verbunden.

Wir erkennen unschwer in der Wöster Spitze den Nordrand der großen Kreidemulde, deren Südrand in unserem Profil die Valluga bildet.

Gegen Norden bricht die Wöster Spitze mit einer steilen Wand zum breiten Wöster Sattel nieder.

Wieder stehen wir bei einer mächtigen Zone von Kreideschiefern, auf welche die Masse der Wöster Spitzen aufgeschoben ist.

Diese Aufschiebung ist besonders an der Westseite der Wöster Spitzen in dem tiefen Trogtal des Walkersbaches deutlich zu erkennen.

Während an der Wöster Spitze unter dem Hauptdolomit nur noch Fetzen von Rauhacken auftreten, vervollständigt sich diese Schubmasse gegen Westen rasch durch Hinzutreten von Arlbergschichten—Partnachschieben und Muschelkalk. Legen wir unser Profil nicht durch die Wöster Spitzen, sondern durch den etwa 2 km westlicheren Kamm des Rüfikopfs über die Schafalpe gegen Lech, so finden wir unter dem Hauptdolomit eine vollständige Serie bis zum Muschelkalk, welcher knapp östlich vom Dorfe Lech im Talgrund ansteht. Die Zeichnung Taf. XIV gibt eine Vorstellung von der Raschheit,

mit welcher die Schubmasse der Wöster Spitzen an ihrer Basis tiefere Schichtglieder aufnimmt.

Die Kreideschiefer vom Wöster Sattel sind im allgemeinen reicher an Sandsteinen als die Kreideserie im Paziell.

Orbitulinenbreccien fand ich auch hier, und zwar knapp nördlich des tiefsten Teiles des Sattels.

Auf den Kreideschiefern befinden sich nördlich des Wöster Sattels einzelne kleine Reste der abgewitterten Schubmasse der Wöster Spitzen.

H. Mylius hat bereits in Bd. I seiner „Geologischen Forschungen an der Grenze von Ost- und Westalpen“ Tafel II, Fig. 10, einen solchen kleinen Deckenzeugen aus Hauptdolomit verzeichnet.

Unter den Kreideschiefern tritt nordwärts eine intensiv verfaltete Zone von Aptychenkalken, roten, grünen Hornsteinkalken mit einem Kern von Fleckenmergeln hervor (Fig. 2).

Wir sind nicht mehr im Bereiche der Tithon-Entwicklung des Flexenpasses, sondern im typischen Lechtaler Oberjura. Diese Zone bildet den Kamm vom Horn bis zur Rappenspitze, wo sich dieselbe ins Bockbachtal herabzieht und um die Lärch- und Pimigspitze sich ins Kaisertal hineinbiegt.

Auf diesem Wege schneidet der sehr kompliziert gebaute Zug auch das vordere Krabach- und das vorderste Almejurtal. Am Westgehänge des Horns (östlich von Lech) sinkt unser Zug, wie Taf. XIV zeigt, unter der aufgelagerten Triasschubmasse sehr rasch ab und wird dabei zugleich wesentlich verschmälert.

Die Triasschubmasse selbst übersetzt bei Stubenbach den Lech und bildet jenseits die Decke des Kriegerhorns und weiter jene des mächtigen Kammes Mohnen Fluh—Braunarlenspitze.

Die Karte, welche H. Mylius 1909 von diesem Gebiete veröffentlicht hat, gibt die Umriss dieser Schubmasse mit Ausnahme kleiner Details ganz richtig wieder.

Sonst enthält diese Karte allerdings noch große Fehler. Am Südhang des Kriegerhorns sind zum Beispiel Raibler Schichten und Arlberg-schichten nicht getrennt und der Muschelkalk ist nordöstlich von Lech beträchtlich ausgedehnter.

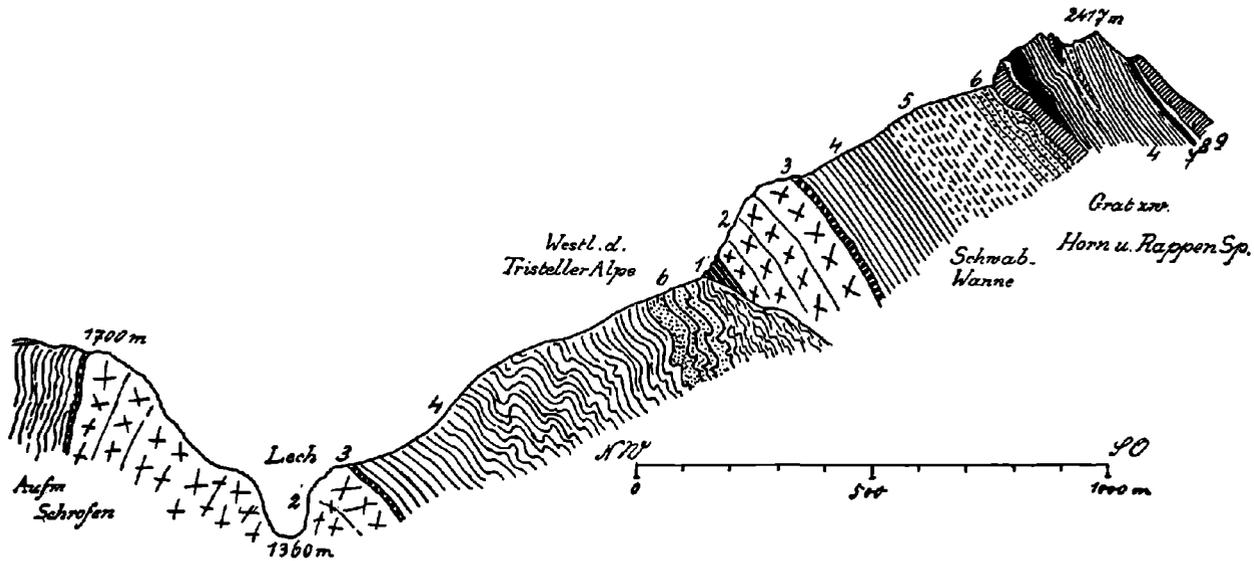
Außerdem sind aber in den als Liasfleckenmergel kartierten Gebieten von Gaisbachalpe—Bergeralpe und im Quellengebiet der Bregenzer Ache Breccien mit *Orbitulina concava Lam.* in großer Verbreitung vorhanden, welche einen wesentlichen Teil dieser Schichtmassen in die Kreide verweisen.

Besonders schöne Orbitulinenbreccien fand ich bei der Gaisbachalpe und knapp östlich des Sattels zwischen Kriegerhorn und Mohnen Fluh.

Wir haben hier die Fortsetzung der Kreidezone des Wöster Sattels vor uns.

An der in Taf. XIV abgebildeten Nordwestflanke des schönen Bergkammes Horn—Höllenspitze erkennen wir sodann unterhalb der stark verfalteten Zone eine Schichtgruppe, welche von Osten mit reichem Schichtbesitz in unser Gebiet eintritt und hier an einer schrägen Be-

Fig. 2.



Zeichenerklärung:

- 1 = Kössener Schichten.
 2 = Oberrätischer Kalk.
 3 = Rote Liaskalke.
 4 = Fleckenmergel und Kalke.

- 5 = Graue quarzitische Lagen der
 Fleckenmergel.
 6 = Manganschiefer der Flecken-
 mergel.

- 7 = Grüne Hornsteinkalke.
 8 = Rote Hornsteinkalke.
 9 = Aptychenkalke.

wegungsfläche Schritt für Schritt die unteren Schichtglieder vom Hauptdolomit bis zu den Fleckenmergeln verliert.

Die mächtige, aus drei Stockwerken bestehende Hauptdolomitmasse der Höllenspitze stellt eine Ecke der großen Schubmasse des Allgäuer Hauptkammes dar. Diese ausgedehnte Schubdecke überschreitet zwischen Hinter-Ellenbogen und Lechleiten den Lech.

Sie ist dabei in drei Schuppen zerspalten, von denen jeweils die südlichere die nördlichere überschiebt.

Zwischen der südlichen und mittleren Schuppe ist die von C. A. Haniel beschriebene Gosau des Hochalpinen eingeschaltet.

Zwischen der mittleren und nördlichen finden wir am Gehänge des Biberkopf nur schmale Streifen von Plattenkalk und Kössener Schichten eingefügt. C. A. Haniel hat diese Verhältnisse in seiner Arbeit „Geologische Verhältnisse der Südabdachung des Allgäuer Hauptkammes . . . Zeitschrift d. D. Geol. Ges. 1911, Bd. 63, H. 1“ völlig zutreffend dargestellt.

Im Bereiche der Höllenspitze erscheint nach meinen bisherigen Erfahrungen Dolomit auf Dolomit geschoben, ohne Einschaltung der weiter östlich vorhandenen jüngeren Schichtglieder.

Auf den Dolomit der südlichen Schuppe, welche den Gipfel der Höllenspitze zusammensetzt, legen sich regelrecht Kössener Schichten, oberrätische Kalke, rote Liaskalke und Fleckenmergel.

Verfolgt man diese Fleckenmergel gegen Osten, so vervollständigt sich dieser Zug durch Hinzukommen von Radiolariten- und Aptychenkalken, auf denen dann bei Holzgau die ebenfalls zuerst von C. A. Haniel beschriebenen senonen Mergel lagern.

Unter dieser ganzen so scharf abgeschrägten Schichtgruppe tritt nun von Teschenberg bis in die Gegend von Stubenbach ein mächtiges System von Fleckenmergeln hervor, welche in mehrfache Falten und Schuppen gelegt sind, an denen, soweit man sieht, noch rote Liaskalke, oberrätische Kalke, Kössener Schichten und Hauptdolomit teilnehmen.

Wir haben einen Teil jener ausgedehnten Zone von Liasfleckenmergeln vor uns, welche sich um den Biberkopf herum an der Nordseite des Allgäuer Hauptkammes bis ins Fenster von Hinterhornbach und in jenes von Nesselwängle erstreckt. Diese Zone betritt an der Westflanke des Biberkopfs tirolisches Gebiet und überschreitet südlich von Lechleiten den Lech.

Weiter östlich zeigt diese Liaszone meist flache Lagerungen, die gegen Westen allmählich in lebhaftere Faltung übergehen. Die Lechtaler Schubmasse liegt in deutlicher Weise als Schubdecke auf diesem weiten Fleckenmergelland wie übereinstimmend die Arbeiten von Rothpletz, Schulze, Haniel, Pontopidan und Ampferer erwiesen haben.

Der Alpenquerschnitt (Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. 1911) durchschneidet diese Region im Fenster von Hinterhornbach.

Streckenweise ist der ursprüngliche Rand der Lechtaldecke von der Erosion ziemlich verschont geblieben und an solchen Stellen zeigen sich dann die durch den Vers Schub erzwingenen lebhaften Faltungen

und Einrollungen. In der Arbeit über den Alpenquerschnitt ist in Fig. 7 der Wiedenerkopf als Beispiel einer solchen Struktur beschrieben worden.

Ähnliche Erscheinungen treten auch an der Nordseite der kühnen Trettachspitze und des Biberkopfs zutage.

H. Mylius hat diese „Stirnrunzeln“ der großen Schubdecke für den Beweis genommen, daß hier am Biberkopf die Lechtaldecke mit der nördlichen Liaszone regelrecht als Sattel und Mulde verbunden sei. Er gibt in seinen „Geologischen Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen“ im I. Band in Fig. 18 ein Profil durch Elfer- und Biberkopf, welches nach seiner Auffassung diesen wichtigen Zusammenhang beweisen soll.

Eine genauere Besichtigung ergibt aber im Gegenteil, wie schon C. A. Haniel betonte, daß diese Faltungen keine regelmäßige Verbindung darstellen.

Diese Faltungen sind sogar Anzeichen einer sehr starken Verschiebung und sie werden sämtlich von einer und derselben großen Bewegungsfläche unterfahren. Der Ausstrich dieser Bewegungsfläche läßt sich von der Nordseite des Biberkopfs an Lechleiten vorbei ununterbrochen über den Lech verfolgen und gibt sich hier als jene Linie zu erkennen, an welcher die schon erwähnten großen Abscherungen stattgefunden haben.

Auch hier finden wir an der Höllen- und an der Mittagsspitze lebhaftere Runzelung im Hauptdolomit und an der Basis der Dolomitmasse liegt ein großes Charnier aus Kössener Schichten, oberrätischem und Liaskalk, das offenbar an der Sohle der großen Schubmasse bei einer gegen Westen gerichteten Bewegung zurechtgebogen wurde.

Angesichts dieser nur durch eine große Bewegung erklärbaren Strukturen besteht kein Zweifel, daß sich die Schubfläche der Lechtaldecke durch das Nordgehänge des Kammes Höllenspitze-Horn fortsetzt. Sie findet aber auch hier kein Ende, wenn auch der Schichtbesitz der gewaltigen Masse des Allgäuer Hauptkammes an ihr entlang so außerordentlich vermindert wird.

Gegen Westen zu nähert sich diese Bewegungsfläche derjenigen, welche wir an der Basis der Wöster Spitzen getroffen haben. Bei Stubenbach sind beide Flächen nur durch eine Lage von Fleckenmergeln getrennt. Hier greifen beide Schubflächen wieder über den Lech gegen Norden vor. Die obere unterfährt, wie ich schon bemerkte, dabei die Gipfel von Kriegerhorn, Mohnen Fluh, Braunarlenspitze, während die tiefere die Deckenzeugen des Karhorns und jene der Gaisalpe vom Untergrund der großen Liaszone scheidet.

Karhorn und die Schollen bei der Gaisbachalpe sind also auch stark reduzierte Stücke aus der Westfortsetzung des Allgäuer Hauptkammes, wobei die schöne Gruppe des Karhorns tektonisch dem Biberkopf entspricht.

Diese Berggruppe des Karhorns (Aarhorn der Originalkarte 1 : 25.000) mit den Kanzeln des Warther- und Auenfelder Horns wird allseitig von Liasmergeln umgeben und hebt sich daher ungemein frei aus der weichgeformten flachen Umgebung empor.

Rothpletz hat in seinen Alpenforschungen II. 1905 auf Tafel I, Fig. 6, ein Profil durch das Karhorn gegeben und bereits die tektonische Gleichstellung mit dem Biberkopf ausgesprochen. Sein Profil ist allerdings stark schematisch und die tektonische Verbindung mit dem Biberkopf vollzieht sich auch nicht so wie Rothpletz vermutet hatte. Er glaubte nämlich, daß die isolierte Lage dieses von ihm erkannten Deckenzeugen beiderseits durch gegen Norden gerichtete Querverschiebungen bewirkt würde, was denn schon durch die Detailaufnahme von H. Mylius 1909 widerlegt worden ist.

In dieser Arbeit zählt H. Mylius die Decke des Karhorns ebenfalls zur Lechtaldecke, nur legt er den Schnitt der mit *L* bezeichneten Bewegungsfläche etwas zu hoch an die Stelle einer sekundären Verschiebung.

Die Decke des Karkorns besteht aus der unteren Hälfte eines gegen Norden überschlagenen Sattels, dessen Kern von Hauptdolomit gebildet wird.

Wie das Profil auf Taf. XIV zu erkennen gibt, haben wir wieder ein Stück der Stirnregion der Lechtaldecke mit einer prachtvollen Einrollung vor uns.

H. Mylius hat sich dann später in seinem Werke „Geologische Forschungen an der Grenze von Ost- und Westalpen“ wieder mit dem Karhorn beschäftigt und zeichnet neuerdings ein Profil 6, Tafel I, durch diesen Berg.

Diesmal kommt er nun zur Ansicht, daß die Decke des Karhorns nicht zur Lechtaler Schubmasse gehöre, sondern nur eine lokal hervorgetriebene Schuppe aus dem Untergrund der großen Liasmulde vorstelle.

Diese Deutung ist sowohl nach der Karte, welche H. Mylius 1909 veröffentlicht hat, als auch nach meinem Befunde ganz ausgeschlossen.

Die Aufwölbung, aus der die Schubmasse des Karhorns ausgestoßen sein soll, ist nämlich oben geschlossen und besteht außerdem nur aus einem Kerne von oberrätischem Kalke.

Hier versagt die rein lokale Erklärung von H. Mylius ebenso wie am Biberkopf.

Westlich vom Karhorn und den kleinen Deckenzeugen bei der Gaisbachalpe gehört dann die Schuppe, welche den Gipfel der Juppenspitze krönt, wohl ebenfalls noch zur Fortsetzung der Schubmasse des Allgäuer Hauptkammes. Auch diese ziemlich kompliziert gebaute Schuppe liegt zwischen den schon mehrfach erwähnten zwei Bewegungsflächen.

Es ist daher nicht wie es Rothpletz 1905 und Mylius 1909 vorgeschlagen hat, die Schubfläche unter der Braunarlenspitze und der Mohnen Fluh direkt mit jener des Karhorns und des Biberkopfs zu verbinden. Die Bewegungsfläche unter Braunarlenspitze—Mohnen Fluh—Kriegerhorn ist die Fortsetzung jener unter den Wösterspitzen. Die Bewegungsfläche unter dem Gipfel von Juppenspitze und Karhorn dagegen ist dieselbe wie unterhalb von Horn- Höllenspitze und weiter von Biberkopf-Allgäuer Hauptkamm.

Wir kommen somit zur Anschauung, daß die Schubmasse des Allgäuer Hauptkammes unmittelbar mit dem Gebirgskamm Höllenspitze—Horn in Verbindung steht, jedoch in diesem Bereiche zwischen der liegenden und einer hangenden Bewegungsfläche scharfe Reduktionen erleidet. Karhorn, die Schollen bei der Gaisalpe, Gipfelzone der Juppenspitze . . . gehören ebenfalls zu diesem großen Schubkörper, sind aber möglicherweise nicht bloß durch Erosion, sondern auch durch Abscherung davon getrennt worden.

Die Überschiebungstirne des Karhorns liegt, wie wir wissen, auf der mächtigen Liaszone, welche sich am Sattel von Hochkrumbach ausbreitet.

Da sich auch noch Fleckenmergel an der Einrollung dieser Stirn beteiligen, so stoßen hier die Fleckenmergel der Schubstirn mit denen des Untergrundes unmittelbar zusammen und können bei flüchtiger Betrachtung eine regelmäßige Verbindung vortäuschen. Diese Trennungslinie in den Fleckenmergeln nördlich des Karhorns ist von H. Mylius auf seiner Karte von 1909 bereits verzeichnet.

Die breite, mehrfach verbogene Liaszone, welche sich westwärts über Schröcken und Schadonapaß ins große Walsertal weiter erstreckt, gehört schon zu jener Gebirgsmasse, die von Rothpletz als „Allgäuer Schubmasse“ bezeichnet wurde.

Rothpletz ist der erste gewesen, welcher klar die großen tektonischen Zusammenhänge erkannte und auf Grund von durchschneidenden Bewegungsflächen das Gebirge in Allgäuer- und Lechtaler Schubmasse zerlegte. Wie sehr sich auch im einzelnen die Umgrenzung der Schubkörper bei der Detailaufnahme verändert hat (man vergleiche die beiliegende Skizze, jene in Verh. 1912, S. 203 und im Jahrbuch 1911, S. 668, mit der Karte, welche Rothpletz 1905 im II. Teil seiner Alpenforschungen veröffentlicht hat) die Tatsache einer tiefgreifenden Zerlegung ist nur um so deutlicher herausgearbeitet worden.

In dieser Arbeit habe ich zu zeigen versucht, daß die von H. Mylius gegen die großen einheitlichen Bewegungsflächen erhobenen Einwände in diesem Gebiete nicht berechtigt sind.

Bei der Beschreibung des Profils von Arlberg zum Karhorn, hat sich nun aber eine viel weitergehende Zerteilung in Schubmassen ergeben, deren Bedeutung nun noch zu untersuchen bleibt.

Wenn wir im Norden beginnen, so haben wir über der Allgäuer Schubmasse die Lechtaler Decke.

Über der Lechtaler Decke finden wir die Schubmasse der WösterSpitzen, welche sich jedoch gegen Osten nicht weit verfolgen läßt, dagegen nach Westen hin, wie wir erkannt haben, gleichsam die Rolle der Schubmasse des Allgäuer Hauptkammes übernimmt.

Es ist nun eine Frage, ob wir da eine neue höhere Decke vor uns haben oder nur eine südlichere Schuppe der großen Lechtaler Decke. Nach meinen bisherigen Aufnahmesergebnissen liegt nur eine allerdings recht ausgedehnte Teilschubmasse der Lechtaler Decke vor uns.

Dagegen müssen wir der nächsthöheren Schubmasse, welche über jener der Wösterspitzen lagert und allseitig von Kreideschiefern unterfahren wird, Selbständigkeit zugestehen.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß wir hier ein Stück von der westlichen Fortsetzung der Inntaler Decke zu erkennen haben. Dieser Gedanke wurde schon in der Beschreibung des Alpenquerschnittes ausgesprochen doch hat sich inzwischen herausgestellt, daß die dort in Fig. 24 gezeichnete Verbindung unrichtig und durch die beiliegende Skizze Fig. 3 zu verbessern ist.

Die Schubmasse der Wildtalerspitze stellt wohl nicht die Fortsetzung der Inntaler Decke dar, wie ich damals meinte, sondern ist eine Schuppe der Lechtaler Decke.

Jenseits des Flexenpasses würde dann die Decke der Hasenfluh wohl den westlichsten Rest der Inntaler Decke bilden.

Die mächtige, mit Kreideschiefern gefüllte Mulde zwischen Valluga und Wöster Spitze, in welcher das Ende der Inntaler Decke ruht, setzt sich noch weit gegen Westen mit ungefähr gleichem Bauplan fort. Das letzte Auftreten der Lechtaler Kreideschiefer habe ich im Bereiche der Scesaplana im Rätikon beobachten können.

W. v. Seidlitz hat in seiner Arbeit „Der Aufbau des Gebirges in der Umgebung der Straßburger Hütte — Straßburg 1911“ ein Profil (Fig. 1) durch die Scesaplana und den Mottenkopf gegeben. Hier haben wir wieder unsere Kreidemulde vor uns, wenn auch die Mächtigkeit und damit die Mannigfaltigkeit der Kreideschiefer durch die Erosion sehr beschränkt ist.

Auch sonst ist die Schichtenentwicklung in diesem Profil und dem nördlich des Arlberges eine auffallend ähnliche. Dies tritt sofort zutage, wenn man die verschiedenen Bezeichnungsweisen der Autoren berücksichtigt.

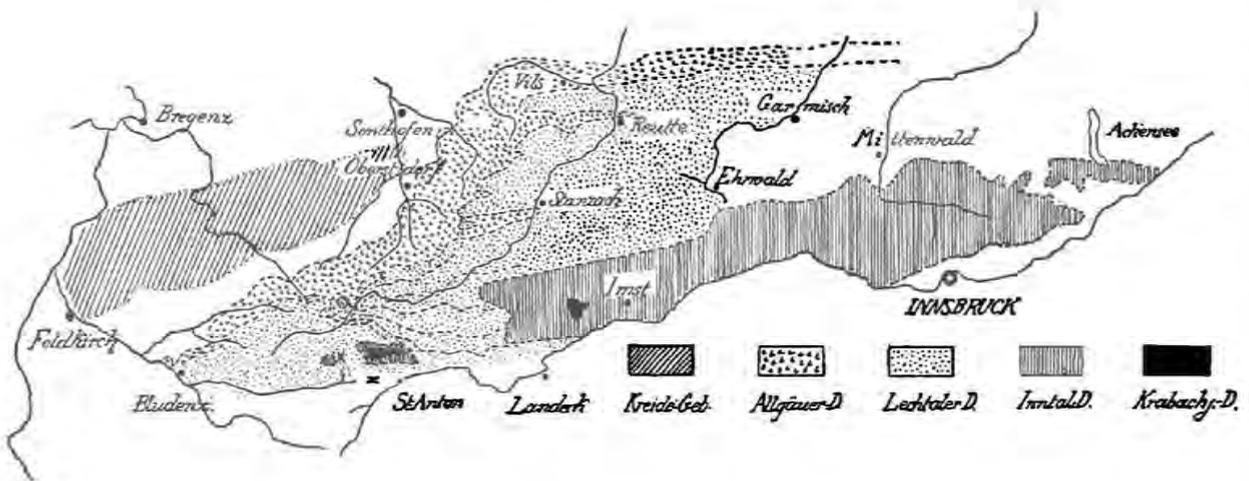
Benützt man die Gleichungen: Dachsteinkalk = oberrätischer Kalk, Adneterkalk = roter (grauer) Liaskalk, Hornstein = rote Tithonkalke, Aptychenkalk = graue Tithonkalke und Globigerinenschiefer = Kreideschiefer, so gelangt man zum selben Profiltypus. Diese Gleichsetzungen sind aber nicht etwa willkürliche, sondern auf Grund von eingehenden Vergleichen aufgestellt, welche ich sowohl im Rätikon als auch in der Zwischenstrecke bis zum Flexenpaß ausgeführt habe. Die Inntaler Decke ist aber in unserem Profil nördlich des Arlberges noch immer nicht die höchste. Wir haben gesehen, daß auf ihr neuerdings eine allseitig freie Schubdecke lagert, welche durch vererzten Muschelkalk, Fehlen von Arlberger Schichten oder Wettersteinkalk sowie reiche Entwicklung von Raibler Schichten ausgezeichnet ist. Das jüngste vorhandene Schichtglied bildet der Hauptdolomit.

Die Inntaler Decke trägt sonst nur noch bei Imst einen Rest einer höheren Decke, welcher erst im Sommer 1913 von mir sicher abgegrenzt werden konnte.

Hier krönt die Gosau des Muttekopfs die allenthalben bis auf den Hauptdolomit abgetragene Gebirgsmasse der Inntaler Decke.

An dem vom Muttekopfgrat gegen Süden abzweigenden Bergkamm, welchem Ödkarleskopf und Laagers entragen, hat nun die Neuaufnahme das Vorhandensein einer muldenförmig verbogenen Schubdecke

Fig. 3.



ergeben, welche aus Muschelkalk, Wettersteindolomit (vererzt), Wetterkalk, Raibler Schichten und Hauptdolomit besteht.

Fig. 4 zeigt in Umrissen eine Ansicht der ins Larsental abstürzenden Westhänge dieses Kammes.

Eine Ähnlichkeit mit der obersten Schubdecke am Krabachjoch ist nicht von der Hand zu weisen und es steht auch nichts im Wege, beide Deckenreste als Angehörige einer und derselben Decke aufzufassen, welche demnach die höchste im Bereiche der Vorarlberger und Tiroler Kalkalpen vorstellt. Ich schlage als Benennung dieser Decke Krabachjochdecke vor.

F. F. Hahn hat in den Verhandlungen 1912, Nr. 15, eine Einteilung der kalkalpinen Decken vorgeschlagen, welche auch die Gliederung der tirolisch-vorarlbergischen Kalkalpen betrifft.

Die Gesamtheit der Kalkalpen wird als austroalpine Masse bezeichnet. Diese Masse wird östlich der Traun in drei Einheiten, die Bajuvarische, Tirolische und Juvavische zerlegt. Jede von diesen Einheiten besteht wiederum aus kleineren tektonischen Bestandteilen. Die Bajuvarische Einheit enthält a) die tiefsten Schuppen der Randkette, b) die Zone des Zwischengebirges. Die Tirolische Einheit zerfällt in a) Wettersteindecke, b) Inntaldecke. Die Juvavische Einheit umfaßt a) die Berchtesgadener Schubmasse, b) die Lammer Masse, c) die Ischler Masse. Ein Blick auf die von Hahn gezeichnete Kartenskizze auf Seite 339 in Verhandlungen 1912 überzeugt uns, daß meine Allgäuer und Lechtaler Decke seine bajuvarische Einheit bilden. Ein Teil meiner Lechtaler Decke ist jedoch als Wettersteindecke abgetrennt und zur tirolischen Einheit verwiesen, welche auch noch meine Inntaler Decke enthält.

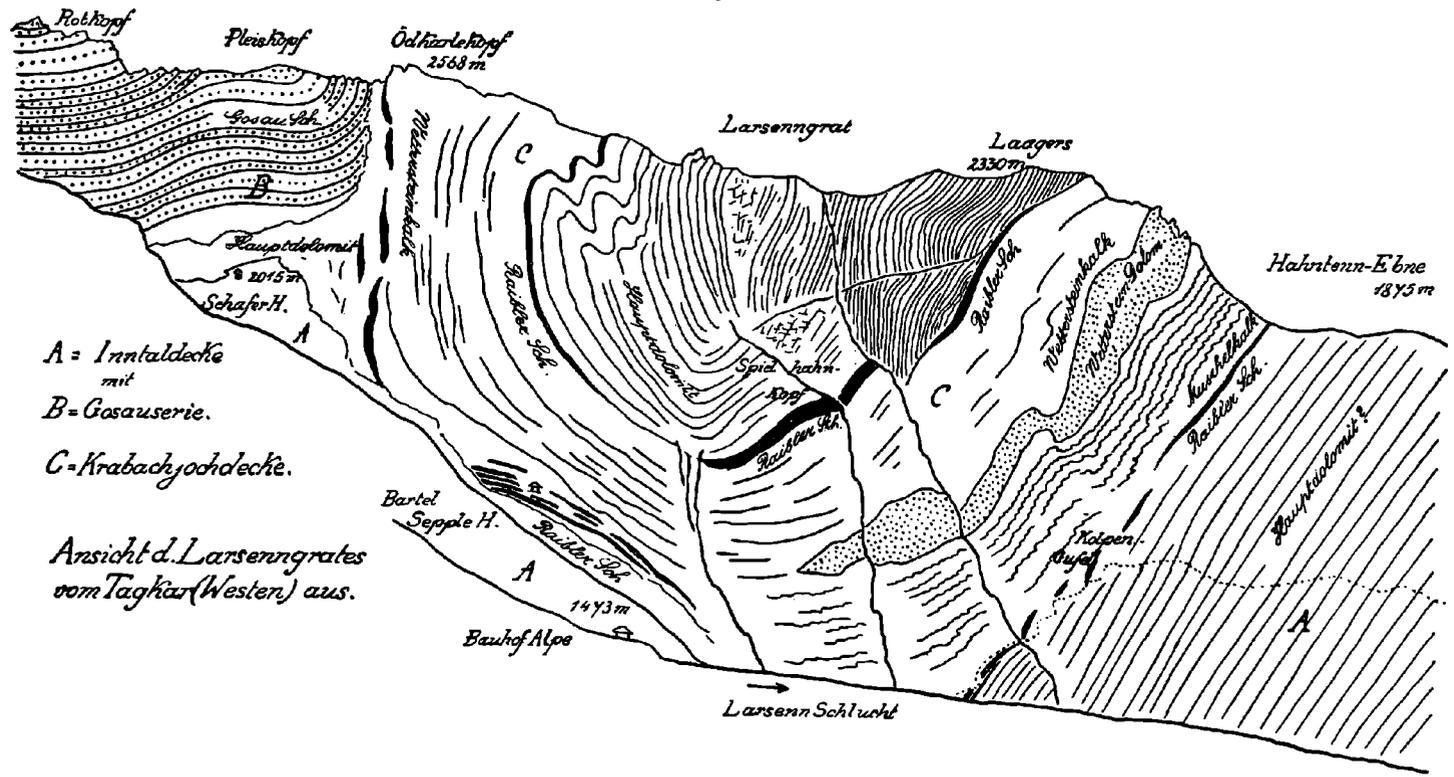
Die Grenzen der Einheiten müssen, wenn das gewählte tektonische Einteilungsprinzip konsequent beibehalten wird, von wesentlich bedeutenderen Schubflächen besorgt werden als jene der Unterabteilungen dieser Einheiten.

Das ist nun bei der von F. Hahn vorgeschlagenen Deckeneinteilung der tirolischen Nordalpen nicht der Fall. Die Abgrenzung der sogenannten tirolischen Einheit gegen die bajuvarische wird von Kufstein bis gegen Ehrwald in eine Zone verlegt, welche sicherlich nicht den Ausstrich einer großen einheitlichen Bewegungsfläche enthält.

Es ist die Grenze zwischen dem südlichen Alttriasgebirge des Pendling-, Guffert-, Unutzzuges, des Karwendel- und Wettersteingebirges gegen das von Hauptdolomit und jüngeren Schichten erbaute Vorgebirge.

Ich habe schon in Verhandlungen 1912, Nr. 7, in der Arbeit „Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges“ auseinandergesetzt, daß an der Nordseite von Wetterstein und Karwendel keine große und einheitliche Schubfläche nachzuweisen ist. Kleinere Störungen sind natürlich wie immer an der Grenze von Bereichen so verschiedenartigen Materials vorhanden, doch lassen sich dieselben nur mit theoretischer Gewalt vereinigen. Vom Unutz ostwärts ist dagegen eine zusammenhängende Überschiebung da, welche jedoch keine große Verschiebung gegenüber der nördlich vorgelagerten Neokom-

Fig. 4.



mulde bedeutet. Diese Überschiebung steht im engsten Zusammenhang mit der mächtigen Knickung der Neokommulde nördlich des Achensees. Dieselbe läßt sich jedoch, wie man auf den geologischen Kartenblättern Achenkirchen, Z. 15, Kol. V und Innsbruck—Achensee, Z. 16, Kol. V sehen kann nicht mit dem Nordrand des Karwendels verbinden. Es steht im Gegenteil das Sonnwendgebirge direkt mit dem Karwendel vorgebirge im Zusammenhang und daher muß auch der Unutz—Guffert—Pendlingzug als dessen Liegendes ebenfalls dazu gehören.

Es ist daher tektonisch nicht begründet, die Grenze zwischen zwei großen Einheiten in diese Zone zu verlegen.

Erst die Umgrenzung der Inntaler Decke ist überall derart einheitlich und ohne regelmäßige Verbindung mit Vor- und Rückland, daß man von einer großen selbständigen Decke reden kann. Die Inntaler Decke endet übrigens bei Münster im Unterinntal und setzt sich nicht, wie F. Hahn angibt, ins Kaisergebirge fort.

Behält man also die von F. Hahn vorgeschlagenen Namen bei, so muß zur „bajuvarischen Einheit“ auch auf das gerechnet werden, was er auf seiner Kartenskizze als „Wettersteindecke“ bezeichnet hat.

Als „tirolische Einheit“ hätte dann nur die Inntaler Decke eventuell mit der ihr aufgelagerten Krabachjochdecke zu gelten.

Die von F. Hahn gleichzeitig ausgesprochene Vermutung, daß die Schuppen von Freispitz, Wetterspitz, Valluga- und Fanggekar Spitze sich über Saladinaspitze und Gamsfreiheit bis in den Rätikon fortsetzen und zur Wettersteindecke gehören, ist durch die Darlegungen dieser Arbeit wohl als unmöglich erledigt. Es handelt sich hier lediglich um Teilschuppen der großen Lechtaldecke, welche sich gegenseitig ablösen und übergreifen. Dabei übernimmt immer die südlichere Schuppe die Rolle der zurücktretenden oder auskeilenden nördlicheren Schuppe.

Wenn wir die beiliegende Kartenskizze Fig. 3 näher betrachten, so erkennen wir, daß in der Anordnung und dem Verlauf der Deckenteilung in den Allgäuer und Lechtaler Alpen eine deutliche Abhängigkeit von dem Auftreten des Bregenzerwalder Kreidegebirges sich widerspiegelt. Weiter östlich dehnt sich die Lechtaler Decke in großer Breite und flacher Lagerung aus.

In diesem Bereich durchzieht sie unser Alpenquerschnitt. Mit dem Auftauchen des Kreidegebirges westlich der Iller geht eine scharfe Verschmälerung der Kalkalpen Hand in Hand.

Diese Verschmälerung wird nun aber nicht allein durch Erosionszuschnitt bewirkt, sondern sie entsteht zum Teil durch eine viel intensivere Zerteilung und Übereinanderschichtung der großen Lechtaler Decke. Dadurch wird es ermöglicht, die östlich in breitem Raum ausladende Schubmasse hier viel enger zu verpacken.

Zugleich tritt eine Reduktion der einzelnen Schubkörper hervor. Dieselben werden entweder, wie wir auf Taf. XIV sehen, meist von unten her abgeschert oder sie keilen ganz aus.

Außerdem wissen wir, daß Verschiebungen in der Richtung von Osten gegen Westen an der Vollendung dieser Gebirgsgruppierung vielen Anteil haben.

Ein Teil der hierherpassenden Erscheinungen ist bereits bei der Beschreibung des Alpenquerschnittes aufgezählt worden. Es mag hier noch erwähnt werden, daß die meisten der in den Allgäuer und Lechtaler Alpen aufgefundenen „Charniere“ mit ihrer Stirn nicht etwa gegen Norden, sondern gegen Nordwesten und Westen weisen.

Dazu ist auch das große Charnier zu rechnen, welches auf Taf. XIV im Nordgehänge von Höllen- und Mittagsspitze abgebildet erscheint.

Wenn wir noch einmal das Profil vom Arlberg zum Karhorn überblicken und mit dem von v. Richthofen entworfenen vergleichen, so müssen wir konstatieren, daß vor allem die Einzeichnung der Neigungsverhältnisse eine für jene Zeit sehr exakte ist. Auch in der Erkenntnis der Tektonik ist v. Richthofen in vieler Hinsicht glücklich und weitschauend gewesen. Er hat nicht nur den Zusammenhang der großen Mulde Valluga-Wöster Spitze (Westerberg) gesehen, sondern auch die Überschiebungen an der Nordseite des Schroffens, bei Lechleiten, am Nordfuß der Wöster Spitze und am Krabachjoch richtig beurteilt.

Die Hauptfehler sind durch unzureichende Stratigraphie in sein Profil hineingekommen, indem sowohl die Tithonkalke als auch Radiolarite und Aptychenkalke teils als Adneter Kalke, teils sogar als oberer Dachsteinkalk kartiert wurden. Die Kreideschiefer sind meist als Allgäuschichten (Fleckenmergel, Lias) eingetragen.

Aus dieser Stratigraphie hat sich dann jene merkwürdige Schlinge ergeben für die in der Natur keinerlei Bestätigung zu finden ist. Ganz unrichtig ist sein Charnier von Grabacher Spitze—Westerberg und die Deutung von Rogglaspitze—Valluga.

In dem Profil vom Arlberg zum Karhorn kommt der fischschuppenartige Deckenbau der Kalkalpen deutlich zum Ausdruck. Alle Bestandteile liegen, abgesehen von vereinzelt Schubschollen und Einrollungen, in aufrechter Schichtfolge vor. An den Bewegungsflächen wird deshalb das jeweils älteste auf das jeweils jüngste verladen.

Die Grenze von kristallinem und kalkalpinem Gebirge macht davon eine bemerkenswerte Ausnahme, indem die Kalkalpen fast durchaus mit ihren ältesten Gliedern an das Kristallin stoßen.

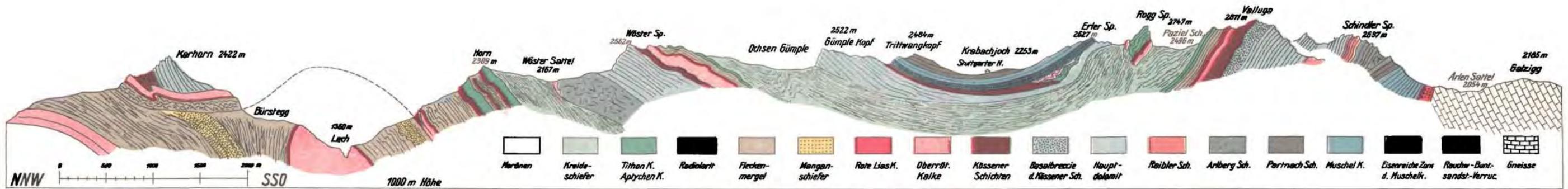
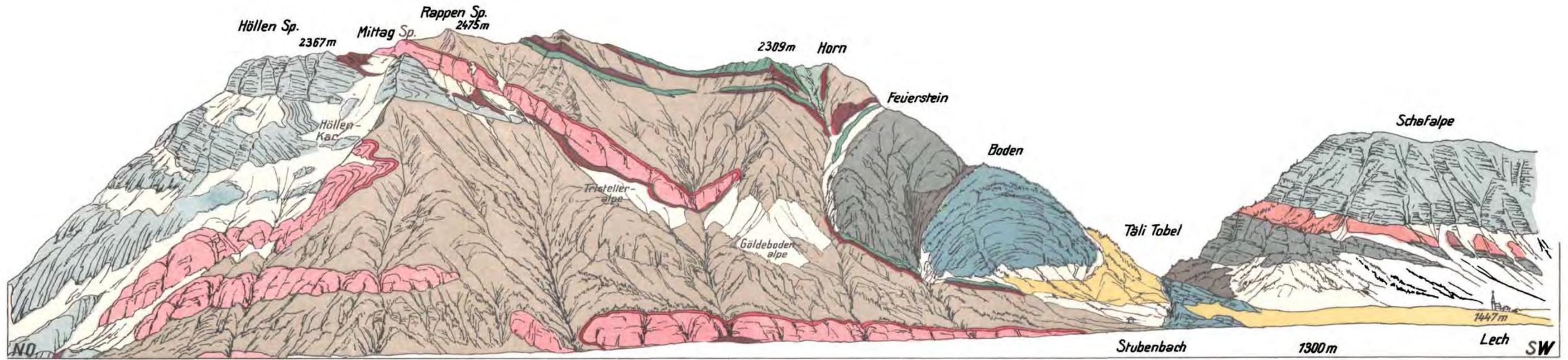
Trotzdem zieht hier unverkennbar eine Bewegungsfläche durch. Es wechselt an dieser wichtigen Grenze offenbar der Bauplan. Würde derselbe Bautypus beibehalten, so hätten wir hier alte Gneisse aufgeschoben auf Kreide zu erwarten. Auch Inntal- und Krabachjockdecke fallen aus dem Schuppenbau heraus, da sie frei gegen Süden enden. Nach Form und Lagerung können dieselben nur von Süden her bezogen werden. Dasselbe gilt von dem Schubkeil der Roggsspitze, welcher in den Kreideschiefern steckt und dem weiter östlich zwischen Almejur- und Kaiserjoch der Gipfel des Stanskogels tektonisch entspricht.

Erklärung zu Tafel XIV.

Die Ansicht des Bergkammes Höllen-Spitze—Horn—Schafalpe ist nach einem Entwurf des Verfassers mit Benützung der neuen Alpenvereinskarte von Ingenieur L. Aegerter von Dr. W. Hammer gezeichnet.

Dieser Bergkamm streicht in gerader Richtung südlich der Ortschaften Lech, Warth, Lechleiten von SW nach NO und stürzt unmittelbar zum Lech ab.

Das Profil verläuft von der Wöster Spitze zum Karhorn von SSO nach NNW und schneidet den Bergkamm unter annähernd rechtem Winkel am Gipfel des Horns (P. 2309 m). Ansicht und Profil ergänzen sich somit in der Weise, daß im Profil die von Süden gegen Norden erfolgten Bewegungen sich abbilden, in der Bergansicht dagegen auch die von Ost gegen West gerichteten zum Ausdruck kommen.



Kunstnstein M. Jaffé

Beiträge zur Geologie des Punjab (Ostindien).

Von Prof. Dr. Rudolf Zuber.

Mit 8 Tafeln (Nr. XV—XVII) und 19 Textfiguren.

Im Herbst 1913 hatte ich Gelegenheit, im Auftrage eines englischen Konsortiums einige Partien des Punjab¹⁾ in Ostindien zu bereisen und geologisch zu untersuchen, wobei meine Hauptaufgabe in dem Studium der daselbst vorhandenen Erdölvorkommen bestand.

Trotzdem ich infolge verschiedener Hindernisse nur kaum drei bis vier Wochen wirklich geologisch im Felde arbeiten konnte und bei der plötzlichen Abreise²⁾ nicht in der Lage war, eingehendere Vorstudien aus der vorhandenen Literatur vorher durchzuführen, sondern dies erst nach meiner Rückkehr nachholen konnte, so gelang es mir doch, einiges Beobachtungsmaterial zu sammeln, welches vielleicht zu einer wesentlichen Modifizierung der bisher angenommenen Ansichten besonders über den Bau der dortigen Gebirge beizutragen vermag.

Daher halte ich es für angezeigt, die Ergebnisse meiner, wenn auch nur recht fragmentären Untersuchungen hiermit der Öffentlichkeit zu übergeben.

I. Topographie.

Zur leichteren Orientierung soll das beigeschlossene Kärtchen dienen (Fig. 1).

Das von mir teilweise bereiste Gebiet wird im Westen durch den Indus, im Osten durch den Jhelum ungefähr begrenzt.

Der größte Teil dieses Gebietes ist eine von jungen Sedimenten ausgeglichene, jedoch stellenweise durch tiefgreifende Erosion zerschnittene, bis über 1700 engl. Fuß Seehöhe ansteigende Hochebene (Rawalpindi 1666 Fuß), welche „Potwar“ genannt wird.

Im Norden wird dieses Gebiet durch die mauerartig aufsteigende Margala-Kette eingesäumt, welche wieder die Verlängerung der äußeren Partien des gegen Nordost zu ansteigenden Hazara-Gebirges darstellt.

¹⁾ Für die Ortsnamen habe ich womöglich die englische, jetzt in der offiziellen Kartographie angenommene Schreibweise angenommen.

²⁾ Ich bin am 16. September 1913 vom Kanadischen Geologenkongreß in Bremen angekommen und mußte schon am 1. Oktober von Triest nach Bombay abreisen.

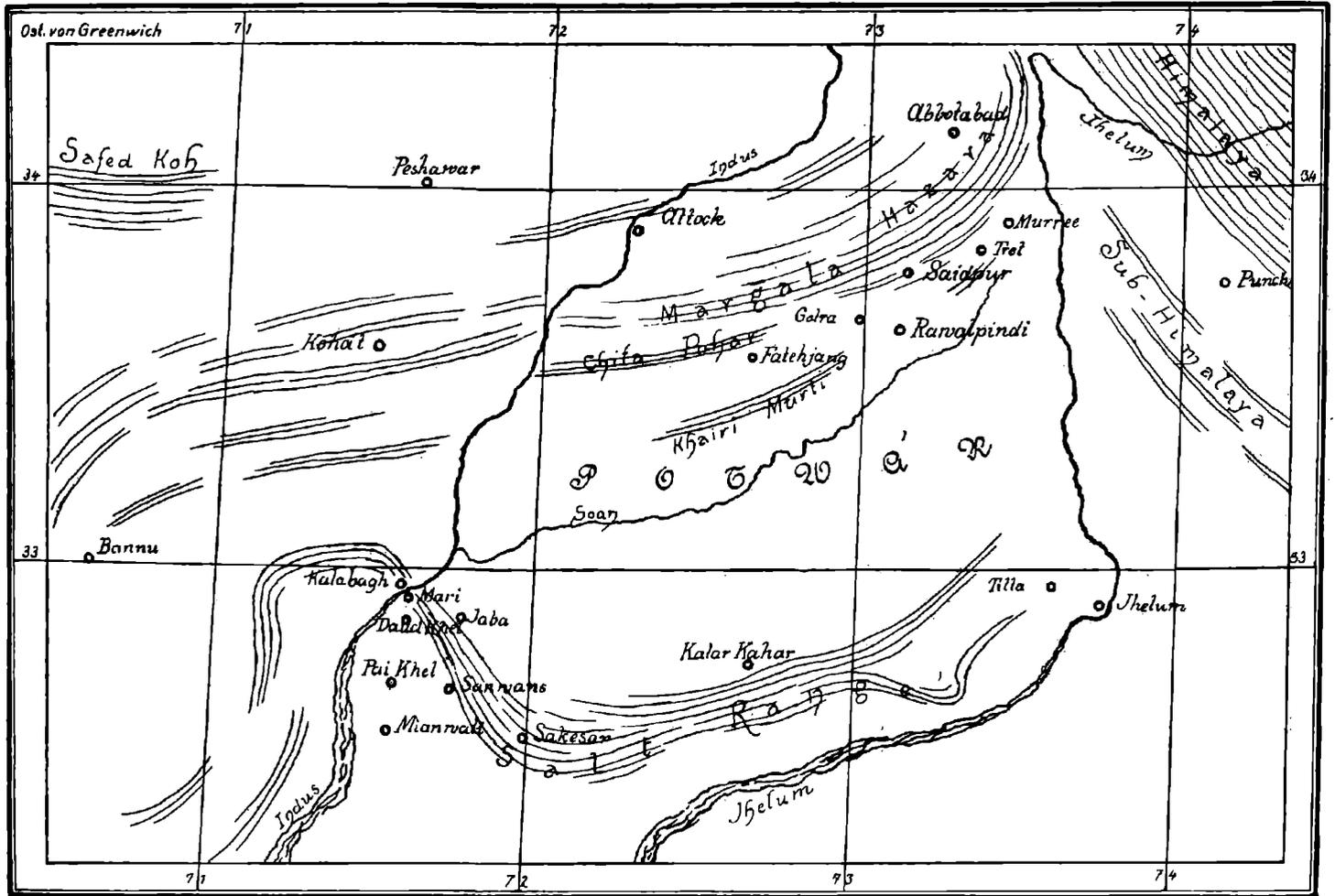


Fig. 1. Karte des Nordwestlichen Punjab.

Massstab approx. 1 200.000.

Etwa in der Mitte des Hochlandes erheben sich noch weitere fast ostwestlich verlaufende zwei kleinere felsige Ketten, und zwar die Chita Pahar und die Khairi Murti¹⁾-Kette.

Nach Süden zu erhebt sich der allmählich ansteigende Salt-Range, welcher dann in schroffen und gewaltigen Abstürzen das weiter im Süden folgende Tiefland begrenzt. Die mittlere Höhe des Salt-Range erreicht etwa 4500 Fuß (höchster Gipfel Sakesar 5010 Fuß), wogegen die unmittelbar im Süden anstoßende Ebene kaum 700—750 Fuß Seehöhe erreicht²⁾.

Bekanntlich ist der Verlauf der Salzkette von Tilla bis Sakesar ein fast rein ostwestlicher. Von Sakesar an beginnt der gewaltige Umbug nach Norden bis Kalabagh, wo nahe am nördlichsten Scheitel des Gebirgsbogens der Indus von Ost nach West durchbricht und in etwa 680 Fuß Seehöhe den Gebirgsrand verläßt.

Westlich vom Indus finden wir dann im Norden die direkte Fortsetzung der äußeren Hazara- und Margala-Ketten im Salzgebiete von Kohát, wogegen die Fortsetzung des Salt-Range von Kalabagh an zuerst wieder westlich und dann südlich umbiegt.

II. Bisherige Ergebnisse der geologischen Untersuchung.

Die geologischen Verhältnisse des nördlichen Punjab und der angrenzenden Gebiete wurden bereits in ganz ausgezeichneten und erschöpfenden Monographien und Karten behandelt.

Es seien im nachfolgenden nur die wichtigsten Arbeiten aufgezählt, und zwar:

- A. B. Wynne, Observations on some features in the Physical Geology of the outer Himalayan Region of the Upper Punjab, India. *Quart. Journ. Geol. Soc.* London 1874, Vol. 30, pag. 61—80.
- A. B. Wynne, The Trans Indus Salt Region in the Kohát District. *Memoirs Geol. Surv. of India.* Calcutta 1875. Vol. 11, Part 2.
- A. B. Wynne, On the Geology of the Salt Range in the Punjab. *Memoirs Geol. Surv. India.* Calcutta 1878, Vol. 14.
- A. B. Wynne, Note on the tertiary zone and underlying rocks in the North-West Punjab. *Records Geol. Surv. India.* Calcutta 1877. Vol. 10, Part 3, pag. 107—132.
- A. B. Wynne, On the Trans-Indus extension of the Punjab Salt Range. *Memoirs Geol. Surv. India.* Calcutta 1880. Vol. 17, Part 2.
- W. Waagen, Salt Range Fossils. *Palaeontologia Indica.* Series XIII. Calcutta 1879—1895. Vol. I, II, IV, hauptsächlich jedoch in Vol. IV. *Geological results*, pt. 1 (1889), pt. 2 (1891).
- F. Noetling, Beiträge zur Geologie der Salt Range, insbesondere der permischen und triassischen Ablagerungen. *Neues Jahrb. f. Min. etc.* Stuttgart 1901. Beilagebd. 14, pag. 369—471.
- C. L. Griesbach, The geology of the Safed Koh. *Records Geol. Surv. India.* Calcutta 1892. Vol. 25, pt. 2, pag. 59—109.

¹⁾ Bei Wynne und einigen anderen Autoren wird dieses Gebirge „Khairi Murut“ genannt. Bei den Eingeborenen habe ich jedoch immer nur „Khairi Murti“ gehört.

²⁾ Ich gebe die Höhen in engl. Fuß und die Entfernungen in engl. Meilen (miles) an, ohne dieselben in Meter und Kilometer umzurechnen, da eine eventuelle Orientierung und Kontrollierung nur mit Zuhilfenahme der offiziellen englischen Landkarten geschehen kann.

- H. H. Hayden, On the geology of Tirah and the Bazar Valley. Memoirs Geol. Surv. India. Calcutta 1898. Vol. 28, Part 1.
 C. S. Middlemiss, The geology of Hazara and the Black Mountain. Memoirs Geol. Surv. India. Calcutta 1896. Vol. 26.
 S. G. Burrard and H. H. Hayden, A sketch of the Geography and Geology of the Himalaya Mountains and Tibet. Part I—IV. Calcutta 1907—1908. Besondere Part IV. The geology of the Himalaya (Hayden).

Einige andere Publikationen werden außerdem nach Bedarf im nachfolgenden zitiert werden.

Nun will ich versuchen unsere bisherigen Kenntnisse über die Geologie des in Rede stehenden Gebietes auf Grund der obigen Literatur kurz zusammenzufassen.

Abgesehen von den überall verbreiteten mächtigen jungtertiären und quartären Bildungen können wir hier vier besondere geologische Gebiete unterscheiden, und zwar:

1. die Hazara-Margala Gebirgszone im Norden,
2. die Sub-Himalaja-Zone im Osten,
3. das Plateau von Rawalpindi oder „Potwar“ in der Mitte, und
4. das Gebiet des Salt-Range im Süden.

Wir wollen diese vier Gebiete nacheinander näher betrachten.

Von dem ersten (Hazara-Margala) Gebiete kommt hier nur die äußerste (südliche) Partie in Betracht, welche bereits von Middlemiss (l. c.) nach der dominierenden Formation „Nummulitic Zone“ bezeichnet wurde.

Das von der Ebene unvermittelt aufsteigende Felsengebirge besteht hier vorwiegend aus mächtig entwickelten grauen Kalksteinen, in welchen lokal meistens kleine Nummuliten angehäuft sind. Diese Nummulitenkalke sind zusammen mit ihrer Unterlage, welche hier am Gebirgsrande von rötlichen und braunen Jurasandsteinen und dolomitischen Kalken besteht, intensiv gefaltet und über das südlich anstoßende Vorland überschoben. Die oberen Lagen der Nummulitenkalke werden teilweise mehr schieferig, mergelig und knollig und enthalten zahlreiche Versteinerungen (Korallen, Echiniden, Gastropoden, Pelecypoden, größere Nummuliten etc.) und zeigen schließlich am Rande Übergänge zu den roten, braunen und grünlichen Sandsteinen und Schiefeln der „Kuldana-Series“.

In der zweiten, nämlich der gegen Nordost aufsteigenden Region („The Sub-Himalayan-Zone“ Hayden's) werden die ältesten¹⁾ zum Vorschein kommenden Ablagerungen als Subathu - Schichten bezeichnet und zum Eocän gestellt. Dieselben bestehen aus grünlichen und roten Tonen mit Gips-, Kalk- und Sandsteineinschaltungen. Sie enthalten zahlreiche Nummuliten.

Die darüber folgende Dagshai-Stufe besteht aus roten Tonen mit roten und grauen Sandsteinen mit Fukoiden und anderen problematischen Abdrücken. Es ist dies offenbar eine fischartige Bildung, welcher oligocänes Alter zugeschrieben wird.

¹⁾ Von den weiter im SO auftretenden, noch älteren Bildungen (Tal-series etc.) wird hier abgesehen.

Die noch weiter nach oben folgenden Sandsteine der Kasauli-Stufe bilden einen Übergang zu den jungtertiären Siwalik-Bildungen.

In tektonischer Beziehung sind diese Ablagerungen in NW—SO verlaufende Falten gelegt, welche teilweise von NO gegen SW überschoben erscheinen. Diese himalajische Faltungsrichtung schneidet daher die von NW kommenden Hazara-Falten beinahe rechtwinklig.

In der dritten Region, nämlich im Potwar, treten die Gebilde der beiden ersten (Hazara-Margala und Sub-Himalaja) in anscheinend komplizierten Kombinationen miteinander auf.

Die im Potwar isoliert aufsteigenden Felsenketten des Chita-Pahar (auch Kala-Chita genannt) und Khairi-Murti bestehen hauptsächlich aus mächtigen grauen Nummulitenkalken, welche bereits von Wynne mit den Nummulitenkalken der Hazara-Margala-Ketten identifiziert und als „Hill-Nummulitics“ zu der unteren Nummulitenformation gestellt wurden (*Lower Nummulitics*).

Die außerhalb dieser Ketten verbreiteten Nummulitenschichten, welche aus grünlichen Gipsmergeln, roten Tonen, sandigen Kalken mit großen Nummuliten, Austern etc. bestehen, identifiziert Wynne mit Medlicott's Subathu-Schichten; er stellt sie jedoch zum „Upper-Nummulitic“, wogegen die Subathu-Stufe von Medlicott, Lydekker und anderen Autoren in der Sub-Himalaja-Region ursprünglich für das ganze Eocän, also auch für das „lower Nummulitic“ aufgestellt wurde.

Nach oben folgen die Murree-Schichten¹⁾, welche aus alternierenden roten und grünlichen Tonen mit roten, grauen und grünlichen plattigen oder massigen, zum Teil konglomeratischen Sandsteinen, roten tonigen Knollenkalken u. dgl. bestehen. Fukoiden, Hieroglyphen und Wellenfurchen sind nicht selten. Es ist dies eine ausgesprochene Flyschbildung, welche mit den als Oligocän betrachteten Dagshai-Schichten der Sub-Himalaja-Zone in jeder Beziehung übereinstimmt. (Middlemiss betrachtet jedoch die Murree-Schichten als Miocän).

Bedeckt wird das ganze Gebiet durch die mächtige Siwalik-Formation und durch noch jüngere Sedimente.

In tektonischer Beziehung ist die ganze Nummuliten- und Murree-Serie des Potwar in unzählige, meistens steil aufgerichtete Falten zusammengeschoben, welche westöstlich oder SW—NO verlaufen, also wieder fast senkrecht zu den Himalajafalten. Wo die Schichten nicht ganz senkrecht stehen, ist nördliches, resp. nordwestliches Einfallen der Schichten weitaus vorherrschend.

Das unvermittelte Auftreten der felsigen Nummulitenkalke vom Gebirgstypus (Hill-Nummulitic) sucht Wynne²⁾ in der Weise zu erklären, daß er diese Kalkzüge als ursprüngliche Antiklinal-Aufbrüche auffaßt, welche nachträglich durch Zusammenpressung und Verwerfungen in die gegenwärtige Lage gebracht worden sind.

Die vierte Region ist der Salt-Range.

¹⁾ Eine ausführlichere Beschreibung dieser Schichten, wie auch die frühere Literatur (Medlicott, Lydekker etc.), gibt Wynne besonders in seiner Arbeit: Tertiary zone etc. in Records Geol. Survey of India, Calcutta 1877. Vol. 10. Part 3.

²⁾ Quart. Journ. Geol. Soc. London 1874 und Records Geol. Surv. India 1877, wie auch die beiden Arbeiten beigegebenen Durchschnitte.

Ohne auf die stratigraphischen Einzelheiten und Kontroversen welche in den eingangs aufgezählten Werken von Wynne, Waagen und Noetling bereits sehr ausführlich behandelt worden sind, näher einzugehen, will ich hier nur diejenigen Ergebnisse der bisherigen geologischen Erforschung dieses wichtigen Gebietes hervorheben, welche zur Klärung der tektonischen Verhältnisse beitragen können.

Die beste Grundlage zu diesem Zwecke bildet jedenfalls die ausgezeichnete geologische Karte von Wynne¹⁾, wobei jedoch für die stratigraphische Gliederung die von Noetling²⁾ begründeten Modifikationen und Ergänzungen zu berücksichtigen sind.

Das am tiefsten zum Vorschein kommende Glied der ganzen Schichtenfolge ist die Salzformation.

Dieselbe besteht aus überaus mächtigen, zumeist roten Tonen mit Salzflözen und Gipslagern. Ihre Lagerungsverhältnisse sind un-
gemein gestört und charakteristische Versteinerungen wurden daselbst nicht gefunden.

Über dieser Salzformation liegt zunächst ein dunkelroter Sandstein (Purple Sandstone Wynne's).

Die nächsten ausgeschiedenen Schichten bestehen aus schwarzen Schiefertönen mit glaukonitischen Sandsteinen und Kalken, welche eine unterkambrische Fauna geliefert haben. Die darüber folgenden gelblichweißen Sandsteine und Dolomite (Magnesian Sandstone Wynne's) sind nicht jünger als mittelkambrisch³⁾.

Die nächst jüngere Ablagerung ist ein dunkler Blocklehm (Boulder clay), welcher jetzt wohl von allen das Vorkommen kennenden Geologen als permokarbonische Glazialbildung betrachtet wird und nach oben zu in eine Serie von buntfleckigen Sandsteinen (Speckled Sandstone Wynne's) und Tonen übergeht.

Das nächste Glied nach oben bildet eine mächtige Schichten-
serie, welche vorwiegend aus Kalksteinen besteht (Productuskalk), die überaus reich an marinen Versteinerungen sind und das ganze obere Perm umfassen. Die darüber konkordant folgenden, aus Kalksteinen und Tonen bestehenden Schichten entsprechen der unteren Trias (Ceratiten-Kalkstein). Diese Permo-Triadische Kalksteinserie ist nur in der westlichen Partie des Salt-Range vorhanden.

Nach einer offenbaren Unterbrechung und auch nur auf die westliche Partie des Gebirges beschränkt folgen nun gelbe und rote Sandsteine, gelbe Dolomite, Oolite und bunte Tone (Variegated series Wynne's) mit Brachiopoden, Belemniten etc. jurassischen Alters.

Im östlichen Salt-Range folgen meistens über den unterpermischen Sandsteinen grünliche Schichten, welche zum Teil zur oberen Kreide gestellt wurden. Im westlichen Teile wurde von Koken⁴⁾ auch Unterkreide nachgewiesen.

¹⁾ Memoirs 1878. Vol. 14.

²⁾ Neues Jahrb. f. Miner. 14. Beil.-Bd.

³⁾ Vgl. hierüber auch K. Redlich, The Cambrian fauna of the Eastern Salt Range. Palaeontologia Indica. New Series. Vol. 1. Part 1. Calcutta 1899.

⁴⁾ Zentralblatt f. Min. etc. 1903, pag. 439-414.

Im ganzen Salt-Range folgt nun die Nummulitenformation, welche vorwiegend aus Kalksteinen, zum Teil aber auch aus Einschaltungen von dunkelgrünen Tonen (stellenweise Kohle führend) bestehen.

Auf der Nordseite des Salt-Range liegen stellenweise unmittelbar über den Nummulitenschichten rote Tone mit Gipslagern und dann wird alles durch die mächtigen Sandsteine, Konglomerate und Tone der Siwalik-Formation und durch noch jüngere Sedimente bedeckt.

Über die Tektonik des Salt-Range äußert sich Noetling¹⁾ kurz folgendermaßen:

„Ich möchte hier bemerken, daß die Salt-Range durchaus nicht als Faltengebirge aufzufassen ist, wie es nach Waagen (Geological Results, pag. 32) erscheinen möchte. Meiner Ansicht nach ist die sogen. Salt-Range nichts anderes als der Bruchrand eines gegen den Jhelum und Indus hin abgesunkenen Plateaus. Hiermit stimmt auch der tektonische Befund der Trans-Indus-Fortsetzung der Salt-Range aufs Beste überein.“

Wenn man jedoch die so gewissenhaft bearbeiteten Karten von Wynne²⁾ eingehender betrachtet, und zwar im Sinne der modernen alpinen Tektonik, so erkennt man sofort die Unhaltbarkeit dieser Auffassung von Noetling.

Die deutliche Bifurkation des Gebirges im Osten (gegen Jhelum zu), die bogenförmigen Krümmungen im Streichen der einzelnen Schichtenzüge, die sich in mehreren Profilen mehrfach wiederholende Schichtenfolge, die meistens steile Neigung der Schichten, die auffallende, nach Nord eingreifende Ausbuchtung des Gebirgsbogens am Indusdurchbruch zwischen Mari und Kalabagh, das Verschwinden der gesamten paläozoisch-mezozoischen Schichtenfolge zwischen dem Saltton und Eocän gegen den Indus zu und das Wiedereinsetzen derselben in der Trans-Indus-Fortsetzung und schließlich die ausgesprochenen Faltenzüge, welche besonders in der Nummulitenformation sowohl im eigentlichen Salt-Range wie auch in der Region zwischen Kohat und Bannu zu beobachten sind, sprechen unzweideutig für die Auffassung, daß der Salt-Range kein Bruchrand, sondern vielmehr eine von Norden her überschobene Decke ist.

Unwillkürlich bekommt man den Eindruck, daß hier ein ganz analoger tektonischer Fall vorliegt, wie er heute in den östlichen Karpathen als feststehende Tatsache bekannt ist. Bekanntlich sind am Nordostrande der Karpathen die aus älteren karpatischen Formationen (Kreide-Paläogen) zusammengesetzten Faltenzüge über die vorliegende miocäne Salzformation stellenweise auf mehrere Kilometer hin als liegende Falten oder Decken überschoben.

Die obigen Betrachtungen, welche vorläufig nur auf einer geometrischen Betrachtung der Wynne'schen Karten beruhen, führen nun noch zu einer anderen Frage, welche damit unzweifelhaft im Zusammenhange steht. Es ist dies das Problem des Alters und der Herkunft der Salzformation im Salt-Range.

¹⁾ N. Jahrb. 14. Beil.-Bd. pag. 371, Fußnote.

²⁾ In den eingangs zitierten Werken (Kohat, Salt-Range und Trans-Indus).

Da die Salzformation auf der südlichen Seite des Salt-Range fast überall unter den unterkambrischen Schichten liegt, so ist es nur ganz natürlich, daß dieselbe durch lange Zeit als die älteste Salzformation der Erde betrachtet und in das Präkambrium versetzt wurde.

Aber schon bei Besprechung der Gegend von Mari am Indus, macht Wynne¹⁾ folgende Bemerkung:

„If the salt-rocks of this locality could be looked upon as a newer deposit belonging to the tertiary period, the general relations might be more readily understood; but against this there is their identity, in most characteristics, with the salt-rocks of other parts of the range, and their association at no great distance on both sides of the river with other rocks of the Salt Range series, while the apparently newer salt beds to the northward differ decidedly in colour and association from those of this locality.“

Auch die auf der Nordseite des eigentlichen Salt-Range bei Ainwan, Jaba und Kalar Kahar im Bereiche des Tertiargebietes zum Vorschein kommenden Aufschlüsse der roten Salzformation muß Wynne durch Annahme von geradezu abenteuerlichen Verwerfungen erklären, um an dem altpaläozoischen Alter dieser Salzformation festhalten zu können.

Eine ganz verschiedene Ansicht über die Herkunft der Salzformation wurde von Middlemiss²⁾ ausgesprochen.

Gestützt auf der Beobachtung, daß zwischen dem Salzton und dem darüberliegenden „purple sandstone“ (unterkambrisch) kein normaler Übergang besteht, sondern daß zahlreiche Fragmente dieses Sandsteines im Salzton zerstreut vorkommen, ferner darauf, daß der Salzton auch in höheren Horizonten auf Falten und Brüchen emporgepreßt erscheint und schließlich auf einigen anderen Betrachtungen nimmt Middlemiss an, daß der Ton und Mergel mit samt seinen Salz- und Gipslagern hypogener Natur ist und in seine gegenwärtige Lage durch einen der eruptiven Intrusion analogen Prozeß gebracht worden ist.

Sir Th. H. Holland³⁾ führt die Bildung der Salzformation auf die Einwirkung von empordringenden sauren Dämpfen auf ursprünglich anders zusammengesetzte Sedimente (Kalk, Dolomit etc.) zurück.

Noetling, welcher zuerst⁴⁾ an dem präkambrischen Alter der Salzformation und an der Auffassung des Salt-Range als Bruchrand festhielt, scheint seine Ansicht später verändert zu haben.

Wir finden nämlich in Sir T. H. Holland's „General Report⁵⁾“ für 1902/03 auf pag. 26 folgenden Absatz:

„The peculiar salt-marl, lying below the cambrian strata, has been a puzzle to every worker in the Salt-Range: the preservation

¹⁾ Salt-Range. Memoirs. Vol. 14. 1878, pag. 271, Fußnote.

²⁾ Notes on the Geology of the Salt Range of Punjab with a re-considered theory of the Origin and Age of the Salt-Marl. Records, vol. 24 (1891) pt. 1.

³⁾ Records, vol. 24 (1891), pag. 231; vol. 25 (1892), pag. 54. Vgl. auch: R. D. Oldham, Geology of India. 2nd Ed. Calcutta 1893, pag. 111—112.

⁴⁾ N. Jahrb. Beil.-Bd. 14, Tabelle bei pag. 416.

⁵⁾ General Report on the work carried on by the Geological Survey of India for the year 1902/03. Calcutta 1903.

of large masses of salt since pre-cambrian times, as its stratigraphical position appeared to indicate, is without a parallel; and the fact that other salt deposits not far off appeared to be of tertiary age, as well as the abnormal characters of the salt-marl itself, have combined to suggest that its position immediately below lower cambrian beds must have been attained by some process other than normal sedimentation. These points have been noticed by many previous workers, who felt unable to offer a satisfactory explanation of the apparently anomalous phenomena. Dr. Noetling reports now that there are evidences of the whole sedimentary series, from cambrian to tertiary, having been thrust bodily in a southerly direction over the salt-marl, and that the latter is probably but another exposure of the tertiary salt-bearing formation like that represented at Kohat. The idea thus involves an extension of the thrustplane noticed by Mr. A. B. Wynne many years ago near Kalabagh. There are many questions to answer before accepting this plausible explanation of the difficulty, and it is a subject of sufficient importance to merit more detailed observations than have been reported."

Dies ist aber auch die einzige bisher publizierte Spur von Noetlings neuerer Auffassung des obigen Problems und einige andere darauf bezügliche Literaturangaben sind jedenfalls irrtümlich¹⁾.

Weder Noetling noch Koken haben meines Wissens irgend etwas Näheres hierüber veröffentlicht.

Dagegen bemerkt Vredenburg in seinem „Summary of the Geology of India“²⁾, und zwar auf pag. 36 folgendes:

„In the sections of the Eastern Salt-Range, the Purple Sandstone is seen resting on a great mass of unstratified clay, in the midst of which are situated the layers of salt from which the mountain range derives its name. But the structure of the range is one of extensive overthrust faulting, and it is probable that the Salt-Marl is not in its normal situation with reference to the Cambrian strata, but is really much newer, and Tertiary in age.“

Aber auf pag. 105 desselben Buches sagt derselbe Autor:

„Other products of the igneous activity are the petroleum of Burma, Assam and the Punjab, and in all probability the salt-marl and salt deposits of the Salt-Range, as well as many deposits of sulphur.“

Die Frage steht daher noch immer offen und verdient wohl wieder in Angriff genommen zu werden.

Nun glaube ich, daß wir derartige hypogene Prozesse, wie sie von Middlemiss, Holland und Vredenburg angenommen werden, zur Erklärung der Bildung der Salzformation trotz ihrer theoretischen Möglichkeit in diesem Falle gar nicht heranzuziehen brauchen, da vor allem derartige Prozesse in der Natur noch nirgends beobachtet worden sind.

¹⁾ So zum Beispiel in Kaysers Geologie II. (4. Aufl.), pag. 74, Fußnote 3 (Koken) und in De Launay's *Traité de Métallogénie* II. (Paris et Liège 1913), pag. 146, unterstes Zitat (Noetling).

²⁾ Ernest W. Vredenburg, *A Summary of the Geology of India*. Second Edition, Calcutta and Simla 1910.

Anderseits kennen wir aber im ganzen Mediterrangebiet im weitesten Sinne dieser Bezeichnung sehr ausgedehnte und mächtige Salzformationen, deren sedimentäre Natur als Austrocknungsprodukte abflußloser Seebecken und deren vorwiegend miocänes Alter wohl von niemandem mehr bezweifelt werden kann. Ich will hier nur die Salzbildungen der Karpathenländer (Galizien, Siebenbürgen, Rumänien) und diejenigen Persiens nennen. Bunte Tone und Mergel, mächtige Salzstöcke und Gipslager, lokales Vorkommen von Kalisalzen, verworrene Lagerung sind hier überall die Regel. Die ganze Beschaffenheit der Salzformation des Salt-Range unterscheidet sich aber buchstäblich in gar nichts von derjenigen der karpathischen und persischen¹⁾ Salzformation.

Außerdem gibt es noch eine Reihe anderer fazieller und tektonischer Analogien, auf welche bereits vielfach hingewiesen wurde, und welche vom Himalaja bis zu den Alpen verfolgt werden können, wie zum Beispiel die alpine Trias, der Kreidetertiärflysch, die Nummulitenformation, der gegen die älteren Vorlandmassen vordringende Faltenwurf der jüngeren Gebirge. Alles dies weist auf einen großartig einheitlichen und heute wohl allgemein anerkannten Bauplan in der ganzen geologischen Beschaffenheit des gesamten Mediterrangebietes hin, von welchem doch der fast in der Mitte liegende Punjab wohl keine Ausnahme machen dürfte.

Die wunderbare Darstellung des Hazara-Gebirges von Middlemiss²⁾ zeigt uns ganz unzweifelhaft, daß von dort aus eine Reihe von Deckenüberschiebungen nach Süden hin ausgehen. Man sieht dies besonders gut am Jhelum an der Grenze von Kashmir.

Die vereinzelt Nummulitenkalkzüge des Potwar und deren westliche Verlängerung bis nach Bannu (Trans-Indus) sind nur weitere durch spätere Denudation zerrissene Überreste der Hazara-Decken, welche zum Teil über die Murree-Schichten, zum Teil über die Salzformation des Kohat-Distrikts überschoben wurden.

Der Salt-Range kann nur das am weitesten nach Süden vorgedrungene Glied dieses Faltensystems sein, und seine Salzformation bildet hier wohl dessen autochthone Unterlage von wahrscheinlich tertiärem Alter.

III. Eigene Beobachtungen.

Wie bereits eingangs erwähnt, erhebt sich im Norden der Potwár-Hochebene plötzlich und unvermittelt der felsige Südostrand des Margala- und Hazara-Gebirges. Es ist dies die von Middlemiss in seiner Hazara-Monographie als „Nummulitic-Zone“ bezeichnete und näher beschriebene Partie des Hazara-Gebirges und dessen westliche Verlängerung (Margala).

Die geologischen Verhältnisse dieses Gebirgsrandes und seine Beziehungen zu seinem südlichen Vorlaude (Potwár) wurden in den beiliegenden Durchschnitten (Fig. 2—7) dargestellt.

¹⁾ Vgl. u. a. A. F. Stahl in Handbuch der Regionalen Geologie. V. Bd., 6. Abt., Persien, Heidelberg 1911.

²⁾ Memoirs. Vol. 26 (1896).

Der Durchschnitt Fig. 2 befindet sich im Nordosten des Gebietes an der von Rawalpindi über Murree nach Kashmir führenden Heerstraße, und zwar zwischen der 25. und 26. mile (von Rawalpindi an gerechnet) bei der Ortschaft Tret (3306 Fuß Seehöhe).

In den tiefen und steilen Schluchten des Kurang-Flusses und seiner Nebenbäche sieht man hier im Norden die gewaltig aufgetürmten und gestörten mächtigen Bänke der grauen Nummulitenkalke, welche diese Partie des eigentlichen Gebirgsrandes ausschließlich zusammensetzen. Es ist dies die schon von Wynne als „Hill-Nummulitic“ bezeichnete Formation.

Gegen Südost folgt nun im Flußbett zuerst eine Reihe von fast senkrecht gestellten und felsige Grate bildenden rötlichen Sandsteinen mit wechsellagernden roten Schiefen, welche von den indischen Geologen als Murree-Schichten bezeichnet werden.

Weiter folgen bunte Tone mit eingeschalteten grauen und grünlichen Sandsteinen, welche noch weiter in eine stark zerknitterte Partie von grünlichen Mergeln mit viel Gipseinschaltungen übergehen. Als Einschaltung erscheint hier eine fast senkrechte Bank eines festen, sehr bituminösen Kalkes, in dessen Nähe einige Schwefelquellen entspringen. Der Kalk enthält stellenweise Anhäufungen von kleinen Orthophragminen, Nummuliten und anderen Foraminiferen (was, wie wir später sehen werden, für das „Hill-Nummulitic“ charakteristisch ist).

Diese Kalkbank verbreitert sich nach oben und eine weitere größere Partie desselben bituminösen Kalkes überlagert wie aufgepreßt die vorher erwähnten zerknitterten grünlichen Gipsmergel. Diese Kalkmasse ist sowohl an der Straße wie auch weiter oben an den Abhängen des westlich von Tret liegenden Hügels durch Steinbrüche aufgeschlossen.

Noch weiter im Südosten folgen wieder die roten Tone und Sandsteine der Murree-Schichten, welche dann längs der Straße in den Hügelzügen am Kurang-Flusse abwärts bis in die Nähe von Rawalpindi in vielfacher Abwechslung und meistens in sehr steilen Falten verfolgt werden können.

Der nächste Durchschnitt (Fig. 3) befindet sich 12 miles gegen SW vom vorhergehenden und beginnt bei Rota Hotur zwischen den größeren Ortschaften Saidpur und Nurpur.

Auch hier steigen im Norden zuerst die schroffen Felsen des grauen Nummulitenkalkes auf. In den tieferen Quertälern sieht man jedoch, daß darunter eine andere Formation erscheint. Es sind dies hauptsächlich dunkle, braun oder rötlich verwitternde, sehr zerklüftete und splinterige sandige Dolomite, zum Teil auch gelbe Kalkbänke und rotbraune Sandsteine, stellenweise mit zahlreichen limonitisierten Muscheln.

Es sind dies die bereits von Wynne und Middlemiss erkannten und näher beschriebenen Juraschichten der südlichen Hazara-Ketten, welche ein Äquivalent der erst weiter im Norden auftretenden Spiti-Shales darstellen.

Fig. 2-7.

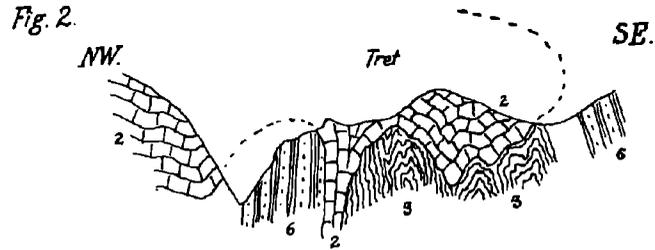


Fig. 3.

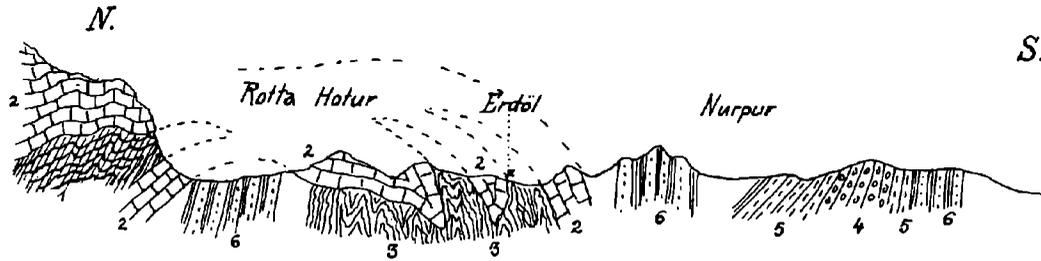
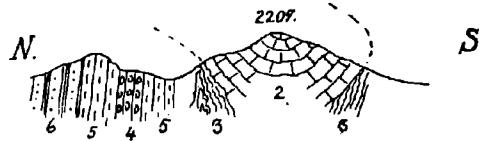
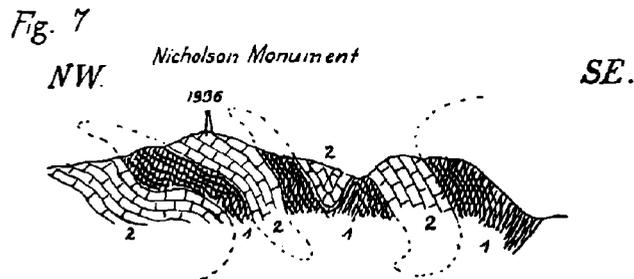
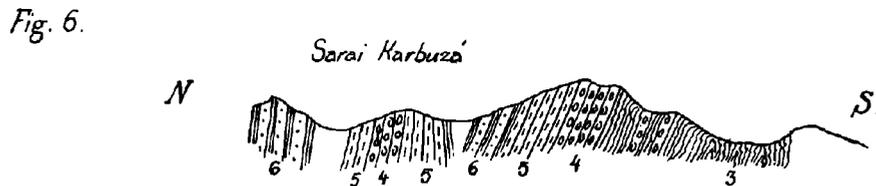
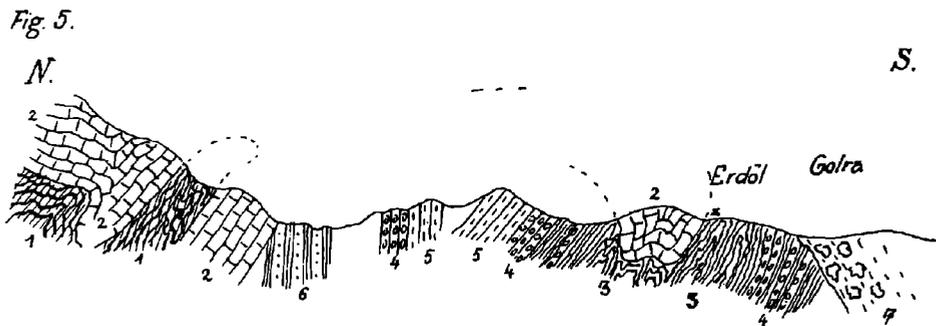


Fig. 4.





Durchschnitte im Grenzgebiete des Margala-Gebirges und des Potwár.

1. Jura (möglicherweise zum Teil auch Trias in Fig. 7). — 2. Nummulitenkalk (Margala-Fazies). — 3. Grünliche Mergel mit Gips.
 — 4. Bunte Tone mit fossilreichen Lagen (Assilinen, Austern etc.) — 5. Flyschartige Sandsteine und Schiefer. — 6. Murree-Schichten.
 7. Ganz junge Sedimente.

Gegen S zu werden diese Juraschichten wieder von einer nach N einfallenden Nummulitenkalkpartie unterteuft, worauf noch weiter Murree-Schichten unmittelbar folgen.

Middlemiss¹⁾ erklärt die Tektonik dieses Vorkommens durch Annahme von Verwerfungen. Wir haben hier aber wohl sicher den Anfang einer gegen Süden überschobenen liegenden Falte, deren Kern die oben erwähnten Juraschichten zusammensetzen.

Wenn wir nun der tiefen Schlucht von Rota Hotur nach abwärts (Süd) folgen, finden wir zuerst die roten Schiefer und groben Sandsteine der Murree-Schichten, welchen weiter bunte Tone und dann, ebenso, wie bei Tret, grünliche Gipsmergel mit kalkigen und sandigen Einschaltungen folgen. Diese Schichten sind sehr steil und ungemein gestört und zerknittert.

Über diesem Aufbruche liegt jedoch eine größere Partie von Nummulitenkalk, deren Bänke flach nach Süd einfallen und deren Südende keilförmig nach unten zwischen die zerbrochenen Gipsmergel eingreift. Ähnliche kleinere Kalkmassen wiederholen sich ferner noch zweimal als offenbar von oben in die Gipsmergel hineingepreßte fremde Körper.

Die Kalke sind stark bituminös und an einer Kontaktstelle zwischen Kalk und Mergel kommt in Rota Hotur eine Schwefelquelle mit ziemlich bedeutenden Erdölspuren zum Vorschein.

Es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß die soeben besprochenen, in die Gipsmergel eingreifenden Kalkmassen nur Digitationen der Stirnpartie der von N her überschobenen liegenden Falte darstellen.

Weiter südlich gegen Nurple zu erscheinen wieder senkrecht gestellte und steile Grate bildende Murree-Schichten, welche zu oberst aus vorwiegend rötlichen Sandsteinen mit konglomeratischen Lagen, roten knolligen Steinmergeln und roten sandigen Tönen bestehen. Nach unten zu (Süd) nehmen sie allmählich eine ausgesprochene Flyschfazies an: es sind dies graue und rötliche plattige Sandsteine mit zahlreichen Hieroglyphen auf der unteren Schichtfläche, glaukonitische Sandsteine, rote und grüne Tone, unter welchen schließlich einige grobe, mehr konglomeratische und mergelige Sandsteinlagen mit zahlreichen großen Nummuliten als steiler Sattelaufbruch emportauchen, worauf dann wieder die vorwiegend roten Murree-Schichten in sehr großer Ausdehnung und vielfach wiederholte Falten bildend, folgen.

Sehr gute Aufschlüsse finden wir dann etwa 8 miles weiter gegen WSW bei Golra (Durchschnitt, Fig. 5).

Am steilen Gebirgsrande sind hier, ebenso wie bei Saidpur, die braunen Juradolomite den grauen Nummulitenkalken eingefaltet, worauf der erste Murree-Schichtenzug folgt.

Nach einer kleinen Unterbrechung erscheinen senkrechte grüne Mergel und Sandsteine, wo besonders eine Lage mit sehr zahlreichen Austern und großen Nummuliten auffällt, worauf eine bedeutendere Serie von grauen, grünlichen und rötlichen Flyschsandsteinen mit den oben erwähnten roten Knollenmergeln und bunten Tönen folgt.

¹⁾ Hazara. Tafel 4, Durchschnitt Nr. 4 rechts.

Die Schichten nehmen ein regelmäßiges nördliches Einfallen an und nach einigen Einschaltungen von roten und grünen Tonen unterhalb eines kleinen Wasserfalles erscheint die erste (oberste) Nummulitenschicht, welche eine kalkig sandige Lage bildet, die fast ausschließlich aus kleineren und großen Nummuliten besteht. Besonders auffallend und charakteristisch für diese Lage sind große Assilinen. Die Abbildung 1 auf Tafel XV (I) zeigt einen Teil der Oberfläche dieser Assilinenschicht in natürlicher Größe. Es ist hier hauptsächlich die Art *Assilina spira* vertreten. Diese Schicht kann besonders in der weiteren Umgebung von Golra als ein wirklicher Leithorizont betrachtet werden.

Darunter (gegen S) folgen rote und grüne Schiefer mit Mergel-einlagerungen, wo stellenweise sehr zahlreiche, aber schlecht erhaltene Austernschalen angehäuft sind.

Es folgen, wie in den vorher beschriebenen Durchschnitten, stark zerknitterte grünliche Mergel mit zum Teil bituminösen Gipseinschaltungen, welche hier offenbar die tiefste aufgeschlossene Partie des Aufbruches darstellen. Hier entspringen Schwefel- und Erdölquellen, und auf der am meisten gestörten Partie erscheint wieder eine gleichsam hineingepreßte Partie von bituminösem Nummulitenkalk.

Der Aufbruch wird im Süden durch eine Wiederholung der bunten Schiefer mit Mergeln und größeren Nummuliten in offenbar überkippter Lagerung abgeschlossen, worauf in ausgesprochener Diskordanz ganz junge Konglomerate, Kalksinter, Sand- und Lehmlagen auf größerer Strecke alle älteren Ablagerungen verdecken.

Wenn wir jetzt die vorher erwähnte eingepreßte Kalkpartie im Streichen gegen ONO verfolgen, finden wir dieselbe etwa $1\frac{1}{2}$ mile weiter in einem etwas höheren Hügel (2207 Fuß Seehöhe) in bedeutend größerer Mächtigkeit auftretend, wobei jedoch seine Auflagerung auf den grünlichen Gipsmergeln keinem Zweifel unterliegen kann, wie dies auf Fig. 4 dargestellt wurde.

In entgegengesetzter Richtung dagegen, das heißt gegen WSW, sehen wir in einer Entfernung von etwa 4 miles von Golra in den bedeutend tieferen Einschnitten südlich von der Ortschaft Sarai-Karbuza die Wiederholung desselben Profils (Fig. 6), jedoch ohne eine Spur von Kalkstein. Erst noch weitere 6 miles im Streichen gegen WSW erhebt sich wieder die isolierte und langgestreckte Felsenkette Chitta-Pahar, wo wieder dieselben Nummulitenkalke in mächtiger Masse in die dieser Region eigentümliche bunte Mergel- und Sandsteinserie eingepreßt erscheinen.

Der Durchschnitt Fig. 7 ist am Margala-Paß gelegen, wo die Heerstraße von Rawalpindi nach Attock die niedrigste Partie der Margala-Kette an dem Nicholson-Monument (1936 Fuß Seehöhe) vorbei und die Eisenbahn in einem Tunnel überschreitet.

Mein Durchschnitt gibt nur den Aufschluß, wie er direkt an der Straße beobachtet werden kann.

Charakteristisch sind hier die mehrfachen Verknetungen der Juraschichten mit den Nummulitenkalken.

Die Nummulitenkalke sind massig und grob gebankt, zum Teil grau, zum Teil bituminös und mit lokal angehäuften kleinen Foramini-

feren, worunter seltener ganz kleine Nummuliten und öfter Orthophragminen zu unterscheiden sind, genau so wie bei Tret. Auch andere Versteinerungen sind nicht selten, aber unmöglich aus dem kompakten Kalksteine herauszubekommen. Ich fand den Durchschnitt eines großen *Nautilus*, ein schlecht erhaltenes *Spondylus*-Schalenfragment, Echinidenreste etc.

Die Juraschichten bestehen, wie bei Saidpur, aus sehr harten, splittelligen, rötlichen und braunen Dolomiten und Sandsteinen mit zahlreichen, meistens limonitisierten Konchyliendurchschnitten, worunter Trigonien und Austern unterschieden werden können.

Die tiefste Partie (in der nach S von der Straße ablaufenden Schlucht) besteht aus ockergelben festen Kalkbänken, welche nach Middlemiss auch schon triassisch sein könnten.

Weiter im Süden, zwischen Saidpur, Golra, Rawalpindi und Fatehjang, erscheinen unter stellenweise sehr mächtigen rezenten und subrezentem Ablagerungen von Kalksintern, Schottern, Sanden und Löß, sehr ausgedehnte und einförmige Züge von den vorwiegend rötlichen Murree-Sandsteinen, welche meistens sehr steil gefaltet, aber an einigen Stellen auch ganz flach gelagert sind.

Eine derartige flache Antiklinalpartie erscheint an der Eisenbahnlinie in der Mitte zwischen Rawalpindi und Golra und dieselbe kann noch weiter gegen Westen zu über Kutbal bis in die Nähe von Fatehjang verfolgt werden.

Nach einigen lokalen Störungen und Abweichungen hebt sich diese breite Antiklinale nordwestlich von der Eisenbahnstation Fatehjang so beträchtlich, daß in der Nähe der Ortschaft Gandawali auch die unter den Murree-Sandsteinen liegenden bunten Mergel und Nummulitenschichten an die Oberfläche gelangen und sich an mehreren Stellen als erdölführend erweisen.

Diese Partie verdient noch auch aus dem Grunde nähere Beachtung, als hier die den bunten Mergeln eingelagerten sandigen Kalkbänke ungemein reich an Versteinerungen sind, die in wohlerhaltenem Zustande massenhaft ausgewittert herumliegen. Steinkerne von Gastropoden, große Austern und andere Bivalven und besonders Millionen von vorzüglich herausgewitterten großen Assilinen und Nummuliten können hier mit Leichtigkeit gesammelt werden.

Besonders häufig und typisch sind *Assilina exponens* und *Nummulites perforatus* (in dem von Bous sac festgestellten Sinne¹⁾).

Nummehr wenden wir uns weiter nach Süden, und zwar dorthin, wo etwa 12 miles südwestlich von Rawalpindi die steile Kette des Khairi-Murti-Gebirges unvermittelt aus der Ebene emporsteigt.

In zahlreichen tieferen Wasserrissen und stellenweise steile steinige Kämme bildend finden wir auf dieser ganzen Strecke, abgesehen von zum Teil sehr mächtigen jüngeren Ablagerungen, immer die sehr steilen Falten der vorwiegend rötlichen Murree-Sandsteine.

Etwa 1 $\frac{1}{2}$ mile östlich von der Ortschaft Murat vereinigen sich die Flüsse Basala und Sil tief eingeschnittene Schluchten bildend.

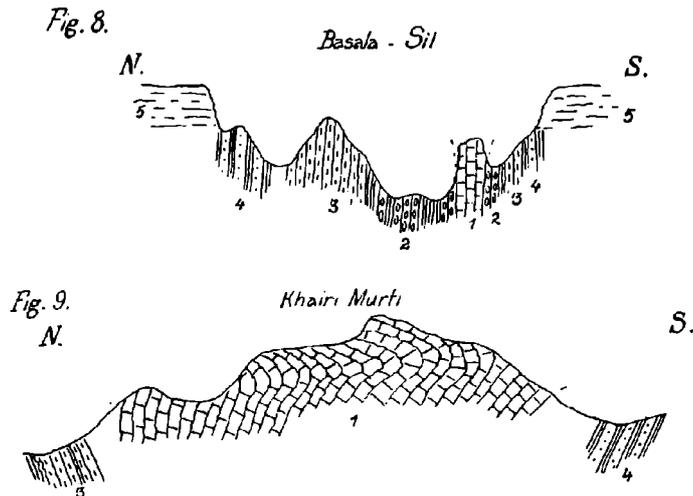
Das hier aufgeschlossene Profil ist in Fig. 8 dargestellt.

¹⁾ J. Bous sac. Études paléontologiques sur le Nummulite alpin. Paris 1911.

Es ist dies ein senkrecht gestellter Sattel, dessen beide Flanken von den rötlichen Sandsteinen und Tonen der Murree-Schichten bestehen. In der Mitte ist eine Wechsellagerung von grünlichen Tonen und grauen und glaukonitischen Flyschsandsteinen mit Einlagerungen von sandigen Mergeln und Kalken aufgeschlossen. Die letzteren führen zahlreiche Nummuliten und stellenweise Anhäufungen von Austernschalen ähnlich wie bei Golra und Gandawali.

Eine härtere und sehr zerklüftete Kalkbank ragt zwischen den Austernbänken mauerartig empor. Aus den Klüften hier wie auch bei Murat kommen bituminöse Ausschwitzungen zum Vorschein.

Fig. 8 und 9.



Durchschnitte am Ostende der Khairi-Murti-Kette.

1. Nummulitenkalk (Margala-Fazies). — 2. Grüne Mergel mit fossilreichen Lagen. — 3. Flyschartige Sandsteine und Schiefer. — 4. Murree-Schichten. — 5. Junge lakustre Sedimente.

An der Berührung dieser Kalkbank und der Austern führenden Mergel sind unzweifelhafte Spuren eines hochgradigen Dynamometamorphismus zu beobachten, worauf nicht nur die hochgradige Zerklüftung, aber auch eine förmliche Verquickung und Verknüpfung beider Gesteine, wie zu einer plastischen Teigmasse, hinweisen. Die Kalkbank erscheint wie ein in die Mergel hineingepreßter Keil.

Nebenbei sei noch bemerkt, daß die obere Partie des hier durchschnittenen Plateaus aus jungen horizontalen Ablagerungen besteht, welche zum Teil gelblich, rötlich und grünlich gebänderte sandige Tone, zum Teil zahlreiche Süßwasserkonchylien enthaltende lakustre Ablagerungen, zum Teil Kalksinter sind. Es war mir leider nicht möglich, diesen interessanten Bildungen mehr Zeit zu widmen.

Etwa $2\frac{1}{2}$ miles weiter westlich im Streichen desselben Aufbruches schneiden wir bereits die ansteigende Khairi-Murti-Kette (vgl. Durchschnitt Fig. 9).

Die Kette besteht aus hoch aufgetürmten Massen von festem grauem Nummulitenkalk von genau derselben Beschaffenheit wie in der Margala und Chitta-Pahar-Kette.

In den im N und S eingeschnittenen Wasserrissen, insofern die Aufschlüsse nicht durch massenhaften Gebirgsschutt und Kalksinter u. dgl. verdeckt sind, sehen wir an mehreren Stellen, daß auf beiden Seiten die grünlichen Mergel und Flyschsandsteine wie auch die roten Murree-Schichten gegen die Kalkmassen des Gebirges, also unter dieselben einfallen. Diese Tatsache zusammen mit dem fast vollständigen Verschwinden der Kalke im tiefen Basala-Durchschnitte (Fig. 8) beweisen wohl deutlich, daß die Kalke der Khairi-Murti-Kette ebenso wie diejenigen der Chitta-Pahar-Kette und die kleineren Kalkmassen bei Golra von dem Margala-Hazara-Gebirge ausgehen und als Überreste größerer Überschiebungsdecken aufzufassen sind.

Von Khairi Murti an weiter südlich ragen noch einige steile Hügelzüge empor, welche aus meistens senkrechten Sandsteinen der Murree-Schichten bestehen.

Vom breiten Tale des Soan-Flusses angefangen nach Süden zu verschwinden jedoch diese Bildungen gänzlich, und es erscheinen unter der sehr wechselnden jüngeren und jüngsten Bedeckung die mächtigen zumeist wenig festen bunten Konglomerate und Sandsteine der jungtertiären Siwalik-Formation, welche bis zum Salt-Range anhält und in dieser Partie zwar nicht sehr intensive, aber doch ganz deutliche Faltungen aufweist.

Nun wenden wir uns der westlichen Partie des Salt-Range zu, indem wir am Indusdurchbruche bei Kalabagh beginnen. (Fig. 10.)

Die Verhältnisse bei Kalabagh wurden bereits von Wynne¹⁾ recht ausführlich dargestellt.

Sowohl am nördlichen rechten (Kalabagh) wie auch am südlichen linken Ufer (Mari) des Indus sieht man vor allem die riesig gestörte und zerrüttete Salzformation. Es ist dies in der Hauptmasse ein fast ungeschichteter roter, zum Teil mergeliger Ton mit Steinsalz und bedeutenden Gipseinschaltungen. Das Salz ist meistens rötlich, der Gips weiß oder rot gefärbt, oder rot gebändert. Als Einschaltungen kommen hier dünngeschichtete harte graue bis schwärzliche dolomitische Mergel vor, welche oft bituminös und an den Schichtflächen mit kohligem organischem Detritus bedeckt erscheinen.

Sowohl im Westen bei der Stadt Kalabagh wie im Osten (flußaufwärts von der Mündung des Lun Nala an) wie auch über dem Aufbruche wird die Salzformation hier unmittelbar von den mächtigen nürben grauen, rötlichen und gelblichen Sandsteinen und Konglomeraten bedeckt, welche zu der unteren Partie der Siwalik-Formation (Miocän oder noch jünger) gerechnet werden.

Der vollkommen nackte durch tiefe Schluchten erodierte Hügel westlich von Mari besteht ausschließlich von der Salzformation und

¹⁾ Memoirs XIV und XVII.

ist von alten Salzschächten, Stollen und Soolquellen förmlich durchsetzt. Erst östlich von Mari erheben sich in steilen Abstürzen die NW—SO streichenden und regelmäßig nach NO einfallenden Sandsteine der Siwalik-Formation.

Fig. 10—12.

Fig. 10.



Fig. 11.

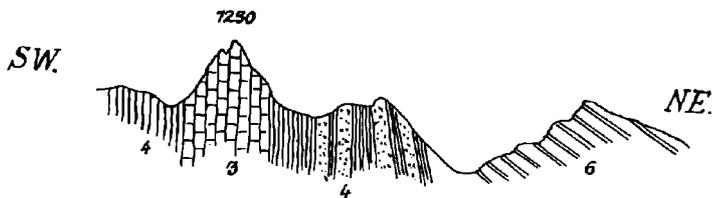


Fig. 12.



Durchschnitte im westlichen Salt-Range zwischen Kalabagh, Mari und Daud-Kehl.

1. Geschiebelehm (Boulder clay, Permokarbon). — 2. *Productus*-Kalk (Perm.). — 3. Nummulitenkalk. — 4. Bunte Tone und flyschartige Sandsteine. — 5. Salzformation, a) Dolomitische Mergel­einlagerungen. — 6. Siwalik-Formation — 7. Ganz junge Sedimente, Schutt etc.

Wenn wir nun von dem Salzberge von Mari genau dem Streichen der Schichten nach SO folgen, finden wir etwa $1\frac{1}{2}$ mile weiter den Durchschnitt Fig. 11.

Mauerartig ragt hier ein senkrechter felsiger Grat aus der Hügelreihe empor, genau demselben Streichen folgend. Es ist dies ein heller, fester und sehr zerklüfteter Kalk, welcher zwar keine makroskopische Versteinerungen aufweist, in welchem ich jedoch im Dünnschliffe zahlreiche organische Reste und besonders ganz kleine Assilinen und Orthophragminen auffinden konnte (vgl. Tafel XV [I], Abb. 3).

Diese Kalksteinbank ist fast senkrecht, jedoch etwas gegen NO geneigt. Im SW wird sie von grellroten und grünen Tönen begleitet und ebensolche bunte, rote und grüne Töne mit deutlicherem NO-Einfallen folgen auch gegen NO. Bald schalten sich zwischen diese bunten Töne graue, rötliche und grünliche, zum Teil konglomeratische Sandsteine ein, welche sehr an die Murree-Schichten erinnern, und nach einer kleinen Unterbrechung durch ein kleines Längstal folgen dann wieder die ganz regelmäßig und flacher einfallenden mürben Sandsteine der Siwalik-Formation.

Wynne ist der oben beschriebene Nummulitenkalk nicht entgangen (Memoirs XIV, pag. 267). Er hat daselbst auch Spuren von Jura gefunden, welche ich nicht bemerkt habe. Er erklärt das Verhältnis dieser Vorkommen zur Salzformation von Mari durch mehrere komplizierte Brüche. Ich habe jedoch eher den Eindruck, daß diese abgerissenen Trümmer von Eocän und Jura eher zertrümmerte Überreste der über den Salzton überschobenen Decke sind, welche weiter im Süden besser erhalten und mächtiger entwickelt ist, auf der tektonischen Querelevation des Indusdurchbruches in die Luft ausgeht und daher verschwindet und jenseits des Indus nördlich von Kalabagh wieder einsetzt, wie dies aus der späteren Arbeit Wynne's über den Trans-Indus Salt-Range (Memoirs XVII) recht deutlich hervorgeht.

Noch weitere $2\frac{1}{2}$ miles gegen SSO von der zuletzt beschriebenen Stelle finden wir wieder eine ziemlich isolierte Hügelgruppe (höchster Punkt 1127 Fuß Seehöhe), in welcher die in Fig. 12 dargestellten Verhältnisse erscheinen.

Die ersten kleinen, aber schroffen Felsen, welche im SW von der Ebene aufsteigen, bestehen aus einem gelblichen zerklüfteten Kalkstein, dessen Bänke nach NO einfallen. Ziemlich zahlreiche ausgewitterte Steinkerne von Bivalven, Naticiden etc. kommen hier vor.

In einigen Lagen sind sehr zahlreiche, meistens kleine, aber auch größere Nummuliten angehäuft. Es ist dies also unzweifelhaftes Eocän.

Hinter diesem Eocänsaum erscheint dann ein kleiner Höcker, welcher aus ebenfalls nach NO geneigten Bänken eines sehr harten, splittigen, braunen dolomitischen Kalkes besteht, in dem sehr zahlreiche Versteinerungen enthalten, aber unmöglich gut herauszuschlagen sind. Nach längeren Bemühungen gelang es mir doch einige ganz unzweifelhafte Brachiopoden, und zwar Produkten zu erhalten. Es ist dies jedenfalls eine Partie des weiter im Süden bekannten und mächtig entwickelten permischen *Productus*-Kalkes.

Nach einer abermaligen kleinen Unterbrechung folgt wieder anscheinend über dem *Productus*-Kalk eine Folge von hellen Sandsteinen und darüber ein ungeschichteter dunkler sandiger Lehm mit unzähligen großen und kleinen Trümmern von verschiedenen kristallinischen Gesteinen. Es ist dies unzweifelhaft der ebenfalls weiter im Süden längst bekannte „Boulder clay“ der permokarbonischen Eiszeit.

Bis hierher haben wir daher eine überkippte Schichtenfolge, da bekanntlich in den normalen Profilen der *Productus*-Kalk über den „Speckled sandstone“ und „Boulder clay“ folgt, wogegen hier die umgekehrte Reihenfolge erscheint.

Leider werden die weiteren Aufschlüsse bergaufwärts von dem massenhaften Gehängeschutt total verdeckt und erst nahe am Rücken des Hügels und auf seinen steilen Nord- und Nordostgehängen kommt die ganz typische rote Salzformation mit Gips und Steinsalz, die vorigen Fragmente offenbar überlagernd, zum Vorschein.

Noch weiter gegen NO folgen wieder die gewöhnlichen Siwalik-Ablagerungen, und weiter etwa 2 miles östlich hat Wynne bei Ainwan noch einen isolierten Aufbruch der Salzformation beobachtet.

Bereits aus diesen fragmentären Beobachtungen geht wohl hervor, daß die soeben beschriebene Eocän-Perm-Partie den zum Teil ausgewalzten (sehr geringe Mächtigkeit) und überkippten Schenkel einer liegenden Falte darstellt.

Wir überschreiten nun das breit ausgewaschene, von Jaba herunterkommende Quertal und gelangen bei Khairabad an die ersten bedeutenderen Ketten des eigentlichen Salt-Range.

Die Partie bei Khairabad wurde bereits von Wynne und Waagen in den eingangs zitierten Werken eingehender beschrieben und dann noch von Noetling und Koken weiter ergänzt.

Ohne jetzt auf die stratigraphischen Einzelheiten näher einzugehen, will ich mich nur auf solche Beobachtungen beschränken, welche zur Klärung der Tektonik beitragen können.

Die Ortschaft Khairabad liegt knapp am Gebirgsrand östlich von der Eisenbahnstation Daud—Khel. (739 Fuß Seehöhe.)

Zuerst (von Westen kommend) sehen wir (Fig. 13) kleine vorgelagerte Hügel, die außer ganz jungen Ablagerungen flach westlich einfallende rote, mürbe Sandsteine und Konglomerate aufweisen. Es sind dies wohl Siwalik-Bildungen.

Am Eingange in die an der Südspitze der Ortschaft nach Osten in das Gebirge einschneidende Schlucht fand ich zuerst grünlichgraue Gipsmergel, dann eine eingeschaltete ausgezackte, harte, löcherige Bank eines bräunlichgrauen dolomitischen Kalkes ohne Fossilien, worauf noch weiter wieder dunkel graugrüne mergelige Schiefer mit viel Gips und stark salzigen Quellen folgen. Diese Schichten werden von Wynne und Waagen zur Trias gestellt. Waagen hat darunter noch fossilführendes Perm gesehen, welches ich nicht bemerkt habe.

Bachaufwärts folgt nun immer mit demselben Einfallen nach Osten (eigentlich ONO) eine größere Serie von mehrfach wechselagernden roten Sandsteinen, gelben Mergeln, braunen Ooliten und Dolomiten mit zahlreichen Belemniten und stellenweise Rhynchonellen, grünlichen, stark kieseligen Lagen mit limonitisierten Muscheln etc. Die Aufschlüsse sind stellenweise durch mächtige Geröll- und Schuttmassen unterbrochen.

Die soeben besprochene bunte Schichtenserie (Wynne's „variegated series“) wird allgemein als jurassisch betrachtet.

Koken fand darüber noch Unterkreide, welche mir entgangen ist.

Weiter nach oben folgen Kalkbänke mit zuerst kleinen, dann mit immer größeren und zahlreicheren Nummuliten, mit Schiefer einschaltungen und diese Eocänschichten halten bis über den höchsten Rücken (hier 1184 Fuß) des Gebirges an.

Etwa 1 mile südlich finden wir den Paralleldurchschnitt Fig. 14.

Hier erhebt sich sofort aus dem Schuttkegel des hier herauskommenden Baches ein enges Felsentor, dessen Wände von einem harten hellen zerklüfteten Kalke bestehen. Außer einigen Korallen habe ich hier in Dünnschliffen kleine Assilinen und Orthophragminen gefunden, genau so, wie in dem Kalkfelsen südlich von Mari (vgl. Tafel XV [I], Abb. 4).

Aus den Klüften dieses eocänen Kalkes, welcher einige bituminöse Partien aufweist, entspringen hier mehrere stark salzige und schwefelwasserstoffhaltige Quellen, von welchen mir eine warm zu sein schien.

Fig. 13 und 14.

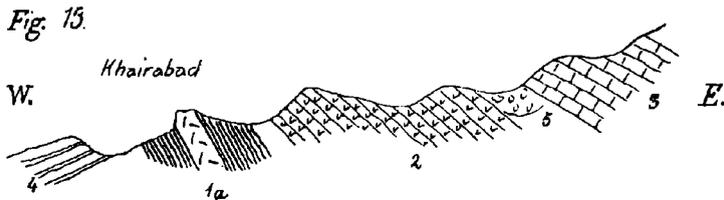
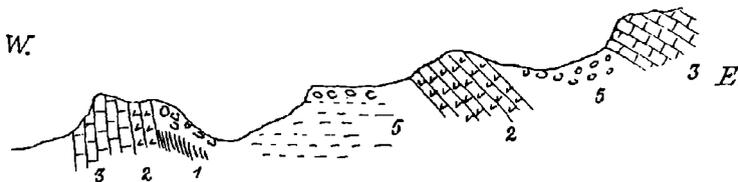


Fig. 14.



Durchschnitte bei Khairabad im westlichen Salt-Range.

1. Trias (grünliche Gipsmergel). a) Dolomitische Kalkbank. — 2. Jura. — 3. Nummulitenkalk. — 4. Rote Sandsteine (Sivalik?). — 5. Ganz junge Bildungen.

Die Schichten fallen sehr steil, fast senkrecht gegen Osten.

Gleich darauf folgt eine gelbe Sandsteinbank mit einigen Terebrateln von durchaus jurassischem Habitus und es folgen sofort wieder die graugrünen Gipsmergel der Trias wieder mit mehreren Soolquellen in dieser und in den benachbarten Schluchten.

Nach einer längeren Unterbrechung, wo horizontale junge, bunte, sandigtonige Ablagerungen mit Schotterbänken und Schuttmassen alle älteren Bildungen verdecken, kommen weiter oben wieder zuerst die Jura- und dann die Eocänablagerungen in normaler Folge zum Vorschein.

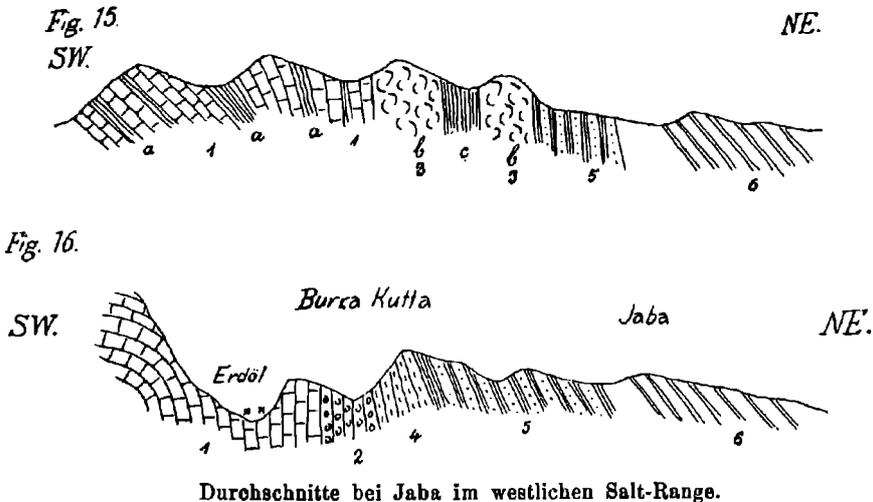
Es kann wohl keinem Zweifel unterliegen, daß wir hier einen gegen Westen überkippten Sattel mit bedeutend ausgewalzter Westflanke vor uns haben.

Diese Partie liegt auch genau im Streichen des vorher besprochenen Durchschnittes Fig. 12, nur ist hier bei Khairabad weder von den paläozoischen Schichten noch von der roten Hauptsalzformation irgend etwas zu sehen.

Die Salzquellen von Khairabad könnten aus der wahrscheinlich in der Tiefe vorhandenen Hauptsalzformation stammen. Es wäre aber auch möglich, daß die triassischen Gipsmergel auch für sich eine besondere lokale Salzformation darstellen.

Wir überschreiten nun den aus Nummulitenschichten bestehenden Hauptrückén des Gebirges und beginnen einen weiteren Durchschnitt

Fig. 15 und 16.



Durchschnitte bei Jaba im westlichen Salt-Range.

1. Nummulitenkalk; a) Grünliche Mergel und Schiefer-Einschaltungen. — 2. Konglomeratische Lagen mit *Num. incrassatus*. — 3. Salzformation; b) Gipslager, c) Roter Ton. — 4. Flyschartige Sandsteine und Schiefer. — 5. Murree-Schichten. — 6. Siwalik-Formation.

am Ostabhange desselben, etwa 2 miles im Westen von der Ortschaft Jaba (Fig. 15).

Zuerst sehen wir oben mehr oder weniger mächtige bräunliche oder graue Bänke von Nummulitenkalken mit lokalen Einschaltungen von graugrünen Schiefeln. Dieselben fallen zuerst weniger steil nach NO, werden aber dann steiler und schließlich fast senkrecht. Endlich finden wir ungefähr auf halbem Wege zwischen Khairabad und Jaba an den ersten östlichen Steilabstürzen in unmittelbarer Anlagerung an den Nummulitenkalk zwei recht mächtige Gipslager, durch eine Einlagerung von grellrotem Ton voneinander getrennt. Der Gips ist vorwiegend weiß, zum Teil jedoch rötlich oder mit roten Adern, genau so wie die Gipsmassen des roten Salztones bei Mari und Kalabagh.

Über dem Gips folgen nach NO ganz regelmäßig ebenfalls fast senkrechte grüne Tone mit Sandsteinen und konglomeratischen Lagen, und endlich folgen, wie überall in dieser Richtung, flacher geneigte bunte Siwalik-Schichten.

Wynne erwähnt das obige Gipsvorkommen mit der Bemerkung „The origin of this gypseous clay is not clear“¹⁾. Ich glaube jedoch, daß dies eine Partie des Hauptsalztones ist, welche hier ganz normal über dem Nummulitenkalk liegt.

Dieselben Gipse und roten Tone erscheinen noch mehrfach und in größerer Mächtigkeit in den tiefen Einschnitten gegen Jaba zu, und zahlreiche hier entspringende Sool- und Schwefelquellen bestärken noch die Annahme, daß hier eine echte Salzformationpartie vorhanden ist.

Noch viel weiter im Osten bei Vasnal und Kalar-Kahar kommt nach Wynne²⁾ (ich habe diese Stellen nicht besucht) die echte rote Salzformation im Nummulitengebiete vor. Er erklärt ihr Erscheinen allerdings durch Annahme recht komplizierter Verwerfungen. Es erscheint jedoch viel einfacher, diese Vorkommen ebenso wie die ganz analog gelegenen bei Jaba, Ainwan und Lun Nala (im Trans-Indus-Gebiete nördlich von Kalabagh) als normal über dem Nummulitenkalk liegend zu betrachten, wodurch auch ihre stratigraphische Stellung besonders durch den alle Zweifel ausschließenden Aufschluß oberhalb Jaba bestimmt wird.

Der nächste Durchschnitt (Fig. 16) befindet sich etwa 2 miles südlich von Jaba und umfaßt die Aufschlüsse in den Schluchten von Chotta Kutta und Burra Kutta.

Hier sind die Nummulitenkalke mächtiger entwickelt. Sie sind reich an Versteinerungen (zahlreiche Nummuliten, größere *Assilina exponens*, Echiniden, Korallen, Muscheln etc.) und weisen einige Faltungen auf. Gegen ihre obere Grenze zu (gegen NO) werden ihre Bänke senkrecht.

Hier entspringen aus den Klüften dieser Kalksteine mehrere Erdölquellen in Begleitung von viel stark schwefelwasserstoffhaltigem und zum Teil warmem Wasser. Einige in der Nähe ausgeführte Bohrungen haben nur sehr viel Schwefelwasser, aber wenig Öl ergeben.

Unmittelbar über dem kompakten Kalkstein und mit schwächerem NO-Einfallen folgen mehr sandige und konglomeratisch aussehende Lagen, welche bei näherer Betrachtung hauptsächlich aus zahllosen kleinen Nummuliten und größeren runden, konzentrisch geschichteten kalkigen Körpern bestehen, welche bis 2 cm Durchmesser erreichen. Ich vermutete darin zuerst etwa *Loftusien* oder andere Organismen, aber Herr H. Douvillé in Paris, welchem ich einige dieser Gebilde eingesendet habe, hatte die Liebenswürdigkeit, mir mitzuteilen, daß dies anorganische Gebilde, etwa wie sehr große Ooliten, sind. Einige derselben inkrustieren große Nummuliten, welche hauptsächlich als *N. perforatus* bestimmbar waren. Unter den kleinen Nummuliten herrschen dagegen Formen aus der Gruppe *N. incrassatus* und *N. vascus* vor.

¹⁾ Memoirs XIV, pag. 264.

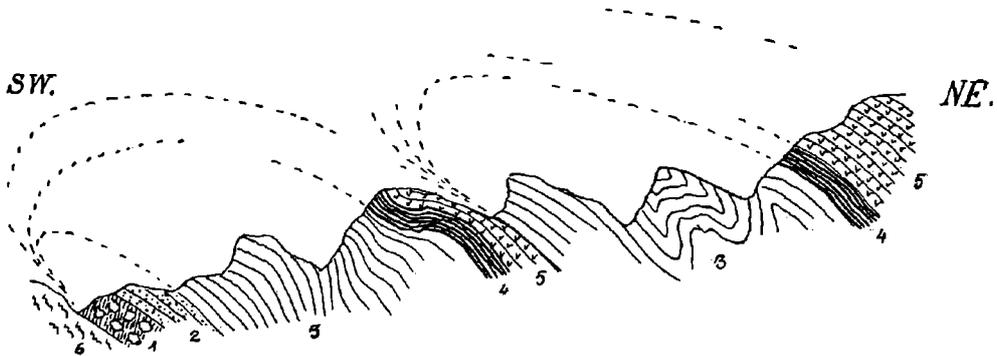
²⁾ Ebenda, pag. 182—184.

Der Habitus ist jedenfalls, mit europäischen Verhältnissen verglichen, ein obereocäner, respektive oligocäner (vgl. Tafel XV [1], Abb. 2).

Darüber folgt zuerst ein roter Ton, jedoch ohne Gips, dann bunte Schiefer mit grauen, grünlichen und rötlichen Sandsteinen vom Habitus der Murree-Schichten, auch mit den denselben eigentümlichen roten, harten, knolligen Mergeln, bis schließlich wieder flachere Siwalik-Schichten mit noch jüngeren Sedimenten alles bedecken.

Der letzte Durchschnitt (Fig. 17) ist teilweise nach meinen eigenen Beobachtungen zusammengestellt, zum Teil jedoch nach Wynne¹⁾ ergänzt.

Fig. 17.



Durchschnitt oberhalb Sanwans im Salt-Range.

1. Permokarbonischer glazialer Geschiebelehm (Boulder clay). — 2. Bunter Sandstein (Speckled Sandstone). — 3. *Productus*-Kalkstein (Perm). — 4. Trias. — 5. Jura. — 6. Salzformation.

Derselbe befindet sich in der Nähe der Ortschaft Sanwans (Wynne schreibt Swas) und es treten hier besonders die älteren Glieder der Salt-Range-Formationen, und zwar besonders die permischen *Productus*-Kalke in mächtiger Entwicklung auf.

Dieser Durchschnitt beweist wohl endgültig, daß der Salt-Range ein echtes Faltengebirge und nicht etwa ein Bruchrand ist.

IV. Schlussbetrachtungen.

Trotzdem meine oben dargestellten Beobachtungen nur geringe Partien des in Rede stehenden Gebietes betreffen, so lassen sich doch mit Hinzuziehung der ausgezeichneten und gewissenhaften Arbeiten der indischen Geologen wohl bereits einige allgemeinere Schlüsse daraus ziehen.

Eine genauere Horizontierung und Parallelisierung besonders des Punjabischen Eocäns, welches die Hauptformation dieser Region

¹⁾ Memoirs XIV, Taf. XXVIII, Fig. 50.

ist, wird wohl noch jedenfalls eine längere Zeit brauchen, bis sie befriedigend gelöst sein wird.

Dieser Lösung steht in der gegenwärtigen Sachlage hauptsächlich ein Hindernis im Wege. Man hat bei den Gliederungsversuchen des indischen Paläogens zu wenig Gewicht auf die Unterscheidung gelegt, was Horizont und was Fazies ist.

Nun glaube ich, daß die oben zusammengestellten Beobachtungen bereits gute Anhaltspunkte zum Versuche liefern, eine Einteilung in besondere Faziesbezirke im Bereiche des Paläogens anzubahnen.

Die erste Bildung, die in dieser Beziehung ein einheitliches und eigentümliches Gepräge zur Schau bringt, ist die massige marine Kalksteinfazies der Nummulitenformation im Margala-Hazara-Gebirge, welche bereits von Wynne als „Hill-Nummulitic“ bezeichnet wurde.

Es ist dies ein neritischer, aber rein mariner zoogener Kalk, für welchen besonders die lokal angehäuften kleinen Foraminiferen (darunter ziemlich seltene, sehr kleine Nummuliten) charakteristisch sind. Ich will diese Kalksteine als Margala-Fazies bezeichnen.

Das Ablagerungsgebiet dieses Kalksteins liegt im Norden und die auch noch südlich von Margala vorhandenen isolierten Vorkommen desselben (Chitta-Pahar und Khairi-Murti) können nur als Überreste einer von Norden her überschobenen Decke aufgefaßt werden.

Das nächste Faziesgebiet der Nummulitenformation erstreckt sich südlich von dem vorhergehenden. Es kann als Potwár-Fazies bezeichnet werden und umfaßt wahrscheinlich auch die Subhimalajische Region.

Charakteristisch sind hier grüne Mergel oft mit Gips, bunte Tone, Einlagerungen von sandigen, sehr fossilreichen Mergeln, Austernbänke, massenhafte große Assilinen, nach oben zu mächtigere Flyschsandsteine, welche sich wohl stellenweise als Hauptträger der Erdölansammlungen erweisen werden.

Diese Formation ist jedenfalls eine litorale Seichtwasserbildung und sie übergeht nach oben allmählich in die mächtig entwickelten, zum Teil wohl schon terrestrischen bunten Sandsteine, Knollenmergel und roten Tone der Murree-Schichten.

Die Nummulitenformation des Salt-Range ist höchstwahrscheinlich ein Übergangsglied zwischen der Margala- und der Potwár-Fazies, da wir hier oft Wechsellagerungen von zoogenen Kalken und bunten Schiefern und Sandsteinen, Assilinen, Nummuliten etc. nebeneinander vorfinden.

Das Ursprungsgebiet des Salt-Range muß daher beträchtlich nördlich, und zwar zwischen dem Margala- und dem Potwár-Faziesbezirke gesucht werden.

Die dritte Region bildet die Salzionfazies.

Es unterliegt für mich keinem Zweifel, daß die roten Tone mit Gipsen und Soolquellen, welche bei Jaba deutlich zwischen der Nummulitenformation und den Murree-Schichten liegen (Fig. 15), mit der Hauptsalzformation, wie sie bei Kalabagh, Mari und im Süden des Salt-Range unter dem Paläozoikum zum Vorschein kommt, identisch ist.

Sie kann aber wohl von der weiter im NW so mächtig entwickelten Salzformation von Kohát auch nicht getrennt werden.

Wynne¹⁾ gibt zwar eine Reihe von unterscheidenden Merkmalen für beide Formationen an, von welchen die Farbe das wichtigste sein soll. Im Salt-Range ist sie nämlich rot, bei Kohát vorwiegend grau und grün. Wir wissen aber von vielen anderen Salzformationen (Galizien, Rumänien, Nordamerika), daß diese Farben in derselben Formation sehr oft regional wechseln und daher von ganz untergeordneter Bedeutung sind. Übrigens scheidet Wynne auch bei Kohát, allerdings über dem Salzton und Gips, eine rote Tonlage aus, welche die Analogie besonders mit der Gegend von Jaba vergrößert.

Nun folgt aus den weiteren Darstellungen Wynne's, daß die Salzformation der Kohát-Region zwar in der Hauptmasse unter dem Nummulitenkalk liegt; sie ist aber jedenfalls mit dem Eocän auf das innigste verbunden, und die tektonischen Verhältnisse, wie sie aus Wynne's vorzüglicher Karte und seinen Profilzeichnungen hervorgehen, beweisen in deutlichster Weise, daß auch dort weitgehende Faltungen und Überschiebungen vorhanden sein müssen.

Übrigens haben wir doch auch bei Tret und Golra (Fig. 2, 3, 4 und 6) grüne Gipsmergel in den tieferen Partien der Nummulitenformation, und bei Jaba sind sie rot und liegen in der oberen Partie derselben Formation.

Ich glaube daher nicht fehl zu gehen, wenn ich annehme, daß die gesamte großartig entwickelte bunte Salzformation des Punjab mit Inbegriff der Kohát-Region (abgesehen von der lokalen vielleicht triassischen Salzformation von Khairabad, von welcher früher die Rede war) verschiedene Partien des Eocäns bis in die Murree-Schichten hinauf vertritt.

Das Ablagerungsgebiet dieser Salzformation liegt im Süden und Westen der vorherigen Faziesbezirke.

Da diese Salzformation, wie fast alle anderen bekannten analogen Bildungen nur das Austrocknungsprodukt von abflußlosen Seebecken sein kann, was wieder eine kontinentale Phase voraussetzt, so müssen wir für diesen Faziesbezirk, also im Süden und Westen des Potwár, für einen beträchtlichen Teil der Nummulitenperiode ein Festlandsstadium annehmen, was mit den vorherigen Faziesbezirken vorzüglich übereinstimmt.

Es bestand also zur Nummulitenperiode (selbstverständlich wohl mit lokalen Schwankungen und Unterbrechungen):

I. Eine Festlandpartie im Süden und Westen (Salt-Range-Kohát) mit abflußlosen Salzseen und Wüstenklima.

II. eine flache Litoralzone nördlich davon und östlich bis in die Subhimalaja-Region hinein (Potwár-Fazies), und

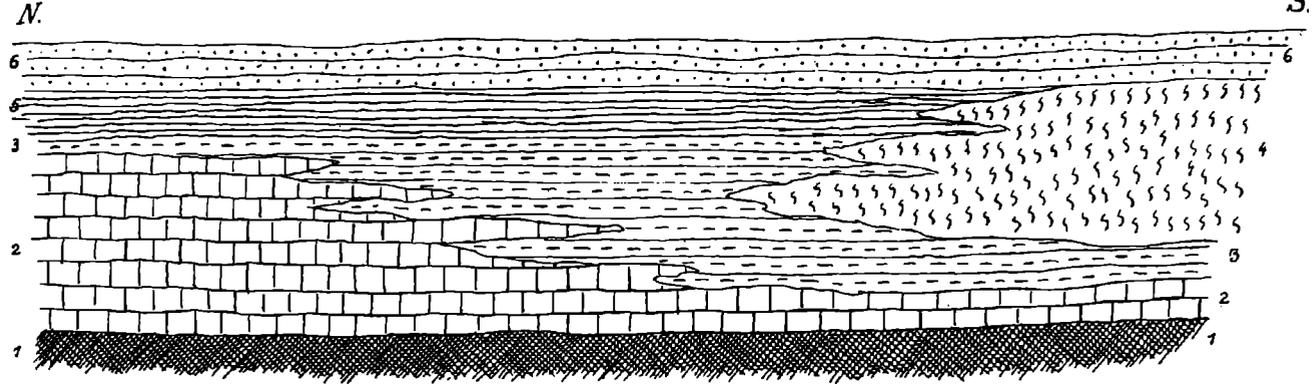
III. eine neritische Region mit Riffkalkbildungen etc. noch weiter gegen Norden zu (Margala-Fazies).

Ein gänzlicher Rückzug des Meeres fand mit der Ablagerung der Murree-Schichten statt, und die Siwalik-Bildungen sind bekanntlich schon ganz rein kontinentale Ablagerungen.

Was die Faziesbezirke der älteren Formationen betrifft, können wir noch einige Bemerkungen hinzufügen.

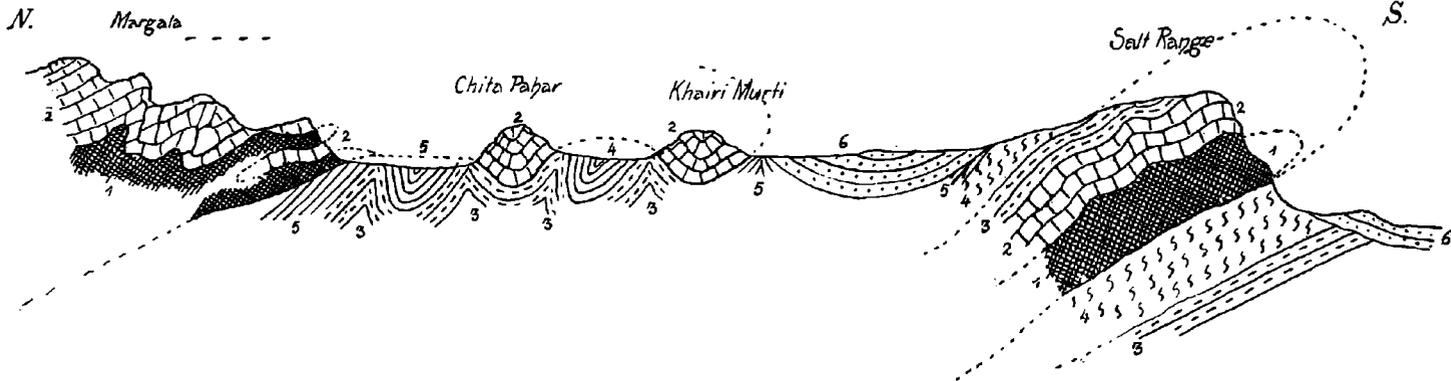
¹⁾ Trans-Indus Salt Region. Kohát District. Memoirs. Vol. 11. Pt. 2.

Fig. 18.



Erklärung bei Fig. 19.

Fig. 19.



1. Palaeozoisch-Mesozoisch. — 2. Vorwiegend Kalkfazies (Margala-Fazies). — 3. Vorwiegend Mergel- und Flyschfazies (Potwár-Fazies).
 4. Salzfazies. — 5. Murree-Schichten. — 6. Siwalik-Schichten.

Die Jurabildungen des Salt-Range (bunte Sandsteine, Dolomite etc.) stimmen mit denjenigen des Südrandes von Margala-Hazara auffallend überein. Erst weiter im Norden des Hazara-Gebirges, wie dies Middlemiss festgestellt hat, setzt die beträchtlich verschiedene Spiti-fazies ein.

Die berühmten und so fossilreichen *Productus*-Kalke des Salt-Range schienen lange ziemlich vereinzelt da zu stehen, ohne Analogien im Norden. H. H. Hayden¹⁾ fand jedoch in Chúra und Bazar Valley (NW vom Punjab, S vom Safed Koh-Gebirge) ebensolche *Productus*-Kalke, wie sie im Salt-Range bekannt waren.

Die Hebungszeit der Punjabischen Gebirge hat wohl erst zum Schluß der Tertiärperiode stattgefunden, da die Siwalikablagerungen nicht nur mitgefaltet sind, sondern auch die Faltungszüge und Faltungsrichtungen der darunterliegenden älteren Formationen regelmäßig begleiten.

Zum Schluß habe ich in den vorstehenden schematischen Zeichnungen (Fig. 18 und 19) meine oben näher besprochene Auffassung der geologischen Zusammensetzung und Tektonik des in Rede stehenden Gebietes darzustellen versucht, was natürlich nur in den allgemeinsten Zügen geschehen konnte.

Fig. 18 stellt — natürlich in sehr bedeutender Verkürzung — die Ablagerungsgebiete der verschiedenen Faziesbildungen dar.

In Fig. 19 sind die heutigen Verhältnisse nach stattgefundener Gebirgsbildung abgebildet.

Lemberg, im Mai 1914.

¹⁾ H. H. Hayden, On the Geology of Tirah and the Bazar Valley. Memoirs geol. Survey of India. Vol. 28. 1898. Part. 1.



1. Gestein mit *Assilina spira*
von Golra. Nat. Größe.



2. Konglomeratische Lage mit *Nummulites inerassatus*. Jaba. Vergr. $\times 7$.



3. Kalkstein mit kleinen Assilinen und
Orthophragminen. Südl. von Mari.
Vergr. $\times 7$.



4. Kalkstein mit kleinen Assilinen
und Orthophragminen.
Südl. von Khairabad. Vergr. $\times 7$.

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien



5. Salt Range. Steilabstürze im Productus-Kalk oberhalb Sanwans.



Lichtdruck v. Max Jaßé, Wien.

6. Hochebene des Połwár bei Golra mit der mauerartig aufsteigenden Margala-Kette.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LXIV, 1914.

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23.



7. Salzberg bei Kalabagh am Indus.
Im Hintergrunde die überschobenen Massen des Trans-Indus-Gebietes.



Lichtdruck v. Max Jaßé, Wien.

8. Durchbruch des Indus oberhalb Kalabagh und Mari. Siwalik-Formation.
Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt. Bd. LXIV. 1914.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23.

Testudo kalksburgensis Toulas aus dem Leithagebirge.

Von Kustos F. Siebenrock, Wien.

Mit einer Tafel (Nr. XVIII).

Die vorliegenden Schildkrötenreste stammen aus dem Steinbruch zwischen Au und Loretto am Leithagebirge, an der Grenze zwischen Niederösterreich und Ungarn. Sie wurden im miocänen Sandstein der zweiten Mediterranstufe gefunden und mir von Herrn Dr. Günther Schlesinger, Konservator des N.-Ö. Landesmuseums zur Begutachtung übergeben.

Diese leider nur wenigen Knochenreste (Taf. XVIII, Fig. 1—3¹⁾ gehören einer Landschildkröte an, und zwar der *Testudo kalksburgensis Toulas*, Zeitschr. Deutsche Geol. Ges. Vol. 48, 1896, pag. 915, Fig. 1 und 2, wie ihr Vergleich mit dieser Publikation in unzweifelhafter Weise ergeben hat. Sie bilden eine teilweise Ergänzung von Toulas Beschreibung und Abbildung des Plastrons, weil im vorliegenden Exemplar fast der ganze Hinterlappen vorhanden ist, während er bei Toulas Exemplar vollständig fehlt. Ferner sind von der Rückenschale die hinteren Marginalia teilweise vorhanden und zwar das Pygale, rechts davon das 8.—10., links das 7.—8. und 11. Marginale. Diese Knochen sind in Sandstein eingebettet und daher in natürlicher Lage sowohl unter sich als auch zum Hinterlappen des Plastrons. Nur das linke 7.—8. Marginale (Fig. 3) ist frei und selbständig erhalten geblieben. In der Größe dürften diese Knochenreste den von Toulas beschriebenen gleichkommen, die im Verhältnisse wie 2:3 abgebildet sind.

Das Pygale ähnelt in der Form sehr stark demjenigen nach Toulas Zeichnung in Fig. 1. Es ist urnenförmig, seitlich im vorderen Drittel ausgebaucht und nach hinten schmaler werdend. Der Vorderrand ist schwach halbmondförmig eingebuchtet, der Hinterrand abgerundet und in der Mitte etwas vorspringend. Am Vorderrande sind die Verbindungszacken mit dem Supracaudale ganz rein erhalten, aus dem zu schließen wäre, daß letzterer Knochen erst bei der Ausgrabung verloren gegangen sein müsse. Das Pygale wird durch eine Längsnaht in fast zwei gleiche Hälften geteilt. Ihre Vereinigung er-

¹⁾ Dem Fräulein L. Adametz vom Naturhistor. Hofmuseum spreche ich für die Anfertigung der Negative zu diesen Figuren meinen wärmsten Dank aus,

Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1914, 64. Bd., 1. u. 2. Hft. (F. Siebenrock.)

folgt aber nicht mittels Zackennaht, wie bei den anderen Knochen, sondern sie stoßen flach aneinander. Diese Trennung bildet sicher keine normale Erscheinung, sondern sie ist auf ein zufälliges Vorkommen zurückzuführen, wie dies auch bei rezenten Formen bisweilen beobachtet werden kann. Das Pygale ist 38 mm lang und fast ebenso breit; es entspricht einer Schalenlänge von 225 mm, wenn diese Maße mit einer ebenso großen *Testudo graeca* Linné verglichen werden.

Das sich dem Pygale anschließende 11. Marginale ist bloß auf der linken Seite vorhanden, während es rechts fehlt, so daß der Raum zwischen dem Pygale und dem 10. Marginale offen bleibt. Das 11. Marginale bildet ein rechtwinkeliges Dreieck, mit der Hypothese dem Pygale zugewendet, die dem äußeren ausgebauchten Rande desselben entsprechend eingebuchtet ist. Die hintere resp. äußere Fläche zeigt eine Längsfurche, die die linke Grenze des Supracaudalschildes darstellt. Die größte Länge des 11. Marginale beträgt 40 mm, die Breite 36 mm. Somit ist diese Knochenplatte etwas länger als das Pygale, daher genau so wie sie von Toulou l. c. Fig. 1 gezeichnet wurde.

Das 10. Marginale hat eine annähernd viereckige Form, deren linke, dem 11. Marginale zugekehrte Kante ein wenig ausgeschnitten, die rechte dagegen fast in demselben Maße eingebuchtet ist. Die Längsfurche auf der äußeren Fläche gibt die vordere Grenze des 11. Marginalschildes an. Das 10. Marginale ist 34 mm lang und 26 mm breit.

Das darauffolgende 9. Marginale, das wieder nur auf der rechten Seite erhalten geblieben ist, ähnelt in der Form dem vorhergehenden zehnten. Die auf der äußeren Fläche im vorderen Drittel verlaufende Längsfurche bildet die Grenze des 10. Marginalschildes. Es ist 32 mm lang und 28 mm breit.

Das 8. Marginale hat sich beiderseits erhalten, nur steht das rechte mit den zwei vorhergehenden Marginalia in Verbindung, das linke ist mit einem Teil des 7. zusammen gefunden worden. Es hat ebenfalls eine viereckige Gestalt, und die Längsfurche auf der äußeren Fläche kennzeichnet die vordere Grenze des 9. Marginalschildes. Die Länge beträgt 39 mm, die Breite 26 mm.

Vom 7. Marginale ist nur auf der linken Seite der obere Teil erhalten geblieben, hingegen fehlt der untere beinahe vollständig und daher auch die charakteristische, zum Ansatz des hinteren Strebepfeilers des Plastrons vorhandene Längsrinne. Die Längsfurche an der äußeren Fläche bildet die vordere Grenze des 8. Marginalschildes. Die Größe ist unbestimmbar wegen Fehlens eines Teiles des Vorder- und Unterrandes.

Das Plastron (Fig. 2) ist bloß in seinem hinteren Abschnitte erhalten geblieben, und zwar sind die beiden Xiphiplastra vollständig, das rechte Hypoplastron zum Teil vorhanden. Die Xiphiplastra sind viel breiter als lang und bilden einen bogenförmigen Ausschnitt am Hinterende, was darauf hindeutet, daß es sich hier um ein Männchen handelt. Aus der Naht zwischen dem rechten Xiphiplastron und dem Hypoplastron, insbesondere an der Basis des gleichnamigen Strebepfeilers,

kann geschlossen werden, daß der Hinterlappen mit dem Plastron unbeweglich verbunden war.

Aus der Beschreibung und der auf Tafel XVIII, Fig. 1—3 beigelegten Abbildungen des Exemplars geht wohl zur Genüge hervor, daß es zu *Testudo kalksburgensis* Toulou gehört. Toulou hat diese Art ganz richtig mit *Testudo graeca* Linné, als ihr zunächst verwandt, verglichen, mit der sie auch die meiste Ähnlichkeit von allen mediterranen Arten besitzt, ohne mit ihr identisch zu sein. Das Pygale und die Marginalia sind, soweit sich dies nach der vorhandenen Anzahl der letzteren beurteilen läßt, in der Form und Lage von jenen bei *Testudo graeca* Linné verschieden. Die Marginalia haben eine steilere Richtung und sind äußerlich nahezu flach, während ihr Rand bei den Männchen von *Testudo graeca* Linné immer aufwärts gebogen erscheint. Ferner geht aus Toulous Figur 1 hervor, daß *Testudo kalksburgensis* zwei Supracaudalia besitzt, *Testudo graeca* Linné aber immer nur eins.

Die Zahl der Supracaudalia ist speziell bei den Arten der Gattung *Testudo* Linné sehr variabel, wie ich, Voeltzkows Reise in Ostafrika in den Jahren 1903—1905, Vol. 2, 1916, pag. 10, ohnedies schon hervorgehoben hatte. Ein Supracaudale besitzen die paläarktischen Arten: *Testudo graeca* Linné, *T. marginata* Schoepff., *T. iberica* Pall., *T. leithii* Gthr. und *T. horsfieldii* Gray. Diesen schließt sich noch *T. angulata* Schw. und *T. oculifera* Kuhl aus Südafrika an. Dagegen findet man zwei Supracaudalia bei: *T. polyphemus* Daud., *T. tabulata* Wahlb., *T. sulcata* Mill., *T. chilensis* Gray, *T. emys* Schl. und Müll., *T. pardalis* Bell, *T. elegans* Schoepff., *T. geometrica* Linné und *T. radiata* Shaw. Außerdem sind die Elefantenschildkröten *T. microphyes* Gthr., *T. vicina* Gthr. und *T. vosmaeri* Fitz. hierher zu stellen, wie ich mich durch eigene Untersuchung überzeugen konnte. Höchstwahrscheinlich haben alle Elefantenschildkröten zwei Supracaudalia, mir standen für diese Zwecke aber nur die drei genannten Arten zur Verfügung.

Während die Zahl eins bei den paläarktischen Arten *T. graeca* Linné und *T. marginata* Schoepff sehr konstant zu sein scheint, wird das Supracaudale bei *T. iberica* Pall. nicht selten durch eine Quernaht in zwei Hälften geteilt, wie ich mich bei einer größeren Anzahl von Skeletten, deren Exemplare aus Syrien und Mesopotamien stammen, überzeugen konnte. Bei zwei Exemplaren aus Mesopotamien haben die beiden Supracaudalia sogar dieselbe Form, wie sie Toulou von *T. kalksburgensis* abbildet. Das erste Supracaudale hat nämlich eine halbmondförmige Gestalt mit einem stark bogigen Vorderrand, der in einen entsprechend tiefen Ausschnitt am Hinterrande des zweiten Supracaudale hineinpaßt. Dadurch bildet der letztere Knochen ein nach hinten gekehrtes v, dessen Bogenschenkel mit dem elften Marginalpaar in Verbindung treten und das erste Supracaudale vom achten Paar Costalia isolieren.

Damit soll aber durchaus nicht bewiesen werden, daß *T. kalksburgensis* Toulou mit *T. iberica* Pall. identisch sei, und zwar schon aus dem Grunde nicht, weil der Hinterlappen von der ersteren Art unbeweglich, bei *T. iberica* Pall. aber beweglich mit dem Plastron verbunden ist. Ein zweifaches Supracaudale dürfte für *T. iberica* Pall. bloß

als Ausnahme zu betrachten sein, denn zwei Exemplare aus Nordafrika und ebenso viele vom Balkan besitzen nur ein solches. Dieses interessante Verhalten wird bei dieser Art wohl nicht mit dem Fundorte der Exemplare zusammenhängen, sondern es scheint rein individueller Natur zu sein.

Die Validität von *Testudo kalksburgensis* Toulou dürfte kaum anzuzweifeln sein, jedenfalls ist sie aber nicht mit *Testudo praeceps* Haberlandt, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien, Vol. 26, 1876, pag. 243, identisch, obwohl sie von demselben Fundort wie die Type der Toulouaschen Art her stammt. Ein flüchtiger Blick auf die Abbildungen der beiden Arten genügt, um zu sehen, daß *T. praeceps* Haberlandt einem ganz anderen Formenkreis angehört als *T. kalksburgensis* Toulou. Ebenso wenig läßt sich letztere Art mit der in jüngerer Zeit beschriebenen *T. promarginata* Reinach, Abh. Senckenberg-Ges., Vol. 28, 1900, pag. 7, identifizieren, deren Affinität mit *T. marginata* Schoepff vom Autor selbst nachgewiesen wurde. Dagegen ist es sehr fraglich, ob *T. syrmiensis* Koch, Ann. Mus. Hungar., Vol. 2, 1904, pag. 56, nicht zu *T. kalksburgensis* Toulou gehört. *T. syrmiensis* Koch stammt aus den Pliocänen Schichten am nördlichen Gehänge des Fuskagorabirges im Komitat Szérem (Syrmien). Sie ist ebenso wie die vorhergehende Art durch die geringe Wölbung der Rückenschale und durch das Vorhandensein zweier Supracaudalia charakterisiert. Andererseits ist aber zu bedenken, daß *T. syrmiensis* Koch einer viel größeren Art angehört als *T. kalksburgensis* Toulou.

Nicht in Betracht kommt hier *Testudo riedli* Hoernes, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien, Vol. 26, 1892, pag. 243, aus dem Oligocän der Stotzka-Schichten von Trifail, weil diese Schildkrötenreste überhaupt nicht zur Gattung *Testudo* Linné gehören, sondern höchstwahrscheinlich zur Gattung *Ocadia* Gray.

Die meisten Merkmale, die am Steinkern, dessen Gipsabguß mir zum Vergleiche vorliegt, in Betracht gezogen werden können, weisen auf eine Flußschildkröte hin. Der flache Rückenpanzer, die nahezu gleichmäßige Form der Kostalplatten, das kleine erste Supracaudale, die stark entwickelten Sternalkammern und die schmale Brücke im Vergleiche zum verhältnismäßig langen Hinterlappen des Plastrons kommen niemals bei der Gattung *Testudo* Linné vor. Hörnes, l. c. selbst wies schon darauf hin, daß diese Schildkröte infolge ihrer Eigentümlichkeiten an die Emyden erinnert und ein Übergangsglied der Flußschildkröten zu *Testudo* Linné bildet. Letzteres ist aber keineswegs der Fall, denn dieser Steinkern stammt von einer wirklichen Sumpfschildkröte. Ob sie zur Gattung *Clemmys* Wagl. oder *Ocadia* Gray. gehört, kann nur dann entschieden werden, wenn man auf die Entwicklung der Sternalkammern Rücksicht nimmt, denn sonst ist im osteologischen Bau der Schale zwischen den beiden Gattungen kein nennenswerter Unterschied vorhanden. Aber gerade wegen der auffallend stark ausgeprägten Sternalkammern, die am Gipsabguß des Steinkernes viel deutlicher als in der Abbildung von Teppner, Zentralbl. f. Min. 1913, pag. 381, Figur, zu sehen sind, dürfte dieses Exemplar zu *Ocadia* Gray gehören, da dieselben bei den Arten der Gattung *Clemmys* Wagl. niemals so groß sind.

Von Wichtigkeit für die Entscheidung der Zugehörigkeit des fraglichen Steinkernes zu *Testudo Linné* oder *Ocadia Gray* ist auch die Form der beiden Supracaudalia. Das Supracaudale hat bei der ersteren Gattung, ob es einfach oder zweigeteilt ist, eine trapezförmige Gestalt, denn die Seitenkanten verlaufen, auch wenn zwei Supracaudalia vorhanden sind, geradlinig. Das erste Supracaudale bei *Testudo riedli Hoernes* ist hingegen schmal und das darauffolgende zweite ungewöhnlich breit, weshalb die aufeinanderstoßenden Seitenkanten einen stumpfen Winkel bilden, wie es eben bei *Ocadia Gray* der Fall ist.

Die Loslösung der Xiphiplastra vom Brustschild führt Hoernes l. c. auf eine unvollkommene Verknöcherung der betreffenden Nahtverbindung zurück. Hoernes glaubt also, daß die Xiphiplastra dieses Exemplars nicht länger waren, als am betreffenden Steinkern zu sehen ist. Wenn das der Fall wäre, dann kann es sich aber hier auch nicht um eine *Testudo Linné* handeln, denn die Xiphiplastra reichen bei dieser Gattung bis zur Brücke, daher müßten sie viel länger sein als das am Steinkern sichtbare Stück. Hingegen sind die Xiphiplastra bei den meisten Emyden kürzer als der Hinterlappen, was abermals mit *Ocadia Gray* übereinstimmt. Die Loslösung der Xiphiplastra vollzog sich hier auch nicht wegen unvollkommener Verknöcherung der Nahtverbindung mit dem übrigen Plastron, wie Hoernes annimmt, denn eine Beweglichkeit dieser Teile ist bei den Emyden überhaupt niemals vorhanden, sondern weil alle Nähte bei fossilen Schildkröten gewöhnlich die Festigkeit zwischen den beteiligten Knochen verlieren, wenn sie nicht mit der Matrix in Verbindung bleiben. Nach meiner Beurteilung hat *Testudo riedli Hoernes* somit den Namen *Ocadia riedli Hoernes* zu führen.

Erklärung zu Tafel XVIII.

Fig. 1. *Testudo kalksburgensis Toul.* Original in situ.

Fundort: Steinbruch im Sandstein der Leithakalkbildungen zwischen Au und Loretto am Leithagebirge; Grenze zwischen Niederösterreich und Ungarn.

Horizont: Miocän, 2. Meditteranstufe.

Sammlung des Niederösterreichischen Landesmuseums.

Fig. 2. *Testudo kalksburgensis Toul.*

Fundort: Steinbruch im Sandstein der Leithakalkbildungen zwischen Au und Loretto am Leithagebirge.

Horizont: Miocän, 2. Meditteranstufe.

Sammlung des Niederösterreichischen Landesmuseums.

Fig. 3. *Testudo kalksburgensis Toul.* Linkes 7. und 8. Marginale.

Fundort: Steinbruch im Sandstein der Leithakalkbildungen zwischen Au und Loretto im Leithagebirge.

Horizont: Miocän, 2. Meditteranstufe.

Sammlung des Niederösterreichischen Landesmuseums.

Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.



Geologisch-petrographische Studien im Gebiete der Bösensteinmasse (Rottenmanner Tauern).

Mit Benützung der Aufnahmen von Ernst Kittl (†) von Erwin Kittl.

Mit einer Kartenskizze (Tafel Nr. XIX).

Im Jahre 1905 wurde von meinem Vater Ernst Kittl eine geologische Neuaufnahme des Bösensteingebietes und seiner Umgebung begonnen, sie wurde in den folgenden Jahren fortgesetzt und später auch die weitere Umgebung der Bösensteinmasse dazugenommen. Das aufgenommene Terrain umfaßt das Gebiet, das von folgender Linie begrenzt ist: Ennstal bei Admont, Kaiserau, Bärndorf im Paltentale, Trieben, Sunk, Hohen Tauern, Bruderkogel, Pölsbach, Schüttneralm, Leitnerzinken, Brennkogel, Hoch-Rettelstein, Mittereggbach, Gollingbach, Aigen bei Steinach-Irdning, Ennstal. An der Aufnahme arbeiteten auch F. Blaschke und später auch F. Reinhold. Ich selbst will meine Studien, die sich in erster Linie mit dem Granit und Gneis des Bösenstein befaßten, fortsetzen, muß jedoch bemerken, daß ich mich in diesem Falle auf die Karte meines Vaters stütze.

Es ist für mich eine angenehme Pflicht in meines Vaters und meinem Namen Herrn Bergrat Max Ritter von Gutmann zu danken für die weitestgehende Unterstützung der Arbeiten, da er es eigentlich ist, der die Aufnahme überhaupt ermöglichte. Ferner wurde meinem Vater von der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien eine Subvention zur Fortsetzung der Aufnahmen in den angrenzenden Gebieten verliehen, wofür ich im Sinne des Verstorbenen mir zu danken erlaube.

Aus den vorhandenen Beobachtungen soll nun das, was sich auf den Granit und Gneis der Bösensteingruppe bezieht, in einer vorläufigen Mitteilung bekanntgegeben werden.

Bezüglich der Arbeiten älterer Autoren kann ich mich nur auf die Anführung der wichtigsten einlassen. Es sind dies vor allem die Aufnahmen von M. Vacek¹⁾ und G. Geyer. Sowohl Vacek¹⁾ als auch Geyer²⁾ teilen die Gesteine der Niederen Tauern (inklusive der Rottenmanner Tauern) in folgende Hauptgruppen: 1. Gneise, 2. Granatenglimmerschiefer, 3. Phyllite, welche Einteilung in der Hauptsache geltend bleiben kann. Vacek hob ausdrücklich die Unkonformität der karbonischen Schiefer auf dem älteren kri-

¹⁾ M. Vacek, Über die geol. Verhältnisse d. Rottenmanner Tauern. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 390.

²⁾ Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1891, pag. 108.

stallinen Untergrund (Gneis bei Rottenmann) hervor, ferner unterschied Vacek eine ältere (Quarzphyllit-) Serie und eine Serie jüngerer (karbonischer) Phyllite. Später unterschied Vacek¹⁾ eine Anzahl in ihrer Lagerung voneinander ganz unabhängiger Schichtgruppen, von welchen eben die Gruppen des „Gneises“, der „Granatenglimmerschiefer“ und der „Quarzphyllite“ am Bösenstein in direkte Beziehung treten. Die neogenen Moränenbildungen des Bösenstein entsprechen Vaceks letzter Schichtgruppe. Dazu ist nach den Aufschlüssen am Bösenstein folgendes zu bemerken: Würden die Schichtgruppen Vaceks eine zeitliche Aufeinanderfolge darstellen können, so muß hervorgehoben werden, daß der Granatenglimmerschiefer zwar auf dem Gneis liegt, doch dann fehlen gewöhnlich die anderen zueinander immer mehr oder weniger in Beziehung stehenden Schichtgruppen. Aus diesem Grunde läßt sich der Granatenglimmerschiefer schwer in Altersbeziehungen zu allen anderen Gruppen außer zu der der Gneise bringen. Überdies bildet der Gneis mit den anderen Schichtgliedern eine Reihe, in der — wie später gezeigt werden soll — der Glimmerschiefer als kein notwendiges Zwischenglied erscheint sowohl in geologischer als auch petrographischer Hinsicht. Dies wurde indessen wohl auch schon von Vacek erkannt. Andererseits sind auch einige Aufschlüsse vorhanden (Zug des Schüttkogel), wo glimmerschieferähnliche Gesteine, wenn auch nur in kleinen Schollen, zusammen mit dem Gneis und phyllitartigen Gesteinen auftreten. Erwähnenswert ist noch, daß Vacek die Hornblendegneise an die Basis der Gneismasse verlegt, auf diesen liegen dann nach demselben Autor dickbankige, später dünnsschichtige Gneise, darüber grobe Flasergneise, dann 80—100 m Weißstein, auf diesem körnige Gneisvarietäten. Inwiefern nun ein derartiges Profil sich auf die Verhältnisse am Bösenstein anwenden läßt, soll später erörtert werden, hier soll nur festgestellt werden, daß Vacek Flasergneise und körnige Varietäten zwischen geschieferten Gesteinen eingeschaltet angibt, allerdings ohne sich über deren Natur weiter zu äußern. Auch für die Rottenmanner Tauern hat Vacek²⁾ den Hornblendegneis unter groben Gneisen liegend angegeben, darüber Granatenglimmerschiefer. Hornblendegneis unter den Gneismassen mit körnigen Einlagen ist aber am Bösenstein nirgends aufgeschlossen. Auch der Weißstein Millers³⁾ kann am Bösenstein nicht als stratigraphisches Element verwendet werden, da wohl Gesteine vorhanden sind, die einem Weißstein ähnlich sind, doch kann man ihnen kaum die Berechtigung zuerkennen einen bestimmten Horizont darzustellen.

G. Geyer⁴⁾, gibt für die Rottenmanner Tauern gleichfalls Hornblendegneis an, über welchem schiefrige Gneise und Augengneise liegen. Er spricht von schiefrigen, flaserigen

¹⁾ Über den geol. Bau der Zentralalpen zwischen Enns u. Mur. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1886, pag. 71.

²⁾ Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1890, pag. 9.

³⁾ A. Miller von Hauenfels, Verh. d. k. k. geol. R.-A.

⁴⁾ Bericht über die geol. Aufnahme im Gebiete d. Spezialkartenblattes Murau (Z. 17, Kol. X). Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1891, pag. 108.

oder porphyrischen Zweiglimmergneisen, selten typischen Biotitgneisen. Ähnliche Gesteine gibt C. Doelter¹⁾ an, der indessen den Bösenstein selbst auch nicht begangen hat. Nun entspricht aber weder die Darstellung Geyers noch Doelters im Detail den Verhältnissen am Bösenstein, wengleich die Schichtfolge Geyers auch manche Anhaltspunkte gibt und die petrographischen Typen Doelters sämtlich auch am Bösenstein zu finden sind.

In neuerer Zeit hat F. Heritsch²⁾ die im O an die Bösensteinmasse angrenzende Grauwackenzone neu aufgenommen. Hierbei verwendete Heritsch die im Sunk sehr gut aufgeschlossenen Äquivalente des Rannachkonglomerats (?), um eine Altersbeziehung zwischen dem Bösensteingneis und der karbonischen Serie durch die im Basiskonglomerat der karbonischen Phyllite auftretenden Gerölle herzustellen. Heritsch sieht — ohne indessen einen Beweis dafür zu liefern — diese Gerölle als Rollstücke an, die vom Bösenstein stammen. Daraus läßt sich nach Heritsch das präkarbonische Alter des Bösensteingranites beweisen, falls tatsächlich diese Geschiebe vom Bösenstein stammen.

Die Gneise des Bösenstein und die granitischen Gesteine.

Die Gneismasse des Bösenstein besteht aus einer größeren Scholle mit vorherrschendem Südwesteinfallen und mehreren teilweise getrennt auftretenden Zungen: Die ganze Masse stellt einen von NW gegen SO streichenden Schichtenkomplex dar. Der Umriß ist ungefähr durch das Paltental, Strechental, Rohrachtal, Gollingtal, Stillbach, Reiterseespitz, Reiteraln, Bärwurzalm, Bärwurzpolster, Scheibelalm gegeben und zieht in halber Berghöhe am Südhang des Paltentales gegen Rottenmann zu. Von den sich nach W fortsetzenden Zungen tritt die eine nördlich von Oppenberg, gegen den Gollingbach zutage, die andere zieht sich durch das Riedner Kar über den Hochgrössen in das Mittereggatal, die letztere mit südlichem Einfallen.

Die Gneismasse enthält, wie auch Vacek angibt, einen granitischen Kern oder besser intrusive Lager, welche sowohl am Nordosthange des Hauptzuges der Bösensteingruppe zutage tritt, als auch am Westhange, und zwar hier mit sehr mannigfachen Randbildungen, Apliten, Pegmatiten etc. Granitische Gesteine treten ferner auch an zwei Stellen im Gollingtal (Oppenberg) auf gleichfalls an den Gneis gebunden. Nun stellt der Gneis, in dem die Granite auftreten, scheinbar einen echten Schiefergneis dar mit Übergängen in phyllitähnlichere Typen. Ebenso ist der Schiefergneis durch Übergänge mit den Glimmerschiefern verbunden. Die Stellung des Hornblendegneises dürfte kaum der Basis der Gneismasse entsprechen, da die hornblendeführenden Gneise stets an der Grenze zwischen Gneis und den Glimmerschiefern auftreten.

¹⁾ Das kristalline Schiefergebirge d. Nied. Tauern. Mitt. d. naturw. Vereines f. Steiermark 1878.

²⁾ Geolog. Studien in d. Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen. Sitzungsberichte d. k. Ak. d. Wiss. in Wien. 116. (1907), 118 (1909), 120 (1911).

a) Granite und Orthogneise.

Die granitischen Gesteine stellen in ihrer typischen Form mittelfeine, selten grobkörnige echte Granite dar mit basischen Schlieren, basischeren Faziesbildungen (Quarzglimmerdiorit), Apliten und Pegmatiten (Schriftgranit). Sie sind charakterisiert durch einen bei den sauren Typen immer vorhandenen Mikroklingehalt, der teilweise durch Schachbrettalbit ersetzt ist. Der einzige primäre Glimmer ist ein Biotit, der stets pleochroitische Höfe von beträchtlicher Größe zeigt. Die Farbe des Glimmers ist u. d. M. stets eine braune in verschiedenen Nuancen. Die optischen Eigenschaften der Plagioklasse entsprechen Mischungen von ungefähr 20% Anorthitgehalt bis zu reinem Albit. Doch liegt die Vermutung nahe, daß in den basischeren Typen ursprünglich vielleicht ein basischerer Plagioklas gebildet worden war, der dann sekundär in Klinozoisit- und Muskovit-schüppchen sowie Albit zerfiel. Diese Einschlüsse sind fast immer zu sehen, oft sind dann derartige einschlußreiche Plagioklasse mit einem Albitrande umgeben, der einschlußfrei ist. In einigen Gesteinen haben sich auch noch andere erkennbare Reste der alten Zonarstruktur erhalten, wie sie in Erstarrungsgesteinen zu sehen ist: es treten verschiedene auslöschende Partien eines Individuums nebeneinander auf. Von deutlichem Kern und Hüllen ist gewöhnlich nicht mehr viel zu sehen. Muskovit fehlt als primärer Gesteinsglimmer. Ihrer chemischen Zusammensetzung nach sind die granitischen Gesteine teils helle, saure, kalireiche, teils basischere kaliärmere Gesteine, deren Kieselsäuregehalt zwischen 74—60% schwankt.

Als abweichend vom Normaltypus stelle ich fest: Granite von hellerer Färbung, mittelkörnig bis grobkörnig, biotitarm, in Verbindung mit porphyrtartigem Granit (porphyrische Feldspate) mit Übergängen zu den schieferigen Gesteinen, sekundäre Muskovitfaserne kommen hier vor. Diese helleren Gesteine scheinen zu Randfaziesbildungen zu gehören (Fürst).

Grobkörnige, flaserige Granitgneise treten als Randbildung der beiden ersteren auf, und zwar sowohl gegen den „Schiefergneis“ als auch gegen den Glimmerschiefer.

Porphyrische Augengneise bilden einen Übergang der Flasergneise zu den Schiefergneisen oder Gneisphyllit. Die Augengneise zerfallen wieder in:

- α) Gneise mit weißen Einsprenglingen von Albit (Schachbrettalbit),
- β) Gneise mit roten Feldspataugen und Muskovitfasern,
- γ) Hornblende führende Augengneise. Diese kommen nur am Schüttkogelzug vor.

b) Schiefergneise (Paragneise)

stellen die Hauptmasse der von der Intrusion betroffenen Scholle dar. Es sind teils dunkle, feingeschieferete Gneise mit Biotit und Muskovit inklusive der als Gneisphyllit bezeichneten Gesteine, teils Hornblende führende helle Schiefergneise, teils dunkle Quarz und Plagioklas führende Hornblendeschiefer. In diesen Gesteinen wurde stets

die sogenannte inverse Zonenstruktur der Plagioklase kristalliner Schiefer beobachtet.

Als ein neues seiner Stellung nach noch nicht sicher bestimmtes Gestein soll ein biotitarmes Ganggestein von lamprophyrischem Charakter mit großen (bis 18 mm) Hornblendeeinsprenglingen genannt sein. Dieses Ganggestein durchschneidet die Gneismasse bei der Gefrorenseescharte und zeigt feinkörnige Randfazies. Es konnte auf mehrere hundert Meter verfolgt werden.

Das Vorhandensein einer mehr oder weniger deutlichen diaphthorischen Umwandlung der granitischen Gesteine wurde schon angedeutet. Diese geht an stärker von einer Art dynamometamorphe Einflüsse betroffenen Gesteinspartien des Granites so weit, daß sekundäre Muskovitfasern und Kornfasern von Quarz auftreten; so erklärt sich vielleicht die Angabe mehrerer Autoren von Zweiglimmergneis. Aber auch in allen anderen Gesteinen dürfte sich stellenweise diese Diaphthorese geltend gemacht haben, so daß ursprünglich vorhandene Kontaktwirkungen des Granites auf die alten Sedimente (Schiefergneis und Glimmerschiefer) nicht mehr als solche zu erkennen sind, wozu noch kommt, daß der Schiefergneis Kontakterscheinungen ohnedies schwer erkennen läßt. Aus diesem Grunde läßt sich der Flaser- und Augengneis seiner Herkunft nach oft mit Sicherheit weder als Orthogneis noch als Paragneis erkennen. Ferner liegt die Möglichkeit vor, daß als ein weiteres Produkt der Diaphthorese jene quarzphyllitähnlichen Gesteine resultieren, die in einzelnen Aufschlüssen mit dem Schiefergneis eng verbunden erscheinen (Schüttkogel, Bärwurzpolster, Gollingtal).

Einige Beziehungen der Gneismasse zu den Granatglimmerschiefern und den Phylliten.

Längs der ganzen Südgrenze der Gneise legt sich auf diese anscheinend konkordant die große Glimmerschieferplatte, die sich weit nach Süden und Westen erstreckt. Ein Profil vom Gneis zum Glimmerschiefer (Fürst Hochschwung, NS) zeigt folgende Schichtfolge von unten nach oben: 1. Gneis, 2. Hornblendeschiefer, 3. Glimmerschiefer mit Marmor- und Hornblendegarbenschiefer eingelagerungen. Ein Ostwestprofil vom großen Bösenstein zum Schüttkogel zeigt wieder über dem Gneis hornblendeführende Gesteine, darüber an einigen Stellen wenig mächtig eine Glimmerschieferplatte, die sehr unregelmäßig und zerrissen ist, auf dieser noch quarzit- und serizitschieferähnliche Gesteine. Hierbei ist ausdrücklich zu bemerken, daß sich keine Diskordanz in der Lagerung zwischen Gneis und Glimmerschiefer ergibt, wo die südliche Begrenzung in Frage kommt, die einzelnen am Schüttkogelzug eingestreuten Glimmerschieferschuppen verhalten sich teilweise anders. Im allgemeinen ergibt sich nun mit genügender Deutlichkeit, daß am Bösenstein Hornblendegesteine (Hornblendegneise, Amphibolite) an der Grenze zwischen Gneis und Glimmerschiefer liegen. Auffällig sind noch gewisse Erscheinungen im Glimmerschiefer des Südkontakts gegen den Gneis (Orthogneis?). Es treten nämlich Erscheinungen auf, die an Kontaktmetamorphose

erinnern nämlich: 1. Hornblendegarbenschiefer, 2. Fuchsitschüppchen im Glimmerschiefer, 3. Marmorbildung, 4. Pegmatite. Die schwarzen, feingeschieferten Amphibolite treten nur im Granatenglimmerschiefer auf ohne sichtbaren Zusammenhang mit der Intrusion des Granits.

Im Gegensatz zu dem südlichen normalen Kontakt ist die Grenze der Gneismasse gegen Nord und Ost eine anormale. Die Gneismasse stößt im Norden und Osten an die gewöhnlich steil aufgerichteten Phyllite der Karbonserie, bei der Pacheralm und den Pentalerhütten zum Beispiel erscheint sie sogar auf die Phyllite und Kalke hinaufgeschoben. Da indessen die Beobachtungen über die Schieferhülle nicht soweit vorgeschritten sind, um eine sichere Mitteilung zu machen, so soll hier nur festgestellt werden, daß die Grenze der Gneismasse gegen Süden (Glimmerschiefer) verschieden ist von der Nord- und Ostgrenze gegen die karbonischen Phyllite. Der Südkontakt stellt wahrscheinlich die alte ursprüngliche Grenze des Schiefergneisgebietes gegen die darüberliegenden Glimmerschiefer dar, während im Norden und Osten vielleicht tektonische Vorgänge einen großenteils anormalen Kontakt mit den jüngeren, karbonischen Schieferen bewirkt haben, so daß zum Beispiel bei Oppenberg Granit direkt unter Quarzphyllit liegt oder am Schüttkogel Quarzphyllitschollen konkordant mit Schiefergneis liegen, wobei es in beiden Fällen möglich ist, daß die ursprünglichen Gneise zu Phylliten diaphthoritisirt wurden.

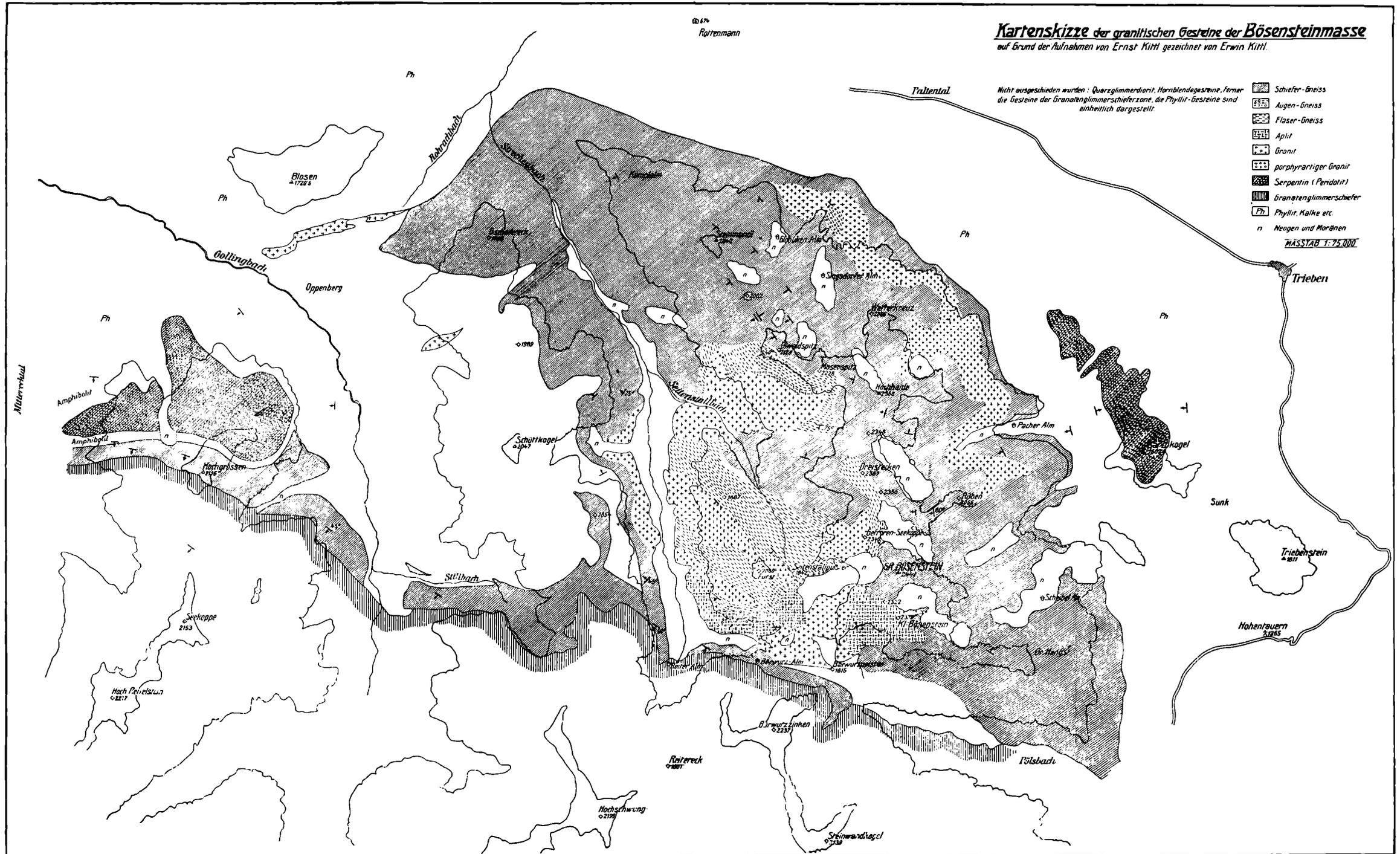
Der Serpentinstock des Hochgrössen.

Bemerkenswert ist der Nachweis eines großen Peridotitvorkommens am Hochgrössen westlich vom Schüttkogelzug. Dieser Serpentinstock wurde von meinem Vater im Jahre 1906 aufgefunden. Der Serpentin liegt ungefähr zwischen der Gneiszung des Riednerkares (Gollingtal) und Quarzphyllit. An der Südgrenze des Hochgrössenserpentins, wo dieser von dem Gneis wahrscheinlich überlagert wird, treten Hornblendegesteine auf, und zwar Granatamphibolit mit körniger Struktur und Hornblendegneise. Im Norden, wo der Serpentin von einem quarzphyllitischen Gestein unterlagert wird, treten gleichfalls hornblendeführende, aber immer schiefriige Gesteine auf.

Was die Lagerung zwischen Schiefergneis und Quarzphyllit — der vielleicht ein diaphthoritisierter Schiefergneis ist — betrifft, so bildet sie für den Serpentin vom Hochgrössen einen wesentlichen Unterschied zum Serpentin vom Lärchkogel, der wie Heritsch¹⁾ angibt, zwischen karbonischen Phylliten liegt. In petrographischer Hinsicht ist der Serpentin des Hochgrössen ein Abkömmling eines Peridotitgesteins, wie die vorhandenen Olivinreste deutlich erkennen lassen. Antigorit und Chromit bilden die anderen wichtigsten Bestandteile des Gesteins.

Die erwähnte Lagerung des Serpentins im altkristallinen Gebirge sowie die Begleitung des Serpentins durch Amphibolgesteine scheint auf eine Analogie zu dem Vorkommen von Kraubat hinzudeuten.

¹⁾ Sitzungsbericht d. k. Akad. d. Wiss. in Wien I. c.



Das Tennengebirge.

Von Eberhard Fugger.

Mit einer Tafel (Nr. XX) und 5 Illustrationen im Text.

Einleitung.

Ich habe im Sommer 1884 einige Zeit in Abtenau zugebracht, während Dr. Alexander Bittner seine geologischen Aufnahmen an der Ostseite des Tennengebirges machte, und ihn wiederholt auf seinen Exkursionen begleitet. Den Sommer 1904 brachte ich in Kuchel bei Golling, den Sommer 1905 in Werfen und jenen von 1906 in Bischofs-hofen zu und führte zahlreiche Begehungen im Gebiete des Tennengebirges aus. Aufgebaut auf die Arbeiten Bittners, seine Tagebücher und Publikationen sowie auf meine eigenen Aufnahmen ist die nachfolgende Arbeit entstanden. Ich habe alle besprochenen Punkte selbst gesehen mit Ausnahme des Plateaus, über welches jedoch die verlässlichsten Aufzeichnungen von Lipold, Bittner und Geyer vorhanden und von mir benützt worden sind. Außerdem habe ich ein Manuskript von Karl Mayrhofer, welcher seinerzeit Kontrollor bei der k. k. Berg- und Hüttenverwaltung Werfen war, über die Bergbaue und ein Gutachten C. W. Gumbels über den Bergbau Larzenbach sowie persönliche Mitteilungen von Heinrich Prinzing und P. Anselm Ebner ausgiebig verwertet, am ausgiebigsten allerdings die Arbeiten meines leider zu früh verstorbenen Freundes Bittner; ich führe seine Angaben meist wörtlich mit „Gänsefüßchen“ an.

Topographie.

Im Süden der Stadt Salzburg, das herrliche Salzachtal begrenzend, erhebt sich ein Gebirgsstock, der sowohl durch seine Höhe und Ausdehnung als auch die grotesken Formen seiner Spitzen die Aufmerksamkeit der Naturfreunde erregt — das Tennengebirge. Die Salzach mit ihren beiden Nebenflüssen, Fritz und Lammer, sowie ein Zufluß der ersteren, der Martiner Bach und ein solcher der letzteren, der Karbach, bilden seine Umrahmung. Die Salzach bespült den Fuß des Gebirgsstockes im W in einem langen, engen, mehrfach gewundenen Erosionstal, welches sich erst bei Werfen

verbreitert, und nimmt in der Nähe von Bischofshofen die Fritz auf, deren Lauf von O nach W gerichtet ist und in welche bei Brunnhäusl der von N, von der Wasserscheide bei St. Martin kommende Martiner Bach mündet. Die Lammer entspringt am Fuße der Steilwände des Tauernkogel, richtet ihren Lauf zuerst nach O, wendet sich bei Lungötz nach N bis in die Abtenau und endlich nach W, um sich in der Nähe der Duscherbrücke bei Golling in die Salzach zu ergießen. Bei Lungötz erhält die Lammer einen Zufluß von S her, den Karbach.

Die genannten Gewässer sind die Grenzen des Tennengebirges: die Salzach im W, die Fritz im S, der Martiner und der Karbach sowie der Mittellauf der Lammer im O und der Unterlauf der letzteren im N.

Der Gesamtflächenraum des Tennengebirges samt seinen Vorbergen im N und S beträgt ungefähr 350 km^2 , das eigentliche Hochgebirge, das Kalkmassiv, nimmt von dieser Fläche nur etwa 140 km^2 ein.

Im NW tritt das Hochplateau direkt an die Salzach und fällt gegen diese in Steilwänden ab. Erst etwa von dem Eisenwerk Konkordiahütte beginnen die südlichen Vorberge, welche sich nun an den ganzen Südabfall des Hochgebirgs in einer Ausdehnung von 7 bis 8 km anschließen. Die Vorberge ziehen sich mit allmählich abnehmender Breite an die Ostseite des Kalkmassivs und verflachen sich in dem Hügelland von Abtenau, welches den Nordostrand des Gebirgsstockes bildet. Westlich dieses Hügellandes erheben sich dann als mächtige nördliche Vorberge die beiden Struberge, und daran schließen sich in einem stetig schmaler werdenden Bande, dessen Breite in der Nähe der Mündung der Lammer in die Salzach kaum 1 km beträgt, der Sattelberg und das Lammereck an.

Zahlreiche Bäche entspringen am Fuße der Steilwände oder kommen in den Furchen des Gebirges ins Tal herab; so rauschen bei Regengüssen oder zur Zeit der Schneeschmelze in den zahlreichen Rinnen und Runsen der Westwände schmutzige Fluten, reichlich Schutt mit sich führend, durch für gewöhnlich trockene Flußbette herab und gefährden Straße und Eisenbahn; erst südlich von Arthof, wo die eigentlichen Vorberge beginnen, treten richtige Quellen auf, die dann als Bäche auch regelmäßig das ganze Jahr hindurch fließen.

Zu diesen gehören der Gundacker-, Loipfer-, Setzenberg- und Staudachbach, welche unter dem Hochpfeiler entspringen und nach kurzem Lauf zwischen Konkordiahütte und Schloß Werfen in die Salzach fließen. Südlich davon, gerade gegenüber dem Schloß Werfen mündet bei der Kalcherbrücke der mächtigere Kalcher Bach, welcher aus der sogenannten Schnepfries, einer langgestreckten, breiten Schutthalde kommt und am rechten Ufer den Fallerstein, am linken den Reichhofgraben aufnimmt; alle drei Gräben entspringen unter dem Raheck, und zwar der letztere im sogenannten Suppenwald. Nun folgen gegen S einige kurze Bäche bis zum Weiler Schlaming; zwischen diesem Weiler und Scheibenhub mündet der Retten- oder Schlaminggraben, dessen Gewässer aus dem Gehänge zwischen dem Suppenwald und der südöstlich davon gelegenen Kreuzhöhe stammen.

Unmittelbar bei der Salzachbrücke und der Eisenbahn-Haltestelle Pfarrwerfen ergießt sich der Wenger Bach in die Salzach. Seine Quelle und seine ersten Zuflüsse kommen von der großen halb-kreisförmigen Mulde, welche von der Kreuzhöhe, den nordöstlich darausschließenden Gipfeln des Plateaus: Hoher Thron, Fieberhorn, Hocheck, Bruckkogel, Eiskogel, Tauernkogel bis zum Jochriedl (in der Generalstabskarte irrthümlich Jockelriedl genannt) zieht. Er durchfließt die Wenger und Fromer Au, nimmt bei Werfenweng am linken Ufer den vom Jochriedl kommenden Steiner Bach mit dem Zaglauer Bach, bei Arnoldstein ebenfalls am linken Ufer den von SO aus der Einsattlung zwischen Zaglauer Berg und dem Fraueneck herabziehenden Eckgraben und wenige Schritte weiterhin am rechten Ufer den an der Kreuzhöhe nächst der Elmau-Alpe entspringenden Faistengraben auf. Sein Niederschlagsgebiet ist sohin ein sehr bedeutendes.

Der nächste größere Zufluß der Salzach in unserem Gebiete ist die Fritz. Diese entspringt unter der Bischofsmütze, fließt anfangs südlich, dann in fast westlicher Richtung auf langem Wege zur Salzach. Von der Haltestelle Brunnhäusl ab bildet sie die Südgrenze des Tennengebirges und nimmt an ihrem rechten Ufer eine Anzahl von Seitenbächen auf, so bei Brunnhäusl den von St. Martin kommenden Martiner Bach; wenig weiter gegen W fließt ihr der kleine Aitlbach zu, und bei Hüttau mündet der Larzenbachgraben, welcher am Fromerkogel entspringt und in einer langen Strecke fast geradlinig in nordsüdlicher Richtung zur Fritz fließt. Außer den Quellbächen erhält der Larzenbach nur wenig Zuflüsse: am linken Ufer den Lindau-, am rechten den Rotgraben.

Weiter westlich münden in die Fritz der Greißenbach und noch einige andere kleinere Bäche, welche alle am Fraueneck entspringen, und weiterhin einige noch unbedeutendere, welche vom Mandlkopf und Spareck kommen.

Am Karrain (in der Generalstabskarte als Korein bezeichnet) entspringt in drei mächtigen Quellen der Karbach. Dieser fließt von der unteren Karalpe ab in ungefähr östlicher Richtung bis Schwaighof, erreicht dann bald die Straße, welche von St. Martin nach Lungötz führt und begleitet diese als östlicher Grenzfluß in der Richtung nach N bis Lungötz, wo er in die Lammer mündet. An seinem linken Ufer nimmt er einige kleine Seitenbäche, den Haarreiter-, Oberschober- und Mehreckbach, auf.

Die Lammer selbst entspringt am Ostfuß des Tauernkogel und fließt anfangs gegen O bis Lungötz, dann als Grenzfluß ungefähr nordwärts bis Hedeck, wendet sich von da in einem weiten Bogen in vielen Krümmungen allmählich westwärts, um die Strubberge herum, um ihr tiefgrünes, stellenweise smaragdgrünes Wasser schließlich in der Nähe des nördlichen Mundloches des Gollinger Tunnels in die Salzach zu ergießen. Die Seitenbäche, welche ihr aus dem Gebiete des Tennengebirges zufießen, bilden eine ziemlich große Anzahl. Sie nimmt am rechten Ufer in der Nähe des Spießhofes den Schöberlbach auf, dessen Quellen in der Mulde zwischen Karrain, Fromerkogel und Hochschober liegen; unterhalb des Moos-

gutes den Moserbach, der mit seinen Zuflüssen vom Höheneckl¹⁾ und von Oberhaarreit kommt, und bei Lungötz den bereits genannten Karbach; am linken Ufer einen Zufluß von der Riffelwand und einen von der Königswand; östlich von diesen den Gappengraben, welcher unterhalb des Sattels zwischen der Gappenhöhe und dem Gwehenberg entspringt, von da südwärts fließt und bei Krasthof mündet. An der Strecke von Lungötz bis Hedeck ist nur der Gwehenberggraben von Bedeutung. Er sammelt seine Zuflüsse aus der gegen O offenen Mulde, welche von der Königswand, dem Sonntagskogel, der Tagweide, dem großen und kleinen Traunstein und dem Schoberstein umschlossen wird, nimmt oberhalb der Ortschaft Gwehenberg einen an der Nordseite des Sattels zwischen der Gappenhöhe und dem Gwehenberg entspringenden Seitenbach auf und mündet am linken Lammerufer bei der Kapelle nächst Hedeck.

Bei Diegrub mündet der Schoberbach, welcher im Schoberwald zwischen Schoberstein und Peilwand entspringt; nächst der Lammerbrücke der Straße Abtenau—Rußbach der Fischbach oder Raingraben, welcher von der Peilwand, dem Schoberstein und dem Scheffkogel sein Wasser erhält; nördlich des Scheffkogels der Egelseebach, der Abfluß des Egelseegrabens; bei Benzenau endlich der mächtige Schwarzenbach, welcher unter dem Namen Aubach zwischen dem Höllkar und dem kleinen Breitstein entspringt und in nordnordwestlicher Richtung zur Lammer fließt. Er nimmt an seinem linken Ufer den Abfluß des Tricklfalles samt dessen vom SO-Ende des Vorderstrubberges kommenden Seitenbaches, dann den Erler Graben auf, welcher am Sattel zwischen den beiden Strubbergen seine Quellen hat und das SO-Ende des Hinterstrubberges vom Arlstein scheidet; dann am rechten Ufer den Tiefkargraben, welcher am großen und den Kehlhofer Graben, der am kleinen Traunstein entspringt, und schließlich den Eggenreuter Bach, welcher ebenfalls vom kleinen Traunstein kommt.

Zwischen beiden Strubbergen fließt der Sattelbach vom Hochsattel gegen NNW und am Westrande des Vorderstrubberges der Schwarzbach mit dem Abfluß des Wienerfalles.

Westlich davon folgen noch zwei kleine und kurze Bäche, der Wieserbach, welcher beim Bartl-Wirtshaus, und der Berger Graben mit seinem rechtsseitigen Zufluß, dem Infanggraben, welcher beim Bergergut mündet.

Damit wären die nur einigermaßen bemerkenswerten Bäche verzeichnet. Es ergibt sich aber aus ihrer immerhin beträchtlichen Anzahl ein Urteil über die ganz bedeutende Gliederung, die reichliche Durchfurchung des Terrains.

¹⁾ In der Generalstabskarte steht hier statt Höheneckl der Name Hühnerkehlkopf, ein Name, der von dem betreffenden Mappedeur offenbar falsch verstanden wurde, als man ihm denselben genannt hat. Das Volk nennt diesen Punkt das Höheneckl, Diminutiv von Höheneck, ein Wort, das im Dialekt allerdings wie Henneckel klingt.

Literatur.

1844. Karl Mayrhofer, Bericht über verschiedene alte Bergbaue. Manuskript.
 1851. Marcus Vincenz Lipold, Schilderung des Tennengebirges. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., II., pag. 79—84.
 1881. P. Anselm Ebner, Briefliche Mitteilungen. Manuskript.
 1883. Alexander Bittner, Tagebücher. Manuskript.
 1884. — Verh. d. k. k. geol. R.-A., pag. 48—87; 99—113; 358—367.
 1886. — Ibid. pag. 130—134; 387—398.
 1887. — Ibid. pag. 301.
 1884. Ludwig Purtscheller, Das Tännengebirge. Zeitsch. d. Deutschen und Österr. Alpenvereines. XV, pag. 102—139, mit 1 Karte.
 1886. Georg Geyer, Über die Lagerungsverhältnisse der Hierlatzschichten in der südlichen Zone der Nordalpen vom Paß Pyhrn bis zum Achensee. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XXXVI, pag. 271—273.
 1894. Franz Wähner, Geologische Bilder von der Salzach. Verein z. Verbreitung naturwiss. Kenntnisse in Wien. 34. Jahrg., Heft 17, pag. 35—45.
 1899. Emil Böse, Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. I. Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesellschaft, pag. 569.
 1910. Hans Reinl, Das Salzgebirge von Grubach und Abtenau. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. Nr. 15 und 16.

Der Pass Lueg.

In nächster Nähe der Reichsstraßenbrücke über die Lammer, der sogenannten Duscherbrücke, befindet sich am Lammerufer ein Steinbruch im Liaskalk mit Arten von *Arietites*, *Aegoceras*, *Lytoceras*, *Phylloceras*, *Nautilus*, *Atractites* und andere Petrefakten. „Es sind rote Kalke oder auch graublaues Gestein, dessen Färbung augenscheinlich durch Verwitterung hervorgerufen wurde.“ (Lipold.) Die Kalke streichen ungefähr von O nach W und fallen nach N; „im W sind sie von Dachsteinkalk unterlagert, im S stoßen sie an den höher liegenden Dachsteinkalk an. Nördlich von den Liaskalken stehen direkt am Ufer und in der Lammer die dunklen Guttensteiner Kalke an.“

Die Straße von der Duscherbrücke zum Paß Lueg führt genau im Schichtstreichen der Dachsteinkalke hin, welche nach NNO fallen. Ein Fußweg führt von der Straße rasch aufwärts über Zimmerau nach Brunneck. An diesem Wege kommt man sehr bald in den Dachsteinkalk und nach kurzer Strecke, noch ziemlich weit vor Zimmerau, in die südöstliche Fortsetzung der Liaskalke der Duscherbrücke, auf Crinoidenkalke und roten Adneter Marmor, welche direkt und konkordant den Dachsteinkalk überlagern. Weiterhin bis Brunneck steht wieder Dachsteinkalk an.“ (Bittner.)

Wandert man von der Duscherbrücke auf der Reichsstraße aufwärts, so trifft man vorerst rechts und links an derselben zahlreiche große Blöcke von Dachsteinkalk, weiterhin steht dieser dann wirklich zu beiden Seiten an. Doch am Rande der Straße an der nordnordöstlichen Seite findet man, 490 m über dem Meere, dort, wo die Salzach die enge Schlucht verläßt, graue Kössener Mergelkalke anstehen, reich an Petrefakten. Es ist eine wenig mächtige Schicht,

von Dachsteinkalk scheinbar überlagert, jedenfalls aber nur in eine Runse desselben eingebettet, welche sich, allerdings mit Unterbrechungen bis Brunneck verfolgen läßt.

Schon beim ersten Ansteigen der Straße trifft man im Dachsteinkalk zahlreiche Durchschnitte von *Megalodon triquetus* Wulf. und die Straßenschotterarbeiter gewinnen dieselben gar nicht selten beim Zerklopfen der Bruchsteine. Man findet hier wie in den „Öfen“ Megalodonten von 3 bis 30 cm Größe und darüber.

Die Reichsstraße führt durch eine Schlucht aufwärts nach Brunneck; eine zweite, zu dieser parallele Schlucht im W wird von der Salzach durchflossen; diese letztere Schlucht führt den Namen die „Salzachöfen“. Der Felsrücken, welcher die beiden Schluchten voneinander trennt, ist höchstens 200 m breit, besteht aus Dachsteinkalk wie die Wände des Hagengebirges im SW und jene des Tennengebirges im NO; beide Schluchten zeigen an ihren Wänden, so rechts wie links, vollkommen übereinstimmende Lagerung der Schichten, ganz gleiches Fallen nach NO, so daß kein Zweifel bleibt, daß hier keine Störung im Gebirgsbau vorhanden ist, sondern daß beide Schluchten vom Wasser, beziehungsweise von der Salzach erodiert worden sind. „Wenn man innerhalb der Salzachschlucht in bedeutender Höhe über dem Flusse alten Riesenkesseln begegnet, Aushöhlungen, welche der Fluß, als er in einem höheren Niveau floß, geschaffen und später bei der Tieferlegung seines Bettes seitlich angeschnitten hat, Hohlformen, die im übrigen so frisch aussehen, als wären sie eben erst aus dem Felsen gewaschen worden, so gewinnt man leicht die Überzeugung von dem sehr jugendlichen Alter der Schlucht.“ (W ä h n e r.)

Die Salzachöfen sind bekanntlich zugänglich und werden von Einheimischen und Fremden besucht und wegen ihrer interessanten Bildungen und landschaftlichen Reize bewundert. Für die Geologen bemerkenswert sind außerdem die zahlreichen Durchschnitte von *Megalodon triquetus*, welche das Gestein darbietet.

Die Strecke, in welcher die Salzach die nordwestliche Richtung innehat, beträgt ungefähr 1 km, der Strom fließt hier längs der Schichtflächen hin, ebenso wie die Reichsstraße längs der Schichtflächen hinzieht. So wie wir die Höhe der Straße, 554 m, bei Brunneck erreicht haben, sehen wir, daß uns die Salzach in nordöstlicher Richtung entgegenkommt, daß sie also oberhalb der Öfen senkrecht zur Schichtung fließt. Diese Richtung währt etwa ebenfalls 1 km bis zur südlichen Mündung des Eisenbahntunnels, welcher den Ofenauer Berg durchfährt. Von hier aufwärts ist die Richtung auf kürzere Strecke fast östlich, dann aber, abgesehen von einigen untergeordneten Krümmungen, rein nördlich, soweit sie am Tennengebirge und dessen südlichen Vorlagen hinfließt.

Von Brunneck senkt sich die Straße, von nun ab durch keinen Felsrücken mehr von der Salzach geschieden, längs derselben ziemlich steil abwärts bis 490 m Meereshöhe (beim Tunnellingange); das Gehänge zwischen Straße und Salzach wird hier von Glazialschottern gebildet. Ein Blick auf die Landkarte sowie der Anblick des Einschnittes zwischen Hagen- und Tennengebirge, wie er sich von N her,

insbesondere von Hohenschnait bei Krispl darbietet, zeigt, daß die Salzach oder der Salzachgletscher jedenfalls einmal ihr Bett bedeutend höher haben mußte als jetzt, und daß der Ofenauer Berg mit dem Tennengebirge in direkter Verbindung stand und als abschließender Felsriegel einem tiefergehenden Fluß den Weg verlegte.

„Das alte Salzachbett müssen wir daher an den Eintiefungen dieses Felsriegels suchen. In diesen nagten sich der Fluß oder die Gletscherwasser jenen Weg, jene Schlucht, durch welche heute die Reichsstraße von der Duscherbrücke aufwärts nach Brunneck führt. Zur Zeit des höchsten Gletscherstandes mußten sich die höheren Teile des mächtigen, von S nachdrängenden Eisstromes in der Einsenkung östlich vom Ofenauer Berg, über diesen selbst und die tieferen Gehänge des nach SW zur Kratzspitze ansteigenden Kammes geradeaus nach N bewegen und hier steil 400 bis 800 m tief zur Niederung von Golling abbrechen. Damals floß von der gegen Brunneck vordringenden Hauptmasse des Gletschers ein weiterer Teil über die Höhe der Zimmerau nach N gegen den Ausgang des Lammertales ab. Der von Brunneck nach NW sich bewegende Talgletscher konnte sich beim Rückzug des Eises am längsten erhalten. Auch dieser mußte ziemlich steil mit vielen klaffenden Spalten zur Niederung von Golling abbrechen, und die von der Gletscheroberfläche in den Spalten versinkenden und unter dem Gletscher abfließenden gewaltigen Schmelzwasser mochten schon lange an der Einnagung und Tieferlegung des neuen Bettes im festen Felsen gearbeitet haben, bevor das Eis über diese Stelle zum letztenmal nach S zurückgewichen war und der Fluß in die Lage kommen konnte, sich unter dem Gletscherschutt sein altes Bett zu suchen. Dieses war jedoch durch den Gletscherschutt verstopft worden und die Gletscherwasser gruben sich im harten Kalk, vielleicht an einer Stelle, welche nicht über dem alten Flußbett gelegen war, eine tiefe Schlucht, ein neues Bett, die heutigen Öfen aus.“ (Wähner.)

Vom Süden des Tunnels fußaufwärts bleibt das Salzachtal noch eine Strecke von etwa 1.5 km ziemlich eng, so daß neben Fluß, Straße und Eisenbahn nur wenig Raum erübrigt, der hie und da mit Alluvialschutt oder mit kleinen Resten eines horizontal geschichteten diluvialen Konglomerats bedeckt ist. Die Dachsteinkalke des Hagengebirges im W fallen ganz konform mit jenen des Tennengebirges im O, und zwar regelmäßig NO oder NNO. Unter dem Kastenspitz erweitert sich das Tal, und die Wände, besonders am rechten Ufer, treten mehr zurück; längs der Salzachufer ziehen sich niedrige, häufig unterbrochene Konglomeratbänke hin, am Fuß der steilen Felswände lagert mächtiger Bergschutt.

Beim Wirtshaus Stegenwald befindet sich ein „Steinbruch in einer wahrscheinlich abgesunkenen Kalkpartie, mit steilem Einfallen nach SW; sie enthält Bänke mit Pedaten, Gastropoden und Megalodonten. Das Gestein der Wände des Kastenspitz ist genau dasselbe wie jenes im Steinbruch von Stegenwald, auf den Halden liegen dieselben gastropodenreichen Blöcke, jedoch keine Blöcke mit Pedaten. Die Pedatenkalke scheinen also gradeso wie am Hochgschirr im Blühnbachtal den tieferen Niveaus der Wände anzugehören.“ (Bittner.)

Bei dem nächsten Gehöfte Eckhart treten die Felswände wieder nahe an die Salzach; es sind Ramsaudolomite, welche von hier ab die Basis der Westseite des Tennengebirges bilden. Sie reichen im allgemeinen nicht viel höher als bis etwa 1100 *m* Meereshöhe, das ist ungefähr 600 *m* über das Salzachtal und werden dann von Dachsteinkalk überlagert; nur bei der Pitschenbergalpe (1703 *m*) reichen sie nach Geyer bis auf das Plateau und sind dadurch die Ursache einer üppigen Vegetation. Die Dolomittfelsen treten bald wieder zurück, mächtige Schutthalden breiten sich aus, von Bachgerinnen durchzogen, die meist ohne Wasser sind, jedoch bei Gewittern und zur Zeit rascher Schneeschmelze gewaltige Wasser- und Geröllmassen der Salzach zuführen. Erst bei der Eisenbahnstation Sulzau treten die Dolomite wieder an beiden Ufern an den Fluß und bieten, besonders am linken Ufer, geradezu herrliche Verwitterungsformen, scharfe Kanten, Nadeln und zahlreiche Rinnen dar. Wenig oberhalb der Aschauer Brücke treten die hellen Dolomite wieder zurück und massige Schutthalden bedecken den Fuß der Dolomite bis nach Konkordiahütte, während am Fluße selbst hie und da die Konglomeratbänke sichtbar sind. „In den Bächen dieses Gebietes, besonders WSW und SW vom Hochkopf kommt soviel Werfener Schiefer herab, fast ausschließlich aus den gelben und insbesondere den gervillieureichen Bänken, daß man annehmen muß, daß am Fuße der Dolomiten sicher Werfener Schiefer ansteht. Die großen Gießbäche verdecken natürlich alles mit ihrem Schutt.“ (Bittner.)

Der Gundacker Graben.

Unmittelbar nördlich des Bauernhauses Gundacker, schräg gegenüber etwas unterhalb Konkordiahütte mündet der Gundacker Graben in die Salzach. Die untere Partie des Grabens ist mit Schutt erfüllt; hier wurde seinerzeit roter quarzitischer Werfener Schiefer als Zuschlagschiefer für das Eisenwerk Konkordiahütte in einem Stollen abgebaut. In 575 *m* Höhe steht am rechten Ufer Werfener Schiefer an in h 6 mit 42° Einfallen nach N. Oberhalb dieser Stelle trifft man wieder nur Schutt, doch sieht man die Werfener Schiefer in 615 *m* südwärts vom Graben sich hinziehen. Bei 670 *m* beginnen im Graben zahlreiche Stücke schwarzen Kalkes den Boden zu bedecken; 50 *m* höher führt ein Weg durch den Graben, dann wird der letztere sehr steil, und in 745 *m* steht man am Fuß der Felswand, welche die rechte Seite des Grabens bildet, während die linke noch weniger steil und teilweise bewachsen ist. Es sind schwarze Kalke in h 4 mit 45° Einfallen in NNW in Schichten von 5 bis 20 *cm* und darüber, mit einzelnen Einlagerungen von ganz dünnschichtigen schwarzen Lagen.

Das Hangende des Kalkes ist (755 *m*) dolomitischer Guttensteiner Kalk, welcher mit vielen Rutschflächen über dem geschichteten Kalk aufsteigt. Eine solche Rutschfläche ist mit ihrer Unterseite bloßgelegt in 2 *m* Breite und 10 bis 20 *m* Länge und liegt in h 12 mit 38° Neigung gegen O. Die ganze Masse des dolomitischen Guttensteiner Kalkes ist hier etwa 30—40 *m* hoch. Darüber scheint eine Terrasse

zu sein, und hinter derselben wird heller Ramsadolomit sichtbar, von dem neben Stücken Guttensteiner Kalk, dolomitischem Guttensteiner Kalk und Hochgebirgskalk zahlreiche Trümmer am Fuße der Felswand liegen.

Ich konnte weder aufwärts noch seitwärts weiter und stieg daher im Graben wieder abwärts. In 625 *m* Höhe verließ ich ihn in der Richtung gegen S und konnte auf etwa 120 Schritte stets anstehenden Werfener Schiefer beobachten.

Der Loipfergraben,

der nächste südlich des Gundacker Grabens, mündet bei der Brücke von Konkordiahütte und führt nur Schutt, welcher vorherrschend aus Kalken und in geringerer Menge aus Werfener Schiefeln besteht. In 640 *m* Meereshöhe tritt eine Quelle auf; die Werfener Schiefer des Gundacker Grabens ziehen hier jedenfalls unter dem Schutt herüber. Wenige Meter höher führt der mit roten Strichen bezeichnete Weg von Konkordiahütte nach Setzenberg durch den Graben. Weiter aufwärts trifft man im Graben ebenfalls nur Schutt und Gerölle; erst in 825 *m* Höhe findet man am rechten Ufer anstehenden Fels und zwar eine grobe Dolomitzbrekzie.

Seitwärts vom Loipfergraben gegen S befindet sich die sogenannte Rote Wand, gerade gegenüber Konkordiahütte. Hier wurde „auf Blutzer gebaut, welches 60 Prozent Eisen enthielt. Allein der glückliche Bau dauerte nur von 1763—1766, in letzterem Jahre schnitt sich dieses Erz gänzlich aus.“ (Vierthaler, Reisen. 1799, pag. 215.)

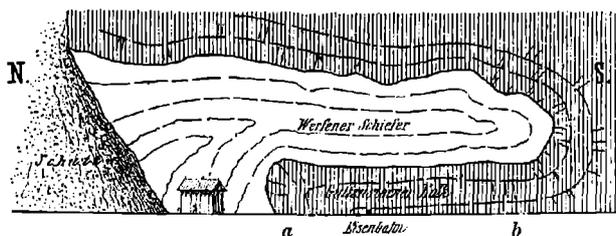
Der Setzenberggraben,

an dessen rechtem Ufer das Gut Setzenberg liegt, durchbricht nahe seiner Mündung den Zug von Guttensteiner Kalk, welcher bei der Kalcherbrücke am Fuß des Werfener Schloßberges beginnt und fast ununterbrochen bis zur Mündung des Blühnbaches aufgeschlossen ist. Etwas unterhalb, also nordwestlich der Mündung des Setzenberggrabens, bei einem hölzernen Bahnwächterhäuschen, 40 Schritte unterhalb *km* 43·2 der Staatsbahn, gegenüber *km* 43·6 der am linken Salzachufer hinziehenden Reichsstraße ist in den Guttensteiner Kalk von unten herauf in einem nach S gerichteten Bogen der Werfener Schiefer hineingepreßt (Fig. 1). Er reicht etwa 8—10 *m* über die Eisenbahnschienen empor und ist von der Stelle *a*, wo die Grenzlinie zwischen Werfener Schiefer und Guttensteiner Kalk fast vertikal aufsteigt, flußabwärts noch etwa 22 Schritte sichtbar; ebenso reicht er flußaufwärts noch 22 Schritte in den Kalk hinein, welcher vielfach gebogen und gebrochen ist, bis zu einem Durchlaß *b* an der Bahn. Flußabwärts zieht sich eine niedrige, zum Teil bewachsene Schuttlehne hin, die vielleicht noch den Werfener Schiefer bedeckt, obwohl der Schutt selbst fast nur Stücke von Guttensteiner Kalk von den dahinter aufragenden Wänden zeigt. Die Schuttlehne reicht bis etwas unterhalb *km* 43·0, wo der Kalkfels wieder direkt an die Bahn und die Salzach tritt. Von Punkt *b* flußaufwärts steht nach 20 Schritten

der Kilometerstein 43·2, und von hier 90 Schritte aufwärts fließt eine Quelle, nach weiteren 10 Schritten wieder eine solche mit Durchlaß, abermals 30 Schritte weiter das Kilometerzeichen 43·3.

Die hier aufgetriebenen Werfener Schiefer geben uns einen Fingerzeig über die Ursachen der wiederholten Störungen in den untertriadischen Gesteinen an der Südhälfte des Tennengebirges und erklären uns, warum die Fortsetzung der am linken Salzachufer auftretenden Raibler Schiefer am rechten Ufer nicht mehr zu finden ist.

Fig. 1.



Im Setzenberggraben aufwärts liegt nur Schutt, bei 670 *m* trifft man auch auf viele und große Trümmer einer Gebirgsschuttbrekzie. Wenig weiter oben sieht man am Schreckenberg diese grobe Brekzie als breite, mächtige Masse anstehen. In 700 *m* Höhe hat man sie erreicht, 10 *m* höher treten in derselben verschiedene Höhlen auf; sie läßt sich verfolgen bis zum Schreckenberggut (900 *m*). In 885 *m* Höhe kreuzt ein Weg den Graben; wenig unterhalb des Weges beobachtet man Werfener Schiefer, am Wege selbst steht Guttensteiner Kalk an in *h* 3, 10° mit Einfallen unter 70° nach NO.

Der Staudachgraben.

In nächster Nähe des Staudachgutes mündet der Staudachgraben, er hat im Verein mit einigen anderen kleineren Bächen eine Alluvialbank an der Salzach abgelagert, welche die Eisenbahn durchschneidet. Die unteren Partien des Grabens sind wieder mit Schutt und Geröllmassen erfüllt. In 720 *m* stehen Werfener Schiefer „von der höheren gelblichen Entwicklung“ (Bittner) an in *h* 6 mit 81°, und 15 *m* höher mit 46° Neigung nach S. In 750 *m* beginnt der Guttensteiner Kalk, und zwar ungeschichtet; 10 *m* höher steht man am Fuß einer Felswand von 7 *m* Höhe, über welche der Bach in mehreren, zueinander parallelen Adern herabstürzt. An der hydrographisch rechten Seite dieser Wand befindet sich eine kleine Höhle. Hat man die Wand überwunden, so beobachtet man den Guttensteiner Kalk (775 *m*) dünnschieferig und in Platten bis 10 *cm* Dicke in *h* 5 mit 53° Einfallen nach N. Weiter oben (800 *m*) bildet er wieder kompakte schwarze Massen mit brauner Verwitterung, und in 810 *m* steht man abermals am Fuß einer Wand, welche jedoch eine Höhe von 20 *m* besitzt. Der Guttensteiner Kalk wird hier dolomitisch und fällt nicht mehr nach N, sondern unter 39° nach S.

Oberhalb der Wand, etwa 830 *m*, läuft der Bach mit geringem Gefälle und in ziemlich sanft gegen das Bachbett geneigten Ufern: vom Schreckenbergr ziehen hier in breiter Fläche die Werfener Schiefer herüber und durch den Graben durch gegen Leitenfeld hin. Etwa in 870 *m* Höhe vereinigen sich zwei Arme des Grabens. Wenig höher übersetzt der Weg, welcher vom Schreckenbergrgut zum Suppenwald führt, den rechtsseitigen Graben. Hier liegen im engen Bachbett nur Guttensteiner Kalke, Dolomite von dunkler, roter und heller Farbe und Hochgebirgskalke sowie Werfener Schiefer; sichere Raibler Schiefer oder Kalke, welche eventuell unter den Steilwänden durchziehen könnten, sah ich nirgends, möglicherweise gehören die roten und gewisse dunkle Dolomite den Raibler Schichten an. Am rechten wie am linken Ufer dieses Armes stehen in 880 *m* Brekzienfelsen an mit verschiedenen kleinen Höhlen.

Im linken Arm des Staudachgrabens liegen dieselben Gesteine wie im rechten, auch eine reiche Quelle tritt daselbst am Wege (880 *m*) auf. Weiterhin scheint am linken Ufer desselben Armes ein schwarzer, dolomitischer Kalk mit weißen Adern wirklich anzustehen. Von 885 *m* aufwärts sieht man in beiden Armen des Grabens fast nur mehr Trümmer von Dolomiten, welche in etwa 1000 *m* Meereshöhe als Wände aufsteigen.

Der Staudachgraben gibt in seinen unteren Partien charakteristische Bilder eines in Werfener Schiefer und etwas höher eines in Kalk eingerissenen Grabens: erstere mit ihren sanft abfallenden Ufern, letztere mit steilen Ufern und öfter stufenförmig abgebrochenem Gerinne.

Der Kalchergraben.

An dem Gehänge zwischen Staudach- und Kalchergraben, dem nächsten größeren südlich von ersterem gelegenen Graben, entspringt noch ein kleinerer Graben, der jedoch keinerlei Aufschluß bietet. An diesem Gehänge ziehen unten längs der Salzach Guttensteiner Kalke hin, welche etwa 150 Schritte unterhalb der Kalcherbrücke deutlich in h 10 mit 70° Einfallen nach SW geschichtet sind. Über denselben scheint ein Konglomerat durchzustreichen. Der Bauernhof Zeismann (629 *m*) steht auf Guttensteiner Kalk, welcher von hier in den unteren Kalchergraben hinabzieht. Oberhalb Zeismann trifft man anstehenden Werfener Schiefer, welcher bis zur Höhe von mindestens 800 *m* emporreicht. Hier dürfte wieder Guttensteiner Kalk durchziehen, der jedoch nirgends deutlich aufgeschlossen ist; bei Leitenfeld und Fallsteiner aber befindet man sich wieder auf Werfener Schiefer, welcher vom Schreckenbergrgut herüberstreicht. Oberhalb dieses Bandes von Werfener Schiefem dürfte wohl die Fortsetzung jenes Guttensteiner Kalkes zu suchen sein, der im Staudachgraben in 880 *m* ansteht.

Der Kalcherbach bildet sich aus drei Wasserläufen, von denen der nördlichste, der Fallsteiner Graben, von den Wänden WSW unter dem Raucheck, der mittlere, der eigentliche Kalchergraben, SSW unter demselben aus der sogenannten Schnepfries

und der südlichste, der Reichhofgraben, aus dem Kar zwischen Raucheck und Fieberhorn herabkommt. Dieser letztere vereinigt sich mit dem mittleren in zirka 685 *m* und der Fallsteiner Graben mündet in etwa 660 *m*. Der Kalcherbach fließt unmittelbar bei der Kalcherbrücke in die Salzach; an seinem rechten Ufer steht bei der Mündung Guttensteiner Kalk, am linken diluviales Konglomerat an, welches nicht weit aufwärts reicht und bald auch hier durch Guttensteiner Kalk ersetzt wird, in welchen sich der Bach eine tiefe Schlucht mit mehreren Stufen und Wasserfällen, die sogenannte Erherzog Eugen-Klamm, eingerissen hat.

Der Graben ist anfangs weit und mit Schutt und Gerölle erfüllt. In 580 *m* Höhe verengt sich derselbe und stehen am linken Ufer schön geschichtete Guttensteiner Kalke in Platten von 5—12 *cm* in $h\ 4^{\circ} 10'$ mit etwa 50° nordwestlichem Einfallen. Ein Steg führt an das rechte Ufer und hier trifft man bald eine Einlagerung von schwarzen, blätterigen Schiefen, welche mehrere Meter mächtig sind und steil in $h\ 4-5$ nach NW fallen. Ich bezeichne diese Schiefer als Strubbergschiefer, da Bittner sie zuerst am Strubberg am genauesten studiert hat. Über ihnen liegt ein stark verwitterter dolomitischer Kalk. An den genannten Schiefen führt der Steig etwa 30 *m* lang hin, dann folgen wieder Kalke, mit Schiefen wechsellagernd. Hier tritt eine Quelle mit Kalksinterbildungen auf.

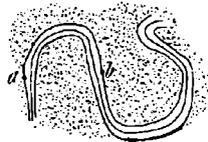
Bis hierher konnte man im Jahre 1881 gelangen, ohne klettern zu müssen, und eine von schwarzem Kalk mit häufigen Schiefereinlagen gebildete Wand, die ganz mit schneeweißem Bittersalz überzogen war, neben welcher ein Wasserfall herabbrauste, verhinderte das weitere Vordringen. Heute ist die Klamm durch Zementstufen und eiserne Geländer bequem zugänglich gemacht. Der schwarze Strubbergschiefer läßt sich als Einlagerung im Guttensteiner Kalk bis zur Höhe von 600 *m* fast ununterbrochen verfolgen und stellenweise sieht man, wie der Kalk sich allmählich blättert und in Schiefer übergeht. Beim „Sturzfall“ (615 *m*) beobachtet man wieder den schwarzen Strubbergschiefer im Kalk, in 630 *m* Höhe an dem untersten Stiegenabsatz beim „Stiegenkesselfall“ abermals eine schwache schiefrige Einlagerung in normal gelagertem Kalk und an der zweiten Stiege einige Schieferlagen von 3—15 *cm* Dicke.

In 660 *m* hat man die Basis des „Stufenfalles“ und die Mündung des von der rechten Seite kommenden Fallsteiner Grabens erreicht. Verläßt man den Kalchergraben und wandert am Fallsteiner Graben aufwärts, so trifft man vorerst in 690 *m* auf anstehenden Werfener Schiefer und weiter aufwärts nur mehr auf kolossale Schuttmassen, aus denen sich dann am rechten Ufer die mächtige Fallsteinwand emporhebt. Diese besteht aus Guttensteiner Kalk, an ihr wurde seinerzeit in zwei Stollen Bergbau auf Bleiglanz und Kieselgalmei betrieben. Am linkseitigen Gehänge beobachtet man den Guttensteiner Kalk noch in 1065 *m* Höhe. Im Graben selbst, direkt am Fuß der Steilwände, in 1055 *m*, steht Ramsaudolomit an; es liegt hier das untere Ende eines vom Fuß der Wände im O herabgekommenen Bergsturzes mit Trümmern von schwarzem Carditakalk, schwarzem und rotem Raibler Dolomit und daran lagern Trümmer von

Gips und Gipston. In den Gipsbrocken sind vielfache Faltenbildungen von untenstehender Form (Fig. 2) zu beobachten, wobei die Entfernung der Punkte *a* und *b* etwa 25 *cm* beträgt. Weiter gegen SO steht am Fuße der Wand in 1215 *m* schwarzer Raibler Dolomit mit zahlreichen helleren Adern an, dann schwarzer, rotgefleckter Raibler Dolomit. Wenige Schritte davon folgt südlich der schwarze dolomitische Kalk in h 7—8 fast senkrecht oder steil nach NNO fallend, darunter Raibler Kalk, dann das Gipsgestein anstehend. Die charakteristischen Raibler Schiefer sah ich nirgends.

Der Kamm zwischen Fallsteiner- und oberem Kalchergraben ist durchaus mit Vegetation bedeckt, an seinem höchsten Punkt, 1200 *m*, steigen dunkle Felsen auf, nämlich rein schwarze oder schwarze, rotgefleckte Raibler Dolomite. Diese ziehen sich an den Felswänden des Raucheck und weiter westlich und nordwestlich hin, nicht mehr aber östlich an den Wänden des Fieberhorn und Hochthron, bei welchem letzterem die Hochgebirgskalke direkt aus dem Gebirgsschutt emporragen. Unterhalb der Raibler Dolomite stehen an dem

Fig. 2.



Kamme die Ramsaudolomite, meist als zuckerkörnige Wettersteindolomite ausgebildet an, und wenig tiefer liegen schon wieder zahlreiche Stücke von Werfener Schiefer auf dem Boden.

Im Kalchergraben von der Mündung des Fallsteiner Grabens (660 *m*) aufwärts trifft man oberhalb des „Stufenfalles“ in 680 *m* Höhe am rechten Ufer sehr dünnplattigen bis nahezu schiefrigen Guttensteiner Kalk anstehend, 10 *m* höher lagert bereits wieder Werfener Schiefer und die bisher enge Schlucht erweitert sich zu einem Graben mit sanft geneigten Böschungen. Die Werfener Schiefer fallen hier nach N ein, anfangs nur wenig geneigt, ihr Neigungswinkel nimmt aber, je höher man kommt, allmählich zu bis 45°. Sie sind abgeschlossen bis zur Höhe von etwa 750 *m*. Hier nimmt der Bach am rechten Ufer einen kurzen Zufluß auf, den man aufwärts beiläufig 15 *m* hoch im Werfener Schiefer verfolgen kann. Dann aber lagert am rechten Ufer eine Brekzie, welche Riesenblöcke enthält, von denen einzelne sogar abgerundet erscheinen; manche dieser Blöcke sind mehr als einen Kubikmeter groß, einer davon sogar 3 Kubikmeter. Die Brekzie zieht sich schief ansteigend in den Kalchergraben hinüber bis zum „Schleierfall“, der dadurch entstanden ist, daß sich die Breccie hier quer durch den Graben zieht und das Wasser über diese Grabensperre herabstürzt. Die Basis dieser Brekzienbank befindet sich im Kalchergraben in zirka 800 *m* Höhe. Die Mächtigkeit derselben dürfte 20—25 *m* betragen. In der unmittelbaren Nähe des

„Schleierfalles“ sind in der Brekzie einige Höhlen, eine davon ist 3 *m* lang, eine andere, die größte, 30 *m*; sie sind meist 4—6 *m* tief und 4—5 *m* hoch.

Steigt man am linken Ufer des Kalchergrabens weiter aufwärts, so findet man in 805 *m* Höhe noch anstehende Werfener Schiefer; dann aber liegen im Graben wieder Unmassen von Schutt, welche jeden Aufschluß verdecken.

In etwa 1000 *m* Höhe erweitert sich der Graben bedeutend und wird nach oben hin immer weiter; wir befinden uns am unteren Ende der „Schnepfries“, einer riesigen Schuttrinne, welche sich aus einem Kar, südwestlich vom Raueck, herabzieht. Am unteren Ende der Riese zeigen die bewaldeten Felsen am rechten Ufer Guttensteiner Kalk, höher oben wieder Werfener Schiefer und der höchste bewaldete Fels ist abermals Guttensteiner Kalk.

Die Gesteine, welche den Schutt der großen Riese bilden, sind helle, fast weiße, wenig rote Dachsteinkalke, „fast kristallinisch und manche beinahe schon weißer Marmor — dieselben Durchschnitte und Auswitterungen wie am Hochthron —, dann Blöcke von riesenoolithischer Struktur, andere mit schwarzen Bändern und Flecken, dann graurötlichen Nuancen, Korallenkalk, ferner etwas mehr rotgelbe Blöcke, lebhaft an Hallstätter Kalk erinnernd“ (Bittner) sowie schwarze, weißaderige oder rotgefleckte Raibler Dolomite. Die unteren Partien der Felswände zeigen vollkommen den klotzigen Aufbau der Raibler Dolomite, von denen sich dahinter und darüber die Dachsteinkalke mit ihren hellen, verhältnismäßig glatten Wänden deutlich abheben. Auch aus dem Schutt heben sich einzelne niedrige dunkle Dolomitklötze wie große Köpfe aus einer Schneelawine empor.

Wie erwähnt, mündet der Reichhofgraben in der Höhe von etwa 685 *m* in den Kalchergraben. Dieser Punkt liegt in der Klamme noch im Guttensteiner Kalk. Während im Kalchergraben bereits in 690 *m* Werfener Schiefer auftritt, zieht sich im Reichhofgraben der Guttensteiner Kalk noch bis zur Höhe von 700 *m* aufwärts, und erst hier befindet man sich wieder auf Werfener Schiefer, welcher sich nun, wie es scheint, ohne Unterbrechung bis gegen das Schnepfengut hinaufzieht. Beim Bauerngut Reichhof (910 *m*), welches am rechten Bachufer liegt, beobachtet man im Graben gebogene Schichten von Werfener Schiefer mit vorherrschend südlichem Einfallen; gegenüber am linkseitigen Gehänge lagert eine Moräne mit gekritzten Steinen.

Vom Schnepfengut aufwärts war kein Aufschluß mehr zu sehen bis zum Suppenwald, wo hin und wieder Guttensteiner Kalk anzustehen scheint. Dieser dürfte etwa von 1200 bis in 1400 *m* Meereshöhe reichen, und dann muß nach den herumliegenden Gesteinen zu schließen noch einmal Werfener Schiefer anstehen, dessen oberes Ende unter dem Schutt des Fieberhornkares verschwindet. Die im unteren Teile des Kares oberhalb der Isohypse 1500 *m* liegenden Steintrümmer gehören ausschließlich dem Ramsaudolomit und Dachsteinkalk an.

Die Ötz, welche etwa 15—20 *m* über dem linken Ufer des Kalcherbaches nahe seiner Mündung liegt, und gegen das Salzachtal,

also gegen W, einen mächtigen Konglomerataufschluß zeigt, ist der alte Schuttkegel dieses mächtigen Bergbaches.

Werfener Gräben zwischen Kalchergraben und Rettenbach.

Das Gehänge zwischen Kalcher- und Rettenbachgraben gehört zum weitaus größten Teil dem Werfener Schiefer an; nur die Gegend zwischen Kalchau und Schwandbacher zeigt noch Guttensteiner Kalk; so steht in 570 *m* an einem kleinen Bächlein ein kalkiger Schiefer in dunklen, 10—30 *cm* mächtigen Platten an in h 10 mit 19° Einfallen gegen WSW; in 650 *m* Höhe ein grauer dichter Schiefer, teilweise mit weißen Kalkadern, beide Schiefer offenbar das Liegende des Guttensteiner Kalkes.

Die Gräben, die hier in das Gehänge einschneiden, entspringen zwischen den Höhenlinien 810 und 700 *m*. Dort, wo das Terrain etwas steiler abbricht, trifft man überall Werfener Schiefer, die mehr ebenen Partien zeigen Schotter, an den Rändern gegen W treten hie und da Konglomerate auf.

Im Schwandbacher Graben, dem ersten südlich des Kalchergraben, lagert in 753 *m* nur Schotter, in 718 *m* stehen Werfener Schiefer an, welche in 703 *m* in h 5, 10 mit 45° südlichem Fallen auf eine längere Strecke aufgeschlossen sind. Südlich vom Graben am steilen Gehänge gegen die Salzach ist nur Werfener Schiefer.

Im zweiten Graben, dem Dilbersberggraben, sah ich nur Schutt und Schotter; im dritten dagegen, dem Hubergraben, steht überall Werfener Schiefer an und ebenso an dem steilen Gehänge gegen die Salzach. Der vierte Graben, bei Schlaming, entblößt ebenfalls Werfener Schiefer, dagegen tritt am Gehänge westlich von Schlaming (553 *m*) Konglomerat auf, welches wohl die Basis der Schlamingter Terrasse bilden dürfte.

In der Höhe von 1201 *m* liegt das Jagdhaus Mordeck oder Modereck und hinter demselben zieht sich gegen NNO eine riesige Schuttmasse hin, deren Unterlage bei ungefähr 1300 *m* Guttensteiner Kalk, höher oben aber in etwa 1500 *m*, nach den herumliegenden Stücken zu urteilen, jedenfalls Werfener Schiefer ist. Weiter hinauf zieht sich eine mächtige Schutthalde in die Mulde zwischen Raueck und Fieberhorn.

Der Rettenbach- oder Schlaminggraben,

nicht zu verwechseln mit dem vorher genannten kleinen Graben bei Schlaming, entspringt unter dem Hochthron und in dem Terrain zwischen den beiden Kämmen, welche derselbe gegen W und gegen S aussendet. Die höchstgelegenen Quellen treten in dem Kar selbst in etwa 1900 *m* Höhe auf. Bei 1086 *m* haben sich die aus höheren Regionen kommenden Quellbäche vereinigt und der Bach fließt als Grenzscheide zwischen Mordeck- und Kreuzhöhe in tiefer Runse anfangs in südsüdwestlicher, später westsüdwestlicher Richtung zu Tal. Von der Häusergruppe Unterholz her erhält er einige kleine Zuflüsse am rechten und einen größeren am linken Ufer, welcher in

1000 *m* Höhe entspringt, zwischen den Gütern Schmiedeck im W und Wolfen im O hinfließt und in etwa 750 *m* Höhe in den Rettenbach mündet.

Der Rettenbach und seine Zuflüsse entblößen bis in 1200 *m* Höhe hinauf nur Werfener Schiefer, und zwar zeigt der Hauptgraben unten rote, graue und grüne Schiefer mit Drusen oder Gangklüften, welche Quarz mit Eisenglanz, Baryt und kleine Mengen von Lazulith enthalten; auf grünem Schiefer sah ich auch Malachit als dünnen Überzug. Der erste Palfen am rechten Ufer in 540 *m* Höhe enthält im grünen Schiefer Gangklüfte mit Lazulith, ebenso der nächste ein paar Schritte längs des Baches am Wege aufwärts. In größerer Höhe trifft man nur mehr die roten Werfener Schiefer.

Oberhalb Schmiedeck, in 967 *m* Höhe, steht der rote Schiefer in h 6 mit 35° Einfallen nach N am Gebänge und noch höher oben (1017 *m*) am linken Ufer des Hauptgrabens zwar ebenfalls in h 6, aber fast senkrecht sehr steil nach S fallend, und weiter ebenso steil wieder nach N fallend. Noch in 1077 *m*, wo der Graben 65 *m* tief eingeschnitten ist, stehen die roten Werfener Schiefer an; erst gegen 1100 *m* werden die Schiefer kalkig, schon eigentliche Kalkschiefer und 100 *m* höher ist der Graben mit Schutt und Gerölle erfüllt. „Wo der Latschendurchschlag die Riese unter der Fieberhornkante erreicht, beobachtet man eine Spur von tiefschwarzen Kalken bei einer kleinen Sickerquelle, leider nicht genügend aufgeschlossen. Rötliche Kalke sind unter den Gipfelgesteinen selten, doch findet man hier hie und da einzelne grellrötlichgelbe, an Hallstätter Gestein erinnernde Stücke“ (Bittner.)

Der Wenger Graben.

Das Gebiet des Wenger Grabens ist von großer Ausdehnung: die Felswände vom Hochthron bis zum Tauernkogel sowie die südlichen Vorlagen von der Kreuzhöhe bis zum Jochriedl senden ihm ihre Gewässer zu, ebenso weiterhin der Höhenzug Jochriedl—Labenberg—Bischlinghöhe—Oberfraueneck—Steinberg sowie der niedrige Bergrücken von der Einsenkung bei Ebner bis zum Spareckkopf.

Der Wenger Bach hat seinen Ursprung in der Wenger Au, in welcher er von beiden Seiten kleine Zuflüsse erhält, und fließt anfangs nach S, von der Häusergruppe ab in südwestlicher Richtung, nimmt unterhalb des Dorfes Werfenweng den Steiner Bach am linken Ufer auf, welcher seine Quellen unter dem Jochriedel hat und von beiden Seiten durch Zuflüsse vergrößert wird. Nach der Vereinigung mit dem Steiner Bach nimmt der Wenger Bach eine im allgemeinen westliche Richtung an, der er in zahlreichen Windungen in einem tief eingerissenen Graben folgt. Unterhalb Arnoldseck fließt ihm von der linken Seite der von der Ebner Mulde kommende Eck- oder Grubbach und nach der kurzen Strecke von etwa 75 *m* von der rechten Seite der Faistengraben zu, der auf der Elmaualpe seine Quellen hat. Bei der Eisenbahnhaltestelle Pfarrwerfen mündet er in die Salzach.

Von der Kreuzhöhe (1551 *m*) und der benachbarten Elmaualpe (1552 *m*) zieht sich ein bewaldetes Gehänge zu Tal, welches einerseits vom Rettenbachgraben, anderseits vom Faistengraben begrenzt ist. Dieser Wald, welcher in seinen oberen Partien den Namen Tanzboden führt, geht in der Meereshöhe von beiläufig 800 *m* in ein ziemlich ebenes, teilweise sumpfiges Terrain, das Moosfeld, über, an dessen Rand rings herum verschiedene Gehöfte stehen. In der südwestlichen Ecke des Moosfeldes erhebt sich ein kleiner Hügel (823 *m*) und von diesem Punkte ab dacht der Boden mehr oder weniger steil sowohl gegen W zum Salzachtale als auch südlich in den Wenger Graben ab. Wo in diesem Terrain bis zur Isohypse 1400 *m* hinauf irgendein Aufschluß zu sehen ist, zeigt derselbe Werfener Schiefer oder Schotter.

Der Wenger Graben selbst entblößt von seiner Mündung (534 *m*) bis hinauf zu dem Punkte, wo er den Faistengraben aufnimmt (662 *m*), nur Schutt und Gerölle. Er ist weit und tief, bei der zuletzt genannten Stelle mindestens 120 *m* tief, und seine Ufer steil; die verschiedenen Plaiken, welche man an den Grabenwänden sieht, lassen nur Gebirgsschutt und Schotter wahrnehmen, insbesondere zeigen die höheren Partien des Grabens fast nur Dolomitschutt. Zahlreiche Nebengräben von verschiedener Länge, die besonders am rechten Ufer auftreten, entblößen ebenfalls nur Schutt und machen die riesige obere Weite des Grabens, die bei dem Hause Brand sogar mehr als 500 *m* beträgt, erklärlich.

Wandert man vom Salzachtal auf der Straße, welche am rechten Ufer des Wenger Grabens aufwärts führt, so trifft man schon in 546 *m* Höhe Werfener Schiefer anstehend in h 12 mit Einfallen nach O, etwas weiter oben anstehendes Konglomerat; am Wege oberhalb Scheibenhub steht wieder Werfener Schiefer an mit nordwestlichem Fallen, an der Wegbiegung ebenfalls in h 3, 12 mit steilem nordwestlichem Fallen, 5 *m* höher (585 *m*) steht derselbe fast senkrecht mit Nordweststreichen, beim Tor am Wege (612 *m*) aber wieder in h 3 mit 30° nordwestlichem Verflächen. Weiterhin folgt Diluvialschotter, von 690 bis 720 *m* Höhe stehen Werfener Schiefer an mit steilem nordwestlichem Einfallen; von 720 bis 735 *m* trifft man wieder Diluvialschotter und von 735 bis 795 *m* bei Brand überall anstehenden Werfener Schiefer. Auch die Häusergruppen Kogl (in der Generalstabskarte Keglgut) und Mayerlehen stehen auf Diluvialschotter, der Hügel 823 *m* besteht jedoch wieder aus Werfener Schiefer, auf welchem auch Hackrain (803 *m*) steht. Das Moosfeld selbst ist ein Sumpf mit diluvialer Unterlage, welche letztere ostwärts bis zum Faistengraben wiederholt aufgedeckt ist.

Die ganze Waldfläche unter der Kreuzhöhe und der Elmaualpe gehört bis zu einer Höhe von fast 1400 *m* den Werfener Schiefen an. „Steigt man im Faistengraben aufwärts, so trifft man überall die Werfener Schiefer, die im Graben selbst häufig aufgeschlossen sind und regelmäßig nach N fallen. Darüber zwischen 1300 und 1400 *m* — ist dunkler Guttensteiner Kalk in geringer Mächtigkeit aufgeschlossen, welcher zum Teil dolomitisch ist. Noch weiter oben unterhalb der Elmaualpe liegt derselbe deutlich zu-

tage als völlig regelmäßig dünnplattiger Kalk und etwas sandiger, feinplattiger Mergelschiefer mit Einlagen von bröckligem Schieferton. Über diesen Schichten lagern Bänke eines hornsteinführenden Knollenkalkes, wahrscheinlich Reifinger Kalk. Versteinerungen sind fast nirgends zu sehen, nur in einzelnen bituminösen dünnplattigen Kalken sind Crinoidenspuren und in den feinplattigen, etwas sandig aussehenden Mergelschiefern sind zahlreiche glänzende Bröckchen vorhanden, welche als Fischschuppen oder als Knochenzerreißel gedeutet werden können; auch Brachiopodenspuren finden sich in denselben. Im östlichen Quellgraben bei der Viehhütte (1500 *m*) der Elmaualpe ist der Halobienschiefer (Carditaschiefer) mächtig aufgeschlossen und zieht sich von hier in größeren oder geringeren Aufschlüssen in gleichbleibender Meereshöhe hinüber gegen W bis unterhalb des Kreuzes bei der Alphütte. Es ist dunkelschwarzes, bröcklig schieferiges Gestein, indem jedoch keine Petrefakten aufzufinden waren, wahrscheinlich deshalb, weil dasselbe zu sehr durchweicht und rutschig ist.“ (Bittner.)

Oberhalb der Viehhütte gegen die Elmaualphütte hin sieht man nur Stückchen Werfener Schiefer herumliegen und an einem Hügel, von welchem ein kleiner Graben gegen O in die Laimau hinabzieht, sind die Werfener Schiefer sogar aufgeschlossen. Die Elmaualphütte selbst (1525 *m*) scheint ebenfalls auf Werfener Schiefer zu stehen. Nur etwa 100 Schritte westnordwestlich von der Hütte ist ein kleiner Hügel von höchstens 10 *m* Höhe und 60 *m* Umfang, welcher von Raibler Schiefen gebildet ist, aber rings umgeben von einem Terrain, auf welchem Stückchen von Werfener Schiefer herumliegen. In dem Graben zwischen Elmaualpe und der Kreuzhöhe steht in 1635 *m* am rechten Ufer in einem 30 *m* breiten, zu Tal ziehenden Streifen Gebirgsschuttbrekzie, welche sich ungefähr 50 *m* talab verfolgen läßt.

Auf der Kreuzhöhe trifft man nur Werfener Schiefer, ebenso nordwärts gegen den Hochthron; der Kamm, welchen dieser gegen S sendet, besteht in seinen unteren Partien aus dunklem Guttensteiner Kalk, welcher nach oben hin dolomitisch wird. „Die Kalkgrenze des Hochgebirges verläuft sehr scharf und geradlinig. Massenhafter, zum Teil konglomerierter Gehängeschutt bedeckt die Abhänge gegen die Südkante. Die tieferen Gesteine sind am Fuße der Wände zwischen Hochthron-Fieberhorn und Raucheck nur stellenweise aufgeschlossen als etwas plattiges, etwas mergeliges, kalkigdolomitisches unreines Gestein; die Gipfelkalke rein weiß oder hellgrau bis rötlich, sehr stark kristallinisch, größtenteils riesenoolithisch, reich an Korallen, Bryozoen, auch Ammoniten; ein Stück trug zahlreiche parallele Durchschnitte, wie Halobien- oder Monotisgestein, doch war keine Fläche zu erhalten gewesen. Übrigens befindet sich eine Monotis als Geröllstück aus dem Rettenbachgraben im städtischen Museum zu Salzburg“ (Bittner), welche das Monotisvorkommen, also Hallstätter Kalke, in den Steilwänden wahrscheinlich macht.

In den Gräben zwischen Kreuzhöhe und Mordeck, also den Quellbächen des Rettenbaches, trifft man zwischen 1400 und 1500 *m* viel Gebirgsschuttbrekzie, Kalke und etwas Werfener Schiefer, hin und wieder beobachtet man auch in Wänden anstehenden Guttensteiner

Kalk. Das waldige Gehänge zwischen Rettenbach- und Faistengraben besteht sohin bis ungefähr 1400 *m* Höhe aus Werfener Schiefer, darüber folgt zwischen 1400 bis 1500 oder 1550 *m* ein Band von Guttensteiner Kalk, welchem bei der Viehhütte der Elmaualpe Reifinger Kalk und Halobienschiefer aufgelagert sind; darüber hin folgen abermals Werfener Schiefer bis an die steilen Wände des Hochgebirges, deren Basis hier Guttensteiner Kalk bildet. Bei der Elmaualphütte liegen direkt auf den Werfener Schiefeln abermals, wenn auch in geringer Ausdehnung und Mächtigkeit, die Halobienschiefer.

Die Höhe zwischen Faistengraben und Wenger Graben mit dem Kulminationspunkte 1466 *m* bildet die unmittelbare Fortsetzung der Elmaualpe gegen O. Im S reichen auch hier die Werfener Schiefer bis 1400 *m*, darüber folgt der Guttensteiner Kalkzug, der über den Höhenpunkt 1466 *m* hinstreicht, dann nach N und schließlich nach NO abbiegt und in 1000 *m* Höhe in der Wenger Au unter den Schutt untertaucht. Nordwärts von diesem Kalkzug tritt wieder Werfener Schiefer auf, welcher im Laimgraben und in der Laim-Au aus dem Schutt aufsteigt bis zur Höhe der Elmaualpe und an den Fuß der südlichen Hochthronkante.

Steigt man von der Elmaualphütte in der Richtung gegen NO zur Wenger Au hinab, so trifft man überall auf Werfener Schiefer; von 1460 bis 1375 *m* abwärts tritt auch schmieriges Gipsgebirge in den einzelnen Gräben zutage. Am linken Rande der weiten Einsenkung erheben sich die Wände zwischen Hocheck und Tauernkogel, deren Basis Guttensteiner Kalk ist, der von Ramsaudolomit überlagert wird. Nach der Felsform der oberen Dolomite und den in der Talsohle herumliegenden Stücken zu urteilen, zieht sich vom Toifkar gegen die Eiskögel über dem Ramsaudolomit der Raibler Dolomit hin, und erst über diesem erheben sich die mehr glatten Steilwände des Dachsteinkalkes. An der rechten Seite dieser von zwei parallelen Wasserläufen begrenzten Einsenkung zeigen sich die Werfener Schiefer, auf denen sich gegen S die Wände des Guttensteiner Kalkes der Laim-Au erheben, und zwischen den beiden Gräben breitet sich von 1200 *m* Meereshöhe nach abwärts eine weite, nur teilweise überwachsene Schuttfläche aus.

Von Lampersbach abwärts zieht der Faistengraben nahezu parallel zum Wenger Graben hin, die Entfernung beider Gräben schwankt zwischen 250 und 400 *m*. Das Terrain zwischen beiden ist Schotter, auf welchem in 823 und in 757 *m* Höhe Häusergruppen stehen; nur wenig unterhalb der ersteren, Hageck, steht im Graben auf kurze Strecke Guttensteiner Kalk an.

Von der Ortschaft Werfenweng zieht sich in der Richtung nach NNO ein weites Tal mit geringer Steigung aufwärts gegen das Scharreck, eine Wand von Guttensteiner Kalk, welche am oberen Ende des Tales ziemlich steil emporsteigt. Das Tal, welches durchschnittlich 500 *m* breit ist, trägt auf seinem Schuttboden eine Anzahl Gehöfte. In den unteren Partien des Tales, im Becken von Wenghof, d. h. um Kirche und Wirtshaus, treten in einer Längenerstreckung von kaum 800 *m* etwas über 40 Quellen auf, die einen mächtigen Bach bilden. Die drei Quellen bei Mayrhof hatten am 24. Juli 1878

zwischen 2 und 3 Uhr nachmittags 7.0°C bei 17.5° Lufttemperatur, und eine Quelle am entgegengesetzten, südwestlichen Ende des Quellenterrains unten bei Wenghof zeigte nach 5 Uhr abends 6.9° . Die Temperatur der Quellen soll auch im Winter wenig von der Sommer-temperatur differieren.

Im nördlichen Teil des Tales kommen sowohl von rechts als links mächtige Schutthalden herab, die teilweise überwachsen sind; die schon besprochene Wenger Au sowie die Kraisten unter dem Jochriedl entblößen in den Gräben, welche sie durchfurchen, Trümmer von Wettersteinkalk, Ramsaudolomit, Raibler Dolomit, Hallstätter- und Dachsteinkalk; unter den Eiskogeln fand Bittner auch Blöcke mit Halobienbrut und dieselben weißen kristallinischen Dachsteinkalke wie unter dem Hochthron. Am Fuß des Toifkar im Hintergrund der Wenger Au tritt eine Quelle aus dem Wettersteinkalk hervor.

Zwischen den Weilern Mayrhof und Strobl hat man einen Blick auf das Hochgebirge, dessen Wände bis ins Tal herabreichen, und kann die verschiedenen Kalke mit einer gewissen Sicherheit erkennen und voneinander unterscheiden.

Wandert man von Zaglau im Steiner Graben aufwärts, so trifft man am rechtsseitigen Gehänge ganz in der Nähe des genannten Ortes anstehenden Werfener Schiefer in $h\ 5, 5^{\circ}$ mit 35° nördlichem Verflächen. Der Weg führt am rechten Ufer des Baches hin. In $1050\ m$ steht ebenfalls Werfener Schiefer mit Nordfallen; erst in $1235\ m$ trifft man unten im Bach und in $1240\ m$ oben am Wege die Grenze zwischen Werfener Schiefer und Guttensteiner Kalk mit 35° nördlichem Verflächen. Weiterhin steigt der Werfener Schiefer unter dem Guttensteiner Kalk wieder auf und in $1255\ m$ taucht er im Bach unter den letzteren wieder unter.

Wenig weiter oben vereinigen sich zwei Bäche, der westliche kommt von den Schöntaler Alpen unter dem Jochriedl, der östliche von der Mooser Alpe. Der Guttensteiner Kalk zieht sich im linkseitigen (östlichen) Bach aufwärts, in $1300\ m$ Höhe stehen Raibler Schiefer an, konkordant auf dem flach Nordfallenden Guttensteiner Kalk, der Aufschluß ist etwa $60\ m$ lang und $10\ m$ hoch. Weiterhin liegen wieder Trümmer von Werfener Schiefen herum, bei $1330\ m$ findet man dann anstehenden Guttensteiner Kalk und in $1350\ m$ Raibler Schiefer. Weiter hinauf folgt abermals Werfener Schiefer und in $1475\ m$ steht Guttensteiner Kalk an mit steilen, gegen WSW fallenden Rutschflächen.

Diese beiden Züge von Guttensteiner Kalk kommen aus der Fromer Au herüber, der nördliche tritt im linkseitigen Graben daselbst zwischen 1200 und $1300\ m$ aus dem Schutt hervor, zieht von da auf die Höhe $1496\ m$ zwischen Fromer Au und dem obersten Steiner Graben, dann, anfangs in ziemlich gleicher Höhe, später aufwärts hinüber zum Höhenpunkt $1560\ m$ und zwischen Mooser- und Mayer Alpe in den oberen Larzenbachgraben. Der südliche Kalkzug tritt zwischen 1100 und $1150\ m$ aus dem Schutt der Fromer Au, zieht dann südwärts auf die Höhe $1424\ m$ des bewaldeten Rückens zwischen Fromer Au und Steiner Graben, durchquert letzteren

zwischen 1200 und 1300 *m* und steigt von hier über die Strossingalpe (1483 *m*) hinauf zur Bischlinghöhe (1832 *m*), um jenseits ebenfalls den Larzenbachgraben zu durchqueren. Sowohl zwischen den beiden Kalkbändern als auch nördlich des ersten und südlich des zweiten ziehen sich überall die Werfener Schiefer hin. Das nördlichste Schieferband reicht bis an die Kalkwände des Eiskogl und des Tauernkogel.

Fast genau nördlich der Mooser Alpe liegt der Jochriedl (1720 *m*), „die daselbst auftretenden Werfener Schiefer schneiden scharf am Fuße des Tennengebirges ab. Eine Bruchlinie ist hier ganz sicher vorhanden.“ (Bittner.)

Die Wassercheide zwischen dem untersten Wengergraben und der unteren Fritz bildet der Höhenzug Spareckkopf (901 *m*)—Mandlkopf (860 *m*)—Grünsteinhöhe (872 *m*)—Grundstein (877 *m*)—Ebner-Kapelle (857 *m*). In der Ebnermulde entspringt der Eckbach, welcher in westnordwestlicher Richtung dem Wenger Graben zufließt und unterhalb Arnoldseck sich in denselben ergießt. Das Terrain zwischen der Salzach, dem genannten Höhenzug, dem Eckgraben und dem untersten Wenger Graben ist reichlich mit diluvialen Schottern bedeckt, entblößt jedoch an verschiedenen Punkten der nördlichen Partie Guttensteiner Kalk, während die südlichen Höhen vorzugsweise dem Werfener Schiefer angehören.

Das Gelände längs des Wenger Grabens, die Ortschaft Pfarrwerfen, die ziemlich eben liegenden Gehöfte Laubichl, Zehenthof u. a. zeigen, wo der Boden überhaupt offen ist, nur Schotter. Wandert man von Pfarrwerfen auf der alten Hüttauer Straße aufwärts, so trifft man etwa 20 *m* über der Talsohle auf der Straße selbst auf Guttensteiner Kalk, welcher in h 2 flach nach NNW fallend ansteht. Dieser wird anfangs stellenweise von einem diluvialen Konglomerat überlagert, später aber liegt er wieder frei zutage. Der kleine Bach, welcher eine Reihe von hintereinander am Gehänge liegenden Mühlen treibt und die Kraft für die unten im Salzachtal befindliche elektrische Anlage liefert, durchfließt den Guttensteiner Kalk. Weiter oben, etwa 30 *m* über der Talsohle fällt der Guttensteiner Kalk genau in h 6 mit 50° Neigung nach N. Beim Hanshäusl auf der Höhe der Straße endet der Aufschluß im Guttensteiner Kalk; hier liegt eine Moräne auf demselben und weiterhin nur mehr Diluvialschotter. In einiger Entfernung von dieser Stelle zweigt ein Weg in der Richtung gegen S von der Straße ab, welcher zur Salzachbrücke, der sog. Dürrsattelbrücke hinabführt. An diesem Wege und unterhalb desselben im Salzachtal ist der Werfener Schiefer häufig bloßgelegt, anfangs mit nördlichem Einfallen unter 30 bis 45°, dann etwa 20 *m* über dem Tal, etwa 150 Schritte unterhalb der Brücke mit 25–40° Einfallen nach S bis SSW; letztere Lagerung bleibt konstant bis zur Brücke. Man sieht die Werfener Schiefer auch längs der Bahnlinie abwärts der Brücke anstehen als Unterlage des Guttensteiner Kalkes.

Geht man von der eben erwähnten Wegabzweigung oben auf der Straße weiter, so sieht man an derselben ebenfalls die Werfener Schiefer anstehen, und zwar mit nördlichem Einfallen, in 620 *m* Höhe

etwa gerade über der Dürrsattelbrücke aber mit Einfallen nach SW. Der Werfener Schiefer ist nun wiederholt an der Straße aufgeschlossen; an einer Stelle enthält das Gestein Quarz mit Spateisenstein und fällt nach NW, in nächster Nähe steht violettgrauer Werfener Schiefer mit derselben Fallrichtung an. Weiter unterhalb beim Elektrizitätswerk von Pfarrwerfen ist ein Steinbruch im Guttensteiner Kalk, welcher unter 25° nach NNW verflacht.

Beim vorhergenannten Hanslhäusl zweigt eine Straße gegen O ab, welche nach Werfenweng führt. An dieser Straße beobachtet man, daß der Guttensteiner Kalk bis oberhalb Unterkendl, bis 626 *m* Meereshöhe reicht; in 595 *m* Höhe steht auf eine kurze Strecke Moräne an, in 625 *m* eine Rauhwacke, daneben gewöhnlicher dichter Guttensteiner Kalk in h 3, 20 mit 50° nach SO fallend. Der Kalk kann vielleicht unter dem Humus noch etwas weiter reichen, in 630 *m* Höhe lagert jedoch unzweifelhaft Diluvium. Unterhalb der Häusergruppe Untertörl steht am Wege Konglomerat an.

Die Straße führt am linken Ufer des Eckgraben hin und hier trifft man sowohl am Nordostfuß des Spareckkopfes als gegenüber auf dem Hügel von Arnoldseck wieder auf Guttensteiner Kalk. Am Nordostfuß des Spareckkopfes (710 *m*) ist der Guttensteiner Kalk auf eine Länge von etwa 100 Schritte aufgeschlossen, teilweise überlagert von Diluvialschutt.

Die südlichen Höhen: Spareckkopf, Mandlkopf und Grünsteinhöhe gehören dem Werfener Schiefer an, Grundstein dagegen ist eine Diluvialterrasse, die Mulde bei Ebner ist eine Sumpfwiese.

Östlich vom Eckgraben bildet der schon vorher genannte Höhenzug Fraueneck—Bischlinghöhe—Labenberg—Jochriedl die Wasserscheide zwischen Wenger Bach und Fritz. Wandert man auf der Straße, welche nach Werfenweng führt, weiter, so verläßt man bald den Eckgraben und biegt um den Hügel, welcher von diesem und dem Wenger Graben eingeschlossen ist und auf welchem das Bauernhaus Arnoldseck steht, südlich herum zum Mühlbacher. Von diesem Hause 100 Schritte gegen N steht wieder Guttensteiner Kalk an mit Verflachen nach SO; auch der kleine Hügel nordöstlich von dem Hause zeigt (745 *m*) anstehenden Guttensteiner Kalk in h 10 mit 25° Einfallen nach SW. Ein kleiner Steinbruch mit Kalkofen befindet sich am Südfuß des Hügels. Verläßt man hier die Straße und wendet sich gegen NW und geht längs des linken Ufers des Wenger Grabens abwärts gegen Arnoldseck, so trifft man abermals auf Guttensteiner Kalk. Der Bauernhof Arnoldseck steht auf demselben, seine Lagerung ist in h 9 mit 25° Einfallen nach SW. Unten im Graben bei der Vereinigung des Wenger- und Eckbaches sieht man nur Diluvialschutt und abgestürzte Blöcke von Guttensteiner Kalk.

Der Boden um die Gehöfte Mühlbacher, Dorf, Mühlau und Ainleiten ist Diluvialschotter; der Höhenzug, welcher vom Fraueneck gegen WNW abzweigt, gehört dem Werfener Schiefer an, nur am Steinberg, dem nordwestlichen Kulminationspunkt (1222 *m*) dieses Höhenzuges stehen Kalke an. Diese erreicht man

am bequemsten von S her, vom Ebner Hofe. Hier (870 m) steht Werfener Schiefer an steil nach N fallend. Auf dem Wege von da nach Werfenweng trifft man die Schiefer wiederholt anstehend, so zum Beispiel in 905 m Höhe, ebenfalls mit nördlichem Einfallen. Dasselbst trifft man auch auf und neben dem Wege auf eine Strecke von 60 Schritten zahlreiche Stücke Guttensteiner Kalkes herumliegend, ebenso oberhalb am Gehänge einzelne Stücke mit viel Trümmern von Werfener Schiefer. Östlich vom Hause Steiner erreicht man dann in 980 m Höhe die Basis des anstehenden Kalkfelsens. Es ist eine Dolomitzbrekzie, welche fast Ähnlichkeit mit einer Gebirgsschuttbrekzie besitzt, nur die Basis ist kompakter Dolomit. Die Höhe des Felsens ist mindestens 15 m aufgeschlossen, seine Länge wohl einige 100 m. Das Gestein ist sehr stark verwittert und enthält mehrere kleine Höhlen. Unten bei Gschwand an der Wenger Straße liegen noch viele Kalke auf dem Wege.

Die geologischen Verhältnisse des Höhenzuges Fraueneck—Bischlinghöhe—Jochriedl wurden teilweise bereits besprochen. Die kleine Ebene um Zaglau wird von Diluvialschotter gebildet. „Wandert man von Zaglau zur Strussingalpe (1483 m) am linkseitigen Gehänge des Steiner Grabens, so sieht man nur Werfener Schiefer, die höheren Partien desselben werden kalkig und petrefaktenführend; bei der Strussingalpe selbst werden die Schiefer von einem schmalen Kalkzug überdeckt, welcher regelmäßig von dem westlichen Kamme (1424 m) durch das Tal herüber und steil heraufzieht, die Kante unter der Alpe und unter der Bischlinghöhe bildend. Wie man den Kalkzug überquert hat, betritt man grünes Terrain auf Werfener Schiefer, welcher bis an das Hochgebirge reicht und an einer Stelle zwischen Strussing- und Mayer-Alpe ansteht und Myaciten führt. Es folgt aber in diesem Terrain noch ein schmales, teilweise unterbrochenes Band von Guttensteiner Kalk zwischen Mayer- und Moser-Alpe, welches durch den oberen Larzenbachgraben zum Fromerkogel zieht. Nördlich von diesem Bande sind in den Einrissen zwischen Jochriedl und Fromerkogel wieder die Werfener Schiefer in großer Mächtigkeit schön aufgeschlossen; alles anscheinend konkordant und nach N fallend“. (Bittner.)

Das Fritztal.

Die Fritz bildet von der Einmündung des St. Martiner Baches bei der Haltestelle Brunnhäusl bis zu ihrer Mündung in die Salzach oro- und hydrographisch die Südgrenze des Tennengebirges. Von der Reichsstraßenbrücke beim Eingang in das Fritztal bis zum sogenannten Alpfahrtunnel, einem kurzen Eisenbahntunnel innerhalb der Fritzmühle stehen am rechten Ufer fast ununterbrochen die Werfener Schiefer an, an vielen Stellen in der Höhe von horizontal geschichtetem Konglomerat überdeckt. Innerhalb des genannten Tunnels beginnen die silurischen Schiefer, welche sich bis Brunnhäusl hinziehen; in der westlichen Ecke zwischen Fritz und St. Martiner Bach lagert eine mächtige Schotterbank ohne irgendeine Spur von gekritzten Steinen.

Nur wenig Bäche von einiger Bedeutung fließen der Fritz in

ihrem Unterlauf an der rechten Seite zu; der Erlachbach, der vom Mandlkopf herabkommt und an der Stelle mündet, wo die alte Hüttauer Straße von der Höhe herab in die neue Straße einbiegt; der Klausgraben, welcher wenig innerhalb der großen Flußkrümmung bei der Fritzmühle mündet; der Greißenbach, welcher am oberen Fraueneck in etwa 1450 *m* Höhe entspringt und sich etwa 1·2 *km* innerhalb des Alpfahrttunnels in die Fritz ergießt; endlich ein Nebenfluß von bedeutender Länge, der Larzenbach, dessen Quellen zwischen Jochriedl und Fromerkogel in zirka 1700 *m* Meereshöhe entspringen und dessen Gewässer in fast gerader Richtung nach S einen Graben von 8 *km* Länge bilden. Er mündet beim Dorfe Hütta u. An der Ostgrenze des Tennengebirges endlich fließt der St. Martin Bach, welcher beim Dorfe St. Martin (950 *m*) entspringt und, wie schon bemerkt, bei Brunnhäusl in die Fritz mündet.

Das Fritztal besitzt von seinem Eingange an der Abzweigung der Grazer Straße bei *km* 50·4 von der nach Bischofshofen führenden Straße bis Brunnhäusl eine Länge von ungefähr 11 *km*, die Talsohle ist aber meist wenig breiter, als daß gerade Bach, Straße und Eisenbahn den nötigen Raum finden, nur an einzelnen Stellen erreicht sie eine größere Breite, um sich bald wieder zu verengern. Der Eingang selbst ist eine malerische Schlucht von 1·3 *km* Länge, welche die Eisenbahn gemieden hat und deshalb erst am innern Ende derselben aus einem Tunnel von Bischofshofen her in das Tal eintritt. An der rechten Talseite treten sofort beim Eingange in die Schlucht steile Wände von grau violetten und meergrünen Werfener Schiefen auf, am linken Ufer dagegen ziehen sich vorerst Schotter hin durch etwa 100 Schritte, dann heben sich allmählich die Werfener Schiefer aus dem Boden unter dem Schotter empor, und nach weiteren 150 Schritten ist vom Schotter nichts mehr zu sehen und herrscht auch auf dieser Seite der Werfener Schiefer.

Am rechten Ufer zeigen die Werfener Schiefer gleich beim Eintritt in die Schlucht ein Streichen in $h\ 6, 7^\circ$ mit 60° Einfallen nach N, 100 Schritte weiterhin $h\ 7, 7^\circ$ und 77° Fallen nach NNO, noch weiter drinnen sind sie stark verdrückt mit vielen Rutschflächen, einmal lagern sie sogar in $h\ 12, 5^\circ$ mit 25° westlichem Verflachen, unmittelbar daran anschließend fallen sie steil SW, „im allgemeinen sind sie aber konstant NW fallend und oft sehr steil aufgerichtet. Die Schiefer sind ziemlich stark kristallinisch, besonders sind die grünen Bänke oft sehr großglimmerig mit allerlei Wülsten auf den Schichtflächen und senkrecht zur Schichtung durchgehenden Adern von Quarz mit Brauneisenstein. Diese Schiefer sind auch am Gehänge im Salzaachtal zwischen Pfarrwerfen und dem Eingang ins Fritztal fast konstant entblößt, teilweise auch flach und muldig gebogen.“ (Bittner.)

Etwa 100 Schritte innerhalb *km* 51·6 erweitert sich das Tal ein wenig, die Bahn tritt aus dem großen Bischofshofener Tunnel in das Fritztal ein und übersetzt die Fritz zum erstenmal. Am rechten Ufer stehen unten die violetten und grünen Werfener Schiefer, oben die Konglomerate. 150 Schritte unterhalb dieser 1. Eisenbahnbrücke steht an demselben Ufer ein Quarzit an, in der Mächtigkeit von 3—4 *m*.

Dieses Quarzitvorkommen wiederholt sich mehrmals. Innerhalb *km* 51·8 der Straße oder *km* 2·7 der Eisenbahn steht am rechten Ufer der rote Werfener Schiefer mit flachem Einfallen nach N an. Etwa 100 Schritte innerhalb *km* 52·0 zweigt die alte Hochstraße nach Pfarrwerfen ab. Hier steht an der Mündung des Erlachgrabens ein Fels mit Werfener Schieferbrekzie von zirka 25 *m* Höhe und einigen Metern Dicke, Südnordstreichend, sehr steil und zerdrückt in sehr zerdrückten Werfener Schiefer hineingepreßt.

Steigt man von hier auf der alten Straße aufwärts, so sieht man etwa 15 *m* über dem Talboden die Werfener Schiefer in *h* 3 anstehen mit steilem Fallen nach NW. Auch weiterhin stehen bis zur Straßenhöhe (647 *m*) häufig die Werfener Schiefer an und über ihnen junge Konglomerate. Auf der Straßenhöhe selbst lagern die Werfener Schiefer in *h* 4 mit Nordwestfallen. Oberhalb Feuerweng, östlich der Straßenhöhe, liegt glazialer Schotter; am Wege, der von der Kapelle unterhalb Feuerweng gegen O abbiegt, steht Werfener Schiefer mit Nordfallen; in 660 *m* Höhe westlich von Elmautal am Fahrwege, gegenüber der Mündung des großen Tunnels ist der violette Schiefer auf etwa 10 *m* in *h* 11 mit 50° westlichem Verflachen aufgeschlossen, weiterhin biegt er sich um 90° und fällt wieder nach N. Von da bis zur Kapelle (685 *m*) bei Elmautal trifft man häufige Aufschlüsse in den Schiefen. Weiterhin gegen O sieht man nur hie und da einzelne fremde Rollsteine. Erst wieder zwischen Elmautal und Deisinger (730 *m*) kommen die Schiefer zum Vorschein und stehen in 740 *m* Höhe in *h* 6, 3° steil nach S fallend.

Unten im Fritztale zwischen der Mündung des Elmaugrabens und der II. Eisenbahnbrücke bei Taggers Ziegelei, etwa bei *km* 52·2, ist am rechten Ufer eine Wand im Werfener Schiefer entblößt mit einer großen Schutthalde an ihrem Fuße; in der letzteren findet man rotviolette und grüne Schiefer, die grünen häufig mit Quarzadern durchzogen, in denen Eisenspat, Brauneisenerz, Lazulith und Baryt sowie Quarzkristalle vorkommen. Auf der Höhe oben über dieser Stelle lagert viel Schotter, erst (755 *m*) oberhalb Hochbruck steht wieder der Werfener Schiefer mit Südfallen an.

Von der Ziegelei talaufwärts sind die beiderseitigen Gehänge mit Vegetation bedeckt, nur bei der II. Eisenbahnbrücke sieht man unten am rechten Ufer — Bahn und Straße übersetzen auf die linke Talseite — rote und grüne Werfener Schiefer und ungefähr 45 *m* über der Straße das Konglomerat. Zwischen dem Konglomerat und den Schiefen scheint eine Moräne zu liegen. Am linken Ufer führt bei der Mündung des letzten Seitengrabens westlich der Fritz-mühle, des sogenannten Glatzhofgrabens, ein Weg am Gehänge aufwärts; an diesem trifft man kaum 20 *m* über der Talsohle Werfener Schiefer überlagert von Guttensteiner Kalk mit nördlichem Einfallen.

Bei der Fritz-mühle macht der Bach eine große Krümmung und hat sich eine Mulde ausgewaschen, aus welcher an der Nordseite eine hohe Felswand aufsteigt, deren Fuß der Fluß bespült. Diese Felswand zeigte im Oktober 1883 nur in der Mitte einen Schuttkegel, welcher fast zwei Drittel der Höhe hinaufreichte; an den übrigen Teilen der Wand waren die Werfener Schiefer überall bloßgelegt, und zwar in

Bändern, welche abwechselnd grün und violett waren, wobei die grünen Bänke sehr mächtig, die violetten dagegen etwa nur den 5. oder 6. Teil so dick waren wie die grünen. In etwa 20 *m* über Tal sah ich damals über der höchsten grünen Bank graue kalkige Bänke, deren Gesamtmächtigkeit etwa 10 *m* betrug; darüber Konglomerat. Gegenwärtig (1906) ist die Wand vollständig mit Schutt überzogen.

Bald nach der Krümmung überschreitet die Straße und die Bahn (III. Eisenbahnbrücke) den Fluß; die Bahn bleibt eine längere Strecke am rechten Ufer, während die Straße bald wieder auf das linke übersetzt. Schreitet man auf der rechten Talseite neben der Bahn fort, so sieht man, daß der Werfener Schiefer stark quarzitisch wird und ziemlich mächtige Bänke bildet, wie z. B. bei *km* 5·9 der Bahn, wo ihre Lagerung in *h* 6 mit 50° nördlichem Einfallen deutlich sichtbar ist. Hier und da treten glimmerreiche sandige Schiefer auf, welche wie die Quarzite nach N fallen, und in diesen fand Bittner zahlreiche undeutliche Versteinerungen, wie Gervillien, Myaciten u. a. Der 70 *m* lange Alpahrtunnel ist in Quarzit gebohrt, welcher ebenfalls mit 50° nach N fällt.

Trias an der linken Seite des Fritztales.

Oro- und hydrographisch bildet, wie schon erwähnt, sicherlich die Fritz die Südgrenze des Tennengebirges, in geologischer Beziehung möchte man noch einen Streifen vom linken Ufer der Fritz dazu rechnen, und zwar wird dieser Streifen immer breiter, je weiter man vom Alpahrtunnel nach W vordringt; es ist eine dreieckige Fläche, deren Eckpunkte die Fritzmündung, Kneueck innerhalb des Alpahrtunnels und Bischofshofen im Salzachtale sind. Die Gesteine dieses Gebietes gehören noch der Trias an und werden an der gebogenen Grenzlinie Kneueck—Bischofshofen von silurischen Schiefen unterlagert.

Am linken Salzachufer liegt die Grenze zwischen Werfener Schiefer und Silur beim Gute Schöneck wenig nördlich des Gainbachfalles bei Bischofshofen. Gegenüber am rechten Salzachufer trifft man wenig oberhalb der hölzernen Brücke die Phyllite in einem großen Steinbruch aufgeschlossen in *h* 6, 6° mit 70—75° nördlichem Einfallen. Weiter flußabwärts ist durch eine Strecke von etwa 800 *m* Luftlinie kein Aufschluß; erst etwa 200 Schritte unterhalb des Schwimmbades liegen am Wege große Gipsblöcke, welche jedenfalls vom benachbarten Gehänge stammen und sohin das Vorhandensein von Werfener Schiefer in der nächsten Nähe verraten. Der verstorbene Bergrat Pirchl, seinerzeit Berg- und Hüttenverwalter in Mühlbach bei Bischofshofen, versicherte im Jahre 1883 den Geologen Dr. Bittner, welcher hier die Gegend aufnahm, daß er bei Bischofshofen am rechten Salzachufer Gips anstehend gefunden habe. Und Pirchl war ein Mann, dem man in jeder Beziehung vollstes Vertrauen entgegenbringen konnte. Etwas oberhalb des Schwimmbades sah Bittner am 9. September 1883 „am Fuße des Abhanges einen ganz geringen Aufschluß“, den er „mit großer Sicherheit“ als Werfener Schiefer erkannte. Bei dem

Schwimmbade tritt eine Quelle mit schwachem Salzgeschmack auf, welche mit Silbernitrat einen reichlichen Niederschlag gibt.

Ungefähr 175 m unterhalb der Gipsblöcke tritt das Gehänge knapp an die Salzach und hier beginnt eine alte Moräne, die durch Sumpfterrain charakterisiert ist. Je näher man der oberen Eisenbahnbrücke kommt, desto deutlicher tritt die Moräne hervor. Hier sieht man auch, daß sie von einem schön horizontal geschichteten Konglomerat überlagert wird; an der Grenze zwischen beiden treten Quellen auf. Die Moräne reicht etwa 15 m am Gehänge hinauf, ist reich an gekritzten Steinen, ihr Lehm ist fest und hart. Die Konglomeratbank, welche die Moräne unmittelbar überlagert, ist etwa 50 Schritte oberhalb der Eisenbahnbrücke 2—3 m mächtig, darüber folgt eine Wechselagerung von wenig mächtigen Sandsteinbänken mit dickeren Konglomeratbänken. Unmittelbar beim Brückenpfeiler steht das Konglomerat schon in gleicher Höhe mit dem Bahnkörper an.

Hier mündet ein enger Graben, dessen Gewässer von Arlstein auf dem Buchberg aus ungefähr 1000 m Meereshöhe herabkommen. In diesem Graben steht bei seiner Mündung und einige 20 m einwärts Werfener Schiefer an in h 6 mit nördlichem Einfallen, und zwar an dessen rechtem Ufer bis zur Höhe der Grabenwand, am linken etwa 10 m hoch sichtbar, darüber liegt das Konglomerat.

Bei Bischofshofen führen zwei Eisenbahnbrücken über die Salzach, die untere auf der Strecke Bischofshofen—Salzburg, die obere, höher liegende auf der Linie nach Selztal. Unterhalb der oberen Brücke sieht man das Konglomerat unmittelbar über einer Wand von Werfener Schiefeln aufsteigen. Die Schiefer sind bis zur Mündung des Tunnels bloßgelegt und reich an Petrefakten. Sie enthalten hier *Myacites Fassuënsis Münst.*, *Turbo recte costatus Hauer*, Gervillien und Ceratiten. Etwa 30 Schritte vor der Tunnelmündung ist dem Werfener Schiefer roter Gips in geringer Menge eingelagert. Im Tunnel fallen die Schiefer, welche hier ebenfalls reich an Versteinerungen sind, nach N. Von der Tunnelmündung abwärts bis zum Eintritt der Fritz in die Salzach beobachtet man nur Schotter, offenbar ein Teil des Schuttkegels der Fritz. Dieser Schuttkegel zieht vom Kloster St. Rupert als ein Sporn gegen W und schließt das Tal von Bischofshofen gegen N so vollständig ab, daß nur für die Salzach Raum blieb und Eisenbahn und Straße sich den Weg durch Abgraben des Schotters frei machen mußten. An dieser Stelle, km 50.0 der Bahn, zwischen der Salzach und der Mündung der Fritz windet sich die erstere um einen Fels herum, welcher gewissermaßen die Fortsetzung des Schotterspornes bildet. Der Fels ist roter und grüner Werfener Schiefer, welcher flach nach N fällt und von jungem Konglomerat überlagert wird. An seiner Nordseite lagern die jungen Schotter der Fritz.

Wandert man von Bischofshofen hinauf nach Buchberg, so trifft man schon 25 m über dem Tal das horizontal geschichtete Konglomerat, welches bis gegen 700 m Meereshöhe hinaufreicht. In 660 m Höhe beobachtet man in demselben Auswaschungen ähnlich denen beim Bahnhofe Hütttau, nur in geringerem Maße. Oben auf der Höhe von Buchberg, welche eine hügelige Hochfläche bildet, sieht man, wo sich irgendwo ein Aufschluß zeigt, fast nur Konglo-

merat oder Schotter. Wenn man von der Kapelle (715 m) gegen Lehen (739 m) geht, so kommt man in nächster Nähe des zuletzt genannten Ortes an dem oberen Ende eines kurzen, aber tief eingerissenen Grabens vorüber, welcher in jenen Graben mündet, der sich von Arlstein bis zur oberen Eisenbahnbrücke hinzieht. Hier ist eine Moräne mit schön gekritzten Steinen bloßgelegt.

Das Bauernhaus Lehen steht auf einem schwarzen dolomitischen Guttensteiner Kalk; wenige Schritte weiter gegen NO steht ein kleiner Hügel mit einem Kreuz hinter dem Hause mit demselben Kalke, welcher in h 2 mit 35° nordwestlichem Einfallen gelagert ist mit ziemlich viel Eisenspat, Eisenglanz und Eisenglimmer. Zuunterst ist eine schwarze Kalkbank mit Petrefakten, welche „an Reichenhaller Kalk erinnert mit kleinen Modiolen und *Myophoria*-artigen Bivalven.“ (Bittner.) Am Nordostende des Hügels lagert ein eigentümlicher Mergelschiefer in h 12 mit Westfallen, welcher den Eisenstein zu überlagern scheint. Der Hügel selbst ist 6—7 m hoch, der ganze Aufschluß vom Hause bis zum Nordostende des Hügels gegen 90 m lang. Durch den Lehener Bauer erfuhr Bittner, daß auch im Walde der Ilöhen in SSW Eisensteinbauversuche stattgefunden haben. Schreitet man auf dem Wege, der von hier ins Fritztal führt, weiter, so sieht man am Waldrande im Wege selbst gelbliche, kalkige Werfener Schiefer, deren Schichtenköpfe der Weg überquert; sie führen Versteinerungen — Bittner fand eine *Myophoria costata* — und fallen unter 50° nach NW in etwa 785 m Höhe.

Von Lehen an der Kirche Buchberg vorüber zum Bauernhof Nagel beobachtet man nur Aufschlüsse in Schotter oder Moräne; erst beim Hause 653 m sieht man Werfener Schiefer-Stücke herumliegen und 10 m tiefer nordwärts stehen sie am Wege an mit 25° nördlichem Einfallen. Steigt man von hier abwärts zur oberen Eisenbahnbrücke, so kommt man etwa 25 m über dem Bahnkörper zu einer Ruhebänk, die in den Schatten einiger Bäume hineingesetzt ist. Hinter dieser Bank liegt ein erratic Block von Phyllit von 180 cm Breite und über 5 m Länge direkt auf dem Konglomerat.

Die Wände der linken Seite der Fritzschlucht zeigen überall Werfener Schiefer; auch in der Strecke vom Ausgang des Tunnels im Fritztal bis zur Mündung des Raidelgrabens sieht man noch hie und da den Werfener Schiefer aus dem vegetationsbedeckten Boden hervorstehen.

Der erste größere Nebengraben der Fritz an ihrem linken Ufer ist der Haidergraben, welcher ungefähr 200 Schritte oberhalb der II. Eisenbahnbrücke mündet. Er zeigt in seinen oberen Partien ober und unterhalb des Haidgutes nur Moräne und Schotter und legt erst von 660 m Höhe abwärts die roten Werfener Schiefer bloß.

Der folgende Graben, dessen Mündung von jener des Haidergrabens nur 225 m entfernt ist, heißt Raidel- oder Rohrergraben, in seinen oberen Partien Klausgraben, er ist mehr als 5 km lang und entspringt am Ramberg in 1700 m Höhe. Gleich beim Eingang in den Graben stehen grüne, fast zu Brei verwitterte Werfener Schiefer an, weiter drinnen treten die roten Schiefer auf, welche in 640 m Höhe in h 2, 10° mit 35° Einfallen nach NW gelagert sind;

in 660 *m* stehen die letzten roten Schiefer an, und nun folgen grüne, teilweise mit einzelnen schönen weißen und glänzenden zerstreuten Glimmerblättchen. Diese grünen Schiefer führen Quarzadern, in denen verschiedene seltenere Mineralien vorkommen; so fand man darin saphirblaue, zum Teil kristallisierte Quarze, Breunerit-Kristalle weingelb, zum Teil goldfarbig angelaufen, Eisenspat kristallisiert und derb, derben fleischroten Baryt; kristallisierte und derbe Lazulithe und Wagnerite. In diesen grünen Werfener Schiefen befand sich 160 *m* von der Straße entfernt ein Bergbau auf Eisenspat, von dem gegenwärtig jedoch kaum mehr als eine Spur zu sehen ist. In 670 *m* Höhe steht grüner Quarzit an, weiterhin (bei 690 *m*) wieder dichter, körniger, grüner Werfener Schiefer, und in 700 *m* erhebt sich am rechten Ufer ein Fels von Quarzit bis zu 60 *m* Höhe; derselbe Quarzit zieht sich durch den Bach an das linke Ufer und überlagert hier wenige Schritte aufwärts einen grünen Serizitschiefer, der vollkommen konkordant mit dem Quarzit in $h\ 6, 5^\circ$ mit 60° nach N fällt. In 700 *m* Höhe ist sohin im Raidelgraben die Grenze zwischen Trias und Silur. Der Serizitschiefer läßt sich bis 725 *m* verfolgen und wird hier von einem Eisenschiefer unterlagert.

In 580 *m* Meereshöhe mündet der Brandstattgraben in die Fritz, 370 *m* oberhalb der Mündung des Raidelgraben. Im Eingange desselben liegt Moräne und Schotter. Bis zur Höhe von 720 *m* ist überall Moräne oder Schotter vorhanden, stellenweise liegen auch große Blöcke, und nur selten kommt Fels darunter zutage. Bei 630 *m* steht unter der Moräne grüner Werfener Schiefer an; eine kurze Strecke weiter aufwärts (632 *m*) ist am linken Ufer der grüne Schiefer mit Gipsadern bloßgelegt, stark verwittert und zerbröckelt. In 640 *m* Höhe steht der grüne Werfener Schiefer am linken und in 642 *m* am rechten Ufer an und führt hier in seinen Quarzadern Brauneisenerz und Eisenglanz. Bachaufwärts sieht man denselben Schiefer noch mehrmals anstehen. In 680 *m* streicht er quer durch den Bach und am rechten Ufer steht dolomitischer Guttensteiner Kalk, unmittelbar demselben vorgelagert ist ein stark verwitterter Eisenstein, ganz ähnlich wie bei Lehen in Buchberg. In 720 *m* Höhe steht ebenfalls rechts geschichtetes Konglomerat in der Grabensohle an. Auf der Höhe des rechtsseitigen Gehänges (750 *m*) ist abermals das horizontal geschichtete Konglomerat aufgeschlossen.

Das Gehänge zwischen Raidel- und Brandstattgraben sowie jenes zwischen Brandstatt- und Glatzhofgraben zeigt weder Aufschlüsse in der Trias noch im Silur.

Etwa 620 *m* vom Brandstattgraben im Fritztal einwärts mündet der Glatzhofgraben in 600 *m* Meereshöhe. Im Eingang desselben trifft man nur Schotter; bei 625 *m* liegt ein großer Block Guttensteiner Kalkes, gleich dahinter eine große Menge Schutt von dolomitischem Guttensteiner Kalk; 10 *m* höher am rechtsseitigen Gebänge ist Guttensteiner Kalk, wie es scheint, anstehend, etwa 10 *m* hoch und sehr steil nach N fallend. Darüber zeigt sich 8 *m* mächtig Werfener Schiefer, über diesem wieder gegen 10 *m* Guttensteiner Kalk, überdeckt von einer Moräne mit gekritzten Steinen. Ungefähr 10 *m* im Grabenbett oberhalb der Kalkschuttmasse steht grünlicher Werfener Schiefer an.

In 645 *m* Höhe ist im Bach auf einer Strecke von mindestens 50 *m* wieder Guttensteiner Kalk aufgeschlossen mit Einfallen nach NNW; bei 660 *m* lagern dünnsschichtige Kalke, offenbar das Hangende der Werfener Schiefer; bei 670 *m* treten unter diesen kuppenförmig die grünen Werfener Schiefer auf.

An der Grenze zwischen den Kalken und Schiefeln steht ein gelbes, stark verwittertes Gestein an. Wenig weiterhin treten wieder, und zwar ziemlich mächtig die Guttensteiner Kalke auf, welche bisher konkordant mit den Werfener Schiefeln nach N oder NNW fielen; in 672 *m* Höhe lagern sie aber in h 5 mit Einfallen nach S. Die Kalke sind von diesem Punkte an noch etwa 10 *m* weit aufgeschlossen, dann liegt nur mehr Schotter im Graben. Bei 690 *m* sieht man außer den Schottern bloß Schuttstücke von silurischem Schiefer, aber keine Spur mehr von triadischen Gesteinen, so daß man annehmen muß, daß hier unter dem Schotter bereits die Silurschiefer beginnen.

Steigt man dort, wo die Triasgesteine im Glatzhofgraben aufhören, ostwärts aus dem Graben hinaus, so trifft man auf einen Weg, der an dem Gehänge abwärts führt und neben dem Eingang des Grabens in die Fritztalstraße mündet. An diesem Wege stehen, wie schon früher (pag. 393) erwähnt wurde, etwa 30 *m* über der Talsohle vorerst die Werfener Schiefer an, dann weiter unten westwärts darüber die dünnsschichtigen Kalke, das Hangende der Werfener Schiefer und noch weiter abwärts, westlich von den letzteren und konkordant mit ihnen die Guttensteiner Kalke.

Der nächste Graben, Alpfahrtgraben, mündet gegenüber dem Westende des Alpfahrttunnels und gibt nur schlechten Aufschluß. Beim Eingang in den Graben liegen noch einige Stücke Quarzit auf dem Boden und weiterhin sieht man nur Phyllitplatten. Die Grenze zwischen Trias und Silur muß sohin wenige Schritte vom Eingang liegen.

Das rechte Ufer des Fritztals vom Alpfahrttunnel bis Brunnhäusl.

Am Ostende des Alpfahrttunnels bei *km* 6·3 der Bahn steht Quarzit an, der Fels tritt wieder zurück und bei *km* 6·4 wieder zur Bahn. Hier stehen grüne und darunter tiefviolettgraue, sehr dünnsschichtige Schiefer an, welche ich in Übereinstimmung mit Bittner bereits für Silurschiefer halte. Sie sind mit den Quarziten vollkommen konkordant ebenfalls in h 6 mit 50° nördlichem Einfallen gelagert.

An der Straße, welche am linken Ufer hinzieht, steht der Quarzit 139 Schritte innerhalb *km* 55·4 in h 7 mit 25° Nordfallen an und bei *km* 55·6 liegt die Grenze zwischen Werfener Schiefer (Quarzit) und Silurschiefer (Phyllit). Von dieser Stelle 108 Schritte flußaufwärts lagern an der rechten Talseite oben auf der Höhe über Silurschiefern durch etwa 120 Schritte weit aufgeschlossen wieder die Konglomerate.

Bei der IV. Eisenbahnbrücke stehen grüne Quarzphyllite an und reichen bis über *km* 56·2. Am rechten Ufer kommt 29 Schritte vor und 182 Schritte nach *km* 56·0 je ein Bach ins Tal, welcher reichlich Konglomeratschutt mit sich führt. Bei *km* 56·6 mündet der Greißen-

bach; 160 Schritte weiter steht rechts oben auf der Höhe wieder durch 60 Schritte das Konglomerat an, die Schiefer enthalten kleine Erzadern mit Eisenglanz, weiterhin Quarz mit Eisenspat, dann Ausblühungen von Eisenvitriol und Alaun. Bei der V. Eisenbahnbrücke (120 Schritte innerhalb *km* 57.0 der Straße) stehen an beiden Ufern Phyllite an, welche weiter taleinwärts wieder Konglomerate auf der rechten Talseite tragen; die Schiefer zeigen auch hier erzführende Quarzgänge und -Linsen. Bei der VI. Eisenbahnbrücke lagern Phyllite und Quarzphyllite, die am linken Ufer auf der Höhe von Konglomeraten und Schottern überdeckt werden.

Wenig unterhalb Dorf Hütttau und der Mündung des Larzenbaches lagen im Jahre 1883 in der Fritz verschiedene erratische Blöcke, darunter Gneisblöcke von der Größe eines Kubikmeters; auf diesen letzteren hatte sich die Veilchenalge in reicher Menge angesiedelt.

Eine kurze Strecke oberhalb des Dorfes Hütttau setzt die Straße auf das rechte Ufer über und man sieht von hier bis zum Bahnhof am rechtsseitigen Gehänge stets die Phyllite, meist schwarz oder grau, bloßgelegt. Die Bahn führt am linken Ufer durch einen kurzen Tunnel und setzt erst unmittelbar beim Bahnhof wieder auf das andere Ufer über. Zwischen dem Tunnel und dieser VII. Eisenbahnbrücke lagert der schwarzgraue Phyllit in h 6 mit 50° Nordfallen. Hier tritt an der linken Talseite unmittelbar über dem Phyllit, der etwa 2—3 *m* über den Flußspiegel emporragt, das Konglomerat auf. Dasselbe ist schön horizontal geschichtet und reicht etwa 30 *m* über die Talsohle empor. Die Konglomerate ziehen noch weit gegen O, wo sie überdies noch von Schottern überlagert werden. Sie sind hier wie am Bahnhof durch Verwitterung in einzelne verschiedene Kegel aufgelöst, auf deren Spitzen einzelne Bäume oder auch Baumgruppen stehen, und geben dadurch ein reizendes Landschaftsbild. Am rechten Ufer steht überall der Silurschiefer an.

Kurz vor der Haltestelle Brunnhäusl schneidet die Bahn hoch über der Straße die Phyllite des rechten Ufers an und übersetzt dann abermals (VIII. Eisenbahnbrücke) die Fritz. Hier lagert in der Ecke zwischen Fritz und St. Martinr Bach, welcher bei Brunnhäusl mündet, eine mächtige Schottermasse, in welcher die Steine zwar ganz unregelmäßig, groß und klein, durcheinander liegen, welche aber keine Spur von Kritzen zeigen, obwohl Gneis und Hornblendegesteine neben Kalken und anderen Gesteinen in nicht geringer Menge in dem Schotter zu finden sind.

Die Mündung der Fritz in die Salzach liegt in 535 *m* Meereshöhe. Die Basis der Konglomerate beim Bahnhof Hütttau ist ungefähr 720 *m*, bei der Fritzmühle in 700 *m* und bei Winkel an der alten Straße von Pfarrwerfen nach Hütttau in 660 *m*, das Gefälle der Basis der Konglomerate beträgt sohin 5 *m* auf 1 *km*, während das Fritztal ein Gefälle von 18 *m* auf 1 *km* besitzt. Da das Konglomerat vollkommen horizontal gelagert ist, muß es als eine Seeablagerung angesehen werden. Bei Gasthof (795 *m*), wo sowohl die Straße als die Bahn gegen Eben hin aufsteigen und das Fritztal verlassen, stehen keine Konglomerate mehr, sondern nur Schotter. Der eigent-

liche Seeboden zieht sich daher von unterhalb Brunnhäusl bis über die Höhe der Fritzschlucht hinaus ins Salzachtal.

Die rechtsseitigen Zuflüsse der Fritz: Erlachgraben, Klausgraben und noch ein paar unbedeutende, die vom Tratteneck herabkommen, fließen durch die gewöhnlich grünen und roten Werfener Schiefer, die zuletzt genannten in ihren unteren Partien durch Quarzit; der Greißenbach durchbricht anfangs bis oberhalb Greißen ebenfalls die grünen und roten Schiefer, bei Greißen stellen sich die Quarzite ein und unterhalb Greißen, beiläufig an der Isohypse 800 *m* beginnen die silurischen Phyllite.

Von weitaus größerem Interesse ist der Larzenbachgraben. Dieser erstreckt sich von seinen Quellen zwischen Jochriedl und Fromerkogel bis ins Fritztal in einer Länge von 8 *km* in rein südlicher Richtung und mündet beim Dorfe Hütttau in etwa 704 *m* Höhe. Am südlichen Ende des Grabens treten häufig zu beiden Talseiten die schwarzen oder grauschwarzen Phyllite zutage; diese sind auch im Bache sichtbar und in 718 *m* bilden sie darin sogar schöne Karren. Etwa 600 *m* vom Grabeneingange sieht man am rechten Ufer am Wege einen alten Stollen, einen Rest des alten Bergbaues Larzenbach.

Unmittelbar unterhalb Poeting stehen die Phyllite am linken Ufer schön aufgeschlossen mit Nordfallen. Ungefähr 300 *m* innerhalb dieses Phyllitaufschlusses kommt am linken Ufer ein Graben von dem Gehöfte Bachseiten herab, in diesem Graben stehen bereits die Quarzite an. Zwischen beiden Punkten liegt allerdings nur Schutt herum und so dürfte ungefähr in 768 *m* Höhe, 1200 *m* von der Mündung des Grabens die Grenze zwischen Silur und Werfener Schiefer sein, denn von hier ab bachaufwärts trifft man nirgends mehr herum liegende Phyllite, sondern nur mehr rote Werfener Schiefer und Quarzite. In 803 *m* Höhe führt der Weg auf das linke Ufer und weiterhin (818 *m*) liegen am Gehänge Massen von Quarziten, die man auf den ersten Blick für Kalke halten könnte und die dem Weyerberg angehören; man sieht sie übrigens auch quer durch das Tal streichen. Weiterhin trifft man wiederholt auf grüne und violettgrüne, etwas quarzitisches Werfener Schiefer, welche ebenfalls wie die Phyllite nach N fallen; noch weiter talaufwärts tritt „kalkig-glimmeriger Werfener Schiefer, gelb, mit stark verzerrten Gervillien und nördlicher Fallrichtung“ (Bittner) auf.

In 863 *m* Höhe liegt die Mündung des von O kommenden Lindaugrabens, an dessen rechtem Ufer in der Ecke zwischen diesem und dem Larzenbach das Bauernhaus Seiden liegt. Oberhalb Seiden ist im Larzenbachgraben, aber ziemlich hoch über dessen Sohle ein Steinbruch (923 *m*) auf Guttensteiner Kalk und Rauhwacke, dessen Gestein beim Eisenhahnbau verwendet worden war. Dieses Kalkvorkommen zieht sich ziemlich weit am rechten Gehänge des Lindaugrabens aufwärts, zeigt aber am rechten Larzenbachufer keine Fortsetzung gegen W. An der Straße (898 *m*) unterhalb des Steinbruches liegen seine Trümmer.

Weiter aufwärts im Larzenbachgraben treten wieder auf beiden Seiten Werfener Schiefer auf, und zwar vorherrschend in der rot-

braunen Entwicklung. In ungefähr 970 *m* Höhe führen sie Quarzadern mit Eisenspat. Gegenüber der Mündung des Speckgrabens, der von der linken Talseite herabkommt, sind am rechten Ufer des Larzenbaches (999 *m*) im Werfener Schiefer Einlagen von Kalk, mit diesem vollkommen konkordant nach N fallend. Zwischen den Kalklagen tritt Werfener Schiefer in einer Mächtigkeit von 50—60 *cm* auf. In einzelne Löcher dieses Gesteines ist eine eigentümliche Brekzie eingelagert.

Von hier steigt der Weg steil aufwärts an der Speckhütte oder Larzenbachalpe (1074 *m*) vorüber stets über Werfener Schiefer, der gerade oberhalb, das heißt genau östlich der Alpe in etwa 1370 *m* Höhe von einer Wand von Guttensteiner Kalk überlagert wird, auf welcher bei der Widdernalpe (1596 *m*) auf dem Kämme zwischen Larzenbach und Haselangergraben abermals Werfener Schiefer liegen. Der Guttensteiner Kalk reicht wenige *m* südlich der Widdernhütte bis auf den Kamm zum Punkt 1598 *m* und bricht dann rasch gegen S ab, wo er seitwärts der Schwarzeneckalpe in etwa 1520 *m* dem Werfener Schiefer aufliegt. Im Talboden zieht der Werfener Schiefer nordwärts bis 1300 *m*, stets nach N fallend; hier kommt der Guttensteiner Kalk am rechten Ufer von der Bischlinghöhe herab und zieht an der linken Talseite wieder in südsüdwestlicher Richtung hinauf zu dem vorher genannten Punkt 1598 *m* oberhalb der Schwarzeneckalpe. In der Höhe von 1405 *m* hat man sowohl in dem von N kommenden Hauptbach, als in dem von NO kommenden Zufluß den Guttensteiner Kalk wieder überschritten und steht abermals auf Werfener Schiefer, welcher vom Labenberg gegen NO zu Tal und von hier quer durch dasselbe zur Vorderen Fromeralpe hinaufzieht. Darüber folgt (1470 *m*) wieder ein allerdings ziemlich schmales Kalkband, das zwischen Mayer- und Moseralpe zu Tal zieht und dann ebenfalls zur Vorderen Fromeralpe hinaufreicht. Die Grundhütte im Tal steht bereits nördlich dieses Kalkzuges auf Werfener Schiefer, welcher einerseits bis zum Jochriedl und an die Abhänge des Tauernkogels, anderseits über den Kamm zwischen Jochriedl und Fromerkogel hinab in die Analpe reicht. Die Vorderen Fromeralpe steht auf Werfener Schiefer, aber sowohl im N als im S derselben ziehen die Kalke vom Tal herauf und der nördliche Zug biegt ostwärts der Alphütte gegen S ab und vereinigt sich mit dem vorher beschriebenen Kalkzug. Dieser Zug zeigt in 1660 *m* Höhe zwischen der Sommerauer Alpe und der Vorderen Fromeralpe Ramsaudolomit, 10 *m* tiefer dolomitischen Guttensteiner Kalk, der hier in h 12 sehr steil nach W fällt. Der Weg führt an der Grenze zwischen Guttensteiner Kalk im W und Werfener Schiefer im O abwärts, längs des ganzen Kalkzuges lagern ostwärts von demselben wieder Werfener Schiefer, welche von der Grundhütte und dem Fromerkogel zur Sommerauhütte und Widdernhütte reichen. Am Fromerfeldkogel lagert über diesen Werfener Schiefen wieder ein Band Guttensteiner Kalk und auf diesem Ramsaudolomit.

Im Larzenbachgraben befanden sich „in der Nähe von Hüttau aus alten Zeiten mehrere alte Halden. Vermutlich stammen sie aus dem 13. oder 14. Jahrhundert. Diese alten Gruben wurden

im Jahre 1851 neu gemutet und wurde daselbst bis zum Jahre 1869 Bergbau getrieben, dann aber wegen Nichtrentabilität eingestellt. Der Bergbau bestand aus drei zusammengehörigen Stollen von verschiedenem Niveau (Georg-, Barbara-, Johanni-Stollen) und einem unabhängigen Versuchsstollen. Ein bei dem Barbara-Stollen zu Tag ausgehender Erzfund scheint die Veranlassung zu dem alten Bergbau gegeben zu haben, welcher sich wesentlich auf den Aufschluß einer zirka 120 *m* langen und an Stellen der größten Mächtigkeit 8 *m* dicken, nur wenig unter die Georg-Stollensohle hinabreichenden Erzlinse bewegte und über diese beschränkte Ausdehnung hinaus zu keinem anderen Erz-aufschluß gelangt ist.

„Die Erze: Fahlerz, Antimonglanz, Kupferkies, Eisenkies und Magnetkies sowie Spuren von Bleiglanz waren in Quarzlinzen, denen sich noch Dolomit, Ankerit und Eisenspat beigesellte, eingeschlossen. Neben den genannten Mineralien fand man noch im Bergbau Larzenbach Buntkupfererz, Aragonit und Bergkristalle. Eine Schmelze der Erze im Jahre 1855 ergab nur eine Ausbeute von 10 Prozent Kupfer, die Fahlerze enthielten weder Gold noch Silber. Die einhüllenden Schiefer sind teils graphitische Phyllite, teils Serizitschiefer.

„Wenig oberhalb Hütttau bestanden im Fritztale in demselben nach NW fallenden Phyllite ebenfalls zwei Stollen, der Fritz- und der Habersatt-Stollen, in deren Nähe ein großer Schlackenhaufen auf die Stelle der alten Hütte hinweisen soll. Auch diese Stollen dürften wenig oder keinen Ertrag geliefert haben“ (Gümbel in einem ungedruckten Berichte vom 20. November 1875).

Auf der Fromeralpe wurde an der Grenze zwischen Werfener Schiefer und Guttensteiner Kalk in alter Zeit ebenfalls Bergbau betrieben, und zwar auf Zinkerze (Kieselzink, Zinkblende und etwas Zinkspat) und Bleiglanz; die Erze waren begleitet von Ziegelerz (Rotkupfererz), Kupferlasur, Malachit, Kupfergrün, Kupferschwärze und Brochantit. Der Bergbau, in welchem auch „alkalisch buntfarbige Silbererze“ einbrachen, war im Jahre 1775 schon aufgelassen.

Der St. Martiner Graben.

Bei der Haltestelle Brunnhäusl mündet der St. Martiner Graben in die Fritz; er entspringt in unmittelbarer Nähe des Dorfes St. Martin, welches auf der Wasserscheide zwischen Fritz und Lammer (950 *m*) steht und bildet den südlichen Teil der Ostgrenze des Tennengebirges. An seinem rechten Ufer nimmt er mehrere Seitengräben auf, von denen der Haslangergraben und der Langeckgraben die bedeutendsten sind.

An der Straßenecke gegenüber dem Wirtshaus Brunnhäusl steht Schotter an, am Bache aufwärts liegt viel Schutt und an der rechten Talseite zieht sich bis in die Nähe des Wirtshauses Sag (785 *m*) eine Diluvialterrasse hin. In 770 *m* Höhe trifft man, und zwar am linken Ufer des Baches, das erste anstehende Gestein, grüne, quarzitische Schiefer mit Quarzadern, etwa 100 Schritte weiter oben kommen sie noch einmal zutage und ebenso beim Wirtshaus Sag, das vom vorigen Punkt ebenfalls ungefähr 100 Schritte entfernt ist. Bit t n e r

bezeichnet diese Schiefer als „fragwürdig“; es sind dieselben Schiefer wie sie auch im Fritztal zunächst unter den sicheren Werfener Schiefeln vorkommen. Ich halte sie für die tiefste Partie der Werfener Schiefer. Bei Sag scheinen sie nach NNW zu fallen; beim Stadlergut, welches auf dem östlichen Ausläufer des Weyerberges gebaut ist, stehen dieselben Schiefer am rechten Ufer direkt an der Straße in h 6, 10° mit 45° südlichem Einfallen.

Im Eingange des Haslangergrabens, welcher wenig nördlich von Stadler mündet, sind die weißen oder blaßgrünen Quarzite reichlich aufgeschlossen, so wie sie am Weyerberg vorkommen. Beim Schmid (850 m) ist an der Straße ein Aufschluß von grünen Werfener Schiefeln und bei Mühlbauer trifft man schon auf die roten Schiefer. Von hier aufwärts bis St. Martin ist am Wege nur Diluvialschotter zu sehen.

Der Haslangergraben wird an seiner rechten Seite von den Gehängen des Weyerberges, von dem Höhenzug, welcher oberhalb der Schwarzenekalpe mit der Kuppe 1598 m kulminiert und über die Widdernalpe (1596 m) bis zum Fromerfeldkogel (1887 m) reicht, begrenzt; im N von der Karrainhöhe, das ist dem Kamme zwischen dem Fromerfeldkogel und dem Karrainkopf (1848 m) und an seiner linken Seite von dem Höhenzug, der sich von letzterem über Langeck und den Kogel 1337 m in das St. Martiner Tal erstreckt. Die Richtung des Grabens ist von seinem Ursprung am nördlichen Kamme bis etwa 1050 m Höhe eine südsüdöstliche, dann wird sie unterhalb des Gehöftes Naßberg rein südlich, biegt dann fast nach O ab, um in abermals südlicher Richtung den St. Martiner Bach zu erreichen.

In dem untersten Teil des Grabens, 500 Schritte von seiner Mündung, ist an seinem rechten Ufer ein Steinbruch (850 m) auf Quarzit, welcher in h 4, 5° in 45° nach NNW einfallend gelagert ist. Ein zweiter Steinbruch befindet sich 108 Schritte weiter einwärts bei einer Brücke und zeigt denselben Quarzit und die gleichen Lagerungsverhältnisse. Im westöstlich verlaufenden Teil des Grabens steht (924 m) im und am Bach abermals der Quarzit an in h 6 mit Nordfallen, darüber ein grauer Schiefer. Bei der Mündung des Seitenbaches, der am rechten Ufer von der Häusergruppe Wern dl herabkommt, steht noch immer derselbe Quarzit an. In diesem Grabenstück mit westöstlicher Richtung befindet sich rechts und links viel Schutt und Schotter. Nach der Krümmung des Baches in die nord-südliche Richtung steht am linken Ufer (970 m) der Quarzit mit Nordfallen und so fort noch öfter, das letztmal in 990 m Höhe. Weiter aufwärts im Graben sieht man viel roten Werfener Schiefer herumliegen, aber nirgends anstehen, da die Gehänge durchaus mit Vegetation oder Schutt bedeckt sind; von 1070 m an trifft man auch viele Trümmer von Guttensteiner Kalk.

In 1180 m Höhe beginnt ein steiler Anstieg, der Alpweg zur Widdernalpe. Man geht hier fortwährend auf rotem Werfener Schiefer bis zur Alpe (1596 m). In 1545 m lagert er flach nach N fallend, etwa 1580 m in h 6 mit 15° südlichem Verflachen und etwa 200 Schritte östlich der Alpe liegt er, in gleicher Höhe mit der-

selben, fast horizontal mit sehr schwacher Neigung gegen W. Auf dem Kamme nördlich der Alpe steht ebenfalls Werfener Schiefer an und liegen in ungefähr 1700 *m* Höhe zahlreiche Platten davon herum: Quarzite, rote Schiefer, Gervillienschiefer; sie sind häufig fast schwarz verwittert, so daß man im ersten Moment glaubt, auf Carditaschiefern zu stehen. Von der Alpe aus sieht man sehr deutlich, daß sich unmittelbar südlich vom Fromerfeldkogel ein Kalkband über die Obere Postmeisteralpe und das Langeck zur Kuppe 1337 *m* oberhalb Naßberg hinzieht.

Die Guttensteiner Kalke reichen hier etwa bis 1200 *m* Meereshöhe in den Haslanger Graben herab, oberhalb der Unteren Postmeisteralpe, welche noch auf Werfener Schiefer steht, ungefähr bis 1370 *m* und auf dem Kamme zwischen Widdernalpe und Fromerfeldkogel ist ihre Basis in 1786 *m*. Gerade an dieser letzteren Stelle ist der Guttensteiner Kalk sehr wenig entwickelt und ebenso wenig mächtig ist die Fortsetzung desselben an der Westseite des Fromerfeldkogels, welche etwas südlich der Sommerauer Hütte endet. Gegen O nimmt die Mächtigkeit des Kalkes zu. Bei der Oberen Postmeisteralpe ist er fast 200 *m* mächtig und der Kamm Karrainkopf-Langeck besteht nur aus Guttensteiner Kalk. Über dem Guttensteiner Kalk lagert auf der ganzen Karrainhöhe der Ramsaudolomit, welcher stellenweise in Wettersteinkalk übergeht und nur der nordwestliche Teil der Höhe dieses Kammes gehört dem Raibler Kalk an. Südlich der Widdernalphütte sieht man den Guttensteiner Kalk des Höhenpunktes 1598 *m*, welcher westlich unterhalb der Widdernalpe zur Vorderen Fromeralpe reicht; während die Werfener Schiefer des Haslangertales und der Widdernalpe oberhalb dieses Kalkzuges zur Sommerauer Alpe hinüberziehen.

Der Langeckgraben entspringt unter dem Karrainkopf in zirka 1700 *m* Höhe und zieht zwischen Langeck und Ostermaishöhe in südöstlicher Richtung zu Tal; er mündet bei der Hammerschmiede in etwa 860 *m* Höhe. Hier steht, wie schon erwähnt, grüner Quarzit mit flachem nördlichen Einfallen an der Straße. Steigt man in dem seichten Graben aufwärts, so sieht man nur Felstrümmer herumliegen, aber kein anstehendes Gestein; erst in 1010 *m* steht am linken Ufer im Graben Guttensteiner Kalk an; weiter nordwärts am Gehänge des Ostermaiswaldes trifft man diesen bereits in 955 *m* als Felsengürtel von 10 bis 20 *m* Höhe. Über dem Guttensteiner Kalk scheint noch die ganze untere Kalkserie der alpinen Trias vertreten zu sein, denn es liegen hier Stücke von dolomitischem Guttensteiner Kalk, Wettersteinkalk, von dem eigentümlichen blauen Kalke, wie er in der Blühnbachklamm vorkommt, und endlich von Reiffinger Kalk am Gehänge herum. Gegenüber an der linken Seite des St. Martiner Tales sieht man bei Burgeck ebenfalls einen ziemlich mächtigen Fels von Guttensteiner Kalk.

Am Fuß des Ostermaiswaldes kommen bei Mühlbauer (925 *m*) direkt hinter dem Hause mehrere mächtige Quellen unter dem Bergschutt hervor; im Rinnsal derselben liegen einzelne Stücke roten Werfener Schiefers, wohl ein Zeichen, daß diese hier den Untergrund bilden.

Der Kargraben und das oberste Lammertal.

Der Karbach, welcher in 1700 *m* Höhe im Karrain¹⁾, im NW des Karrainkopfes entspringt und anfangs ungefähr in der Richtung von W nach O fließt, trifft nicht ganz 1 *km* nördlich von Sankt Martin die Straße, welche nach Lungötz führt und biegt nun nach N ab, um sich in Lungötz in die junge Lammer zu ergießen. In diesem seinen Unterlauf bildet er einen Teil der Ostgrenze des Tennengebirges. Dort, wo der Karbach vom W her die Straße erreicht und von dieser überbrückt wird, findet man in seinem Bette wenig Werfener Schiefer, viel Guttensteiner Kalk und -Dolomit, Ramsaudolomit, Wettersteinkalk und etwas weniges auch von Raibler Schiefer. Unterhalb der Brücke (940 *m*) steht am linken Ufer Guttensteiner Kalk an in h 8 mit 35° Verfläachen nach NNO, weiter gegen N hin (925 *m*) wird derselbe dolomitisch. Oberhalb der Mündung des Rettenbachgrabens steht Ramsaudolomit (915 *m*) an, gegenüber der Mündung desselben Grabens Wettersteinkalk. Letzterer wird auch bei der Mühle weiter unten sichtbar. Die Straße geht nun auf das rechte Ufer hinüber; hier trifft man bald (865 *m*) Reiffinger Kalk anstehend in h 8 mit 25° Fallen nach NNO. Bei einer Straßenbiegung (850 *m*) unmittelbar oberhalb der 3. Brücke, etwa 10 Minuten Weges oberhalb Lungötz — bei der ehemaligen Klause — stehen am rechten Ufer Raibler Schiefer und -Kalke durch 60 Schritte an in h 7 mit 40° Einfallen nach S „mit Posidonomyen und Sphärosideriten mit glänzenden kleinen Halobien“ (Bittner). Nach 30 Schritten steht am linken Ufer Salzgebirge direkt am Bach als Gips und Gipston; nach abermals 30 Schritten lagert am rechtsseitigen Gehänge Guttensteiner Kalk in h 6 mit sehr steilem Südfallen. 150 Schritte weiter unten steht die 4. Brücke und wenig unterhalb derselben zeigt sich an derselben Seite wieder Gipston mit Pseudomorphosen von Gips nach Steinsalz; dasselbe Material ist 70 Schritte weiter abwärts von brekzienartigem Guttensteiner Kalk überlagert. Nach weiteren 160 Schritten steht der Gipston nochmals an der rechten Seite an, dann folgt Schutt und Schotter und bald darauf steht man in Lungötz an der Mündung des Karbaches.

Die verschiedenen Etagen der Trias, welche längs der Straße am unteren Karbach aufgeschlossen sind, ziehen von dem westseitigen Gehänge herab, auf dem sie deutlich bloßgelegt sind. Die Guttensteiner Kalke, welche von der 1. Brücke bis oberhalb der Rettenbachmündung anstehen, bilden zwischen Grub und Gogl eine kleine Anhöhe und werden in den oberen Partien (970 *m*) dolomitisch. Westlich dieser Anhöhe zieht sich ein kleines Tal in der Richtung nach NNO mit ziemlich sumpfigem Boden hin; ich vermute, daß hier der Untergrund Werfener Schiefer ist. Der Abhang von W, welcher sich zwischen hier und Haarreut zu einer Anhöhe ausbildet, besteht aus Guttensteiner Kalk, der aber in der Mulde von Unter- und Ober-Haarreut von Werfener Schiefer verdrängt wird. Er steht in der ge-

¹⁾ Karrain heißt der ganze nördliche Abhang des Kammes, der vom Karrainkopf (1848 *m*) zur Sommerauer Scharte zieht.

nannten Einsenkung am Aufstiege von Schweighof her schon in 1000 *m* Höhe an, weiter aber in der Höhe von Unter-Haarreut (1092 *m*) trifft man auf die gelben Gervillenschiefer. Auch Ober-Haarreut (1180 *m*) steht auf Werfener Schiefer unterhalb der Kammhöhe, welche die östlich gelegene Goglhöhe mit dem Höheneck (im W) verbindet. Die Werfener Schiefer ziehen über diesen Kamm nordwärts hinweg und in nördlicher Richtung in das oberste Lammertal hinab, wo sie nur einmal zwischen 900 und 1000 *m* Höhe durch ein Band von Raibler Schiefeln überdeckt werden.

Schreitet man in dem oben genannten kleinen, nach NNO ziehenden, ziemlich sumpfigen Tal nordwärts, so kommt man in den Graben zwischen Gogl und Unter-Schober, den sogenannten Goglgraben, durch welchen (960 *m*) ein Weg hindurchführt. Hier stehen Raibler Schiefer in *h* 7, 5° sehr steil nach SSW fallend. Weiterhin erreicht man über kultiviertem Boden das Bauernlehen Unter-Schober (1030 *m*), bei welchem Reiflinger Kalk in Bänken von 20—25 *cm* Mächtigkeit schön geschichtet ansteht; seine Lagerung ist *h* 10 mit 25° Verflachen nach ONO. Auf dem Wege von hier nach Merleck (Mehreck der Generalstabskarte) stehen wieder Raibler Schiefer an; erst etwa 70 *m* Luftlinie südlich von Merleck trifft man auf zuckerförmigen Wettersteinkalk.

Die Höhe von Merleck zeigt keinen Aufschluß, dürfte aber wohl auch dem Wettersteinkalk angehören. Von hier zieht sich ein Kamm erst westwärts, dann in südsüdwestlicher Richtung in 1020—1030 *m* Höhe gegen Ober-Haarreut hin. Auf dieser Kammhöhe oberhalb Ober-Schober stehen wieder die Raibler Schiefer an, sie reichen bis 1100 *m* etwas oberhalb Ober-Schober, darunter kommen gegen O die Reiflinger Knollenkalken in *h* 6, 6° flach nordfallend zutage. Diese scheinen das ganze Gehänge bis Unter-Schober zu bilden. Die Raibler Schiefer ziehen sohin von der 3. Straßenbrücke in einem nicht sehr breiten Bande im Merleckgraben (zwischen Merleck und den beiden Schoberhöfen) aufwärts, dann auf der Kammhöhe gegen W weiter, während ein Zweig auf dem Kamm nach SSW abbiegt und dann durch den Goglbach, welcher etwas oberhalb der Rettenbachmündung in den Karbach fließt, sich gegen O zu Tal senkt. Die Reiflinger Kalke begleiten diesen Zug auf der Innenseite seines Bogens, während die Guttensteiner Kalke seinen südlichen und teilweise auch den nördlichen Rand umsäumen. Der Ramsadolomit unterlagert regelmäßig den Wettersteinkalk und dieser in dem Terrain zwischen Gogl- und Merleckbach die Reiflinger Kalke. Nur auf der Höhe von Merleck scheint — nach den Findlingen zu urteilen — der Wettersteinkalk über Ramsadolomit und Guttensteiner Kalk eine selbständige Kuppe zu bilden. Das ganze hier beschriebene Terrain ist mit Ausnahme der Ostseite von seiner Unterlage, den Werfener Schiefeln, umschlungen.

Steigt man im Kargraben von der Häusergruppe Schweighof aufwärts, so trifft man in 1015 *m* Höhe anstehenden Werfener Schiefer, dessen Lagerung wenig weiterhin sich mit Streichen in *h* 4—5 bei 40° Einfallen nach NNW abnehmen läßt; bei der Mühle weiter oben und noch an anderen Punkten am Wege steht ein quarzitischer Wer-

feiner Schiefer an. In 1025 *m* trifft man auf Gervillienschiefer, dann wieder auf dichte graue und grüne Schiefer. In etwa 1090 *m* Höhe scheint bereits Guttensteiner Kalk anzustehen, man sieht wenigstens im Graben nur mehr Kalkschutt; 10 *m* höher ist der Bach bereits 20—30 *m* tief in den Schutt eingerissen.

In beiläufig 1270 *m* mündet rechtsseitig ein Seitenbach. Steigt man an demselben empor, so trifft man in 1370 *m* Guttensteiner Kalk mit Fallen nach ONO anstehend; weiter oben, 1395 *m* streicht er in h 2, 5 und fällt steil nach SO. In 1430 *m* Höhe steht am linken Ufer Raibler Schiefer in h 3 mit 50° Fallen nach SO, in 1530 *m* Raibler Kalk in derselben Lagerung, am gegenüberliegenden Ufer stehen hier Ramsaudolomite. In 1630 *m* wird der Raibler Kalk dolomitisch und zieht sich am Karrainhange westwärts. Zwischen den beiden Hauptquellbächen des Schöberlgrabens am Karrain stehen in 1640 und 1690 *m* Höhe schwarze Raibler Kalke, bei 1715 *m* sind sie wieder mehr dolomitisch. In dem gewaltigen Rhododendrongestrüpp zwischen dem westlichsten Zufluß des K rgrabens und dem östlichen Arm des Schöberlgrabens trifft man (1570 *m*) neben *Rhododendron hirsutum* auch *Rhododendron intermedium*, ein Zeichen, daß hier neben den Kalken auch Schiefer anstehen. An einem rechtsseitigen Zufluß des westlichen Armes des Schöberlgrabens stehen von 1720 *m* abwärts die Raibler Schiefer ununterbrochen an bis zur Oberen Karalpe (1650); in 1715 *m* Höhe maß ich die Lagerung in h 11 mit steilem Ostfallen. Dasselbst fand ich *Halobia rugosa* Gbl. und *Trachyceras Aon Mü.* Von der Oberen Karalpe geht man stets über Raibler Schiefer zur Sommerauer Scharte. An den westlichsten Quellen des westlichen Armes des Schöberlgrabens stehen in 1700 *m* fast senkrechte Schichten des dolomitischen Raibler Kalkes an in einer Biegung aus h 8 im Osten, mit einer Ausbauchung gegen N nach h 4 im W; darunter sind die Halobien-schiefer gelagert. Die Wände des dolomitischen Raibler Kalkes begleiten die Schiefer bis zur Scharte. Hier erheben sich hinter den Raibler Kalken die Ramsaudolomite des Fromerfeldkogels und ziehen ein Stück an der Scharte hin und unmittelbar neben ihnen lagern Werfener Schiefer, welche sich von hier aus gegen N über den ganzen Fromerkogel ausbreiten. Unter dem Ramsaudolomit des Fromerfeldkogels zieht ein schmales Band von Guttensteiner Kalk südwärts, und westlich von diesem ziehen die Werfener Schiefer von der Scharte weg auch südwärts.

Steigt man von der Sommerauer Scharte in den Larzenbachgraben ab, so kommt man in 1660 *m* Höhe aus den Werfener Schiefem auf Ramsaudolomit und 10 *m* tiefer auf Guttensteiner Kalk, der hier in h 12 sehr steil nach W fällt und bereits dem zweiten, tieferen Kalkzuge angehört.

Wandert man von Schweighof auf dem Alpwege zur Unteren Karalpe (1420 *m*), so trifft man bei 1165 *m* am Wege nicht nur Stücke von Guttensteiner Kalk, sondern auch von Wettersteinkalk, Wettersteindolomit, Raibler Schiefem und Raibler Kalk. In 1220 *m* Höhe stehen die Raibler Schiefer bereits an. Westsüdwestlich von der Unteren Karalpe steht am rechten Ufer des östlichen Armes

des Schöberlgrabens in 1450 *m* Höhe Wettersteindolomit, im Graben selbst 10 *m* höher Raibler Kalk.

Steigt man von der Fundstelle des *Trachyceras Aon* anfangs längs des linksseitigen Armes des Schöberlgrabens aufwärts, so trifft man in 1750 *m* Höhe wieder auf etwas dolomitischen Raibler Kalk. Wendet man sich dann ostwärts, so erreicht man schließlich den Karrainkopf (1848 *m*), welcher das östliche Ende der Karrainhöhe bildet. Westlich davon erhebt sich eine zweite Höhe (1830 *m*) und nach einer Einsenkung von etwa 10 *m* Tiefe eine dritte Höhe. Diese drei Gipfel und ihre Verbindung gehören dem Wettersteinkalk an, welcher weiß, zuckerkörnig und etwas dolomitisch ist. Der vierte Kogel (1860 *m*) besteht aus Raibler Kalk, geschichtet in h 9 mit ziemlich flachem Fallen nach NO, dunkel gefärbt, mit weißen Adern, ebenfalls dolomitisch. Ebenso der fünfte Kogel (1864 *m*). Der Fromerfeldkogel (1887 *m*) besteht aus dolomitischem Wettersteinkalk, welcher sich auf dem Kamm zwischen Haselanger- und Larzenbachgraben eine Strecke weit herabzieht. In 1790 *m* stehen am Kamm und südsüdwestlich im Larzenbachgraben schwarze Guttensteiner Kalke fast senkrecht mit NS-Streichen, anstoßend an den Wettersteinkalk. Wenige Meter tiefer betritt man wieder Werfener Schieferterrain.

Von Schweighof steigt man, wie schon früher erwähnt, zwischen der Goglhöhe und dem Höheneck auf Werfener Schiefer nach Ober-Haarreut. Im Graben westlich von Haarreut steht bereits in der Höhe von 1130 *m* Guttensteiner Kalk an und zieht die Haarreuter Mulde entlang aufwärts. Er wird gegen W von Ramsaudolomit und dieser von Wettersteinkalk überlagert. Geht man von Haarreut westwärts, so sieht man zahlreiche Trümmer dieser Gesteine herumliegen. In 1245 *m* Höhe stehen am Nordgehänge des Höheneck bereits Raibler Schiefer an. Steigt man am Bache, der vom Höheneck herabkommt aufwärts, so erreicht man den Weg zur Vorder-Schöberlalpe, und auf demselben durchquert man Raibler Schiefer, Wettersteinkalk, Ramsaudolomit, Guttensteiner Kalk und Werfener Schiefer zu wiederholten Malen. Im östlichen Arm des Schöberlgrabens stehen in 1305 *m* wieder Raibler Schiefer ziemlich steil nach N fallend an. Der westliche Arm dagegen zeigt bis hinauf zur Sommerauer Scharte Werfener Schiefer, welcher gegen O von Raibler Schiefer scharf begrenzt wird. Unten im Graben neben der Alpe am Wege steht am rechten Ufer Gipsgebirge an (1290 *m*), im Bachbett liegen Raibler Kalke, dolomitische Raibler Kalke und Raibler Schiefer, dann Werfener Schiefer aller Art: Heller Quarzit, grüner Quarzit (Bittners „verdächtiger grüner Schiefer“), rote und grüne Schiefer. Zwischen Vorder- und Hinter-Schöberlalpe ist nur Werfener Schiefer bis auf einen Streifen Guttensteiner Kalk, welcher sich von einem Kalkbande herabzieht, welches das Nordostgehänge des Fromerkogel in der Höhe zwischen 1500 und 1600 *m* umgürtet. Der schmal zu Tal ziehende Streifen bildet in etwa 1430 *m* eine kleine Felswand von Rauhwacke oberhalb der Alpe und steht als Kalkfels im Graben neben derselben sehr steil gegen O fallend an, unter demselben liegt auch Rauhwacke. Von der Hinter-Schöberlalpe bis zur Einsattlung zwischen Fromerkogel (1814 *m*) und Hochschöber (1663 *m*) —

in der Generalstabskarte Schöberlberg —, in welcher eine Jagdhütte (1429 *m*) steht, und von da hinab zur Aualpe lagern ununterbrochen Werfener Schiefer. Im Graben, der von der Einsattlung nach N zieht, lagern unten im Aualpental noch die Werfener Schiefer; als Schutt sieht man im Graben nur Guttensteiner Kalke und Werfener Schiefer, von letzteren auch Stücke, welche Quarz mit Brauneisenstein und Baryt enthalten.

Die Aualpe ist ein weiter, mit schwacher Vegetation bedeckter Schuttboden, dessen West- und Südseite von Werfener Schiefeln eingeschlossen wird. Die Alphütte selbst liegt in 1233 *m* Meereshöhe, am Gehänge westlich oberhalb derselben entspringen die Quellen der Lammer. Vom Aualpboden aus sieht man, daß die den Guttensteiner Kalk überlagernden Ramsaudolomite am Hochschober sehr hoch hinaufreichen; aus herumliegenden Trümmern von hier sowie von der Scharte bei der Jagdhütte 1429 *m* muß man schließen, daß über dem Ramsaudolomit noch die Wettersteinkalke und Reiflinger Kalke die Höhe des Hochschober bilden. In der kolossalen Schutthalde der Aualpe ist Werfener Schiefer vorherrschend. Von den Hofhäusern (zirka 995 *m*) auswärts steht Werfener Schiefer an beiden Seiten des Tales an, also auch am Fuß der Steilwände.

Die oft genannten Schöberlgräben vereinigen sich unterhalb der Vorder-Schöberlalpe zu einem einzigen, dem sogenannten Schobergraben, welcher von nun ab am Südostfuß des Hochschober anfangs über Werfener Schiefer, dann über Guttensteiner Kalk, schließlich abermals über Werfener Schiefer zu Tal zieht und unterhalb des Spießhofes in die Lammer mündet.

Der Moosergraben bildet sich aus zwei Rinnsalen, von denen das östliche vom Hoheneck, das westliche von dem Kamme zwischen dem letzteren und der Unteren Karalpe herabkommt. Die beiden Rinnsale vereinigen sich in 990 *m* zu einem Graben, welcher dann noch unterhalb des Moosgutes an seiner rechten Seite einen größeren Seitengraben aufnimmt. Im Hauptgraben stehen in der Nähe des Moosgutes in 970 *m* Höhe Raibler Schiefer in großer Mächtigkeit, aber mit nicht bestimmbarer Lagerung an beiden Ufern an. Etwas höher im Graben (976 *m*) lagert bereits Gipsgebirge. Nahe der Vereinigung des westlichen und östlichen Armes des Grabens kommt aus einer Höhle im Gipsgebirge rechts ein kleiner Bach heraus. Im östlichen Arm trifft man bis 1080 *m* keinen Aufschluß, in 1120 *m* durchquert denselben ein Weg, und etwa 10 *m* über demselben steht eine Wand von Ramsaudolomit geschichtet in h 6, 10 mit 40° Nordfallen. Im westlichen Graben stehen in 1060 *m* die Werfener Schiefer deutlich an, ebenso in 1130 *m* Höhe. Zwischen diesen beiden Gräben trifft man in der Höhenlage des vorher bezeichneten Weges — zwischen 1120 und 1160 *m* — noch auf fünf kleine Gräben, von denen die ersten drei, von O nach W gerechnet, überall die Raibler Schiefer bloßlegen, im zweiten derselben (1150 *m*) konnte ich ihre Lagerung in h 8 mit sehr steilem Fallen nach NNO feststellen; der vierte Graben zeigt keinen Aufschluß; der fünfte dagegen wieder die Halbienschiefer. Tiefer unten am Gehänge — zwischen 1050 und 1080 *m* — haben sich diese Zwischengräben schon teils untereinander,

teils mit den beiden Hauptgräben vereinigt, und man trifft nur mehr einen Zwischengraben, welcher in 1050 *m* Höhe Werfener Schiefer bloßlegt.

Die Werfener Schiefer breiten sich um die Isohypse 1100 *m* auch noch weiter gegen W hin aus bis zu einer großen Sumpfwiese (1120 *m*) am rechten Ufer des tief unten hinziehenden Schobergrabens. Steigt man von der Wiese direkt in den Graben hinab, den man in 1040 *m* erreicht, so steht man mitten im Gipsgebirge, welches hier an der neuen Forststraße aufgeschlossen ist. In 1035 *m* stehen geschichtete, aber verdrückte grünliche und gelbliche Werfener Schiefer, 1025 *m* Rollsteine und Gebirgsschutt, 1018 *m* auf kurze Strecken Gipsgebirge, dann wieder Schutt und Gerölle. Von 1040 *m* „im Graben aufwärts stößt man auf Werfener Schiefer, hierauf auf Kalk, dann auf roten und weißen Gips mit Muriazit, Breunerit und Salzton; dann wieder auf Werfener Schiefer, Gips, Kalk, bituminösen Schiefer, der endlich mit kleinen Unterbrechungen durch Schiefer in Kalk übergeht“.

„Beim Lämmerhof im Mooswäldchen am Eingang in den Schobergraben bestand ein Bergbau auf eisenschüssigen Kalk und Ocker in Werfener Schiefer etwas oberhalb des Weges. Der Eisengehalt betrug 17 Prozent, die Mächtigkeit betrug beiläufig 1.6 *m*, das Streichen dürfte südlich sein“ (Mayrhofer 1844).

Im Merleckgraben stehen die Halobienchiefer an, welche bis über den Karbach hinüberreichen und an der Straße sichtbar sind.

Im Goglbach endlich stehen oben die Halobienchiefer, tiefer unten Guttensteiner Kalke an; im Bache und seitwärts desselben liegen große Trümmer von Reiflinger Kalk.

Der Gwehenberg.

Von Lungötz führt die Straße anfangs am linken, dann am rechten und schließlich wieder am linken Ufer der Lammer nach Annaberg. Am linken Ufer zieht sich eine Schötterterrasse hin, oberhalb welcher die Werfener Schiefer zutage treten; von der Gratzmühle ab treten dieselben auch unter der Terrasse hervor. Zwischen Lungötz im S und der Häusergruppe Lehen im N erhebt sich der niedrige Höhenzug des Gwehenberges. Eine im N auftretende Erhebung mit 1220 *m* Höhe führt speziell den Namen Gwehenberg; im S dieses Berges tritt eine größere Erhebung (1322 *m*) auf, welche jedoch namenlos ist. Der Berg, welcher einen niedrigen Ausläufer auch im N an die Lammer sendet, bis zur Isohypse 700 *m*, wird im O und S von der Lammer, im NW vom Gwehental begrenzt, in welchem sich die Häusergruppe Gwehenberg befindet, und im W durch eine Einsattlung in etwas über 1100 *m* Meereshöhe in der Nähe der Gappenalpe vom eigentlichen Tennengebirge abgetrennt. Die Hauptmasse des Berges bis zu seiner höchsten Erhebung sowie die Scharte gegen die Gappenalpe hin gehört dem Werfener Schiefer an; der nördliche Teil des Berges mit dem Höhenpunkte 1220 *m*, dem Guttensteiner Kalk, von dem sich auch ein Band an

der Ostseite bis an das Südgehänge abzweigt, welches sich ungefähr in der Höhe zwischen 900 und 1100 *m* hinzieht.

„Steigt man von Annaberg aus auf den Berg, so wandert man vorerst über Werfener Schieferterrain, in ungefähr 1000 *m* Höhe erreicht man den Guttensteiner Kalk, und 100 *m* höher, dort, wo der Weg an den Bach tritt, steht man wieder auf Werfener Schiefer, welcher sich nordwärts über das „Moos“ und südwärts über die Höhe 1322 *m* ausbreitet. Von der mehrmals genannten Scharte kommt man stets über Werfener Schiefer hinab ins Gwehental, einen weiten Graben, dessen Boden Schottergrund ist. Das Gehänge der Ostseite gehört in der oberen Talpartie dem Werfener Schiefer an, ziemlich an der halben Länge des Tales steht an dessen Ostseite Gips an, dann folgen die Kalke des Nordabhanges des Berges. Am Fuße des Gwehemberges bei Lehen steigt die Straße von N her steil an, auf der größten Höhe derselben sieht man wieder einen Aufschluß im Werfener Schiefer und viele Quellen, und oberhalb des Wirtshauses Hefenscheer befinden sich verschiedene Eisensteinlager an der Grenze zwischen Guttensteiner Kalk und Werfener Schiefer. Von hier ab gegen S scheinen die Aufschlüsse ganz regelmäßig zu sein: unten Werfener Schiefer, allerdings zumeist von riesigen Schutterrassen maskiert, darüber steilere Abstürze von Guttenseiner Kalk“ (Bittner).

An den östlichen Abdachungen des Hauptstockes des Tennengebirges zwischen Lungötz und Abtenau beißt an vielen Punkten Eisenerz zutage aus, Brauneisensteinfunde sind nicht selten, sie treten an der Grenze zwischen Guttensteiner Kalk und Werfener Schiefer, meist in der Nähe von Gipsstockwerken auf. Eisenerze von Abtenau werden schon im Jahre 1208 erwähnt, man findet in dem Gebiete viele verlassene Stollen. „Auf der Wirtsötz bei Annaberg bestand ein Bergbau auf Eisenspat mit Quarz und Eisenglimmer, der Eisengehalt schwankte zwischen 8 und 20 Prozent.

„In der Mandlötz im Lammertal trifft man beim Ansteigen des Berges zuerst Werfener Schiefer, dann Gips von roter und weißer Farbe, darüber Kalk mit einem schönen Eisenspatanbruch. Ein Probestregister von den Jahren 1804 und 1805 gibt den Eisengehalt mit 16—21 Prozent an. Es waren Tagbaue. Der im Jahre 1844 noch vorfindliche Anstand von stark verwittertem, ziemlich feinblättrigem Eisenspat dürfte nach S streichen und ziemlich flach nach W fallen. Die Mächtigkeit ist durchschnittlich 1 *m* und läßt sich mehrere Klafter sichtbar verfolgen“ (Mayrhofer).

„Der Bergbau in der Sillerötz an der Straße von Annaberg nach Abtenau zwischen den Höfen Krailing und Sillach bestand aus zwei durch einen Schacht verbundenen Stollen, ein alter Bau, welcher 1789 wieder aufgenommen wurde; 1840 wurde der Stollen neuerdings untersucht, aber das Erz nicht abbauwürdig gefunden“ (Ebner).

„Der Bergbau Hefenscheer, ebenfalls nahe der Straße von Annaberg nach Abtenau, ist auch schon von den Alten betrieben worden. Im Jahre 1792 wurde ein Neuschurf angelegt und bis 1817 gearbeitet; 1840—1864 war der zweite Betrieb, der trotz der weiten Entfernung von Flachau, wohin das geröstete Erz zum Hochofen

überführt wurde, wegen des hohen Gehaltes sich noch immerhin rentierte. Das Lagergestein ist ein ungeschichteter bläulicher oder gelblich-grauer Kalk von fester Beschaffenheit, welcher gegen SW auf aufgelöstem, mürben, grauen Werfener Schiefer, der in h 7 bis $8\frac{1}{2}$ mit 48° gegen NNO einfällt, aufliegt. Im Unterbaustollen gerade an der Formationsgrenze sieht man deutlich, daß im Liegenden die sehr dichten Werfener Schiefer die Infiltration des Eisens in die Tiefe verhindert haben. Der im Bergbau einbrechende Eisenspat ist derb, ohne Kies und Quarz, rötlich, gelblichweiß, mehr dem Feinblättrigen sich nähernd und teilweise ins Körnige übergehend. Interessant ist, daß der Lehm, welcher die Sohle des unteren Verhaues bis zu 4 m überdeckt, den Alten das schöne Erzblatt verhüllte, welches in h 2, 10° mit Südostfallen bis in die zweite Etage sichtbar zu verfolgen ist“ (Mayrhofer, Ebner).

Die Stollen am Gwehenberg sind fast durchaus nach der Richtung O—W in den Berg eingetrieben.

Die Höhengruppe Schallwand—Traunstein—Schober.

(Fig. 3.)

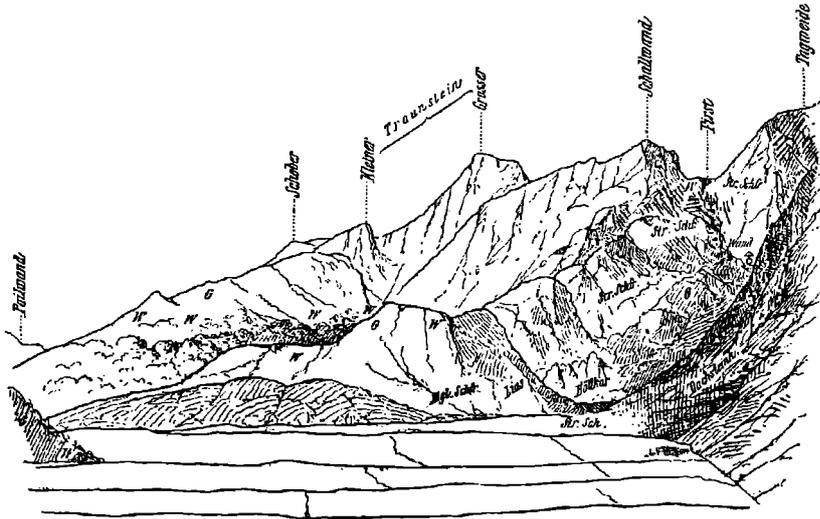
Die Schallwand ist das Verbindungsglied zwischen der Tagweide (2126 m) am Hauptgebirgsstock und dem Großen Traunstein (1943 m), welcher durch eine Einsenkung von dem nordöstlich gelegenen Kleinen Traunstein (1650 m) getrennt ist; an diesen letzteren schließt sich, durch eine verhältnismäßig weniger tiefe Einsenkung der Schober (in der Generalstabskarte „Schoberstein“, 1789 m) an; fast genau nördlich von diesem erhebt sich die Pailwand mit 1273 m Meereshöhe. Von der Schallwand zieht als Grenzbach ein Graben in südsüdöstlicher Richtung zu Tal, der sich dann nach NO umbiegt und sich mit dem vom Gwehenberg kommenden in der Nähe der Häusergruppe Gwehenberg vereinigt und bei Hedeck in die Lammer mündet. Im NO der Höhengruppe zieht sich die Lammer hin und im NW liegt die Ebene von Abtenau.

„Die Schallwand baut sich allseits in steilen Wänden auf; die Gipfelschneide endigt in mehreren scharf zugespitzten Zacken. Der Große Traunstein erhebt sich als eine scharfkantige Pyramide, die Abstürze des Berges sind nur an der Südseite erkletterbar“ (Purtscheller). Die Wände des Kleinen Traunstein sind bedeutend weniger steil. Die Hänge des Schober zeigen steile, felsige Abbrüche gegen W, an den übrigen Seiten sind sie mit Krummholzbeständen überdeckt. Im S der Berggruppe dehnen sich die weiten Weidegründe der Gwehenberg- oder Brettalpe aus; in dem Kessel zwischen Kleinem Traunstein und Schober der sogenannte Alte Kaiser und die Gsengalpe; am Südostfuß des Schober ist ebenfalls ein großes muldenförmiges Becken ausgetieft.

Steigt man von Abtenau über Kohlhof zur Arler- oder Tiefenkaralpe (1008 m), so beobachtet man nirgends anstehendes Gestein. Auf dem Rücken, der sich vom Westende der Schallwand zwischen Tiefkar- und Höllkargraben zu Tal zieht, trifft man

ebenfalls nur Schutt, und zwar unten vorerst reichlich Werfener Schiefer, weiter oben vorherrschend Guttensteiner Kalke, später wieder Werfener Schiefer, ferner die schwarzen, gefältelten Strubbergschiefer, „schwarze, zum Teil etwas dolomitische Guttensteiner Kalke und hornsteinführende Reiflinger Kalke, auch *Halobia rugosa*-Schiefer fehlen nicht; vielleicht entspricht ihnen eine am Nordfuß der Schallwand hinziehende Terrasse, über welche ein Weg führt. Das Fallen der Schichten an der Westecke der Schallwand ist — mit großer Wahrscheinlichkeit — steil in NO. Beim Fortschreiten von hier auf dem Wege zur Tennenalpe beobachtet man in der Wand im Osten immerfort dunkle Gesteine, erst in den Wänden der Tagweide tritt der Hochgebirgskorallenkalk auf. Die Grenze zwischen

Fig. 3.



Guttensteiner und Dachsteinkalk liegt ungefähr in der Linie von der Wandalpe zu der im O derselben liegenden Hohen Scharte. In diese letztere hinauf ziehen sich die schwarzen Strubbergschiefer mit manganschüssigen Gesteinen wechselnd, nördlich davon dunkle, rostbraun verwitternde Raibler Schiefer, höher an der Schallwand Hochgebirgskorallenkalk. An der Schneide der Scharte selbst treten im S die Strubbergschiefer, zum Teil gefältelt und an Carditaschiefer erinnernd, im N Quarzite und kalkige Werfener Schiefer auf.

„Die Nordostabhänge der Tagweide enthalten viel rote Kalke, zum Teil mit Crinoiden und spärlichen anderen Petrefakten, auch Ammonitendurchschnitten von Hierlatz- oder Adneter Aussehen, auch grünlichgraue, braun verwitternde Crinoidengesteine.

„Jenseits der Scharte biegt der Strubbergschieferzug mit Kalkrücken wechselnd ein wenig gegen SO, wo der Korallenkalk des großen Traunstein anscheinend unvermittelt klotzig daran stößt.

Westlich ober der Gwehenbergalpe, südöstlich unter dem Traunstein gehen die schwarzen Schiefer anscheinend ziemlich rasch und sogar mit Wechsellagerung in helle, plattige, dem Hochgebirgskorallenkalk ähnliche Kalke über, die in wüsten Karrenfeldern bei nahezu senkrechter Schichtenstellung — Fallen steil nach NO, Streichen scharf in SO — genau die Streichrichtung der Strubbergzüge fortsetzen. Es folgen weiter im NO, anscheinend im Hangenden der vorigen unter den Traunsteinabstürzen dunkle, zum Teil dünn-schichtige, teils Crinoiden führende Kalke, und, wie es scheint, einige dolomitische Lagen, ohne daß deren Lagerung gegenüber dem klotzigen Traunstein-kalk, der ganz gleich jenem des Hochkönig ist und auch Korallen enthält, klar wäre. Doch scheint der Kalk des Großen Traunstein gegen den Kleinen Traunstein ziemlich rasch nach NO einzuknicken.

„Es folgt zwischen Großem und Kleinen Traunstein und in SO weiterziehend ein schmaler Wiesenstreifen sicheren Werfener Schiefers, der stellenweise gegen N hinüberzugreifen scheint. Der Schober, dessen Gipfel und Wände dem Hochgebirgskorallenkalk angehören, der ziemlich deutlich nach NO fällt, hat an seiner Südseite unten etwas dunkleren, zum Teil dolomitischen Kalk und Spuren von Bänderkalk, und oben helleren, zum Teil weißen, porzellanartigen Kalk. Ob die Schutthalden unten einen Streifen von Raibler Schiefer überdecken, läßt sich nicht nachweisen. Der Kleine Traunstein, die Kuppen um die Gsengalpe und die Basis des Schober gehören jedenfalls einem und demselben Zuge an.

„Wandert man von der Höllkarhütte an dem Nordgehänge der Schallwand und des Großen und Kleinen Traunstein hin, so sieht man auf dem Kamm zwischen Höllkar- und Tiefkarhütte viel Guttensteiner Kalk und Strubbergschiefer. Die Schallwandabstürze sind petrographisch Hochgebirgskorallenkalke, man findet darin nicht selten Korallen, aber keine anderen Versteinerungen. Werfener Schiefer ist bei den Quellen am Wege über den vorher genannten Rücken zur Tiefkaralpe aufgeschlossen und steht noch hoch im Tiefkargraben, dem Graben, an dessen rechtem Ufer die Tiefkar- oder Arleralpe liegt, fast knapp an den Wänden des Großen Traunstein in annähernd senkrechter Schichtung an. Die Wände selbst erscheinen deutlich steil, fast senkrecht nach NNO fallend. Südöstlich der Tiefkaralpe beobachtet man zwischen dem Werfener Schiefer und den Traunsteinwänden schwarzen Guttensteiner Kalk, zum Teil schieferig und lagenweise von Krinoiden ganz erfüllt, gerade so wie im SO des Großen Traunstein. Auf dem Kamme, der gegen NW vom Kleinen Traunstein abdacht, steht bis hoch über die Tiefkaralpe hinauf Werfener Schiefer an, welcher auf dem Kamme *Natica*, *Myacites* und andere Versteinerungen enthält. Auf der Nordwestecke des Kleinen Traunstein sowie auf dem nach N gerichteten Kamme liegt viel schwarzer Kalkschutt und ungefältelter Strubbergschiefer, und ist auch stellenweise anstehend zu sehen; darüber lagert dolomitischer Guttensteiner Kalk, über diesem treten an der Nordwestecke steil aufgerichtet *Halobia rugosa*-Schiefer auf, allerdings ohne Fossilien, aber petrographisch identisch, mit einigen zähen, krinoidenführenden Bänken. Über diesen Schiefen und fast über die ganze Nordseite des Kleinen Traunstein sich aus-

breitend steht der klotzige Raibler Dolomit aufgeschlossen, welcher auch an der Nordostecke der Wand, jedoch ohne die Unterlage von Halobien, deutlich sichtbar ist.

„In der Einsattlung zwischen dem Kleinen Traunstein und Schober zieht sich aus etwa 1100 *m* Meereshöhe bis zum Alten Kaser (zirka 1380 *m*) und der Gsengalpe der Guttensteiner Kalk herauf, während von der Südseite des Kleinen Traunstein sich ein breites Band von Werfener Schiefer um die Südwestecke desselben, an der Gsengalpe vorüber, bis zum Alten Kaser herüberzieht. Im S wird der Werfener Schiefer wieder von Guttensteiner Kalk überdeckt, der in seinen unteren Partien eine Einlage von mergeligen, sehr weichen und etwas gefälteften Strubbergschiefern enthält. Am Südwestfuß des Schober wird dieser Kalk von hornsteinreichen Reiflinger Kalken überlagert“ (Bittner).

Die Höhe des Schober besteht, wie schon erwähnt, aus Hochgebirgskorallenkalk, seine Basis ist umgeben von Guttensteiner Kalk, der im N und O eine große Ausdehnung besitzt, während er im S nur ein verhältnismäßig schmales Band bildet. Der Kalk reicht im N und O bis etwa zur Isohypse 1100 *m* und wird dann von hier abwärts von Werfener Schiefer und tiefer unten von reichlichen Schuttmassen umgeben.

„Auf dem Wege von Diegrub an der Lammer gegen S trifft man nördlich von Hedeck im Graben grünen Gipsmergel mit Pseudomorphosen nach Steinsalz; südlich von diesem Hofe steht im Graben roter Werfener Schiefer an, welcher bis weit hinauf in den Graben reicht, der von dem Südwestgehänge des Schober und dem Nordostabhang des gegen SO ziehenden Kammes des Großen Traunstein gebildet wird; ein anderer Arm dieser Werfener Schiefer biegt um den oben genannten Kamm herum und zieht in einem breiten Bande bis an die Hochgebirgskalke des Verbindungskammes zwischen Großem und Kleinen Traunstein.

„Bei der Häusergruppe Strubeck am Eingang ins Gwehental beobachtet man an einer Stelle einen ganz jungen, gut geschichteten Schuttkegel des Gwehenbaches, welcher Sandlagen mit Geschiebeleisten und ziemlich stark gegen O geneigte Schichtung zeigt — eine Ablagerung, welche lebhaft an das Salzburger Konglomerat erinnert“ (Bittner).

Der Werfener Schiefer zieht sich ins Gwehental an dessen linker Seite und hinauf an die Wände des Schober und Großen Traunstein. Am Wege zur Gwehenbergalpe steht an den Serpentinenschwarzer Guttensteiner Kalk an, welcher hier die Werfener Schiefer in nahezu gerader, von O nach W ziehender Linie begrenzt. Höher am Wege zur Alpe gelangt man in Werfener Schiefer, der bei einer Quelle in einem Einrisse gut aufgeschlossen ist. Während bis hierher der Guttensteiner Kalk an beiden Ufern des von der Schallwand herabkommenden Armes des Gwehenbaches anstehend war, bleibt dieser von nun ab nur an der rechten Talseite bis hinauf zur Hohen Scharte, während die Werfener Schiefer in ungefähr 1500—1600 *m* Höhe ihr Ende erreichen und an die Hochgebirgskalke herantreten. In der Nähe der Alpe beobachtet man im W derselben zwischen den Werfener Schiefen und Korallenkalken „steil aufgerichtete plattige Raibler Kalke mit

Mergelschiefer-Zwischenlagen. Das Streichen ist hier im allgemeinen O—W, die Schichtung übrigens nicht sehr regelmäßig, sondern stark variabel. Die Kalke zunächst über der Gwehenbergalpe sind ganz identisch mit den plattigen Bänderkalken des Gipfels der Pailwand mit den glänzenden, alt aussehenden Ablösungsflächen, also echte Hallstätter Kalke“ (Bittner).

Diegrub.

Von Hedeck im Lammertal nordwärts stehen Werfener an mit Einfalls gegen N, weiter hinaus an der Straße trifft man auf eine Kalkbrekzie. Unterhalb Diegrub findet man in dieser Eisenspatkörner eingeschlossen und oberhalb der Straße geht dieses Vorkommen in einen dichten bläulichen Kalk über. Auf beiden Seiten steht Eisenspat an, auf welchen schon die Alten Bergbau trieben; man findet Spuren alter Tagverhaue vorzugsweise unterhalb der Straße auf bebautem Felde und einen 40 m langen Stollen. In der Nähe des Hammerlehens stand eine Schmelze und hier soll vom Lammerufer aus ein Stollen den übrigen Bau unterfahren haben. Die Mächtigkeit des Erzvorkommens dürfte durchschnittlich 3—4 m betragen haben. Hier wurde am Beginn des 19. Jahrhunderts gearbeitet und merkwürdigerweise durch einen resultatlosen linksseitigen Nebenstollen der eigentlich erzeiche Teil, in dem sich drei alte Verhaue hinter- und übereinander befinden, durchfahren. Der letzte Abbau geschah hier in den Jahren 1846—1864 mit vier Arbeitern.

Das Erz ist grobblättriger bis ins Feinblättrige übergehender Eisenspat von anscheinend hohem Gehalt und lichter Farbe, dann Brauneisenstein, Roteisenstein (Blutstein) in Schwarten, Eisenglanz und Eisenglimmer und, in äußerst geringer Menge, Eisenkies. Die Erze brechen stock- und muglartig an der Grenze zwischen Werfener Schiefer und Guttensteiner Kalk in sehr zerrissem Kalk. Ebner nennt diese Erzstöcke Magazine der Infiltrationsprodukte aus vielen darüber liegenden eisenreichen Schichten.

„Ganz unverritzte schöne Anstände schürfte man in dem Graben, welcher etwas über 1 km unterhalb der alten Baue von Diegrub hinzieht; man kann diese Punkte nacheinander verfolgen, wenn man in diesem Graben etwa eine halbe Stunde lang aufwärts geht. Die bedeutenderen Anstände, deren man sechs von 2—8 m Breite antrifft, liegen ziemlich in der Richtung zwischen h 20—23 und sind, ohne daß man Schiefergestein sieht, mit dem Kalk innig verwachsen. Das Erzvorkommen stimmt mit dem von Diegrub vollkommen überein, nur wird dasselbe am höchst gelegenen Anstande vollkommen weiß.“ (Mayrhofer 1844.)

Die Pailwand

ist der nördlichste Höhenpunkt (1273 m) der Vorberge, welche dem Hauptstocke des Tennengebirgs im O angelagert sind und wird durch eine Einsenkung im S, die sogenannte Winterau (zirka 1020 m), von der Gruppe des Schober und Traunstein geschieden. Sie erhebt

sich ziemlich steil im N, dacht jedoch gegen die übrigen Himmelsgehenden allmählig ab. Die Werfener Schiefer, welche auch hier wieder die Basis bilden, ziehen im S von der Lammer über Hochgseng in die weite Mulde der Winterau und weiter gegen W, wo sie unter die Schotter der Ebene von Abtenau untertauchen. Auch an der Westseite der Pailwand breiten sich die Werfener Schiefer aus, allerdings von einzelnen Kalkfelsen unterbrochen. Ein solcher Fels von Guttensteiner Kalk von ziemlich unbedeutender Ausdehnung lagert im NO von Eggenreut, ein zweiter von größerer Bedeutung, dessen Höhe sich über 1000 m erhebt, tritt im SO und parallel zur Westsüdwestseite der Pailwand auf, von den Kalken der letzteren durch einen Graben getrennt, in welchem die Werfener Schiefer durchziehen. Dieser zweite Kogel zeigt am Nordabhang schwarze, zum Teil massige Guttensteiner Kalke, ebenso an der Südwestecke und am Südabhänge gegen die Winterau. Er reicht beim Anstieg von der Südseite her beinahe zum Gipfel und ist meist klotzig; er wird an einer Stelle von hornsteinführendem Reiflinger Kalk überlagert.

Ein Kalkfels von größerer Bedeutung ist die Pailwand. „Von Moosbichl gegen Stoiblhof findet man anstehende dunkle Guttensteiner Kalke, am Stoiblhof stehen nach N fallende, plattig schieferige, helle (Hallstätter) Kalke an. Die Kuppe nordöstlich von Stoiblhof ist wieder Guttensteiner Kalk, dunkel, zum Teil plattig mit Einfallen nach N oder NW. Am Wege selbst liegen zahlreiche Blöcke mit Halobien, teils dunkle, teils helle Kalke. Zwischen der bezeichneten Kuppe und den Abhängen der Pailwand zieht ein Wiesenrücken hin, auf welchem zahlreiche Stücke von Schollen typischer *Halobia rugosa*-Schiefer, allerdings ohne Petrefakten liegen. Ebenso dürften die Felder östlich vom Hof den Carditaschiefern angehören; auch festere, mergeligkalkige bis reinkalkige Gesteine, wie sie sonst in Begleitung dieser Schiefer vorkommen, liegen herum, einzelne mit Krinoiden überfüllt, in einem Stück befand sich der Durchschnitt eines Ammoniten.

„Diese Gesteine scheinen in sehr unregelmäßiger Weise am Nordgehänge der Pailwand gegen O, beziehungsweise OSO anzusteigen und die klotzigen, hellen Kalke dieser Höhe zu unterlagern. Aus diesen Kalken stammen der Gesteinsbeschaffenheit nach die Halobienführenden Blöcke von Hallstätter Kalk, die sich auch noch am Nordgehänge sowie draußen am Moosbichl lose finden. Am Fahrwege, der vom Stoiblhof aufwärts führt, sind die obersten Carditaschichten mit südlichem Einfallen eine große Strecke hin aufgeschlossen in Verbindung mit dunklen Kalken darunter, während die tiefsten Partien der oberen Kalke eigentümlich schieferig sind und durch Führung von grünlichen, chloritisch oder kalkig aussehenden Ablösungsflächen lebhaft an alte Bänderkalke erinnern. Es scheinen dieselben Kalke zu sein, wie sie am Stoiblhof anstehen. Auf der Höhe lagern Hallstätter Kalke mit Halobien, die auch Draxlehner Platten führen, dann vorherrschend helle, zum Teil riesenoolithische graue Hochgebirgskalke. Die senkrechten Westabstürze der Pailwand nehmen immer mehr den Charakter der grauen Hochgebirgskorallenkalke an; solche graue Gesteine fehlen indessen auch im N nicht. Höchst interessant

ist, daß unmittelbar unter dem Fuß dieser Wände wieder die *Halobia rugosa*-Schiefer in sehr gequälter Schichtenstellung, zum Teil in Winkeln nach Längsverwerfungen (?) zum Vorschein kommen, darunter hie und da auch noch etwas plattiger, dunkler Kalk.

„Die Nordostabhänge der Pailwand sind von Blöcken größtenteils hellen, porzellanartigen und etwas dunklen klotzigen Kalkes überdeckt, darunter treten bei der Hammermühle mächtige Quellen auf, dann folgen hornsteinführende, dunkle und ganz schwarze, ziemlich stark krystallinische, dickbankige Guttensteiner Kalke bis gegen Diegrub. Der oberhalb der Straße anstehende Eisenstein gleicht in seinem Vorkommen vollkommen dem vom Lehenhof in Buchberg.

„Weiterhin an der Straße gegen S stehen mächtige Konglomerate und Schuttmassen an. Wenig unterhalb Punkt 693 *m* liegen am Gehänge viel Rauhwackenblöcke und in den Konglomeraten findet man petrefaktenreiche, kalkige Werfener Schiefer, zum Teil sogar feine rote, oolithische mit schwarzschaligen Petrefakten, ähnlich wie Sagor und Hraßnig — ein Unikum in den Alpen! Um Punkt 693 *m* (bei Station VI und einer Johannesstatue) und von da aufwärts stehen die Werfener Schiefer mächtig an mit Fallen nach NO, unten rote, weiter oben grünliche Schiefer und in diesen letzteren nicht selten Gervillien, Myaciten und *Naticella costata*.“ (Bittner).

Das Hügelland von Abtenau

mit einer mittleren Meereshöhe von etwa 750 *m* wird im N und NO von der Lammer, im S und SO teils von dem Hauptgebirgsstock des Tennengebirges teils von seinen Vorbergen und im W vom Ostabhang des Hinter-Strubberg begrenzt. Das Terrain gehört fast ausschließlich dem Diluvium an, es ist teils von Diluvialschotter, teils von Moräne bedeckt. Nur in einzelnen Gräben sind die Werfener Schiefer bloßgelegt, so am unteren Schwarzenbach und an der Lammer zwischen der Mündung des Rigaus- und Schwarzenbaches. In den Werfener Schiefeln des Schwarzenbachgrabens tritt an zwei Stellen unmittelbar an der Abtenauer Straße Haselgebirge auf. „Hier entspringt eine von weißen Sinterbildungen umgebene Quelle, welche zwar keinen Salzgeschmack besitzt, aber reichlich Gips gelöst enthält. Am linken Lammerufer hin, von der Mündung des Schwarzenbachgrabens aufwärts lagern bräunliche, stark verwitterte Werfener Schiefer; Gips und Salzton zeigen sich erst gegenüber der Mündung des Spanglgrabens bei Grub, dann höher oben neben rotem Werfener Schiefer und Gosaukreide im Egelseegraben.

„Östlich vom sogenannten Sagsteg bildet das Salzgebirge eine 15—20 *m* hohe, unmittelbar zur Lammer abstürzende Wand mit schönen, weißen und rosenroten Gipsbändern, in fast horizontaler Lagerung, und häufigem Vorkommen von ziegelrotem Anhydrit. Hier, etwa 1 *m* ober dem Lammerspiegel, an schwer zugänglicher Stelle sickert eine deutlich salzig schmeckende Quelle aus dem Haselgebirge und füllt am Fuße der Wand ein etwa 1 *m* langes und 0,5 *m* breites, bei höherem Wasserstand jedenfalls von der Lammer überflutetes Becken. Wenige Schritte weiter östlich öffnet sich ein alter, ver-

fallener Stollen auf Steinkohle mit petrefaktenreicher, meist aus Bruchstücken der Gosaukreide bestehenden Halde“ (Reinl).

Die Kreide besteht teils aus dichten Gosaukonglomeraten, teils aus dunklen Actäonellenkalken, welche reich an Petrefakten: Actäonellen, Nerineen, Hippuriten und Korallen sind, lagert direkt auf dem Haselgebirge, und zieht sich in einem schmalen Streifen in der Länge von etwa 1 km am linken Lammerufer hin bis nahe an den Fuß des Scheffkogel; unmittelbar gegenüber am rechten Lammerufer ist von diesem Kreidevorkommen nichts zu bemerken; es tritt hier nur Werfener Schiefer und Haselgebirge auf.

Der Scheffkogel (906 m) selbst besteht aus hellem Hallstätter Kalk, welcher stellenweise dolomitisch ist und von rotem und grauen Werfener Schiefer unterlagert wird. Im WNW desselben liegt der kleine Egelsee in eine Moräne eingebettet. Weiter abwärts an der Lammer findet sich Salzgebirge erst wieder im Raingraben, dem Graben bei dem Gehöfte Krusten, wo sich die Straße nach Rußbach von jener nach Annaberg abzweigt, sowie an beiden Ufern der Lammer zwischen der Rußbachmündung und Handlhof.

Der Strubberg.

Zwei langgestreckte Berge, welche untereinander parallel von SO nach NW ziehen und durch einen kurzen Sattel miteinander verbunden sind, bilden den Strubberg. Der westliche oder Vorderstrubberg kulminiert in 1226 m, der östliche oder Hinterstrubberg in 1206 m. Im SO des letzteren erhebt sich noch ein selbständiger Kogel, der Arlstein mit dem Höhenpunkt 948 m. Die alte Straße nach Abtenau führt von Oberscheffau am Südwestgehänge des Vorderstrubberges hin ansteigend von zirka 525 m bis zur Höhe von 796 m und dann wieder sich senkend. In 700 m Höhe biegt sie nach O und später nach NO ab, um den Ort Abtenau (720 m) zu erreichen. Die neue Straße vermeidet die große Steigung, sie führt am linken Lammerufer hin, anfangs am West-, dann am Nordgehänge des Strubberges, verläßt bei der Mündung des Schwarzenbaches die Lammer und führt nun am Osthang des Hinterstrubberges nach Abtenau. Die beiden Straßen umziehen also den Strubberg vollständig und begünstigen die Umwanderung desselben.

Bei der Lammerbrücke in Oberscheffau, an welcher sich die beiden Straßen trennen, mündet ein Schwarzbach, welcher seine Quelle am sogenannten Wienerfall, etwa 1.4 km in SSO, hat; „er führt in seinem Bett massenhaft Werfener Schiefer. Gleich am steilen Anstieg ist dunkler Werfener Schiefer, dessen obere Schichten, aufgeschlossen, oberhalb Raad sieht man viel dunklen Guttensteiner Kalk, zum Teil dolomitisch, welcher hier anzustehen scheint. Nach dem zweiten steilen Anstiege folgt wieder dunkler Werfener Schiefer; da, wo Bach und Straße einander nahetreten, beobachtet man bei einer Quelle unterhalb der Straße die schwarzen schieferigen Lagen, wie sie auch anderwärts am Fuße des Tennengebirges, im Guttensteiner

Kalk, vorkommen, die Strubbergschiefer¹⁾. Der Aufschluß liegt in einer Abrutschung und ist schwer zugänglich; hier liegen auf grünen typischen Werfener Schieferen mit Kalkeinlagerungen unmittelbar und völlig regelmäßig die schwarzen Schiefer.

„Weiterhin aufwärts folgt viel Schutt, nahe vor der Sattelhöhe, 796 m, sind an der Straße die Strubbergschiefer wieder aufgeschlossen, und zwar in dem an der Südwestseite der Straße befindlichen tiefen Graben in mächtiger Entwicklung, aber wie es scheint, vollkommen petrefaktenleer. Sie streichen von NW nach SO und fallen steil nach NO, sind gefältelt und vielfach geknickt, von holzartigem, altem Aussehen und glänzenden Flächen. Daneben südlich zieht sich ein Rücken hin, welcher aus einem Gestein besteht, welches schwarz, von manganschüssigem Aussehen, kieselig plattig ist und abfärbt. Weiterhin übersetzt die Straße den Graben, so daß dieser nun an ihrer Nordostseite zu liegen kommt; auch hier findet man im Graben die schwarzen Schiefer.

„Auf der Straßenhöhe 796 m scheint südlich der Straße gegen den Abhang des Tennengebirgstokes etwas dunkler, dolomitischer Guttensteiner Kalk anzustehen, aber nur in geringer Breite; die herumliegenden Blöcke bestehen durchaus aus diesem Gestein, Stücke von Dachsteinkalk sind nirgends zu sehen.

„Am Abstiege gegen SO trifft man sofort auf Werfener Schiefer, zuerst Gipsmergel, tiefer das dunkle, kalkig-sandig-glimmerige Gestein der oberen Werfener Schiefer, noch weiter abwärts wieder die Strubbergschiefer. Sowie man in die Ebene hinabkommt, etwa in 700 m, steht direkt südlich an der Straße der Dachsteinkalk an und zahlreiche Blöcke desselben liegen unmittelbar auf dem anschließenden Schieferterrain.“ Die Dachsteinkalke reichen überhaupt von der Schönalpe bis gegen das Höllkar tief in das Tal, bis zur Höhe von 700 m und sogar darunter, gegenüber der Strubbergstraße reichen sie bis etwa 950 m herab. Südwestlich vom Kreuz an dieser Straße, „zwischen diesem und der Roßbergalpe, steht Lias an, vorherrschend grau, mit Crinoiden, aber auch rötlich und rot; echte rote Crinoidenkalke scheinen dagegen keine große Rolle zu spielen. Brachiopoden scheinen sehr selten zu sein und vorzüglich nur in dem roten Gestein aufzutreten; dagegen fanden sich Arieten, Phylloceraten und Gastropoden, in einzelnen sehr dunklen, oolithisch-sinterigen Kalkstücken auch kleine, sehr aufgerollte, *Planorbis*-artige Schnecken. Die Gesteine sind durchaus etwas verändert, mit glänzenden tonigen Schlieren und Ablösungsflächen, ebenso sind die Petrefakten überrindet. Vielleicht ist diese Metamorphose, wie sie an der Pailwand und am Gwehenberg auftritt, eine Folge der Schichtenstörung. Bei der Tricklalpe weiter im SO trifft man im Dachsteinkalk schönen Oolith und Megalodon- und Chemnitzdendrochorditen.

„Der isolierte Kogl, 948 m, bei Unterberg und Trickl, der sogenannte Arlstein, ist dunkler, dolomitischer Guttensteiner Kalk,

¹⁾ Ich habe diese schwarzen Schiefer „Strubbergschiefer“ genannt, da Bittner sie gerade am Strubberg zuerst und am genauesten studiert und ihre Zugehörigkeit in das Niveau der Guttensteiner Kalke konstatiert hat.

an der südlichen und nordwestlichen Basis regelmäßig unterlagert von Werfener Schiefer. In den Kalken, welche stellenweise auch mergelig sind, fand Heinrich Prinzing er Encriniten, das Gestein ist an manchen Punkten mit Encrinitenstielgliedern ganz erfüllt und zwischen den Stielen zerstreut liegt hie und da ein *Pentacrinus*, in den dolomitischen Kalken sind die Encrinitenstiele auf der angewitterten Oberfläche in Form von Hohlräumen erhalten“ (Bittner). Der Arlstein erhebt sich aus der Diluvialfläche von Abtenau und steht nur im NW durch eine niedrige Scharte mit dem Hinterstrubberg in Zusammenhang.

Die neue Straße beginnt am linken Ufer der Lammer, wenn man die große Brücke über dieselbe bei der Dampfsäge in Oberscheffau überschritten hat. Hier steht „konglomerierter Flußschotter voll fremdartiger, auch kristallinischer Gesteine, ähnlich wie jenes bei Strubeck lebhaft an das Salzburger Konglomerat erinnernd“ (B.); diese Bank erreicht eine Höhe bis zu 20 m. Beim Aufwärtsschreiten an der Straße stehen dunkle Guttensteiner Kalke und „rutschige Schiefer in sehr gequälter Stellung gegen NO fallend“ an, erstere erscheinen hie und da dünnplattig und voll Kieseladeln; darüber trifft man weiter oben hellen Ramsaudolomit, und auf der Sattelhöhe der Straße ist eine Moorwiese mit Lehmunterlage voll *Cyclas*, sowie zersetzter Werfener Schiefer in Brocken. Die Straße senkt sich wieder nach abwärts und nun tritt abermals der Guttensteiner Kalk auf als schwarzes, rutschiges, zum Teil sehr zertrümmertes Gestein. Weiterhin stehen steil aufgerichtete, dunkelgraue bis rötlichgraue, ziemlich dünn geschichtete und zum Teil knollige Kalke an der Straße vom Typus der Hallstätter Kalke. In herabgestürzten Blöcken fand Bittner *Monotis salinaria*. In diesem Hallstätter Zug und den vorher erwähnten Kalken sind die Lammeröfen ausgewaschen, eine sehr tiefe, enge, stellenweise nur 1 m weite Schlucht, durch welche ein schmaler Steig hindurchführt.

An dem nordöstlichen Ende der Hallstätter Kalke tritt die Straße direkt an die Lammer und führt ohne merkliche Steigung an derselben hin bis in die Vogelau. Man sieht am Gehänge des Vorderstrubberg hie und da den Guttensteiner Kalk anstehen, teilweise mit jungem Konglomerat bedeckt. „Von der Mündung des Wallingwinkelbaches an, welcher der Lammer an ihrem rechten Ufer zufießt, sind die Gehänge häufig von Moränen bedeckt. Aber kaum 100 m Weges oberhalb der Mündung des genannten Baches beginnen die Werfener Schiefer, welche bis zu dem Bache reichen, welcher das Tal zwischen Vorder- und Hinterstrubberg bewässert, und bieten eines der außerordentlichsten Profile, die man im Werfener Schiefer haben kann“ (B.). Man sieht zuerst die tieferen Schichten: die roten Schiefer, steil nach NO fallend, sie bilden das Nordostgehänge des Vorderstrubberg. Weiterhin folgen mehr glimmerige, sandige und weniger kalkige Schichten, grau und grünlich, vorherrschend dunkel gefärbt, mit zahlreichen, von Petrefakten erfüllten Bänken. Das Hangende endlich bilden dunkle, kalkige Lagen, auf deren Schichtflächen sich glimmerige Auflagen befinden. Sie enthalten *Naticella costata*, *Myophoria costata* und andere Versteinerungen.

Nach einer kurzen Unterbrechung ohne jeden Aufschluß tritt wieder Guttensteiner Kalk an die Straße, welcher fast stets ein Einfallen gegen NO zeigt, an einer Stelle nach SW umbiegt, um bald darauf seine gewöhnliche Stellung mit Nordostfallen wieder einzunehmen. Ein schmaler Steg führt über die Lammer, der Guttensteiner Kalk wird zum Teil brekzien- oder rauhwackenartig und ist stellenweise von Moräne überdeckt. Weiterhin wird er wieder sehr dunkel und dicht, dann folgt eine Stelle von etwa 2 m Länge voll grünen und roten zerreiblichen Gipsmergels, hierauf ist der Guttensteiner Kalk an der linken Talseite nur hie und da aufgeschlossen, während er an der rechten meist in schönen Wänden ansteht.

Endlich verengt sich das Tal zur Schlucht, es beginnt eine Partie von ganz besonderer landschaftlicher Schönheit. Wände von dünn- und dickbankigen, dunklen Guttensteiner Kalken, welche zum Teil dolomitisch sind, treten von beiden Seiten eng zusammen, die Schichten sind etwas hin und her gebogen, aber konstant nach NO oder NNO fallend, eine ansehnliche Masse, auf den Höhen von Schutt überlagert. Prächtige Kesselbildungen zeigen sich an den Ufern, welche von dem schön grünen, klaren Wasser des Flusses bespült werden, das stellenweise sogar tief smaragdgrüne Färbung zeigt.

Die Schlucht hat eine Länge von etwa 700 m, dann öffnet sich das Tal an beiden Seiten, am rechten Ufer mit sanften Gehängen, am linken in die Ebene der Vogelau übergehend, an deren Nordrand hie und da Konglomerate und diluviale Schotter sichtbar werden.

Die Ostseite des Hinterstrubberg, von unten bis oben Guttensteiner Kalk, erhebt sich aus der Diluvialebene von Abtenau längs des linken Ufers des Schwarzenbaches; nur nahe der Mündung dieses Baches in die Lammer sind auf etwas mehr als 1 km Länge längs seiner Ufer Werfener Schiefer aufgeschlossen. Der Bach, welcher zwischen dem Südende des Hinterstrubberg und dem Nordwestfuß des Arlstein dem Schwarzenbach zufließt, entblößt an seinen Ufern ebenfalls Werfener Schiefer. Die Ostseite des Arlstein gehört ausschließlich dem Guttensteiner Kalk an, unter welchem — wie schon erwähnt — im S die Werfener Schiefer zutage treten.

Steigt man von Unterberg in dem Graben zwischen Vorder- und Hinterstrubberg gegen die Hochsattelalpe an, so sieht man „die Werfener Schiefer als sehr breiten Zug im Graben aufsteigen, und zwar gegen den Vorderstrubberg höher hinaufreichend als gegen den Hinterstrubberg. Sie ziehen noch über die Hochsattelalpe hinauf und jenseits hinunter, das ganze breite, gegen NW abdachende Tal erfüllend. Aber auch ganz nahe unter dem Gipfel des Vorderstrubberg sieht man die dunklen, oberen Werfener Schiefer in sehr steiler Schichtung anstehen. Der Gipfel beider Berge besteht aus dunklem Guttensteiner Kalk. Der Kamm vom Vorderstrubberggipfel gegen S wird von demselben Kalk bis zur Isohypse 1000 m hinab gebildet, die gegen NW gerichtete Fortsetzung desselben jedoch zeigt schon in etwa 1200 m keinen Aufschluß mehr, sondern nur Gestrüpp und Wald. Erst oberhalb der Engelhartalpe, im SO der Wiese auf dem Sattel, trifft man in sehr dunklem Kalk Pedaten, ganz ähnlich dem Vorkommen am Jenner. Lose Stücke tief schwarzen Kalkes

mit kleinen Pedaten liegen reichlich herum. Näher der Wiese lagert dünnplattiges Gestein und einzelne dicke Kalkbänke mit Durchschnitten großer Bivalven oder Brachiopoden; das Gestein ist jedoch so hart, daß kein einziges Petrefakt daraus zu gewinnen war, um es zu bestimmen. Das Streichen der Schichten scheint durchaus ein nordwestliches zu sein.

„Am Absturz von der Wiese zur Alpe tritt wieder das dunkle, dünnplattige Gestein auf mit einzelnen dicken Kalkbänken wechselnd, in welchen man hie und da Auswitterungen von kleinen Crinoidenstielen findet. Rechts und links neben diesem Abstieg stehen mächtigere Wände, in der westlichen, und zwar knapp im N der Alphütte kommt häufig eine feine und engerippte Form von Halobien vor. In dem Graben, der von der Alpe in westnordwestlicher Richtung zu Tal geht, ist zwar viel Wasser, aber kein Aufschluß, da alles von Blöcken der Wände überrollt ist.

„Die sämtlichen Schichten sowohl des Vorder- als Hinterstrubberg stehen steil aufgerichtet und streichen von NW nach SO. Von den Höhen des Vorderstrubberg genießt man eine prachtvolle Ansicht eines Teiles des Tennengebirgstockes, insbesondere auf die drei gegenüberliegenden scharfen Grate unter dem Scheiblingkogel“ (B.).

Die Schönalpe.

Vom Wieserbauer westlich der Lammerbrücke am Fuß des Strubberges führt ein Weg in südwestlicher Richtung aufwärts in ein verhältnismäßig weites Tal, welches dann allmählich nach NW umbiegt und gewissermaßen den Sattelberg im S halbkreisförmig umgibt. Im östlichen Teil dieses Tales liegt die Schönalpe. Die gegen den Hauptstock des Tennengebirges gerichtete Talseite gehört durchaus dem regelmäßig nach N fallenden Dachsteinkalk an; die entgegengesetzte Seite bilden die Abhänge des Sattelberges. Dieser, dessen Spitze die Höhe von 1033 m besitzt, „gehört zu seinem größten Teil, von der Lammer bis über die Spitze hin, dem Guttensteiner Kalk an, er führt hier die schwarzen Kalke mit weißen Adern, die mangan-schüssigen graphitischen Strubbergschiefer und dunklen Dolomite. Südlich der Spitze, etwa zwischen den Isohypsen 900 und 1000 m, breiten sich in einem weiten Bogen rote Adneter Kalke mit Ammonitendurchschnitten aus; der südlichste Teil des Berges gehört bereits dem Dachsteinkalk an. Bei der Schönalpe beobachtet man über dem gewöhnlichen Dachsteinkalk einige wenige Bänder von demselben Gestein, in welchem jedoch neben Megalodonten Hornsteinknollen vorkommen; darüber ganz wenig roten Lias, dann viel graues, plattigkalkiges, sehr kieselreiches, splinterndes mit schieferigmergeligem grauen Gestein und einer Hornsteinbrekzie. In diesem Komplex treten auch graue Crinoidenplatten auf. Man hat also hier die Liasgesteine in verschiedener Entwicklung übereinander. Auch im NO der Schönalpe ist Lias noch auf kurze Strecke anstehend. Nördlich desselben ziehen sich die Guttensteiner Kalke am Rande der Dachsteinschichten vom Strubberg her.

„Der nach N gerichtete Teil des Tales der Schönalpe, dessen Boden fast vollkommen eben ist, wird im N von einem Walle, der größtenteils aus Trümmern von Dachsteinkalk mit riesigen Megalodonten besteht, abgeschlossen, vielleicht der Stirnmoräne eines sehr kurzen alten Gletschers. Die Entstehung des Tales braucht deshalb nicht der Erosion dieses Gletschers zugeschrieben zu werden, es kann dasselbe, was wahrscheinlicher sein dürfte, bevor ein Gletscher hier tätig war, eine Schlinge des alten Flußlaufes der Lammer gewesen sein.

„Der Einschnitt in den Hauptstock des Tennengebirges ist hier einer der tiefsten und größten, und die Wände des Dachsteinkalkes sind in außerordentlicher Regelmäßigkeit geschichtet“ (Bittner).

Die Infangalpe.

Geht man vom Lammersteg auf dem Fahrweg zu den Bauernhäusern Berger und Kuchelbach, so sieht man am linken Ufer des Baches, welcher beim ersten Hause fließt, ein grobes Konglomerat anstehen. Beim Bergerhause steht das schwarze, manganhaltige, schieferige Gestein, im Bergergraben (515 m) oberhalb der Häuser fließt der Bach in mehreren kleinen Stufen über die schwarzen Strubbergschiefer; in 525 m Höhe, an der Vereinigung zweier Bäche, steht am linken Ufer roter und grauer Werfener Schiefer an, etwa in h 3 mit 20° Einfallen nach SO, ziemlich reich an Petrefakten, am rechten dagegen die Strubbergschiefer, deren Lagerung jedoch nicht meßbar ist. Weiterhin folgen über den schwarzen Schiefeln schwarze Kalke mit weißen Adern und dunkle und helle Dolomite der Guttensteiner Schichten. Dann folgen zwei Wasserfälle, der eine im Hauptgraben, der andere im rechtsseitigen Zufluß, welcher hier mündet. Wendet man sich im Hauptgraben gegen die Infangalpe aufwärts, so hat man fortwährend die Strubbergschiefer wechselnd mit den Dolomiten vor sich. Hier fand Bittner im Jahre 1883 in den Strubbergschiefern kleine Bivalven, Spuren von anderen Petrefakten und einen *Monophyllites*, welcher letzterer Fund die Zugehörigkeit dieser schwarzen Schiefer in das Niveau des Muschelkalkes, also der Guttensteiner Kalke, unumstößlich beweist.

Über den Guttensteiner Kalken steht am rechten Ufer des Grabens ein dunkler, eigentümlich brekzienartig aussehender, hornsteinführender Kalk an. Dieselben Hornsteinkalke ziehen unmittelbar oberhalb der Alpe (615 m) als eine mächtige, selbständig hervortretende Bank durch. Südlich der Alpe stehen noch die schwarzen Strubbergschiefer, dann findet man zahlreiche Stücke von Dachsteinkalken mit Lithodendron, großen Megalodonten und Gastropoden, rotem Adneter Lias und grauen Liaskalken, von denen besonders letztere stellenweise reich an Versteinerungen sind. Am Fuß des Platteneck steht auch hier der rote Adneter Kalk wirklich an; und weiter hinauf lagern die Dachsteinkalke vollkommen ungestört und regelmäßig geschichtet nach N gegen das Lammertal einfallend. „Auch an dem westlichen Zufluß des Bergergrabens, südöstlich vom Lammerneck, steht in zirka 660 m Höhe Lias an“ (Bittner).

Von den vorhergenannten Bauernhäusern Berger und Kuchelbach zieht sich im Halbkreis über S nach W ein seichtes Tal hin, welches als mächtige Schuttfläche an der Nordostseite des Lammereck bis an die Lammer reicht — eine Wiederholung der Talbildung bei der Schönalpe im Kleinen. Dieser Halbkreis umschließt eine bewaldete Höhe von geringer Bedeutung, die aber dadurch interessant ist, daß man im O Werfener Schiefer, dann Guttensteiner Kalk, hierauf Ramsaudolomit und schließlich, wie es scheint, anstehenden Lias trifft. Im N dieser halbkreisförmigen Anhöhe breitet sich eine sumpfige Wiese gegen die Lammer hin aus.

Lammereck—Duscherbrücke.

Die Guttensteiner Kalke, welche vom Strubberg in westnordwestlicher Richtung zum Lammereck und weiter bis zur Duscherbrücke ziehen, bilden den Nordfuß des Tennengebirges. Sie sind beim Lammereck (884 m), dessen Höhe sie bilden, dickbankig, mehr dolomitisch und zum Teil hornsteinführend, streichen in der Richtung von N nach S und fallen ziemlich steil gegen O; weiter gegen W wird ihr Einfallen allmählich flacher.

Im SW des Lammereck stößt ganz unvermittelt ein niedriger Rücken aus OSO streichenden, senkrecht gestellten Adneter Kalken von roter und grauer Farbe, der nur auf eine kurze Strecke von freiliegendem Dachsteinkalk unterbrochen wird, an die Guttensteiner Kalke. In der Nähe des Lammersteges treten in den Guttensteiner Kalken wieder Strubbergschiefer auf, welche flach nach SW fallen“ (B.).

In der Nähe der Duscherbrücke sind die Liaskalke hart an der Lammer in einem Steinbruch aufgeschlossen, die Guttensteiner Kalke treten anscheinend über den westlich von ihnen lagernden Liaskalken auf; auch hier führen die schwarzen Triaskalke an verschiedenen Stellen Einlagerungen von Strubbergschiefern.

Die Ecke, welche durch die Mündung der Lammer in die Salzach zwischen den beiden Flüssen gebildet wird, von der Mündung bis zur Reichsstraße, welche dem Paßlueg zuführt, gehört in ihrer kleineren westlichen Hälfte dem Alluvium, in ihrer östlichen dem Diluvium an; die Grenze zwischen beiden ist durch die Böschung der diluvialen Schotterterrasse gegeben. Diese wird von der Eisenbahn in der Richtung von N nach S durchschnitten und im O durch die Reichsstraße und die Felsen der Vorlagen des Tennengebirges abgegrenzt.

Das Plateau und die Steilwände.

Das Plateau des Tennengebirges erhebt sich aus steilen Wänden in W, S und O, während es nach N verhältnismäßig flach abdacht. Es zerfällt gewissermaßen in drei Hochplateaus, ein westliches, ein mittleres und ein östliches, welche von höheren Bergrücken und Spitzen, die auf den öden und rauhen Flächen als Wegweiser dienen, umgürtet sind. Das westliche Hochplateau nehmen teilweise die Vordere und Hintere Pitschenbergalpe und das Ebental

ein, das östliche die Tenn- und Wandalpe mit dem Höllkar; zwischen diesen beiden liegt das große mittlere Plateau mit dem Sandkar, dem Tiefkar und der Tiefen Grube. Gewaltige Kämme, die sich nach verschiedenen Richtungen verzweigen, mit zahlreichen Spitzen, umgeben das Plateau ringsum und durchqueren dasselbe. Eine der höchsten Erhebungen, der Bleikogel (2409 m) liegt nahe in der Mitte des Plateaus, die höchste Spitze ist das Raucheck (2428 m) als Eckstein im SW. Im N der nördlichen Umrahmung, aus welcher besonders der Wieselstein (2298 m) und der Scheiblingkogel (2284 m) hervorragen, liegen noch einzelne Terrassen, die sich aber rasch in Form von weiten Gräben gegen die Lammer zu abdachen.

„Das westliche und östliche Plateau besitzen einen spärlichen Graswuchs, nur das östliche wird durch einige Wochen des Hochsommers als Alpe benützt und an ihnen kommt noch die Krummholzkiefer, obschon spärlich und kümmerlich fort. Das mittlere Hochplateau dagegen entbehrt fast jeder Vegetation und es bieten sich dem Auge ringsum nur kahle Felsmassen dar, die das Plateau zu einer schauerlichen Einöde stempeln. Die einzelnen Plateaus, hauptsächlich das mittlere, werden einerseits von tiefen Schluchten, gleichsam Längs- und Quertälern durchkreuzt, welche teils weithinziehende hohe Wände, teils zackige Spitzen hervorbringen; andererseits finden sich ungeheure, bis zu hundert Metern tiefe Trichter und Kessel vor, die überall von Felsmassen umschlossen und meist das ganze Jahr mit Schnee erfüllt sind, und ebenso wieder an anderen Stellen ausgedehnte Karrenfelder“ (Lipold).

Das Plateau trägt zwei kleine Seen, die Pitschenberglacke nächst der Pitschenberg-Jagdhütte und die Schefflacke in dem wilden Kar zwischen Wieselstein und Scheiblingkogel. Auch mehrere Eishöhlen sind auf der Höhe bekannt: Der Seeofen an den Wänden des Heankrail (Hühnerkralle), die Posselthöhle unter dem Hochkogel, die Fritzer Kirche unter dem Fritzer Kogel, zwei Höhlen an den Eiskogeln und die sogenannten Eislöcher am Tauernkogel.

Das Plateau des Tennengebirges gehört vollständig dem Dachsteinkalk an, die Steilwände sind massiger, ungeschichteter Riffkalk, die Felsrippen auf dem Plateau sowie seine Abdachung nach N zeigen schöne und regelmäßige Schichten in dicken Bänken mit gleichmäßigem Fallen nach NO. Der Neigungswinkel ändert sich dabei allerdings, er beträgt nach Lipold im Längtal am Wege zum Niedertörl 36°, an der Wiesel- und Rotwand 45°, am Kuchelberg 60°. An den Wänden des Breitstein an der äußeren und unteren Grenze des Gebirges stehen nach Bittner die Schichten des Dachsteinkalkes schon nahezu senkrecht. Die breiten Gipfelkuppen, wie der Wieselstein, Scheiblingkogel, Hochpfeiler und Bleikogel zeigen geschichtete Kalke. Die Gräben, welche in den Nordabhang eingerissen sind, lassen hie und da unter dem geschichteten Kalk die ungeschichteten Korallenkalke sichtbar werden.

Die Kalke des Plateaus sind meist einfarbig grau, nur an einigen wenigen Stellen ziehen sich mächtige rote Massen oder rote Schmitzen durch dieselben, so daß sie im letzteren Falle gebändert erscheinen.

Solche rote Kalke oder gebänderte Kalke trifft man am Hühnerkrallkopf und Hochpfeiler (Geyer), am Fieberhorn, am Fuße der Rotwand und am Scheiblingkogel (Lipold), in der Tiefen Grube und oberhalb der Trickalpe (Geyer) sowie bei der Tennalpe (Lipold). Aber auch diese Kalke gehören dem Dachsteinkalk an.

An Versteinerungen fand M. V. Lipold und H. Prinzing, welche im Jahre 1850 das Plateau auf dessen Südseite von W nach O und auf der Nordseite von O nach W durchquerten, „*Megalodon triquetter Wulf.* im ganzen Tennengebirge, bald nur selten, bald aber wie am Wieselstein, nördlich von den Bleikogeln, südlich von der Wieselwand, auf dem mittleren Hochplateau in solchen Mengen, daß eine Muschel in die andere verwachsen zu sein und das ganze Gestein aus demselben zu bestehen scheint. Besonders interessant ist in dieser Beziehung die am nördlichen Fuße des Bleikogel befindliche, nur 10° nach NO geneigte ebene Fläche, welche die Dachsteinbivalve so häufig ausgewittert enthält, daß die Fläche dem schönsten Parkettboden ähnlich wird“ (Lipold). Außer dieser Muschel trafen sie Lithodendren, dann eine *Chemnitzia*, welche an manchen Stellen eine ganz gewaltige Größe erreicht; Lipold fand Auswitterungen derselben im Querschnitte mit einem Durchmesser von 5—8 cm und darüber. Böse fand am Wieselstein einen Brocken roten Kalkes, welcher mit *Rhynchonellina juvavica Bittner* erfüllt war und unter den Wänden des Raucheck und des Hochthron außer einigen großen Megalodonten und einigen Lithodendronstücken den Querschnitt eines *Arcestes*. Nach all dem scheint die Fauna des Dachsteinkalkes des Tennengebirges zwar reich an Individuen, aber arm an Arten zu sein.

Die Steilwände im W, welche eigentlich erst bei Brunneck im Paßlug beginnen, bestehen bis über Stegenwald aus geschichtetem Dachsteinkalk, welcher von der Talsohle bis auf die Höhe des Plateaus reicht; weiterhin steigt unter demselben ein undeutlich geschichteter Korallenkalk auf und erreicht das Plateau im Bäreck. Schon bei Eckhart beginnen die Ramsaudolomite, ohne daß irgendeine Zwischenlage von Schiefen oder Dolomiten der Raibler Etage sichtbar würde. Der Ramsaudolomit zieht sich hier nach Geyer ebenfalls aufs Plateau zur Pitschenbergalpe und ist vom Dachsteinkalk durch einen Bruch getrennt; längs der Bruchspalte hin lagert im Schartgraben eine schöne rote Reibungsbrekzie. Die Ramsaudolomite reichen an den übrigen Teilen der Westseite des Gebirgsstockes meist nicht viel höher als bis 1100 m ü. d. Meer und bilden im allgemeinen die Basis, auf welcher die jüngeren Glieder der Trias aufliegen. Südwärts folgen am Fuße gewaltige Schuttmassen, welche teilweise die tieferen Etagen, Guttensteiner Kalk und Werfener Schiefer überdecken. Im Gundacker Graben beginnen die Wände erst in 755 m Höhe, wo der geschichtete Guttensteiner Kalk von wenig oder undeutlich geschichtetem Guttensteiner Dolomit überlagert wird, etwa 40 m höher erhebt sich bereits der Ramsaudolomit. Im Loipfargraben kommt man erst in 825 m Höhe an die Felswand, welche hier aus einer groben Dolomitbrekzie, wohl auch dem Ramsaudolomit angehörend, besteht. Von der Höhe westlich oberhalb der Konkordiahütte aus sieht man

deutlich die Grenze zwischen den Dolomiten und den darüberliegenden Hochgebirgskalken.

An der Südwestecke des Gebirgsstockes scheinen an den Steilwänden über dem Ramsaudolomit die Raibler Dolomite aufzutreten, im Staudachgraben, wo die Wände in etwas über 1000 *m* Höhe beginnen, findet man außer dem ersteren auch Trümmer des dunklen, mit roten Adern durchzogenen Raibler Dolomits. In den Gräben unter dem Raucheck, dem Fallsteiner, Kalcher und Reichhofgraben trifft man Ramsaudolomit am Fuße der Wände in Höhen von 1055 bis 1200 *m*; im Fallsteiner Graben liegen Stücke von dunklem Raibler Kalk sowie von schwarzem und rotschwarzem Raibler Dolomit, welcher in 1215 *m* Höhe ansteht; ebenso liegen sie auf der Schnepfries, und heben sich die dunklen Dolomitköpfe aus der hellfarbigen Schutthalde deutlich empor. Die Raibler Dolomite dürften hier bis 1900 oder 2000 *m* emporreichen.

Unter dem Hochthron und dem Fieberhorn ist von Raibler Dolomit nichts wahrzunehmen; der Guttensteiner Kalk reicht hier ziemlich hoch und über ihm lagert Ramsaudolomit, in welchem Böse einen Arcestenquerschnitt und *Diplopora cf. porosa Schafh.* fand. Über letzterem erhebt sich direkt der Hochgebirgskorallenkalk. Dagegen steigen im Hintergrund der Wenger Au die Ramsaudolomite direkt aus dem Talboden (1100 *m*) auf und werden in etwa 1500 *m* von Raibler Dolomit überlagert; letzterer reicht wohl bis gegen 1650 *m* an der Wand empor. Im SW unter den Eiskogeln scheint dieser wieder zu fehlen, im SO dagegen und unter dem benachbarten Tauernkogel tritt er wieder deutlich hervor; ja an dem oberen Ende des grasbewachsenen Kammes, welcher sich von der Mitteralpe zum Tauernkogel hinzieht, steigen die Raibler Dolomite in 1900 *m* direkt auf und ziehen sich in nicht sehr großer Mächtigkeit mit einer kurzen Unterbrechung im NW der Aualpe hinüber bis fast zur Gappenalpe, anfangs von Ramsaudolomit unterlagert, der bis etwas südöstlich vom Luftenstein direkt aus der Talsohle aufsteigt. Von da ab tritt ansteigend Guttensteiner Kalk auf.

„Die Gappenalpe im äußersten Osten (1508 *m*) liegt noch im Hochgebirgskalk, der allseits, speziell in S, SO und O darunter kleine Wände bildet. Der von hier gegen W hinziehende Rücken der Königswand besteht aus demselben Korallenkalk von vorherrschend heller Farbe, hie und da mit rötlichen Lagen, stark kristallinisch wie an den Abstürzen des Tennengebirges gegen Werfen, und äußerst fossilarm. Bittner sah darin nur Crinoiden. Unter der Wand zieht sich an der Südseite ein dunkler Streifen von *Halobia rugosa*-Schiefern hin, welche typisch entwickelt sind, mit einigen rostgelb verwitternden härteren Kalkbändern und einzelnen kleinen Schälchen von Halobienbrut. Schiefer und Kalke fallen steil nach N; darunter lagert dunkler Guttensteiner Kalk, darüber dunkler Raibler Dolomit in nicht sehr mächtiger Entwicklung, dann zum Teil gebändertes, gut geschichtetes Gestein und darüber endlich die hellen Hochgebirgskorallenkalke“ (B.).

Geologische Horizonte.

Die Silurschiefer bilden die Südgrenze des ganzen Gebietes; sie ziehen von Bischofshofen anfangs in fast nordöstlicher Richtung hinüber in den Rohrer- oder Raidelgraben, wo sie nicht ganz 1 km südlich vom Fritzbach als das Liegende der Werfener Schiefer deutlich aufgeschlossen sind. Weiterhin ist das Terrain wieder teils mit Vegetation, teils mit Schutt bedeckt, und erst im Glatzhofgraben gegenüber der Fritzmühle ist die Grenze wieder — kaum $\frac{1}{2}$ km südlich der genannten Mühle — sichtbar. In der Nähe des Alpfahrtunnels trifft man sie deutlich am rechten Fritzufer, und zieht sich dieselbe von hier weg in fast gerader Linie ostwärts bis etwa halbwegs zwischen Brunnhäusl und Sag.

Die in dem beschriebenen Gebiete vorkommenden silurischen Gesteine sind meist sehr dünnschieferige Phyllite von größtenteils schwarzer oder schwarzgrauer Farbe, mitunter graphitisch, auch grau, seltener grünlich, grün oder tief violettgrau, oder es sind helle, gräugrüne oder dunkle Quarzphyllite, oder aber grüne Serizitschiefer. Sie unterscheiden sich hauptsächlich von den Werfener Schiefen dadurch, daß diese letzteren mehr sandsteinartig, die Silurschiefer dagegen von sehr schieferigem Gefüge sind.

In den Silurschiefern befindet sich der alte aufgelassene Bergbau Larzenbach, welcher auf Kupfer betrieben wurde.

Die Werfener Schiefer sind die Basis der gesamten südlichen Vorberge des eigentlichen Felsstockes des Tennengebirges sowie der Vorlagen im Osten und Nordosten; aber auch an der Westseite treten sie an einzelnen Stellen unter dem Schutt hervor und fast im äußersten Norden bei der Häusergruppe Berger trifft man sie auf eine kurze Strecke anstehend. An einzelnen Stellen, wie im Fallsteiner Graben, im Suppenwald, am Jochriedl und an der Schallwand reichen sie direkt an die Steilwände des Hochgebirges. In den Vorbergen werden sie an vielen Stellen von Guttensteiner Kalk, längs der Salzach direkt von Ramsadolomit überlagert. Bei der Elmaualpe, im oberen Schöberlgraben, im Mooser und Merleckgraben sowie nördlich der Schallwand lagern auf den Werfener Schiefen unmittelbar die Raibler Schiefer. Selbständige Kuppen bilden sie in den südlichen Vorbergen am Spareggkopf (901 m), Fraueneck im Reiterwald (1568 m), Weyerberg (1438 m), Labenberg (1713 m), Fromerkogel (1814 m) und Gratzkopf (1322 m) bei Annaberg.

Die tiefsten Lagen der Werfener Schichten sind meist Quarzite, entweder „ausgezeichnet schieferig mit feinen Glimmerblättchen“ (Peters, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. V, pag. 120) und „chloritischen Flächen“ (Bittner), oder dickbankige, dichte, völlig ungeschichtete Massen, welche aus der Ferne leicht mit den Kalken verwechselt werden können; ihre Farbe ist meist grün, auch hellgrün, grau oder weiß. Besonders die dünnbankigen Lagen sind nicht selten von Quarzadern quer auf die Schichtung durchzogen. Diese Quarzite sind aber nicht immer nur im Liegenden zu finden, sondern bilden auch manchmal mehr oder minder mächtige Lagen in den höheren Etagen.

Die höheren Lagen werden von den gewöhnlichen roten oder rotbraunen, oft fast violetten Schiefern gebildet, welche weiter oben mit grünen und grauen Schiefern wechseln oder in solche übergehen. Sie sind weniger kalkig, mehr glimmerig und sandig, manchmal auch wirkliche Sandsteine und führen in ihren Bänken nicht selten Petrefakten. Alle diese Schiefer enthalten häufig Einlagerungen oder Adern von Quarz mit Eisenspat und Brauneisenstein, aber auch hie und da von Eisenglimmer, Eisenglanz, Baryt, Lazulith Malachit und Bergkristall. Im Raidelgraben wurden seinerzeit auch Wagnerite gefunden. Manchesmal sind die Schiefer ziemlich stark kristallinisch, besonders die grünen Bänke sind oft sehr großglimmerig mit allerlei Wülsten auf den Schichtflächen; auch Brekzien dieser Schiefer kommen vor. In diesen Schiefern, aber besonders in den hangendsten Partien des ganzen Werfener Schieferkomplexes treten massige Lagen von Salzgebirge (Haselgebirge), das ist von rotem und weißen Gips, roten, grauen und grünlichen Gipston oder Gipsmergeln auf, welche letztere nicht selten Pseudomorphosen von Gips nach Steinsalz, auch Muriazit und Breunerit enthalten.

Nahe im Hangenden der Werfener Schiefer finden wir dünn-schichtige glimmerreiche Platten von gelber Farbe, meist reich an stark verzogenen und verdrückten Gervillien. Das Hangende endlich bilden dunkle kalkigsandige Schiefer, auf deren Schichtflächen sich glimmerige Lagen befinden; sie gehen nach oben zu allmählich in eigentliche Kalkplatten über.

An Versteinerungen wurden gefunden:

Myacites Fassaënsis Münst. im Salzachtal bei Bischofshofen, im Bischofshofener Tunnel, zwischen der Strussing- und Mayeralpe, im Fritztal, bei Annaberg und am Kleinen Traunstein.

Myophoria costata am Buchberg und Strubberg.

Gervillia sp. beim Bischofshofener Tunnel, im Fritztal, Larzenbachgraben, Kargraben und bei Annaberg.

Naticella costata Wissm. bei Annaberg, am Kleinen Traunstein und auf dem Strubberg.

Turbo rectecostatus Hauer und

Ceratites sp. beim Bischofshofener Tunnel.

Krinoidenstielglieder bei Annaberg.

Im Werfener Schiefer bestand ein Bergbau auf Eisen im Raidelgraben und ein solcher auf Blei und Zink auf der Fromeralpe; an der Grenze zwischen Werfener Schiefer und Guttensteiner Kalk die Bergbaue auf Eisen an der Roten Wand, im Schobergraben und am Gwehenberg; neuerdings in Betrieb gesetzt ist der alte Eisenbau bei Diegrub.

Die Guttensteiner Kalke umziehen das eigentliche Hochgebirge an allen Seiten mit Ausnahme der Westseite und bilden stellenweise die Basis der Steilwände, so insbesondere — allerdings mit Unterbrechungen — an der Südseite des Gebirgsstockes vom Gundacker Graben bis zum Tauernkogel, dann an der Süd-

ostecke des Hochgebirges vom Edelweißkopf bis über die Schallwand hinaus.

Am Nordfuß des Gebirges zieht sich ein zusammenhängendes Band von Guttensteiner Kalk von Epen nahe der Lammermündung bis gegen Unterberg bei Abtenau, ebenso zeigen sich drei parallele Züge an und auf den beiden Strubbergen; ein mehrfach unterbrochener Zug reicht vom Aubach bei Abtenau um die Pailwand und den Schober, unter der Schallwand und Gappenhöhe hin bis unter den Edelweißkopf und um den Gwehenberg herum; ein anderer um den Hochschober.

In den südlichen Vorbergen lassen sich vier teilweise zusammenhängende Züge von Guttensteiner Kalk erkennen; der Zusammenhang in den beiden nördlichen ist wenig unterbrochen, von den beiden südlichen dagegen sind nur einzelne Reste erhalten. Der erste, nördlichste dieser vier Züge reicht von Schreckenbergrücken über die Fallsteinwand, den Fuß des Hochthron, das Scharreck, die Mooser Alpe, um dem Fromerfeldkogel zum Ostermaishof und durch den oberen Karbach bis Guglhof an der Straße von St. Martin nach Lungötz. Das zweite, ebenfalls deutlich zu verfolgende Band zieht von Loipfar im Salzachtal durch die Erzherzog Eugen-Klamm über die Kreuz- und Bischlinghöhe zur Schwarzenekhöhe. Der dritte Zug ist nur mehr durch vier Reste markiert: bei dem Elektrizitätswerk Pfarrwerfen bis über Unterkendl, bei Arnoldseck bis Mühlbacher, am Steinberg, und endlich bei Seiden an der Mündung des Lindaugrabens in das Larzenbachtal. Von dem vierten Zuge sind nur ganz unbedeutende Spuren an der Südseite des Fritztals sichtbar bei Lehen auf dem Buchberg, im Brandstatt- und im Glatzhofgraben.

Selbständige freie Kuppen bildet der Guttensteiner Kalk nur am Nordgehänge des Gebirgsstockes am Lammereck (884 m) und Sattelberg (1033 m), über deren Höhen die Grenze zwischen Guttensteiner Kalk und dem bergseits auflagernden Lias sichtbar ist, im Vorderen (1226 m) und Hinteren Strubberg (1206 m) und in der Fortsetzung des letzteren, dem Arlstein (948 m).

Die normale Überlagerung der Guttensteiner Schichten durch Ramsaadolomit trifft man nicht überall; man beobachtet sie zwar an dem Zuge Schreckenbergrücken—Scharreck und zwischen Edelweißkopf und Riffelwand, dann am Hochschober, ferner in dem zusammenhängenden Zuge vom Fromerfeldkogel über Karrain und die Ostermaishöhe zum Höheneck, bei der Karalpe und im unteren Oberschobergraben. Direkte Auflagerung von Reiflinger Kalken wurden nur an zwei unbedeutenden Stellen, die eine nördlich der Schallwand, die andere westlich der Pailwand beobachtet. Zwischen Stoiblhof und der Pailwand, dann zwischen dem Großen Traunstein und der Schallwand, an der Wand zwischen Gappenhöhe und Riffelwand, südlich von Merleck und im oberen Oberschobergraben liegen die Guttensteiner Kalke unmittelbar unter den Raibler Schiefeln. Am Vorderstrubberg werden sie von Hallstätter Kalken, am Traunstein, an der Schallwand und im Aubachgraben von Dachsteinkalk überlagert. Der Gutten-

steiner Kalkzug am Nordfuß des Gebirges von Epen bis Unterberg wird größtenteils von Dachsteinkalk, stellenweise auch direkt von Lias überdeckt.

Die Gesteine der Muschelkalkserie sind meist die gewöhnlichen Guttensteiner Kalke, d. h. dunkle, graue bis schwarze, fast dichte Kalke, welche häufig von weißen Kalkspatadern durchzogen sind; manchmal sind sie eisenschüssig und werden dann blaugrau oder verwittern braun oder gelblichbraun. Sie sind teils dickbankig oder ungeschichtet, dann auch wieder dünnplattig; letztere kommen auch bituminös vor. An einzelnen Orten trifft man mehr oder weniger großluckige Rauhwacken. Nach oben zu werden die Kalke meist dolomitisch von zwar grauer, aber doch etwas hellerer Farbe und enthalten auch häufig noch die weißen Kalkspatadern; an einzelnen Stellen sind diese Dolomite brekzienartig.

Den Kalken sind gar nicht selten die Strubbergschiefer eingelagert; schwarze, häufig gefaltete Schiefer von holzartigem Aussehen mit glänzenden Flächen oder manganschüssige, abfärbende, kieseligplattige Schiefer. Schon Lipold (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. II, 1851, pag. 70—71) beschreibt sie vom Nordfuß des Tennengebirges als „dünngeschichtetes, einem Tonschiefer nicht unähnliches Gestein, das dicht, schwarz, mit unebenem Bruch, erdigem Ansehen und einzelnen sehr zarten glänzenden Punkten, angehaucht stark nach Ton riecht und in Salzsäure die Gestalt des angewendeten Splitters behält. Sein spezifisches Gewicht ist 2·738, die Härte 5·8. Die Analyse ergab Kieselsäure 35·725, Tonerde 7·400, Eisenoxyd 9·225, Manganoxyd 1·125, Magnesiumkarbonat 2·493, Kalziumkarbonat 36·330 Prozent.“

In den tieferen Lagen des Guttensteiner Kalkes, an der Grenze gegen die Werfener Schiefer treten Eisensteine auf, wie Eisenspat, Eisenglanz und Eisenglimmer, dann aber auch wirkliche Eisenschiefer ähnlich denen, wie man sie im Silur des Dientener Tales findet.

Die ganze Muschelkalkformation des Gebietes ist arm an Petrefakten. Fischschuppen oder Knochenzerreißel und Brachiopodenspuren sah Bittner auf der Elmaualpe, Gastropoden- und Brachiopodendurchschnitte sowie Crinoiden zwischen Lungötz und Annaberg an der Lammer. Crinoiden finden sich ferner auf der Elmaualpe, am Traunstein und auf dem Arlstein, an letzterem fand Heinrich Prinzingler auch deutliche Exemplare von *Pentacrinus liliiformis* und in der Nähe der Infangalpe entdeckte Bittner einen *Monophyllites* und kleine Bivalven, und weiter östlich auch ein Bruchstück eines *Hungarites*.

An der Fallsteinwand bestand ehemals ein Bergbau auf Blei- und Zinkerze im Guttensteiner Kalk.

Ramsaudolomit umzieht das eigentliche Hochgebirge von Eckhart im Salzachtal längs der südlichen Steilwände bis zur Riffelwand teils von Raibler Dolomit, teils direkt von Hochgebirgskorallenkalk überlagert. Die Kuppe des Hochschober (1668 m) gehört dem Ramsaudolomit an, der Kamm vom Fromerfeldkogel (1887 m) über Karrain (1848 m) zum Höheneck besteht ebenfalls aus Ramsaudolomit, welcher an der Nordseite unter die Raibler Schiefer einfällt und bei der Vorderen Karalpe unter denselben wieder zutage

tritt. Außerdem steht er an der Straße von St. Martin nach Lungötz zwischen dem Oberschober- und Merleckgraben an.

Der Ramsaudolomit ist ein meist hell gefärbter, brekzienartiger, ungeschichteter Dolomit mit charakteristischer Oberflächenverwitterung. An vielen Stellen geht er nach oben in den zuckerkörnigen, ebenfalls hellgefärbten Wettersteinkalk über, der in seinen oberen Partien auch wieder häufig dolomitisch ist. An einigen Stellen ist der Ramsaudolomit oder der Wettersteinkalk von Reiflinger Kalk überlagert, einem dichten, grauen Kalkstein, reich an dunklen Hornsteinknollen. Dieser ist auf der Elmaualpe, an der Straße zwischen St. Martin und Lungötz, im Merleckgraben und am Gehänge zwischen Ober- und Unterschober aufgeschlossen. Westlich der Pailwand und nordwestlich der Schallwand finden sich kleine Aufschlüsse von Reiflinger Kalk, an letzterem Orte die Raibler Schiefer unterteufend. Auf der Ostermaishöhe und auf dem Hochschober tritt auch jener dichte bläuliche Kalk auf, welcher in einer wenig mächtigen Schicht in den Dolomiten der Blühnbachklamm vorkommt.

Im Ramsaudolomit fand Böse unterhalb des Hochthron und Fieberhorn einen *Arcestes*-Durchschnitt und *Diplopora cf. porosa* Schafh.

Verhältnismäßig sehr schwach entwickelt sind im Gebiete des Tennengebirges die Raibler Schiefer und Kalke. Die Raibler Schiefer bilden kleine Komplexe unmittelbar den Werfener Schiefeln auflagernd auf der Elmaualpe, auf Guttensteiner Kalk im Steinergraben, dann einen schmalen Zug unter dem Raibler Dolomit der Riffelwand und unter den Hochgebirgskorallenkalcken der Königswand und der Gappenhöhe; sie finden sich am Nordwestgehänge der Pailwand, den Hallstätter Kalk unterteufend, und in schmalen Streifen im NW der Schallwand, dann im SW und SSO des Großen Traunstein, an diesen Orten von Dachsteinkalk überlagert.

Die größte Verbreitung zeigen sie um die obere und untere Karalpe; sie bedecken hier das Nordgehänge des Fromerfeldkogels, Karrain und Höheneck, sind im Moosergraben bis zum Moosgut aufgeschlossen und ziehen dann östlich durch den Merleck- und Oberschober-Graben. An der Mündung des ersteren findet man sie an der Talstraße wenige hundert Meter südlich von Lungötz.

Während an den genannten Lokalitäten nur die Schiefer auftreten, findet man am Karrain und bei der oberen Karalpe auch Raibler Kalke.

Die Raibler Schiefer treten am Tennengebirge als Haloblienschiefer auf, das heißt in derselben Form wie am Hagengebirge, Hochkönig, Steinernen Meer und Birnhorn häufig *Halobia rugosa* führend, als schwarze, braun verwitternde Schiefer, welche überall, wo sie ausgedehntere Flächen bilden, gute, quellenreiche Weideplätze erzeugen. Die Raibler Kalke sind schwarze, seltener graue, sehr dichte und harte plattige Gesteine, welche ebenso wie die Schiefer braune Verwitterungsflächen zeigen.

An Versteinerungen wurde in dieser Etage unseres Gebietes bisher nur sehr wenig gefunden, nämlich *Trachyceras Aon Mü.* auf der Oberen Karalpe, *Carnites floridus Wulf.* beim Oberschober, *Halobia rugosa Gbl.* daselbst, dann auf der Oberen Karalpe, an der Straße südlich von Lungötz, unterhalb der Gappenhöhe und an der Pailwand, endlich *cf. Posidonomya Wengensis* südwestlich unter der Königswand.

Auch die Dolomite der Carditaschichten sind nicht mächtig ausgebildet. Man findet sie nur an den Felswänden der Südseite des Hauptmassivs des Tennengebirges von der westlichen, gegen das Salzachtal gerichteten Ecke mit einzelnen Unterbrechungen bis zur Königswand im O als Unterlage der Hochgebirgskalke, welche die oberste Partie der Felswände bilden.

Es sind meist dunkle, fast schwarze, auch rote oder rot und schwarze, selten helle Dolomite, welche die bekannten klotzigen Formen bilden und sich dadurch von den mehr scharfkantigen Formen der unteren Dolomite und den mehr ebenflächigen Wänden der Dachsteinkalke abheben.

Hallstätter Kalk ist vorläufig nur an drei Stellen mit Sicherheit nachgewiesen: am Vorderen Strubberg, wo derselbe von der Lammer in einem schmalen Streifen über die Engelhartalpe bis gegen den höchsten Punkt des Berges als Überlagerung des Guttensteiner Kalkes aufwärts zieht; ferner als Scheffkogel, welcher sich aus der Diluvialfläche nördlich von Abtenau bis 908 m erhebt; endlich als Kuppe der Pailwand 1273 m, teils die Raibler Schiefer, teils den Guttensteiner Kalk überlagernd. Die Stelle an der Pailwand ist auch noch deshalb interessant, weil hier zum erstenmal die Lagerung der Hallstätter Kalke über den Raibler Schichten — im Jahre 1883 durch Alexander Bittner und mich — nachgewiesen werden konnte.

Auch an den Steilwänden am Südabhange des Tennengebirges müssen nach Funden in der Schnepfries, unter dem Fieberhorn und im Rettenbachgraben Hallstätter Kalke eingelagert sein.

Die Kalke sind teils klotzig, teils dickbankig, teils plattig, dicht, hell oder dunkel, rötlichgelb, rötlichbraun, rötlichgrau, dunkelgrau, auch schwarz, zum Teil knollig, meist sehr hart; auch Draxlehner Platten, das ist helle oder rote Kalke mit Einlagen von Hornstein kommen vor. In den tieferen Partien der Hallstätter Kalke der Pailwand bilden sie eigentümlich schleferige Platten mit grünlichen, chloritischen oder talkigen Ablösungsflächen.

An den Steilwänden fand Bittner kleine Halobien, auf dem Strubberg außerdem die *Monotis salinaria Br.*, *Halobia cf. plicosa Mojs.* und Pedaten sowie undeutliche Reste anderer Versteinerungen; an der Pailwand insbesondere fünf verschiedene *Halobia*-Arten, einen *Arcestes aff. subumbilicatus Br.*, eine andere *Arcestes*-Art, einen *Monophyllites aff. eugyrum Mojs.* und einen *Tropites*.

Das Plateau des Massivs sowie das Nordgehänge desselben bis an den Fuß herab gehört dem Dachsteinkalk an, ebenso die oberen Partien der Steilwände an der Südseite. Am Westabhange reicht derselbe bis ins Tal herab und wird erst südlich von Eck-

hart von Ramsadolomit unterteuft. Auch die Hauptmasse des Großen Traubstein (1948 m) und seines östlichen Nachbarn, des Schober (1789 m), ist Dachsteinkalk. Er wird nur an einigen wenigen Stellen von Liaslagen überdeckt.

In den tiefsten Partien bildet der Dachsteinkalk helle Platten; darüber folgen die massigen ungeschichteten Korallenkalke, manchmal sogar klotzig, von dunkler, grauer, aber auch von fast rein weißer Farbe; die grauen Kalke sind häufig von riesenoolithischer Struktur, die weißen oft fast kristallinisch, ja manche schon beinahe weißer Marmor. Über den ungeschichteten Korallenkalken folgen die geschichteten als helle, fast weiße, wenig rote Kalke, mitunter hellgrau oder graurötlich, dann wieder hell mit schwarzen oder roten Bändern oder Flecken und Schmitzen, selten mit Hornsteinknollen. Eine besondere Varietät der Dachsteinkalke sind die hellen porzellanartigen Einlagerungen.

„Die ungeschichteten Riffkalke enthalten Bruchstücke und Durchschnitte von Cephalopoden, Bänke voll Halobienbrut, am häufigsten aber schöne Korallen- und Bryozoenauswitterungen“ (B). Im geschichteten Dachsteinkalk finden sich *Megalodon triquetus* Wulf. stellenweise häufig, so im Paßlug, bei Stegenwald, bei der Infang-, Schön- und Roßbergalpe und auf dem Plateau; *Halorella amphitoma* Br. und *H. rectifrons* Bittner var. *praematura* bei Stegenwald, *Rhynchonellina juvavica* Bittn. und *Rissoa alpina* Gbl. an mehreren Punkten.

Kössener Schichten wurden bisher nur an einer einzigen Stelle in einem Streifen vom nördlichen Anstieg im Paßlug über Zimmerau hin bis gegen Bruneck nachgewiesen. Es sind graue, dichte Mergelkalke, ziemlich reich an Brachiopoden.

Adneter Kalke, rot, graublau oder dunkel gefärbt, sind in dem Steinbruch nächst der Duscher Brücke aufgeschlossen; eine zweite Stelle findet sich nördlich von Zimmerau, ein Streifen dieser Kalke zieht an der Westseite des Lammereck hin. Eine sehr schmale Lage derselben trifft man westlich von Berger, eine andere südlich dieses Bauernhauses, dann südlich der Infangalpe, bei der Schönalpe, ebenso nordöstlich des Roßberg und im Höllkar. Bei der Schönalpe und der Infangalpe tritt über den Adneter Kalken eine andere Entwicklung von Liasablagerungen auf in der Form von grauem, plattigkalkigen, sehr kieselreichen, splitternden Gestein, einer Hornsteinbrekzie mit schieferigen grauen Mergeln und grauen Platten voll Crinoiden.

Der Lias am Nordostabhang der Tagweide scheint dem Hierlatz anzugehören, er ist vorherrschend dunkel bis nahezu schwarz, reich an Crinoiden und enthält zahlreiche Ammonitendurchschnitte, besonders von Angulaten.

Außer den oben angeführten Crinoiden findet man in den Adneter Kalken Versteinerungen bei der Duscher Brücke und der Roßbergalpe gegen den Südfuß des Vorderstrubberg, und zwar an beiden Orten Nautilen, Arieten, Aegoceraten, Phylloceraten und Lytoceraten, an ersterem Fundorte überdies *Aulacoceras*, bei der Roßbergalpe außerdem *Phylloceras cylindricum* Sow., *Psiloceras* sp., *Ammonites*

Suessi Hauer, *Lytoceras Haueri Stur*, mehrere Rhynchonellenarten, *Terebratula Aspasia Menegh.* sowie *Pleurotomaria sp.* und *Trochus sp.*

An der Lammer gegenüber der Mündung des Rigausbaches beim sogenannten Salzsteg treten auf kurze Strecken Gosauschichten auf, und zwar harte dichte Gosaukonglomerate und Mergelkalke mit Actäonellen, Nerineen, Hippuriten, Sphärolithen, Korallen und anderen Versteinerungen.

Diluviale Terrassen lassen sich an der Salzach von Stegenwald aufwärts verfolgen und sind hie und da als junge Konglomerate bloßgelegt. Diese Terrassen werden deutlicher von der Mündung des Kalcher Grabens aufwärts, sie reichen in dieser Gegend etwas über 600 m Meereshöhe, entsprechend der Höhe der Reichsstraße in dem Einschnitte zwischen dem Werfener Schloßberg und dessen westlichem Nachbar, dem Scharthenberg. Auch an der Lammer von Lungötz abwärts bis zu ihrer Mündung in die Salzach lassen sich hin und wieder Reste von diluvialen Terrassen wahrnehmen; die letzte Terrasse ist durch die Bahnlinie zwischen Lammer und Salzach markiert. Auch bei Brunnhäusl und in den unteren Partien des St. Martiners Grabens sind deutlich Terrassen sichtbar.

Große Massen von diluvialem Schotter sind in der Ebene von Abtenau angehäuft, auch die Hochflächen von Moosfeld südlich von Mordeck, der Wenger und der Fromer Au enthalten diluviale Schotter, teilweise überdeckt von Gebirgsschutt. Auch sonst gibt es noch ziemlich viele kleinere Flächen, deren Boden aus diluvialem Schotter besteht. Geradezu riesige Schottermassen weist der Wenger Graben zwischen Arnoldseck und der Grabenmühle im Salzachtal auf. Der Bach hat sich in diese stellenweise bis zu 100 m und noch tiefer eingeschnitten. Auch im weiten Tal der Aualpe lagern reichliche Mengen von Diluvialschottern, von Gebirgsschutt an vielen Stellen überlagert. Die Wasserscheide zwischen Lammer und Fritz, die Hochfläche von St. Martin, ist von diesen Schottern gebildet.

Von ganz besonderem Interesse sind die diluvialen Konglomerate des Fritztales, welche fast horizontal geschichtet sind und sich als interglaziale Seebildung erweisen, da sie im Salzachtal bei Bischofshofen nächst der oberen Eisenbahnbrücke auf der Liegendmoräne auflagern und auf den Höhen des Buchberges von jüngeren Moränen überdeckt werden.

Ein Zug sehr grober Brekzien mit teilweise abgerundeten Steinen, von denen einzelne sogar 1 m Durchmesser und darüber besitzen, läßt sich an der Südwestecke des Hochgebirges vom Setzenberggraben bis in die oberste Partie der Erzherzog Eugenkamm in zirka 900 m Meereshöhe nachweisen. Diese Brekzie stammt wohl aus jener Zeit, als die Salzach ihre Wässer noch über den Ofenauer Berg ins weite Tal ergießen mußte. Auch in den Gräben zwischen Kreuzhöhe und Mordeck liegt in zirka 1450 m Höhe viel zusammenhängende Gebirgsschuttbrekzie.

Moränen finden sich außer der bereits genannten Liegendmoräne von Bischofshofen im Paßlueg in der Nähe des Block-

hauses, in den südlichen Seitengraben des Fritztals, auf der Höhe des Buchberges, im Lammer Tal, um Abtenau, am Fuße der beiden Strubberge; größere erratische Blöcke in der Fritz bei Hütttau und im Larzenbach noch in ziemlich bedeutender Höhe, Granatkristalle in Chloritschiefer auf dem Hochplateau in 1900 *m* Meereshöhe (Haidingers Berichte II, 1847, pag. 301).

Auch einige größere Moore kommen im Gebiete vor, so insbesondere das Moosfeld und die nächste Umgebung von Werfenweng.

Schutthalden bedecken ausgedehnte Flächen am Fuße der Steilwände, Flußalluvionen trifft man außer im Salzachtal zwischen Sulzau und Bischofshofen nur in geringer Ausdehnung an den Ufern der Lammer.

Tektonik.

Am rechten Ufer des Salzachtals und an dem gegen dieses abfallenden Gehänge treten die ersten Aufschlüsse im Werfener Schiefer ungefähr beim Schwimmbad von Bischofshofen auf; noch bei der Ortsbrücke südlich von Bischofshofen ist in einem Steinbruch Phyllit mit nördlichem Einfallen sichtbar. Vom Schwimmbad nordwärts ist der Werfener Schiefer wohl mehrfach von Schotter und Moräne bedeckt, aber doch an manchen Punkten aufgeschlossen, und zwar mit durchaus nördlichem Einfallen, so im Graben, welcher zwischen den beiden Eisenbahnbrücken mündet, sowie noch an zwei Punkten zwischen diesem und der Tunnelmündung. Im Eingang ins Fritztal fallen die Werfener Schiefer ebenfalls nach N, aber hundert Schritte weiter drinnen bemerkt man schon eine Störung, die Schiefer fallen zuerst nach NNO, dann W und sogar SW, unmittelbar nördlich darüber an der alten Hüttauer Straße in NO, südlich von Feuerseug wieder nach N und weiter östlich in W, darauf wieder in N.

An der genannten alten Straße westlich von Seeberg ist das Einfallen südwestlich, weiterhin rein südlich und bei Salzachgrub normal nördlich, auch bei Frischl verflachen die Schiefer in N. Nordöstlich vom Dechanthof fallen die Schichten nach NW unter die Guttensteiner Kalke ein, welche hier westlich von Unterkendl ebenfalls nach N oder NW, etwas nordöstlich davon aber in SO einfallen.

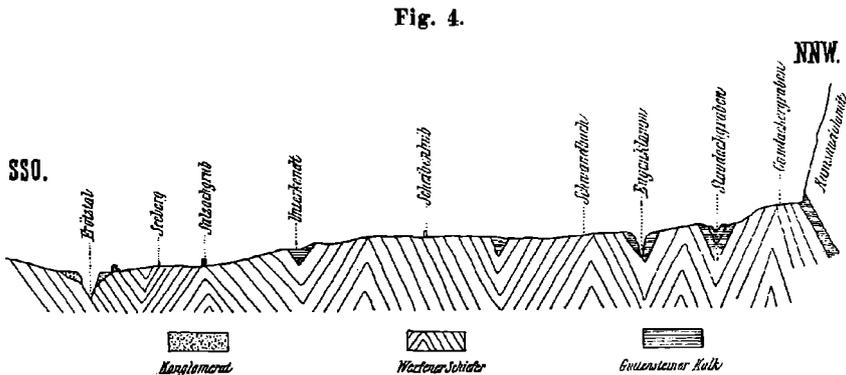
Es folgt gegen N wieder Werfener Schiefer, welcher an der Mündung des Wengergrabens nach O fällt, aber oben auf dem Gehänge bei Scheibenhub und Einberg nach NW verflacht. Auch am linken Salzachufer trifft man oberhalb der Eisenbahnstation Werfen die Werfener Schiefer nach S, unterhalb derselben nach N fallend.

Die nordwärts folgenden Guttensteiner Kalke fallen im unteren Kalchergraben nach NNW oder N, unterhalb Zeismann nach SO; die Werfener Schiefer im oberen Kalchergraben fast nach N, im Staudachgraben in 720 und 735 *m* Meereshöhe nach S, die Guttensteiner Kalke darüber in 775 *m* nach N; darauf folgen Werfener

Schiefer, deren Lagerung ich nicht konstatieren konnte; in 810 *m* Höhe lagert wieder dolomitischer Guttensteiner Kalk mit südlichem Einfallen. Die Werfener Schiefer im Gundacker Graben fallen in 575 *m* Höhe nach N, die Guttensteiner Kalke in 745 *m* nach NNW.

Es ergeben sich aus diesen Beobachtungen, wenn man die kleineren Störungen außer acht läßt, im Salztal an dessen rechtem Ufer zwischen Bischofshofen und der Eisenbahnhaltestelle Konkordiahütte fünf Synklinalen (Fig. 4): Fritztal—Seeberg, Salzachgrub—Unterkendl, Scheibenhub—Schwandbach, Kalchergraben—unterer Staudachgraben, 775—810 *m* Meereshöhe im oberen Staudachgraben, und dementsprechend fünf Antiklinalen.

Ein Profil von Lehen bei Buchberg (Fig. 5) durch den Faistengraben über die Ellmaualpe an die Felswände der Wenger Au gibt uns in bezug auf die Schichtung weniger Klarheit.



In Fig. 4 links oben soll es anstatt Fröttal richtig Fritztal heißen.

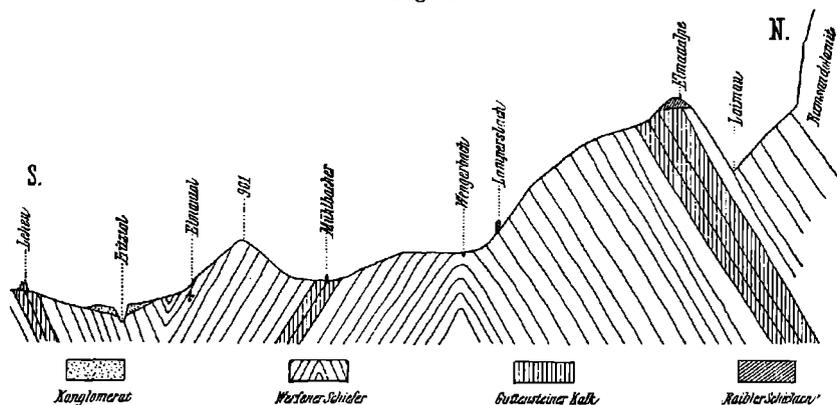
Die Guttensteiner Kalke von Lehen liegen konkordant auf Werfener Schiefen, welche nach NW fallen; die Werfener Schiefer des Fritztals verflachen in N, weiter nördlich bei Ellmautal in S, die Guttensteiner Kalke bei Mühlbacher und Arnoldseck in SW, die nun nacheinander folgenden Schichten von Werfener Schiefen, Guttensteiner und Reiflinger Kalken und Raibler Schiefen im Faistengraben alle wieder nach N; aber auch die Werfener Schiefer des nördlich davon gelegenen Laimgrabens und der Laimau sowie ihre am Fuß der Felswände aufliegenden Guttensteiner Kalke fallen ebenfalls konkordant nach N unter die Ramsadolomite der Steilwände ein.

Hier findet man also nur eine Synklinale zwischen der Fritz und Ellmautal sowie eine Antiklinale zwischen Arnoldseck und dem Faistengraben, dagegen eine scheinbar konkordante Auflagerung der Werfener Schiefer der Laimau auf den Carditaschichten der Ellmaualpe.

Das Profil Glatzhofgraben—Jochriedl zeigt ähnliche Verhältnisse. Im Glatzhofgraben tritt Werfener Schiefer mit Einfallen nach N auf, welchem eine kurze Strecke Guttensteiner Kalk

konkordant aufliegt. Im Boden des Fritztales hat der Werfener Schiefer dieselbe Lagerung; auf der Höhe von Hochbruck tritt er mit südlichem Einfallen auf, wenig weiter nordwärts bei Ebner und in der Nähe von Grub ist das Verfläichen wieder nördlich. Weiterhin folgt Guttensteiner Kalk, dessen Lagerung nicht bestimmbar ist, im Steinberg. Im Verfolge gegen NO trifft man wieder auf Werfener Schiefer, den zwei Bänder von Guttensteiner Kalk durchziehen, und welcher im Jochriedl direkt an die Steilwände des Tauernkogels anstößt. Auf der ganzen Strecke vom Fuß des Steinberges bis zu den Wänden des Tennengebirges passiert man sowohl im Graben als auf den Höhenzügen rechts und links derselben drei Züge von Werfener Schiefer und zwei von Guttensteiner Kalk, alle überall mit Einfallen nach N oder NNO, ohne eine einzige Stelle mit südlichem Verfläichen zu finden.

Fig. 5.



Es gibt daher in diesem Profil wieder nur eine Synklinale zwischen der Fritz und Hochbruck und eine Antiklinale zwischen Hochbruck und Ebner.

Geht man durch den Larzenbachgraben zum Jochriedl, so trifft man im Ausgang des Grabens Silurschiefer, dann weiterhin Werfener Schiefer, beide mit nördlichem Einfallen; nun folgt der Kalkfels von Seiden, über dessen Verfläichen sich nichts bestimmen läßt, und hierauf wieder Werfener Schiefer mit Einfallen nach N. Unterhalb des Bauerngutes Speck liegt in 999 m Meereshöhe eine unbedeutende Kalkmenge, deren Lagerung ebenfalls nicht bestimmbar ist. Von hier nordwärts lagert nur Werfener Schiefer bis zum Jochriedl, zweimal von Bändern von Guttensteiner Kalk unterbrochen. Im ganzen Profil ist aber das Verfläichen in N oder NNO zu konstatieren. Die ganze Schichtfolge ist wie vollständig normal konkordant mit nördlichem Einfallen gelagert.

Die Vorberge der Südwest- und Südseite des Tennengebirges stellen also ein kompliziertes, übereinandergeschobenes Faltengebirge dar, in welchem die Falten nur im W und SW noch einigermaßen

nachweisbar sind, während sie im S vollständig verschwinden und die einzelnen Schichten selbst zu parallelen Platten gepreßt sind.

„Am Jochriedl schneiden die Werfener Schiefer scharf am Fuße der Steilwände ab, daher ist mit Sicherheit hier eine Bruchlinie anzunehmen“ (Bittner).

Die Stelle gegenüber Schloß Werfen an der Staatsbahn, etwas nordnordwestlich der Mündung des Setzenberggrabens, welche im Vorhergehenden (pag. 378) beschrieben wurde, kann uns ein Beispiel geben von der Art und Weise, in welcher die Faltung und Pressung der Schichtplatten der südlichen Vorberge stattgefunden hat.

Die südöstlichen Vorberge zeigen ziemlich normale Lagerungsverhältnisse. Die Werfener Schiefer, welche hauptsächlich im Süden und Südosten mächtig entwickelt sind, fallen im Allgemeinen nach N ein; nur an dem unteren Drittel des Martiner Baches beim Stadlergut beobachtet man Faltenbildung und zwar etwas nördlich von Stadler die Anti-, zwischen Stadler und Sag die Synklinale. Auch im Haslangergraben fallen die Werfener Schiefer durchaus nach N, nur nordöstlich der Widdernalpe tritt eine unbedeutende Störung auf kurze Strecken ein.

Über den Werfener Schiefeln lagern konkordant Guttensteiner Kalke, Ramsaudolomite und Raibler Schiefer, welche im Westen nach NW, weiter gegen Osten hin nach NO und sogar SO verflachen, also eine Art Kuppe bilden. Am nördlichen Fuß der Raiblerschieferkuppe des Karrain lagern, normal unter derselben hervortretend, bei der vorderen Schöberlalpe und unteren Karalpe in schmalen Zügen Ramsaudolomit und Guttensteiner Kalk, und in größerer Ausdehnung wieder die Werfener Schiefer.

Wenig weiter nördlich der hinteren Schöberl-Alpe erhebt sich über den Werfener Schiefeln der Hochschober und zwar wieder normal aus Guttensteiner Kalk und darüber liegenden Ramsaudolomit bestehend. An seiner Westseite scheint in der Richtung von SO nach NW eine kurze Bruchlinie durchzuziehen.

Auch der Karbach zeigt an seinem nördlich gerichteten Lauf längs der Straße von St. Martin nach Lungötz annähernd normale Verhältnisse. Aus den Werfener Schiefeln von Schwaighof und Grub kommt man in den Guttensteiner Kalk, nördlich von Goglhof in Ramsaudolomit, im Merleckgraben auf Reiflinger Kalk, welcher von Raibler Schiefeln überlagert ist. Dann folgt gegen Nord allerdings wieder Werfener Schiefer.

Dagegen zieht vom Höheneck ein Streifen Raibler Schiefer anfangs nordwärts, dann nordöstlich direkt auf dem Werfener Schiefer gegen das Moosgut, dann östlich zum Merleckgraben, während ein anderer Arm dieses Zuges über den Reiflinger Kalk vom Oberschobergut südwärts zum Oberschobergraben reicht und dann ostwärts in diesen einbiegt, wo die Raibler Schiefer mit südlichem Einfallen den Guttensteiner Kalk überdecken. Die Reiflinger Kalke zwischen Ober- und Unterschobergut fallen im Westen nach N, im Osten nach NO; auch die Guttensteiner Kalke zwischen Grub und Goglhof verflachen in NO. Die Guttensteiner Kalke von Merleck liegen wieder normal auf den Werfener Schiefeln.

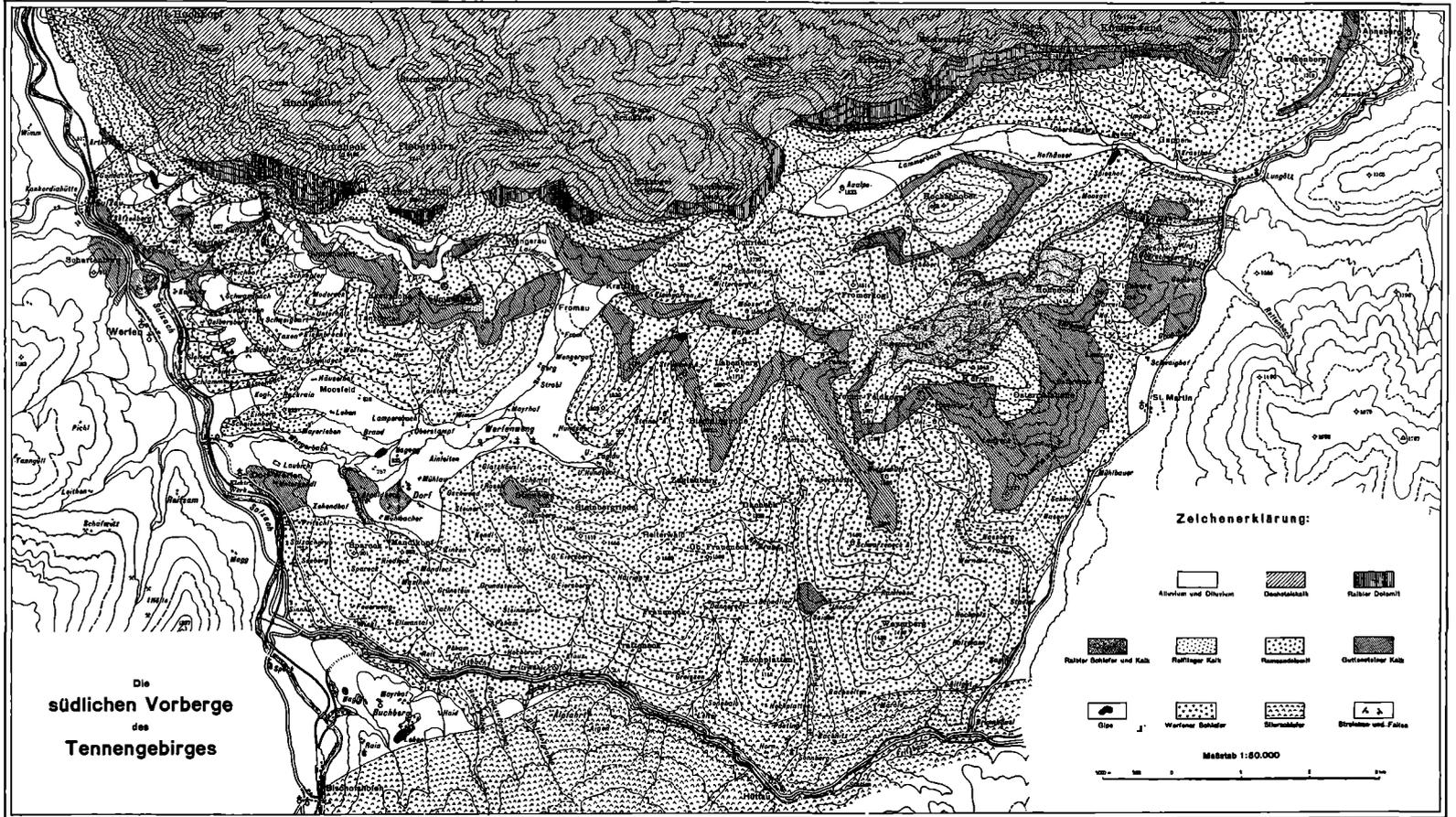
Der Gwehenberg bietet in seinen Lagerungsverhältnissen nichts auffallendes. Weiter gegen Norden werden diese sehr verwirrt; zwischen die Hochgebirgskalke der Schallwand und des Großen Traunstein sind Werfener Schiefer, Guttensteiner Kalke und Raibler Schiefer emporgepreßt in einer Bruchlinie, welche vom Höllkar in südöstlicher Richtung bis ins Gwehental reicht. In einer zweiten Bruchlinie, welche sich südlich von der Spitze des Großen Traunstein in den Dachsteinkalken ebenfalls gegen SO hinzieht, sind Werfener Schiefer emporgetrieben. Zwischen den Dachsteinkalken des Kleinen Traunstein und des Schober ist ebenfalls ein Bruch vorhanden; auch am Nordgehänge des Großen Traunstein sowie an der Pailwand dürften Längsbrüche anzunehmen sein. Es sind im Gebiete der Ostseite des Tennengebirges sehr zahlreiche Störungen vorhanden, so daß Bittner die Verhältnisse hier als „die denkbar verwickeltsten“ bezeichnet.

An der Nordseite des Tennengebirges senken sich die mächtigen, außerordentlich regelmäßig geschichteten Dachsteinkalkmassen des Plateaus im westlichen Teile nach N, dieses Fallen geht gegen Osten hin allmählig steiler werdend in ein steiles Einfallen gegen O über und scheinen die Plateaukalke alle nördlich von ihnen auftretenden Gebiete des unteren Lammertales zu unterteufen. Man hat es also hier mit einem mächtigen Längsbruch zu tun, welcher von der Duscherbrücke ostwärts bis zum Höllkar zieht, wo sich die bereits besprochene Bruchlinie nach Südost ins Gwehental anschließt.

Dieser Längsbruch ist auch sonst noch von großem Interesse; er bildet nämlich die Grenze zwischen den nördlich der unteren Lammer auftretenden rhätischen Kalken und den südlich gelegenen (karnischen) Dachsteinkalken. Diese letzteren, die eigentlichen Dachsteinkalke reichen von Bayern herüber am linken Ufer der Salzach bis an den Nordrand der Kalkalpen, der Untersberg ist hier ihre letzte nördliche Vormauer; am rechten Ufer der Salzach dagegen beginnen im Norden der Lammer bereits die rhätischen Kalke mit dem Gollinger Schwarzenberg als südlichem Punkt, dem Gaisberg als Nordrand, nur am Ausgang des Paßlug zieht sich ein schmales Band von rhätischen Mergelkalken (Kössener Schichten) bis gegen Brunneck. Die Verlängerung der Linie des Längsbruches ist auch noch weit nach Osten hin die Grenze zwischen rhätischem und Dachsteinkalk. Nördlich dieser Linie tritt nur noch am Schwarzenberg von der Salzach bis zum Westfuße des Vorder-Strubberges Ramsaudolomit auf, über diesem lagert der Hauptdolomit, welcher südlich derselben vollkommen fehlt.

Inhaltsübersicht.

	Seite
Einleitung	. 369 [1]
Topographie	. 369 [1]
Literatur	. 373 [5]
Der Pass Luog	. 373 [5]
Der Gundacker Graben	376 [8]
Der Loipfergraben	. 377 [9]
Der Setzenberggraben	. 377 [9]
Der Staudachgraben	378 [10]
Der Kalchergraben .	379 [11]
Werfener Gräben zwischen Kalchergraben und Rettenbach .	. 383 [15]
Der Rettenbach- oder Schlaminggraben	. 388 [16]
Der Wenger Graben	384 [16]
Das Fritztal	. 391 [23]
Trias an der linken Seite des Fritztales	. 394 [26]
Das rechte Ufer des Fritztales vom Alpfahrtunnel bis Brunnhäusl	398 [30]
Der St. Martiner Graben	402 [34]
Der Kargraben und das oberste Lammertal	. 405 [37]
Der Gwchenberg	. 410 [42]
Die Höhengruppe Schallwand—Traunstein—Schober	412 [44]
Diegrub .	. 416 [48]
Die Pailwand	. 416 [48]
Das Hügelland von Abtenau .	418 [50]
Der Strubberg	. 419 [51]
Die Schönalpe .	423 [55]
Die Infangalpe .	424 [56]
Lammereck — Duscherbrücke .	. 425 [57]
Das Plateau und die Steilwände .	. 425 [57]
Geologische Horizonte	429 [61]
Tektonik	. 437 [69]



Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal.

Von **Wilhelm Hammer.**

Mit 31 Figuren im Text, einer Übersichtstabelle (Tafel Nr. XXI) und 5 Tafeln (Nr. XXII—XXVI).

Einleitung.

Wenn man in Tirol dem Inn entlang aufwärts wandert, so verläßt man bei Landeck die Grenze der nördlichen Kalkalpen gegen die Zentralalpen, welcher man im mittleren Inntal entlang zieht, und tritt in die kristallinen Schiefer der Silvretta ein. Doch schon wenige Stunden oberhalb Landeck öffnen sich die schluchtartigen Steilhänge des Gneisgebirges und neuerdings stehen jüngere kalkige Formationen beiderseits des Flusses an, von welchen nun die Gehänge des Inntals bis über die Schweizer Grenze hinauf aufgebaut werden: das Gebiet der Bündnerschiefer. Die Gneisgrenze weicht beiderseits bis zu den begleitenden Kämmen zurück; erst im Unterengadin steigt sie wieder zu Tal und oberhalb Ardetz schließen sich Nord- und Südrand zusammen — das Inntal ist wieder allein in die Silvrettagneise eingeschnitten.

Dieser eigenartige Aufbruch jüngerer Schichten, der einerseits von den Silvretta-, anderseits von den Ötztalergneisen umwallt wird, hat eine Längserstreckung von rund 55 *km* und erreicht an den breitesten Stellen eine Breite von ungefähr 18 *km*; seine Längsachse richtet sich von SW nach NO.

Das Gebiet stellt dem Geologen zwei Hauptfragen: die eine nach dem Alter der Bündnerschiefer, die andere danach, ob ein überschobenes Senkungsfeld oder ein „Fenster“ in einer Schubdecke vorliege.

Die erstere ist sehr verschieden beantwortet worden; vielfach war der Einfluß vorausgegangener Studien in ähnlichen Nachbargebieten maßgebend dafür; die Schweizer Geologen (Theobald, Escher, Studer, Heim, Tarnuzzer u. a.) übertrugen sofort die Erfahrungen von Inner-Graubünden und dem Prättigau und stellten die Gesteine des Oberinntals dementsprechend zu Jura, Kreide und Tertiär, wogegen die aus den ostalpinen Kalkphyllitregionen der Hohen Tauern kommenden österreichischen Forscher, besonders Stache sie ganz oder zum Teil dem Paläozoikum zuzurechnen geneigt waren. Gumbel stellt ihre Verschiedenheit gegenüber den bayrischen Allgäu-

schiefern fest, während G. A. Koch sich für eine Zusammenfassung von Schichten paläozoischen bis tertiären Alters aussprach und damit in der damaligen weiteren Fassung des Begriffs Bündnerschiefer dem derzeitigen Befunde am nächsten kam.

Bei der hier vorliegenden Darstellung wurden, soweit Vergleiche mit anderen Regionen in Frage kamen, die graubündnerischen Verhältnisse herangezogen, weil diese regionaltektonisch am nächsten stehen, die größte lithologische Ähnlichkeit besitzen und in ihrer Altersbestimmung besser bekannt und teilweise durch Fossilfunde gestützt sind, während in den Hohen Tauern die stratigraphischen Verhältnisse, besonders auch hinsichtlich der Beimengung paläozoischer Gesteine, noch nicht so geklärt sind und erst die weiteren Untersuchungen von Sander, Ohnesorge, Stark u. a. abgewartet werden müssen.

Über die zweite Frage wurden im „Geologischen Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee“ (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1911) im allgemeinen und im speziellen von meinem Freund O. Ampferer und mir Erörterungen angestellt und die Ansichten früherer Forscher besprochen.

Hier lege ich die eingehende **Beschreibung des tirolischen Anteiles** auf Grund der von mir bei der Kartierung im Maßstab 1:25.000 gemachten Beobachtungen vor, wobei das angrenzende Schweizergelände nur so weit herangezogen wird, um den Zusammenhang mit der von W. Paulcke zu erwartenden Monographie und den Arbeiten von Spitz-Dyrenfurth und Tarnuzzer über diesen Teil anzubahnen, sowie in einigen Fragen, für welche der schweizerische Teil besser oder allein Aufklärung gewährt. In Rücksicht auf die Arbeit Paulckes wird hier auch der noch auf tirolischem Boden liegende Teil des Fimbertales und Vidertales nicht eingehender behandelt.

Mit der Untersuchung des Bündnerschiefergebietes habe ich im Herbst 1907 begonnen und dieselbe durch alle folgenden Jahre bis 1914 fortgeführt. Zwei Ausschnitte aus der Originalkarte sind in den beiliegenden Karten wiedergegeben, das ganze aufgenommene Gebiet wird, auf 1:75.000 verkleinert, auf den Blättern Nauders und Landeck der geologischen Spezialkarte von Österreich im Laufe der nächsten Jahre erscheinen.

Eine weitere Erörterung der regionaltektonischen Frage soll nachfolgen, sobald ich die Untersuchung der Region zwischen Nördlichen Kalkalpen und Bündnerschiefergebiet — der Nordostteil der Silvretta und das vordere Pitztal — abgeschlossen habe.

Schriften, welche die Geologie des Unterengadin (Oberinntal) abhandeln oder näheren Bezug darauf nehmen:

Ampferer, O. und Hammer, W. Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1911, S. 574—603, 683—688 und 697—709.

Blaas, J. Geologischer Führer durch Tirol und Vorarlberg. Innsbruck 1902.

Böse, E. Zur Kenntnis der Schichtenfolge im Engadin. Zeitschr., d. D. geol. Ges. 48. Bd., S. 557.

- Diener, C. Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes Wien und Leipzig 1903.
- Dyrenfurth, G. Die Engadiner Dolomiten. Habilitationsschrift. Breslau 1913.
- Frösch, F. Über den Gebirgsbau der Alpen. Peterm. geogr. Mitt. 1908.
- Grubenmann, U. Über einige Gesteine aus dem Stollen des Elektrizitätswerkes von Schuls im Unterengadin. *Eclogae geol. helv.* 1904, Nr. 2.
- Gümbel, C. W. v. Geologisches aus dem Engadin. *Jahrb. d. naturf. Ges. Graubündens.* XXI. Bd. Chur 1888.
- Geologisches aus Westtirol und Unterengadin. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* Wien 1887, S. 291.
- Geologische Mitteilungen über die Mineralquellen von St. Moritz im Oberengadin und ihre Nachbarschaft. *Sitzber. d. Ak. d. Wiss. in München.* 1893, Heft 1, S. 19.
- Hammer, W. Glazialgeologische Mitteilungen aus dem Oberinntal. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1912, S. 402.
- Über einige Erzvorkommen im Umkreis der Bündnerschiefer des Oberinntals. *Zeitschr. d. Ferdinand. Innsbruck* 1915. (Im Druck.)
- „Pfunds-Landeck“ im „Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden etc.“ Herausgegeben von der Geologischen Vereinigung. Leipzig. M. Weg. 1913, S. 36—38.
- Koch, G. A. Geologische Mitteilungen aus dem vorjährigen Aufnahmegebiet in den Ötztaler Alpen. Vorlage der Karte des Pitz- und Kaunsertals. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1875, S. 123.
- Geologische Mitteilungen aus der Ötztalergruppe, Pitztal und Kaunsertal. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* 1875, S. 247.
- Erläuterungen zur geologischen Aufnahmekarte des Silvrettagebietes. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1877, S. 137 und 202.
- Die Abgrenzung und Gliederung der Silvrettagruppe. Wien 1884.
- Kober, L. Über Bau und Entstehung der Ostalpen. *Mitteilungen der geol. Gesellschaft in Wien.* IV. Bd. 1912, S. 45 u. f.
- Penck und Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter. I. Bd. 1909.
- Paulcke, W. Geologische Beobachtungen im Antirrhätikon. *Ber. d. naturf. Ges. in Freiburg.* XIV. Bd. 1904, S. 257.
- Tertiär im Antirrhätikon. *Zentralbl. f. Min., Geol. etc.* 1910, S. 540.
- Beitrag zur Geologie des „Unterengadiner Fensters“. *Verh. d. naturw. Vereins in Karlsruhe.* 1910, S. 33.
- Alpiner Nephrit und die Nephritfrage. XXIII. Bd. d. *Verh. d. naturw. Vereins in Karlsruhe.* 1910, S. 77.
- „Fetan-Finstermünz“ im „Führer zu geol. Exkursionen in Graubünden etc.“ Herausgegeben von der Geol. Vereinigung. Leipzig. M. Weg. 1913, S. 25—35.
- Rothpletz, A. Geologische Alpenforschungen. II. Ausdehnung u. Herkunft d. rhätischen Schubmasse. 1905.
- Senger. Ergebnisse d. geognost.-montanist. Bereisung des Oberinntales u. d. Vintschgau. *Ber. über die Leistungen des geognost.-montanist. Vereins f. Tirol u. Vorarlberg.* Innsbruck 1839.
- Schiller, W. Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. u. II. Teil. *Ber. d. naturf. Gesellsch. z. Freiburg.* i. B. XIV. Bd. 1904, S. 138 und XVI. Bd. 1906, S. 126 u. f.
- Schubert, R. Über das „Tertiär im Antirrhätikon“. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1910, S. 328.
- Spitz, A. u. Dyrenfurth, G. Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls-Tarasp, Scans und dem Stilsfer Joch. *Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz.* Neue Folge. 44. Lief. (Im Druck.)
- Stache, G. Notiz aus den Tiroler Zentralalpen (Lias [?]-Kalkschiefer von Finstermünz). *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1873, S. 221.
- Über die als Lias gedeuteten Kalko und Kalkschiefer südlich Landeck im Oberinntal. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1872, S. 253.
- Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A.* 1874, S. 135 u. ff.

- Steinmann, G. Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. Das Alter der Bündner Schiefer. Berichte d. naturforsch. Gesellsch. i. Freiburg i. B. X. Bd. 1898, S. 215 u. f.
- Stotter, M. Die Ötztaler Gruppe und die Silvretta. Aus dem Nachlaß herausgeg. v. A. Pichler. Zeitschr. d. Ferdinand. Innsbruck. III. Folge. 8. 1859.
- Studer, E. Geologie d. Schweiz. I. Bd, Bern u. Zürich 1851.
- Suess, E. Über das Inntal bei Nauders. Sitz.-Ber. d. K. Ak. d. Wiss. Wien. Mathem.-nat. Klasse. CXIV. Bd. 1905, S. 699.
— Das Antlitz der Erde. III. Bd. 1909.
- Tarnuzzer, Chr. u. Grubenmann, U. Beiträge zur Geologie des Unterengadin. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. Neue Folge. 23. Lief. 1909.
- Termier, P. Sur la fenêtre de la basse Engadine. Compt. rend. d. Ak. d. sc. Paris. 24. Okt. 1904.
— Les resultates de l'excursion alpine de la „Geologische Vereinigung“: le nappes lepontines à l'ouest d'Innsbruck. Compt. rend. Paris. 155. Bd., S. 1602. (12. Sept. 1912.)
- Theobald, G. Geognostische Beobachtungen. I. Piz Minschun im Unterengadin. Jahresber. d. naturf. Ges. v. Graubünden. Neue Folge. 2. 1857, S. 18.
— Geognostische Beobachtungen. Samnaun. Jahresber. d. naturf. Ges. v. Graubünden. Neue Folge. 4. 1859, S. 22.
— Unterengadin. Geognostische Skizze. Neue Denkschr. d. Schweiz. naturf. Ges. Zürich 1880.
— Geologische Beschreibung von Graubünden. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. 2. u. 3. Lief. 1864—1866.
- Trinker, J. Petrographische Erläuterungen zur geognostischen Karte von Tirol. Innsbruck 1853. Wagner.
- Züst, A. Über granitische und diabasische Gesteine aus der Umgebung von Ardetz. Inaug.-Dissertation. Zürich. Markwalder. 1906.
- Zyndel, Fr. Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beiträge z. geolog. Karte der Schweiz. Neue Folge. 41. Lief. 1912, S. 27.

Die Literatur über die Mineralquellen von Schuls-Tarasp und Val Sinestra ist zusammengestellt zu finden bei Tarnuzzer u. Grubenmann und bei Spitz u. Dyrenfurth. Über die tirolischen Quellen siehe Zehenter, Die Mineralquellen Tirols. Zeitschr. d. Ferdinand. Innsbruck. 37. Heft. 1899.

Geologische Karten sind beigelegt den Arbeiten von Theobald: Blatt 15 (Martinsbruck—Davos) der geol. Karte d. Schweiz 1:100.000. 1864/66 und eine Karte des Unterengadin 1:150.000 in Ziegler (Über das Verhältnis der Topographie z. Geologie 1876), ferner den Arbeiten Schiller (Lischannagruppe, 1:50.000), Tarnuzzer u. Grubenmann (Unterengadin Blatt Tarasp u. Ardetz, 1:50.000) und Spitz-Dyrenfurth (Engadiner Dolomiten, 1:50.000).

I. Stratigraphischer Teil.

Verrucano und Buntsandstein.

Diese Schichtgruppe wird auf Grund der petrographischen Gleichheit mit der so benannten Formation in den benachbarten Nordtiroler Kalkalpen und den Münstertaler Alpen aufgestellt. Fossile fehlen hier wie dort, ihre Stellung als Transgressionsbildung über dem kristallinen Grundgebirge und unter der Trias ist aus jenen Gebieten sicher bekannt.

Verrucano durchzieht in einer mächtigen Zone den Nordrand des Gebietes vom Kaunerberg über Ladis, Sattelkopf, Lazid ins oberste

Stubental und tritt auch weiterhin im Samnaun und Fimbartal mehrfach, aber in Schollen zerteilt auf, während er am Südrand im österreichischen Gebiete bisher nicht gefunden wurde.

Er besteht aus: Serizitschiefern und Serizitphylliten von weißlicher, lichtgrüner, silbergrauer, stahlblauer, seltener von roter oder violetter Färbung, feinkörnigen Serizitquarziten, ebenfalls licht gefärbt, blaßgrünlich mit großen Quarzkörnern und auch großen Quarzknuern und Knoten, feldphatführenden Serizitquarziten und Arkosen, Quarziten und reinem Quarzfels. Die Quarzite und der Quarzfels ragen dank ihrer Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung als Felsmauer aus dem Gehänge auf, während die serizitreichen Gesteine daneben in Mulden niederwittern: so beiderseits von Prutz, einerseits im Gehänge von Faggen und andererseits an dem schroffen Felskamm über Entbruck, auf welchem die Ruine Laudeck steht. Ein mächtiger Zug von lichtapfelgrünem, reinem Quarzit mit großen Nestern von Quarzfels zieht vom unteren Sattelkopf bei Serfaus gegen den Beutelbach hinab als wildzerborstener, unfruchtbarer Felsrücken. Manchmal enthalten die Serizitquarzite weinrot gefärbte Quarzkörner, wie dies für den Verrucano des Münstertals vielenorts charakteristisch ist.

Im westlichen Teile treten auch Quarzsandsteine auf, teils weißlichgrün, welche durch ihren Feldspatgehalt den Arkosen sich angliedern, teils reine Quarzsandsteine von weißer, blaßgrünlicher oder auch dunkelroter Färbung (Greitspitz, Malfrag). An beiden Orten erscheinen in Verbindung damit dunkelrote, tonig-feinsandige Schiefer, welche zusammen mit den Quarzsandsteinen es nahelegen, diese Schichtgruppe dem Buntsandstein (Werfener Schichten der Nordalpen) gleichzustellen. (E. Suess erinnert auch bei den roten Serizitschiefern von Entbruck an diese Schichten.)

Im Verband mit den übrigen Verrucanogesteinen findet man auch mehrfach dunkle Phyllite, teilweise von relativ hoher Kristallinität, welche dann glimmerschiefer- oder phyllitgneisähnlich aussehen, sehr oft kleine, rostige Putzen umschließen und manchmal auch metallische Anlauffarbe zeigen (z. B. am Fuß des Hexenkopf). Am Fließberg, Minderskopfjoch, Urgenebnerbach, Ladis bilden sie den Rand der Verrucanozone und auch bei den anderen Vorkommen erscheinen sie nahe dem Rande. Derartige Schiefer mit Limonitputzen beobachtet man auch in der Landecker Gegend zwischen den dortigen Phylliten und dem Verrucano (am Rand der Kalkalpen) und auch an der Basis des Ortlers liegen an der Grenze von Verrucano und Quarzphyllit solche Schiefer mit rostigen Putzen.

Ihre Zurechnung zum Verrucano gründet sich auch darauf, daß in ihnen an verschiedenen Stellen (z. B. ober Fiß, bei der Fißer-Ochsenhütte, Arrezjoch) Lagen von typischen Verrucanogesteinen sich einschalten, welche durch alle Übergänge und Zwischenstufen mit ihnen verbunden sind. Am Arrezjoch enthalten die Phyllite Eisenkarbonat entsprechend den „rostigen Putzen“, auch die begleitenden Lagen von lichtgrünem Schiefer umschließen in ihren großen Quarzknuern Eisenkarbonat. Es ist derselbe Verrucanozug, welcher in der Masner (und am Lausbach) die Eisendolomite einschließt.

In dem gut aufgeschlossenen Verrucanoprofil am Arrezjoch ist folgende Gesteinsfolge von S nach N zu beobachten:

Dunkle Phyllite, untermischt mit Lagen heller, grüner Serizitschiefer; grobkörnige, weiße Quarzsandsteine und Quarzitschiefer, teilweise Muskovitquarzschiefer;

dunkle Phyllite mit Quarzknuern und Serizitschiefern;

bunte Reihe von lichtgrünem Serizitschiefer, violettem Tonschiefer, weißen quarzreichen Lagen, auch dunkelgrünliche oder graue Phyllite mit feinen Brauneisensteinfasern und Quarzlinen;

dunkelgrüngraue Phyllite mit Eisenkarbonat, manchmal phyllitgneisähnlich;

weiße Quarzserizitschiefer und Quarzfelse, gegen oben mit Zwischenlagerung von grobkörnigen quarzreichen Phylliten

ein geringmächtiger Zug von dunklem Phyllit.

Die Wiederholung der Phyllitzone dürfte eher auf Schuppenbau beruhen als auf sedimentärer Wiederkehr.

Eine gleichbleibende Reihenfolge der Gesteinsarten in vertikaler Richtung ist im übrigen nicht feststellbar; auch sind beträchtliche Schwankungen der Ausbildung in horizontaler Richtung vorhanden, wie schon aus dem stellenweisen Auftreten und Anschwellen der Quarzite an den oben angegebenen Orten ersichtlich ist.

In der Prutzer Gegend und am Urgenöbnerbach erreichen die Schichten des Verrucano eine Mächtigkeit von ungefähr 400 m. Da man das Fehlen von Wiederholungen nicht sicher annehmen kann, ist es natürlich fraglich, in wie weit dies primäre oder sekundäre Mächtigkeit ist. Bei Fiß und am Lazidkamm würde er in gleicher Weise 200—300 m Mächtigkeit besitzen.

An Stellen, wo der Verrucano als Serizitphyllit oder als dunkler, rostiger Phyllit entwickelt ist, ist es nicht immer leicht, ihn von dem bunten Bündnerschiefer zu trennen, wie die unten anzuführenden Fälle inniger Verwebung beider dartun. Im allgemeinen können aber beide dadurch unterschieden werden, daß der Verrucano — mit Ausnahme der noch zu besprechenden Eisendolomite — aus kalkfreien Quarz- und Quarzserizitgesteinen besteht, während jene in weit aus den meisten ihrer Gesteinsarten mehr oder weniger kalkhaltig sind und mit *HCl* aufbrausen. Zweifel über die Zuordnung ergeben sich übrigens meist nur in den Grenzzonen oder in sehr stark zerschollten Gebieten, während bei größerer Entfaltung kaum eine Unsicherheit eintreten wird.

Der Kalkgehalt wurde deshalb, der allgemeinen Erfahrung folgend, in Fällen, wo andere Kriterien fehlten, hier als Unterscheidungsmerkmal verwendet.

Östlich vom Dorfe Ladis, beiderseits des Wolfsbaches, liegt in dem Verrucanoschiefer ein sehr stark verschiefertes diabasisches Gestein; ebenso beobachtete ich an der Westseite des unteren Sattelkopfes (Serfaus) einen Diabasschiefer im Verrucano.

Eine stratigraphisch und technisch wichtige primäre Einschaltung im Verrucano bildet der Eisendolomit. Man findet ihn in der Hauptverrucanozone vom Stubental bis Fiß; die Form seines Auftretens ist gleich wie jene des Triasdolomits und der Liaskalke: er ist in eine Reihe einzelner wenig ausgedehnter Schollen zerlegt. Die größte derselben ist der Rothenstein am Lausbach auf der Kompertellalm: 500 *m* lang und ungefähr 150 *m* an der mächtigsten Stelle dick, die Tiefe ist nicht erschlossen. Von ihm weg, teilweise neben ihm als zweite Reihe zieht eine Kette von bedeutend kleineren und schwächeren Schollen über den Lazidkamm. Vereinzelt kleine Schollen tauchen westlich davon in der Masner auf, im Osten eine am unteren Sattelkopf ober Serfaus und eine ober Fiß am oberen Rand der Wiesen. Sehr wahrscheinlich gehören auch die wenigen und großen Blöcke eines gelblichen spätigen Dolomits, welche in die schwärzlichen phyllitischen Tonschiefer an der Grenze des Verrucano am Wolfsbach bei Ladis eingeknetet sind, zu diesen Eisendolomiten.

In typischer Ausbildung ist es ein weißer oder hellgelblichgrauer, zuckerkörniger Dolomit mit brauner oder rötlicher Verwitterungsrinde, undeutlich dickbankig. Gegen die umschließenden Serizitschiefer hin wird er am Rothenstein serizitführend und erscheint als schiefriger, serizitischer, gelber (braun anwitternder) Dolomit; dünne Lagen von Serizitphyllit sind randlich im Dolomit eingewachsen und vermitteln eine Art Übergang zum Schiefer. Der Dolomit ist durch Quarzgehalt verunreinigt.

In den Eisendolomitschollen am Rothenstein und Lazidkamm sowie jenen in der Masner setzen Gänge von Kupfererzen auf, welche in verflossener Zeit auch Gegenstand des Bergbaues waren¹⁾. Es sind Gänge von silber- und antimonhaltigem Kupferfahlerz und Kupferkies, ähnlich jenen von Schwaz und Brixlegg. Näheres darüber wird ein Artikel des Verfassers in der Zeitschrift des Ferdinandeums, Innsbruck 1915, enthalten.

Ein geringer, verstreuter Gehalt an Kiesen ist in den Serizitphylliten des Verrucano vielfach zu beobachten und kehrt in anderer Form auch in den oben erwähnten rostigen Putzen der dunklen Phyllite wieder.

Das Auftreten erzeicher Karbonatgesteine in Begleitung des Verrucano kehrt in der Ortlergruppe wieder, wo zwischen Verrucano und den untersten Horizonten der Trias mehrerorts spätiger Dolomit mit Kiesgehalt auftritt und auch Gegenstand alter Bergbauversuche war. In der Lischannagruppe erscheinen (am Rimsspitz) in den obersten Lagen des Verrucano, beziehungsweise des Buntsandsteins Lager von Eisendolomit. Im Oberengadin treten in diesem Horizont nach Zöppritz kleine Erzlagerstätten auf. Im Verrucano der Thialspitze bei Landeck beobachtete ich gleichfalls kleine Linsen von Eisendolomit.

¹⁾ S p e r g e s, Tirolische Bergwerksgeschichte 1765. — I s s e r, Die Montanwerke und Schurfbaue Tirols der Vergangenheit und Gegenwart. Berg- und Hüttenm. Jahrbuch. Wien 1888, S. 278. — T r i n k e r, Petrographische Erläuterungen zur geognostischen Karte von Tirol. Innsbruck 1853, S. 42 und 43. Ferner: Bericht über die 4. und 5. Generalversammlung des geogn.-montanistischen Vereines für Tirol und Vorarlberg. Innsbruck 1842 und 1843.

Ein weiteres Zeichen des Erzgehaltes im Verrucano sind schließlich auch die Mineralquellen. Bei Entbruck entspringt aus den Quarziten und Arkosen, welche die Ruine Laudeck krönt, ein Eisensäuerling, im Dorfe Ladis im selben Gesteinszug eine Schwefelquelle. Ihre Entstehung kann auf den Schwefelkiesgehalt des Verrucano und die Wechselwirkung mit eingeschlossenen Schollen von Eisendolomit — für deren Vorhandensein die erwähnten Schollenvorkommen am Wolfsbach ein Zeichen sind — zurückgeführt werden. (In Obladis entspringen ebenfalls ein Eisensäuerling und eine Schwefelquelle, wovon besonders die letztere einen beträchtlich höheren Mineralgehalt aufweist als die entsprechende Quelle in Ladis; sie stehen aber, soweit überhaupt Aufschlüsse in der Nähe der Quellen vorhanden sind, nicht mit einem Verrucanovorkommen in Verbindung, sondern dürfte hier mehr die Nähe des Gneisüberschiebungsrandes in Frage kommen, der in der Prutzer Gegend (z. B. auch oberhalb Asters) Erzimprägnationen aufweist, oder vielleicht ist das bei Obladis durchstreichende Diabaslager kiesführend und übernimmt so die Rolle des Verrucano).

Oberhalb der Masner Schäferhütte brechen mitten in der Glazialschuttdecke beiderseits des Baches zwei starke Quellen auf, deren starker Eisengehalt sich durch den Absatz eines blutroten Sinters offenbart. Die gleiche Erscheinung beobachtet man in dem von den NO-Hängen des Minderskopf zum Masnerbach ziehenden Graben nördlich der Gseßschneid: nahe dem Bach entspringen oberhalb von P. 2557 *m* starke Quellen, welche den Rücken, an dessen Nordseite sie jetzt austreten, mit einer stellenweise ein paar Meter dicken Kruste eines roten Kalksinters gepauzert haben. Die Austrittsstelle der Quellen war früher offenbar auf der Höhe des Rückens. Dicht dabei steht im Graben eine kleine Scholle von Eisendolomit an. Alle drei Quellen liegen in einer schmalen, von Triasdolomitklippen begleiteten Verrucanozone, von buntem Bündnerschiefer beiderseits umschlossen.

Die Untersuchung des Gebietes zwischen Landeck, Paznaun und Pontlatz hat ergeben, daß hier zwischen der Verrucanozone, welche — mit Unterbrechungen — den Südrand der Kalkalpen säumt, und dem Bündnerschiefergebiet von Prutz eine Menge von Verrucanovorkommen als schmale, teilweise aber ziemlich weit zu verfolgende Einklemmungen in den Phylliten und Gneisen erhalten geblieben sind, so am Thialspitz, im Urgtal und an den Berghängen südlich über Niedergallmig und Runs, ausnahmsweise auch von Triasresten begleitet. Durch diese Vorkommen ist jene Zone der nördlichen Kalkalpen verbunden mit dem Ausbreitungsgebiet des Verrucano innerhalb der Bündnerschiefer und ergibt sich dadurch ein geschlossenes Verbreitungsgebiet des Verrucano in der eben beschriebenen Ausbildung, welches von den Lechtaler Alpen bis zum Ortler reicht.

Trias.

Aus den Massen der Bündnerschiefer heben sich vielenorts Kalke und Dolomite heraus, welche in erster Linie durch ihre Gesteinsähnlichkeit mit triadischen Schichten der Nordalpen und der Lischanna-

gruppe, anderseits aber auch durch vereinzelte Fossilfunde ihre Zugehörigkeit zu dieser Formation bekunden.

Die Trias ist durch folgende Gesteinsarten vertreten:

1. Hellgraue, weißliche auch schwach gelbliche Kalke, dicht bis fein zuckerkörnig, hell anwitternd, dickbankig oder undeutlich gebankt; dunkelgrauer bis schwärzlicher Kalk, dicht, gut gebankt, auch dünnbankig, rostig anwitternd, am Beutelkopf grob kristallin (siehe unten); gelber, poröser, rauhbackiger Kalk; dunkelgrauer, dichter, blaugrau anwitternder, dünnbankiger Kalk; ein solcher enthält in der Triaszone am Südfuß der Frudigerwand (siehe Fig. 1b) Knauern und Schnüre von braun herauswitterndem kieseligem Kalk. In der Felsnische ober Fiß sieht man am Fuße der Triaswand in dem dunkelgrauen, gut gebankten, etwas dolomitischem Kalk Linsen von hellerem, gänzlich brecciossem und von Kalzitausscheidungen durchschwärmten dolomitischen Kalk eingelagert. (Siehe die Zeichnung bei Profil Fig. 5.)

2. Dolomit, hellgrauer und dunkelgrauer, sehr oft breccios, dicht, „bituminös“ riechend, ungeschichtet bis dickbankig.

3. Graue, weißlichgelb verwitternde, kalkige Mergel, dünnschiefbrig bis blättrig, mild sich anfühlend, dicht; schwarze, dünnblättrige Tonschiefer, rostig anwitternd oder mit metallischen Anlauffarben, bei Entbruck und Faggen übergehend in tonigsandige Schiefer und feine glimmerhaltige Sandsteine. Auch bei Fiß treten solche feine dunkle Sandsteine in Gesellschaft der Tonschiefer auf.

An Fossilspuren fanden sich (in den Vorkommen auf tirolischem Gebiet): In den Mergeln am Frudigerkamm (fraglich auch am Urgeneberbach) Baktryllien, welche aber nicht näher bestimmbar sind; dünnplattige, graue Kalke aus der südlichen Triaszone des Frudigerkammes mit zahlreichen runden Crinoidenstielgliedern von 2—3 mm Durchmesser; in dem Kalk auf dem Beutelkopf ober Serfaus Diploporen: Durchmesser der Querschnitte 2—2.5 mm, doch fand sich ein schräger Durchschnitt auch mit 4 mm kürzerem Durchmesser. An dem einen deutlichen Längsschnitt, der gefunden wurde, ist keine Ringelung zu bemerken, doch ist bei der starken Umkristallisierung der ganzen Gesteinsmasse eine Zerstörung dieser Skulptur möglicherweise eingetreten und eine verlässliche Bestimmung nicht mehr möglich. Außerdem Durchschnitte von Zweischalern.

Neben den zahlreichen kleineren Klippen und Blöcken, welche in den Bündnerschiefern stecken und nur aus einer Gesteinsart bestehen, sind fünf größere Schollen erhalten, an denen mehrere der aufgezählten Gesteinsarten sich beteiligen: Die südliche Zone am Frudigerkamm, in der Felsnische ober Fiß, bei Entbruck und zwischen Faggen und Falpaus und die kleine Scholle bei Asters. Einzelne der anderen, z. B. Frudigerkamm Nordzone, Fließerberg bestehen aus Kalk und Dolomit. Alle diese zeigen eine verschiedene Aufeinanderfolge der Schichten mit verschiedenen Wiederholungen einzelner Gesteine, so daß aus der Lagerung — nachdem auch Hangend und Liegend sich mangels der Versteinerungen nicht bestimmen lassen — keine Schlüsse auf die Schichtfolge gezogen werden können. In den Profilen Fig. 1, 2, 5, 13 und 17 ist dies ersichtlich.

Eine gesonderte Stellung nimmt das Vorkommen am Beutelkopf ober Serfaus ein. Das Gestein ist hier zum größeren Teil grobkristallinischer (Korngröße 1—2 mm) Kalk (dunkelgrau bis schwärzlich), zum Teil dichter Dolomit (sehr stark dolomitischer Kalk von hellerer Farbe). Manche Lagen sind kleinknollig mit toniger, oft rötlicher Füllung der Grübchen, ähnlich wie im Muschelkalk der Nordalpen. Auch sieht man stellenweise helle, dichte, gelblichgraue, knollenartige Partien eingeschlossen im kristallinen Kalk. Der kristalline Kalk durchdringt in Adern den Dolomit und letzterer ist noch in kleinen Resten im Kalk eingeschlossen: es hat eine Umwandlung des dichten, dolomitischen Gesteins in kristallinischen Kalk stattgefunden, nach der Art der Magnesitisierung von Kalken und Dolomiten (am Ortler-Zumpanell und den steirischen Magnesitvorkommen etc.), welche bereits den größten Teil des Dolomits ergriffen hat. Die Diploporen stecken in dem dunkleren Kalk als weiße Kalzit-röhrchen. Da auch die anderen Kalke eher zu kristalliner Ausbildung neigen als die Dolomite, können auch da teilweise solche Umwandlungen mit im Spiele sein.

Die gelbe Rauhwaacke in der Felsnische ober Fiß tritt einerseits an der Hangendgrenze im Übergang zu stark brecciösem Dolomit auf, andererseits an der Basis in Gesellschaft der Sandsteine und Ton-schiefer. Daß erstere Verbindung nicht immer auf tektonischer Rauhwaackebildung beruht, läßt sich daraus schließen, daß auf Spadlas (Munt da cherns Nordseite) Rauhwaacke aus einer deutlich geschichteten feinen Dolomitbreccie hervorgeht. Über die Rauhwaacken in Gesellschaft von Gipslagern siehe des weiteren im Abschnitt über letztere.

So wie die Trias im großen nicht als zusammenhängende Zone, sondern nur in einzelnen Linsen erhalten ist, so sind auch diese wieder in sich in Schollen und Linsen aufgeteilt. Am deutlichsten tritt dies an dem Triaszug südlich des Frudigerkopfes in die Erscheinung (siehe Fig. 1). Der Dolomit ist hier in mehrere Linsen zerteilt, welche rasch zu bedeutender Mächtigkeit anschwellen und dann in langgezogene, dünne Streifen sich ausdünnen; die Dolomitlinsen lösen sich von Ost nach West mit ihren Anschwellungen ab; in den zwischengeschalteten Schieferzügen schwimmen kleine Linsen von Kalk und Dolomit. Die großen Dolomitlinsen sind wieder größtenteils brecciös und von Kalzitgeäder durchzogen (besonders am P. 2754), Grünschiefer in sie eingequetscht. Das rasche An- und Abschwollen der Mächtigkeiten ist allen Vorkommen gemeinsam und jedenfalls in erster Linie tektonischen Ursprungs, doch können auch fazielle Schwankungen mitgewirkt haben.

Das Auftreten der Triasgesteine als Gerölle in den Konglomeraten der bunten Bündnerschiefer und in den weitverbreiteten, oft wiederkehrenden Breccien derselben (siehe unten) zeugt für eine bedeutend größere ursprüngliche Ausdehnung und Mächtigkeit der Triassedimente in diesem Bereich, deren jetzige sporadische Verteilung nicht minder auf dieser Zerstörung als auf tektonischen Vorgängen beruht.

Es gibt die beobachtete Mächtigkeit der einzelnen Gesteine wenig Aufschlüsse über ihre ursprüngliche Massenentfaltung. Die größte

der erschlossenen Triasmassen ist jene ober den Guferhöfen (NNO von Prutz), sie besteht nur aus grauem, ungeschichtetem, feinkörnigem bis dichtem Dolomit und besitzt eine Mächtigkeit von 500 *m* quer zum Streichen, Längserstreckung mindestens 1800 *m*. Ober Fiß kann die Mächtigkeit des unteren Dolomits auf 100 *m* geschätzt werden,

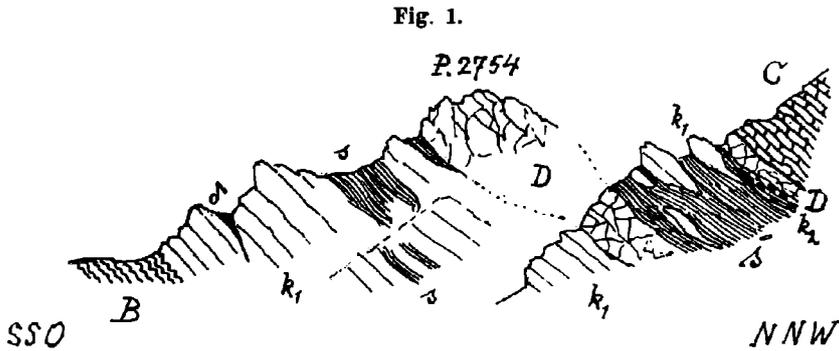


Fig. 1a. Profil durch die südliche Triaszone des Frudigerkammes.

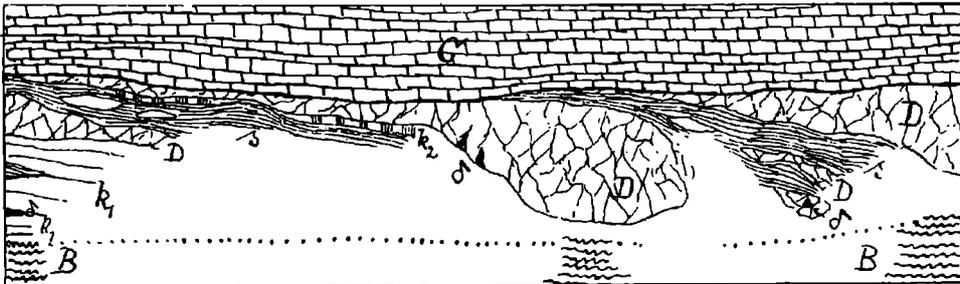


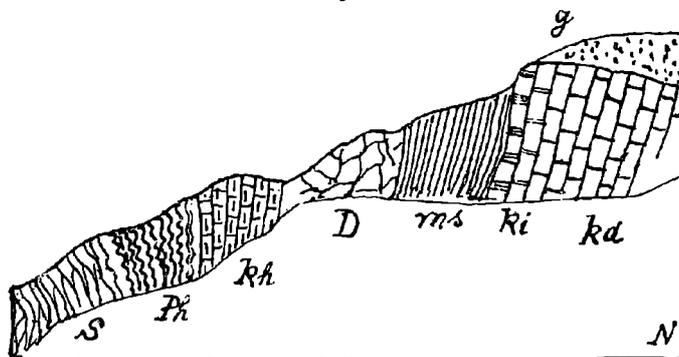
Fig. 1b. Schematische Ansicht der Triaszone am Fuß des Frudigerkopf (von S gesehen).

C = Bündner-Kreidekalk. — *B* = Bunte Bündnerschiefer; Trias: *D* = Lichtgrauer, späthiger oder dicht von Calcitadern durchzogener Dolomit und dolomitischer Kalk, oft brecciös. — *k*₁ = Lichtgrauer, zuckerkörniger dickbankiger Kalk. — *k*₂ = Dünnpaltiger dunkelgrauer, blaugrau verwitternder Kalk im mittleren Teile mit Knauern von kieseligem Kalk. — *s* = Schwarze und gelbe Mergel- und Ton-schiefer, in der nördlichen *s*-Zone die Baktryllienmergel. — *z* = Grünschiefer.

die des darüberliegenden Kalkes auf 40 *m*; in dem anscheinend wenig gestörten Profil am Urgenebnerbach wird der Dolomit nur etwa 8—10 *m* mächtig. Gegenüber den Kalken und Dolomiten treten die Mergel und Sandsteine ganz zurück, ausgenommen die Stellen am Frudigerkamm, wo sie angestaut sind; in den östlichen Profilen sind sie nur wenige Meter mächtig.

Auf Schweizer Boden liegt die von Paulcke entdeckte mächtige Triasscholle des Stammer. Sie enthält eine Kalkmergelschichtreihe mit sicheren Fossilien des Rhät und einen wahrscheinlich dem Hauptdolomit zuzurechnenden Dolomit. Lithologisch besteht zwischen dem Rhät (Kössener Schichten) des Stammer und den Mergelsandsteinlagen der östlichen Triasvorkommen darin ein Unterschied, daß bei ersterem die tonigmergeligen Schichten stark mit kalkigen Bänken und einem Dolomitlager wechsellagern, die Kalke überhaupt vorherrschen, was bei den anderen nicht der Fall ist: von den sehr unregelmäßigen, wahrscheinlich tektonischen Einkeilungen in Kalk und Dolomit am südlichen Frudigerkamm - Vorkommen abgesehen, bilden die im ganzen auch weit geringer mächtigen Schiefer hier eine geschlossene

Fig. 2.



Profil am oberen Ende der Klamm des Urgenebnerbaches (bei 1400 m Höhe).

s = Bunte Serizitschiefer und Arkosen. — *Ph* = Dunkle Phyllite mit Quarzknuauern, teilweise stark kristallinisch. — *kh* = Hellgrauer (selten rötlicher), dichter dünnbankiger Kalk. — *D* = Brecciöser Dolomit. — *ms* = Schwarze und graue feine Mergel (Bactryllienmergel) und feine Sandsteine. — *ki* = Weißlicher zuckerkörniger unreiner Kalk, rasch übergehend in *kd*. — *kd* = Schwärzlicher, dünnbankiger Kalk, rostig anwitternd.

Lage frei von Kalklagern. Allerdings könnten vielleicht die im Profil vom Urgenebnerbach darüberliegenden schwärzlichen, dünnbankigen Kalke zur selben Formation gehören und ebenso die blaugrauen dünnbankigen Kalke am Frudigerkamm. Eine Wechsellagerung tritt aber in beiden Fällen nicht ein. Andererseits erinnern die metallisch anlaufenden, schwärzlichen Tonschiefer von Entbruck stark an die „herbstlaubfarbenen“ Tonschiefer des Stammer und sind an letzterem auch im Rhät sandigtonige Schiefer enthalten. Das Vorkommen von Bactryllien stünde mit einer Zuordnung zum Rhät in Einklang.

Der Kalk vom Beutelkopf besitzt in seinen knolligen Bänken gute Ähnlichkeit mit dem Muschelkalk, wie er z. B. am Jaggl bei Graun oder in den Nordtiroler Kalkalpen entwickelt ist — abgesehen von der starken Umkristallisierung —, die Diploporen könnten ihrer Durchschnittsgröße von 2 mm Durchmesser nach zur *Physoporella pauciforata*

gehören, doch macht der eine größere Querschnitt von 4 mm die nur auf die Größe gestellte Bestimmung unsicher. Bei den Mergelschichten spricht der Übergang in Sandstein gegen eine Zuordnung zu den Partnachschichten — mit denen sie sonst lithologisch und durch den Gehalt an Bacryllien Verwandtschaft besitzen —, weil für letztere in den Nordalpen der Mangel der Sandsteine geradezu charakteristisch ist. Will man sie doch zu jenen stellen, so könnte der dunkelgraue gebankte Kalk im Urgenebner Profil und auch anderen Orts die Stelle des Muschelkalks vertreten, welcher Annahme sich der Kieselknollenkalk im Frudigerzug gut einfügen würde. Es steht aber auch die Möglichkeit offen, sie als Äquivalent der Raibler Schichten anzusehen. Durch keine der Deutungen ist in mehreren Profilen eine Übereinstimmung in der Reihenfolge von Dolomit, Kalk und Schiefer zu erzielen.

Bei einer Zuordnung der Kalke in das Niveau des Wettersteinkalkes ist zu bemerken, daß dieses in den Münstertaler Alpen als Dolomit entwickelt ist¹⁾. Das Auftreten größerer Mengen von Kalken in der Trias bildet einen Unterschied gegenüber der ausschließlich oder stark vorherrschend dolomitischen Ausbildung der Trias in den Radstätter Tauern und am Semmering. (In den Radstätter Tauern ist nach Frech 30 -40 m Guttensteiner Kalk an der Basis der Trias vorhanden, deren Zugehörigkeit zur Trias aber von Uhlig, Kober etc. bestritten wird.)

Das Rhät des Stammer schließt sich in seiner faziellen Ausdehnung an jenes der Nordalpen und Münstertaler Alpen an.

Eine Aufteilung der Triasvorkommen in zwei Gruppen, entsprechend einer lepontinischen und einer ostalpinen Triasentwicklung ist nicht durchführbar. Die Trias am Stammer wurde schon von Paulcke als typisches Ostalpin angesprochen. Ebenso gliedern sich aber auch die anderen Vorkommen durch ihre teilweise große Mächtigkeit der Dolomite und auch der Kalke, die Schieferzone (Bakryllienmergel, sandige Schiefer) und den muschelkalkähnlichen Kalk des Beutelkopf der ostalpinen Entwicklung an. Wie im tektonischen Teil erläutert werden wird, gehören Stammerscholle und die Schollen des Frudigerkamms und weiter östlich derselben tektonischen Zone an. Die am Gneisüberschiebungsrande liegenden Triasschollen z. B. Asters, Gufer, Komperdellalm (unter Planskopf und Hexenkopf) bestehen aus den gleichen Gesteinen wie die innersten der Schollen.

Gips.

In Begleitung des Verrucano, der Triasdolomite und der bunten Bündnerschiefer treten in den Schieferzonen des Nordrandes sowie in der Zone Sent-Ardetz zahlreiche Lager von Gips auf, deren Größe von wenige Meter langen Schmitzen (Felsnische ober Fiß in den

¹⁾ Am Stammer (Westgipfel) enthält eine Bank im obersten Teil des Dolomits, welcher die Südwand bildet, Hornsteinknollen. Es sei diesbezüglich daran erinnert, daß nach W. Schiller im Wettersteindolomit der Lischannagruppe in seinem unteren Teil Lagen mit Kieselknollen vorkommen und auch in seinen höheren Teilen ein Kieselhorizont erscheint.

bunten Schiefeln) bis zu Kilometer langen und entsprechend mächtigen Lagern, wie jene bei Salas-Zebles wechselt. In den grauen Bündner Schiefeln liegt nach Tarnuzzer der Gips bei Fetan-Sainas, was auch Dyrenfurth bestätigt, letzterer vermutet aber, daß es sich um die Grenzregion grauer und bunter Schiefer handelt; jene bei Ardetz liegen in einer besonders stark gestörten Region, so daß die stratigraphische Zuordnung hier kaum als Beleg herangezogen werden kann, abgesehen von der weiter unten zu besprechenden Möglichkeit metasomatischen Ursprungs. Die Karte des geognostisch-montanistischen Vereins (1849) verzeichnet bei den Häusern von Tschupbach Gips und auch Stotter berichtet von einem Gipslager, welches hier nahe über dem Inn bestehe. Derzeit ist nichts mehr davon zu sehen und auch die Kunde davon in Tösens verschollen. Doch wurde mir ein (jetzt nicht mehr dort wohnhafter) Mann namhaft gemacht, welcher sich jenes Gipses erinnerte. Dieser Gips würde dann in den tieferen Teilen der grauen Bündnerschiefer liegen, wenn er nicht ein tieferliegendes Vorkommen von Trias oder bunten Schiefeln anzeigt.

Der Gips ist in der Regel dicht, mitunter körnig, selten großkristallin, weiß gefärbt, selten blaß rötlich oder grau, manchmal gebankt oder es ist durch lagenweise Verunreinigungen eine feine Schichtung angezeigt. In vielen Fällen aber enthält er eckige Fragmente von grauem (ungeschichteten) Dolomit oder auch von Kalk. Die Fragmente haben meist eine geringe Größe, es kommen aber auch große Blöcke davon vor, z. B. steckt in dem Gips im Schloßwald (Kaunertal) ein Dolomitblock von vielen Kubikmeter Größe und ein zweiter kleinerer, daneben faustgroße Stücke und endlich in großer Menge ganz kleine. Die durch Verunreinigung angezeigten Schichten des Gipses biegen sich um die größeren Stücke herum. Anderwärts häufen sich die kleinen Fragmente so, daß eine Dolomitbreccie mit Gipsadern vorliegt. Die Dolomitfragmente stimmen in der Gesteinsbeschaffenheit mit den Dolomiten der Trias völlig überein.

Bei den kalkigen Einschlüssen ist eine Parallelsierung weit unsicherer, wegen der Mannigfaltigkeit kalkiger Lager, sowohl in der Trias als auch in den Bündnerschiefeln. Selten enthält der Gips Splitter von grünen phyllitischen Schiefeln (Fenga pitschna, Sent u. a. O.). Nach Tarnuzzers Angaben enthalten die Gipse bei Sainas und an der Straße unterhalb Schuls auch Schollen von „grünen und grauen Engadinschiefer“ (Bündnerschiefer).

An manchen Stellen beobachtet man, daß der Gips mit den umgebenden Schiefeln durch Lagen gemischter Zusammensetzung verbunden ist, Gipslagen wechseln und sind vermischt mit solchen von Kalzit und Ton oder Serizit.

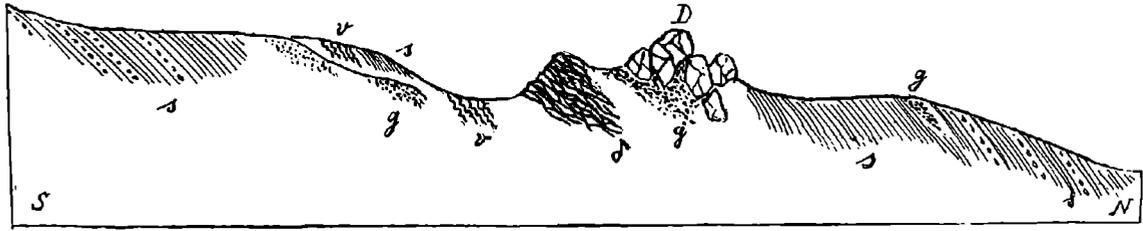
Sehr häufig werden die Gipse von karbonatischen Gesteinen, vor allem Dolomit und Rauchwacke, begleitet. Allein ohne daß solche in nächster Nähe in derselben Schieferzone aufgeschlossen sind, liegt der Gips im Wald über Obergufer (bei Prutz). Das oben erwähnte Gipsvorkommen im Schloßwald enthält nur die genannten Blöcke. In der Felsnische ober Fiß liegen ober und unter der großen Triasmasse in den Schiefeln 3—4 kleine Schmitzen und Lagen von Gips ohne

Zutat von Karbonatgesteinen. Dasselbe gilt für einzelne der vielen Lager zwischen Salas und dem Fimbertal. In der Mehrzahl der Fälle begleiten Rauhwacke oder Dolomit beziehungsweise Dolomitbreccien dieselben. In der großen Felsausbruchsnische am Südhang des Schönjöchls bilden folgende aneinandergereihte Glieder eine schmale Zone: Dolomit, Gips, rotgelbe Rauhwacke, welche erfüllt ist von Fragmenten eines lichtgrünen Serizitquarzschiefers (Verrucano), welcher auch in kleinen Partien daneben ansteht. Am Nordabhang des Munt da Cherns liegen übereinander von unten nach oben: Dolomit; gelbe Rauhwacke, welche stellenweise viele Bruchstücke von grünen Tonschiefern und quarzitischen Schiefern sowie von Dolomit enthält; geschichtete feine Dolomitbreccien, in Rauhwacke übergehend; Gips; (bunte Bündner Schiefer). Ebenso begleitet Rauhwacke, stellenweise mit Schieferfragmenten die Lager von Salas bis Fimbertal. Bei den Gipslagen von Salas durchzieht die Rauhwacke in mehrfachen dünnen Bändern den Gips. Sie ist teils fein porös, gelb und enthält kleine Dolomitfragmente, teils geht sie in eine grobe Breccienrauhwacke über, welche große Blöcke von Dolomit und zahlreiche Stücke von bunten Bündner Schiefer umschließt, seltener auch Diabasschiefer.

Gips und Rauhwacke können als syngenetische saline Bildungen betrachtet werden. Die letzteren sind aber sicher oft tektonisch umgearbeitet und mit fremden Fragmenten vermischt worden.

Die Frage nach einer späteren metasomatischen Entstehung von Gips drängt sich bei einzelnen Vorkommen auf, welche mit triadischen Kalken oder Dolomit im Verband sind. Oberhalb Fiß, am Westrand der Felsausbruchsnische, erscheint mitten in dem Triaszug eine große, unregelmäßig umgrenzte Gipsmasse, welche mittels einer gipsdurchäderten Dolomitbreccie in die normale Trias überzugehen scheint (siehe Fig. 5). In ähnlicher Art sieht man am Kamm zwischen Pfundser Ochsenberg und Fließer Alpe den als Felsklippe aufragenden brecciösen Dolomit von Gips unterlagert und von Adern und Nestern von Gips durchzogen. Dann kann an das oben erwähnte Vorkommen des Dolomits im Gips des Schloßwaldes (Kaunertaleingang) erinnert werden. Ebenso sieht man an einem der unteren Lager von Zebles einen großen Dolomitblock, welcher von einem Netz kleiner Gipsadern zerteilt wird — auch eine dicke Ader neugebildeten Gipses durchzieht ihn — und ringsum enthält der Gips zahlreiche kleine Dolomitfragmente. In solchen Fällen sehe ich eine Erklärung darin, daß von einem am gleichen Ort bestehenden oder einem benachbarten Gipslager aus durch die zirkulierenden Lösungen die Gipsbildung auf die Triasgesteine übergegriffen hat und bis zur Auflösung dieser in einzelne Blöcke und schließlich in kleinste Fragmente gediehen ist, welche dann auch ganz in Gips aufgehen können. Dies kann auch gegenüber anderen kalkigen Gesteinen, vor allem den Bündnerschiefern, eintreten. An dem Vorkommen im Schloßwald ist an Stelle des Kalzits in den an den Gips angrenzenden Lagen der Serizitkalkschiefer Gips getreten. Bei dem Gips am Südgrat des P. 2827 (Stubental) greift die Gipsbildung im Hangenden auf die Kalkschiefer über; es besteht ein Übergang zwischen beiden in einer Zone von Gips mit

Fig. 3.



Triasscholle nördlich P. 2854 (Frudigerkamm).

s = „Bunte Bündnerschiefer (mit Breccienlagen). — *v* = Verrucano. — *D* = Triasdolomit. — *g* = Gips.
δ = Diabasschiefer.

parallel eingelagerten Serizitschuppenlagen und gelben Kalkschnüren. Auf ein derartiges Vorschreiten des Gipses kann das von Tarnuzzer beschriebene und auch von ihm so erklärte Eindringen des Gipses in die benachbarten Bündnerschiefer sowie die Einschlüsse solcher im Gips zurückgeführt werden.

Das Vorhandensein aller Abstufungen vom gipsdurchhäutertem Dolomit über Dolomitbreccie mit Gips zu den einzelnen im Gips schwimmenden Blöcken und weiter kleineren Fragmenten von Dolomit spricht gegen die Annahme, daß die Dolomitstücke durch Einschwemmung während der Ablagerung des Gipses in denselben gelangt seien, um so mehr, als die Eckigkeit der Fragmente einen weiteren Transport derselben durch Wasser ausschließt. Ausblühungen von Magnesiumsulfat sind, wie schon Gumbel angibt, sehr häufig.

Das Gipslager von Salas wird von Verrucano unterlagert und auch die unteren Lager von Zebles von einer Verrucanozone begleitet. Die kleinen Gipsvorkommen von Malfrag, Frudigerkamm, Schönjöchel treten desgleichen mit Verrucano in Verband.

Manche werden von buntem Bündnerschiefer umschlossen, liegen aber in unmittelbarer Nähe von Verrucanoeinschüben oder in Triasschollenzonen. Dies gilt von den unteren Lagern bei Zebles und mehreren derselben am Piz da val gronda und jenem am Südgrat von P. 2827 (Stubental). Andere verraten durch den Gehalt von Dolomitbruchstücken (Gips im Wald ober Gufer, Schloßwald) die einstige Nähe von Triasschollen. Die höheren Lager am Zebles—Viderjoch wie jenes am Joch Zebles—Salas liegen in den bunten Schiefern, können aber doch auf Schuppenbildung in dieser Störungsregion bezogen werden.

Man wird auf Grund jenes Schichtverbandes mit Verrucano und Trias die Gipslager im allgemeinen in Übereinstimmung mit dem Auftreten salinärer Schichten im Buntsandstein und Trias in den Nordalpen und in den Münstertaler Alpen (Val Schais bei St. Maria) in die Trias einreihen können. Der stratigraphische Wert kleinerer Gipslager wird überhaupt durch die Möglichkeit einer sekundären Entstehung stark beeinträchtigt¹⁾ und mahnt — zusammen mit dem verwickelten Schuppenbau — zur Vorsicht bei dem naheliegenden Versuch, die Gipse der bunten Bündnerschiefer als oberen Gipsrauhwackenhorizont entsprechend den Raibler Schichten dem unteren von Verrucano begleiteten Lagern gegenüberzustellen.

Lias.

Die Kalke des Lias sind diejenigen unter den Gesteinen des „Fensters“, welche am frühesten durch Fossilfunde ihrem Alter nach bestimmt wurden und der einzige Horizont, der reich an Fossilien

¹⁾ Auch Dyrenfurth (l. c. pag. 84) vermutet, daß „manches Gipsvorkommen nicht an Ort und Stelle entstanden, sondern durch Wanderung des so leicht löslichen und beweglichen Minerals zugeführt“ ist. Eine Vergipsung von Triasdolomit wird in der Brianconnais von Termier und Kilian angenommen (C. R. d. Ak. d. sc. XCII, pag. 960 und Etud. geol. dans les Alpes occidentales II).

ist. Seine stärkste Entfaltung fällt in den Bereich des Fimber Tales und einzelner Teile des Samnaun sowie in die Gegend von Ardetz. In dem hier behandelten östlichen tirolischen Teil reicht nur noch am Malfrag (Fließer Alm) sein Ostende herein. Während er im westlichen Gebiet in eine Unzahl kleiner Schollen zerteilt ist, streicht er von der Alp bella („In der Kirche“) als zusammenhängender Zug und in Gestalt steiler Felsmauern aus dem sanften Schiefergelände hervortretend zum Malfragkopf und endet östlich desselben auf der Fließer Alm. Diesem Zug sind südlich noch mehrere Schollen vorgelagert.

Die Basis des Liaszuges bilden schwärzliche, sandigmergelige, oft rostig anlaufende Schiefer, auch mit feinen Glimmerblättchen auf den Schichtflächen. Am Aufbau der Kalkwände beteiligen sich hier besonders weißliche, kieselige Kalke und lichte, marmorisierte, spätige Kalke sowie bräunlich anwitternde, hellgraue, gebankte Kalke. Auf der Alp bella und weiter westlich erscheinen als Leitgestein gelblichgraue, grobspätige Crinoideenkalke, welche in Menge Belemniten und Brachiopoden führen, seltener auch Ammoniten. Außerdem auch dichte graue Kalke mit dunkelrötlichgrauer Anwitterungsfarbe. Am Greitspitz liegen in schwarzen Schiefen auch geringmächtige konglomeratische Bänke (mit schwärzlichem Bindemittel).

Die Fauna ist nach den Angaben Paulckes eine unterliasische. Am Malfrag ist er relativ arm an Versteinerungen, während bereits auf der Alp bella solche in Menge zu sammeln sind; weitere vorzügliche Fundpunkte liefert das obere Fimber Tal. Von Paulcke und von Prof. Schlosser, München, welche umfangreiche Aufsammlungen gemacht haben, sind eingehendere Mitteilungen darüber zu erwarten.

Die dem Liaszug des Malfragkopfes südlich vorgelagerten Schollen bestehen aus einem weißen, gelblich anwitternden Karbonatgestein, erfüllt von Quarz- und Kalkspatadern und Nestern, das in der nördlichen Scholle gegen N am P. 2669 in einen lichtgrauen, knauerigen, dickbankigen, stellenweise marmorisierten Kalk übergeht, wie er in gleicher Weise im Liaszug wieder erscheint. Die südliche Scholle am Kamm besteht nur aus der erstgenannten Gesteinsart. Der Verband mit dem lithologisch sicher dem Lias zugehörigen Gestein von P. 2669 macht es sehr wahrscheinlich, daß auch dieses zum Lias gehört. Am Ostabhang des Kammes steht eine große Scholle eines lichtgrauen Dolomits an, welche durch die starke spätige Durchaderung den Gesteinen der genannten Schollen ähnlich ist, ihrem dolomitischen Charakter nach aber wohl eher zur Trias gestellt werden muß. Das Karbonatgestein der südlichen Kammscholle ist kalkiger Natur. An dem vom Martinskopf gegen Süden ausstrahlenden Kamm (östlicher Fließer Berg) liegen an der entsprechenden Stelle im Profil Blockschollen von rotgelb verwitterndem, lichtgrauem, spätigem, quarzreichem Kalk begleitet von den schwärzlichen Tonschiefern, welche beide zusammen als letzte östliche Ausläufer des Liaszuges angesehen werden können.

Hellbunte Kalke.

In der südlichen und nördlichen Randzone treten einige kleine Vorkommen von Kalken auf, welche sich weder der Kreide noch den älteren Kalken ohne weiteres sicher zuordnen lassen und möglicherweise Analogien zu bestimmten Gesteinen verwandter Gebiete eröffnen.

Es sind dünnbankige Kalke von sehr lichter, gelblicher, rötlicher und grünlicher Färbung, meist mit einem grünlichen, serizitischen Belag auf den Schichtflächen. Dazwischen fehlen auch nicht hellgraue, selten dunkelgraue oder auch weißliche Lagen. Stets ist der Kalk mehr oder weniger kristallinisch, von feinstem Korn bis zur spätigen Struktur, sehr oft sind die Kalke von groben Kalkspatadern und Nestern durchzogen. Die Mächtigkeit ist stets eine geringe, die horizontale Erstreckung desgleichen. Am besten entsprechen dieser Charakterisierung die Gesteine, welche unter P. 2921 (Frudigerkamm) an der Gneisgrenze anstehen und deutliche Zeichen heftigster Pressung und Verbiegung an sich tragen. Unter dem Arrezkopf (oberste westlichste Hänge der Lawensalm) streicht unter der Gneisgrenze ein ähnlicher hellgrauer bis weißer, ziegelrot anwitternder Kalk hin. Gegen Westen steht ober dem Arrezjoch anscheinend in der streichenden Fortsetzung desselben ein dunkelgrauer, gelblich anwitternder, dünnbankiger Kalk mit Bänken feinkörniger Crinoidenbreccien an, der jedenfalls zu den Kreidekalken zu rechnen ist. Am Südfuß des Hexenkopf, nahe dem See in der Masner, steht wieder ein ähnlicher, weiß- bis rötlichgelber, dünnbankiger Kalk an, der aber auch eine Bank feinsten Breccien enthält. Weiter weg vom Gneisrand steht am SW-Fuß des Minderskopf am Pfundser Ochsenberg ein hellgrauer, weißlicher, gelblicher und gelblich anwitternder, dünnbankiger, feinkristalliner Kalk an, der ebenfalls an diese Gruppe erinnert.

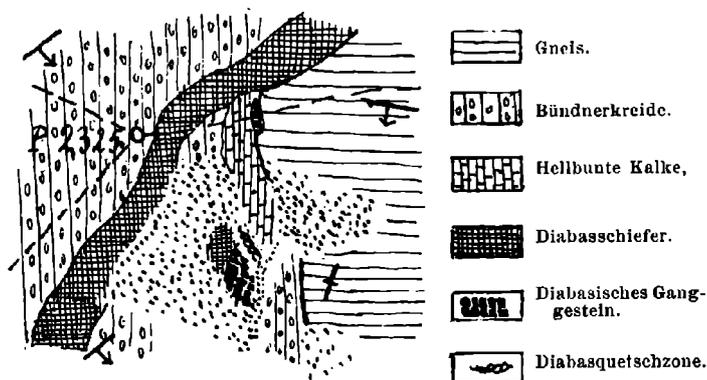
Auf der Gamoralalm bei Nauders stehen am Westkamm des Gaisblaiskopf zwischen dem Gneisrand und den Diabasschiefern eine Wechselfolge kalkiger und serizitischtoniger Lagen an, letztere stellenweise zwischen violettrot und grünlich in der Farbe wechselnd, erstere lichtgelb, rötlich, weiß oder grünlich und feinkristallin bis dicht; dazwischen auch Lagen, welche den gewöhnlichen kalkigtonigen grauen Bündnerschiefern gleichen. Sehr heftig gequetscht und verbogen.

Die Hauptfrage scheint mir hier die, ob es sich überhaupt um ein eigenes Formationsglied handelt oder ob es nur umgewandelte Teile der übrigen großen Schichtgruppen sind. Am Arrezkopf und Hexenkopf hat durch die eingeschalteten Breccienbänke und die nur durch Schutthänge unterbrochene Fortsetzung in die Kreidekalke des Arrezjochs eine Zurechnung zu diesen große Wahrscheinlichkeit für sich, desgleichen am Minderskopf. Die Kalke unter P. 2921 könnten als Fortsetzung der den Liaszug südlich Martinskopf begleitenden Kalke angesehen werden; hier ist das Gestein am besten der vorausgeschickten Gesteinsbeschreibung entsprechend. Entsprechend der Lage dieser und des Vorkommens auf der Gamoralalm an der großen Gneisüberschiebung können die Kreidekalke durch Dynamometamorphose in jene Form übergeführt worden sein — siehe die deutlich sichtbare

starke Pressung der Gesteine. — Bei P. 2921 ist vielleicht auch umgewandelter Lias in Betracht zu ziehen, nachdem dieser im Gebiet von Malfrag größtenteils in solchen hellgelblichen spätigen Kalken auftritt. Bei der Gamoralalm ist schließlich auch Kontaktmetamorphose möglicherweise vorhanden: unmittelbar unterhalb der hellbunten Kalkschiefer steht dort eine größere diabasische Gangmasse (am Südhang des Kammes) an und auch am Ostrand erscheint noch ein kleiner Aufbruch eines Ganges zwischen Gneis und Kalkschiefer (siehe Fig. 4).

Auf dem Gipfel von Clünas ober Fetan steht eine grobblockige, brecciös flaserige Gesteinsmasse an, welche gleiche hellbunte Serizitkalke (Marmore) enthält wie die hier aufgezählten Vorkommen (neben gneisigen Komponenten, verrucanoähnlichen Trümmern, pfrsich-

Fig. 4.



Kartenskizze vom Westkamm des Gaisblaiskopf.

Maßstab: ungefähr 1:25.000.

Punktiert: Moräne und Gehängeschutt.

roten Kalken etc.). Paulcke ist geneigt, sie für Tithonäquivalente zu halten. Ein zweites Vorkommen solcher heller, marmorisierter Kalke beschreibt Paulcke vom Futschöltal und mutmaßt auch hier tithonisches Alter derselben. Sie sind bei letzterem Vorkommen begleitet von einer groben poligenen Breccie (auch Granit als Gerölle führend). Das Vorkommen liegt wieder nahe dem Gneisrand.

Das Gestein am Gipfel von Clünas zeigt alle Eigenschaften einer hochgradigen tektonischen Beanspruchung; möglicherweise ist es ein Konglomerat, das derartig umgearbeitet wurde. In den tirolischen Vorkommen fehlt jeder konglomeratische Charakter.

Der petrographische Charakter der „hellbunten Kalke“ so wie sie heute vorliegen, ist zweifellos ein sekundärer — worin auch die Färbung inbegriffen sein kann — andere Merkmale für ihre Erkennung und Abtrennung fehlen aber völlig; in einzelnen Fällen sind Anhalte da für Zuordnung zu sonst anders ausgebildeten Formationen,

(Breccienbänke der Bündnerkreide). Dies zusammen mit ihrer sehr fragmentarischen Ausdehnung machen alle auf solches Gestein gestützten stratigraphischen und tektonischen Schlüsse zu sehr unsicheren. Meines Erachtens wäre auch in anderen bündnerischen Gebieten, z. B. in Schams, die Frage sehr am Platze, ob die auf Grund der Gesteinsart für Jura erklärten marmorisierten hellen Kalke, nicht auch manchenorts nur metamorphe Fazies anderer Formationen sind und tatsächlich hat auch Zyndel jene marmorisierten Kalke des Hinterreingebietes, auf welche sich Pauleke wegen der Tithonäquivalenz der Gesteine am Futschölpaß beruft, jetzt teils zum Lias, teils zur Trias gestellt.

Graue, basale Bündnerschiefer und Bündnerkreide.

Unter diesem Titel fasse ich alle Bündnerschiefer mit Ausnahme der „bunten“ zusammen; da letztere — im tirolischen Teil — nur an den Rändern entwickelt sind und die nicht in Bündner Fazies ausgebildeten Formationen desgleichen, so fallen $\frac{4}{5}$ des ganzen Bereiches hierher. Es sind jene mächtigen, dem flüchtigeren Beschauer eintönig erscheinenden Kalkschiefermassen, welche von Ried bis Schuls die Flanken des Inntals bis zu den Kämmen der Vorberge hinauf bilden und welche hier aus den untenstehenden Gründen mit den als Bündnerkreide bezeichneten crinoidenführenden Breccien und Kalcken zusammengefaßt werden, welche den Südrand begleiten und im Norden zwischen den bunten Schiefen und anderen Schichtzügen des Nordrandes eingeschaltet sind.

a) Petrographische Beschreibung.

Die Gesteine dieser Gruppe sind größtenteils umkristallisiert; die ursprünglich kalkigtonigen Gesteine sind in Kalkglimmerschiefer, Tonschiefer in phyllitische Schiefer umgewandelt. Am wenigsten unterliegen der Metamorphose die klastischen Gesteine — Breccien und Konglomerate —, doch ist auch bei diesen die Grundmasse meistens umkristallisiert und sind die organischen Einschlüsse dadurch zerstört oder unbestimmbar gemacht worden. Die Umwandlung nimmt von Westen gegen Osten zu. Während man in der Bündnerkreide des Fimbertals in den Schliften die Foraminiferenfauna noch gut erhalten und bestimmbar findet, ist es im tirolischen Teil in den gleichen Schichten nur ausnahmsweise noch möglich, überhaupt das Vorhandensein von Foraminiferen festzustellen. Nur die Crinoidenstielglieder haben vielfach noch ihre Gitterstruktur bewahrt. Die basalen, kalkigtonigen Schichtmassen des Val Sinestra und Mondinstockes gehen vom Schalklbach an in Kalkglimmerschiefer über und behalten diese Ausbildung bis weit gegen Osten. Außerdem sind im allgemeinen die tieferen Schichten mehr umgewandelt als die höheren, so daß durch die Verbindung beider Tendenzen die höchstkristallinen Gesteine im innern Teil der Antiklinale in der Gegend von Pfunds auftreten.

Die genaue Kartierung hat ergeben, daß der scheinbar eintönig ausgebildete Kalktönschieferkomplex eine Reihe verschiedener

Fazies und besondere Horizonte auszuscheiden gestattet, welche größtenteils primär, zum Teil auch durch die Metamorphose hervorgerufen sind.

Als eine Fazies letzterer Art sind die Kalkglimmerschiefer aufzuführen. Es sind schuppigkörnige Gesteine — in der Struktur etwa einem mittel- bis grobkörnigen Gneis ähnlich¹⁾ — von weißem, bei abnehmender Kristallinität auch hellgrauem Kalzit und feinen Muskovitschuppen, neben welchen aber meistens noch ein großer Teil des Tongehaltes in schwärzlich glänzenden Schuppen vorhanden ist, wodurch das Gestein ein weißschwarz gesprenkeltes Aussehen erhält. Die Glimmer und Tonschuppen geben dem Gestein Paralleltexur. Auf den größeren Schieferungsflächen breiten sich auch größere glänzende, Tonbelage mit zwischengestreuten Muskovitschüppchen aus. Im großen sind stets auch einzelne geringmächtige Lagen von dunklen Tonschiefern eingeschaltet. Sie wittern gelbbraunlich an, gesprenkelt mit den Ton- und Glimmerschuppen. Stärker verwitterte Lagen sind mit winzigen, rostigen Punkten durchsetzt. Sie sind teils ziemlich dickbankig, teils auch ganz dünnplattig.

Alle Übergänge verbinden sie mit den noch nicht so metamorphen Schichten gleicher Zusammensetzung: dunkelgrauen, gutgebankten bis schieferigen Kalken mit wechselnd starker Bestreuung von feinsten Glimmerschüppchen oder auch nur einem dunklen, tonigen Überzug auf den Schichtflächen; dazwischen dann gelegentlich eigene Tonschieferlagen. Häufig durchziehen weiße Kalzitadern das Gestein, auch Quarzadern fehlen nicht und sind auch gemischt mit Kalzit anzutreffen.

Die Kalkglimmerschiefer sind, wie oben schon gesagt wurde, am besten bei Pfunds entwickelt: im unteren Gehänge des Inntales bei Stuben und ebenso an den untersten Hängen beiderseits vom Eingang ins Radurscheltal und bis gegen Tösens hinab. In wechselnd guter Entfaltung sind sie am ganzen Nordufer bis gegen Ried (Frauns) zu sehen und nehmen mit abklingender Kristallinität auch die höheren Hänge und Teile der Seitenkämme ein, so am Kreuzjoch, Laderberg, Heuberg. Westlich vom Schalklbach sind sie schon bedeutend weniger kristallin.

Bei den weniger metamorphen basalen Schiefen lassen sich dann undeutlich umgrenzte Bereiche herausheben, welche vorwiegend kalkiger Natur sind und nur sehr wenig Ton-, beziehungsweise Glimmerüberzüge und wenig oder keine Tonschieferlagen enthalten: Gutgebankte, dunkelgraue, nahezu dichte Kalke von sehr gleichmäßiger Ausbildung, manchmal mit feinen weißen Kalzitfasern durchwoben, auf den Schichtflächen Glimmerüberstreuung ganz unbedeutend. Am deutlichsten ist diese Fazies in den Wänden ausgebildet, welche die Finstermünzer Straße von den Grünschiefern über Altfinstermünz angefangen bis zur Mündung des Labaunerbaches, also besonders in der Schlucht des Stillebachs anschneidet.

¹⁾ Stache bezeichnet sie auf der Manuskriptkarte als „gneisartige Kalktonphyllite.“

In anderen Zonen entfalten sich die Tonschiefer sehr stark und überwiegen gegenüber den geringen kalkigen Zwischenlagerungen. Es sind schwarze oder silbergrau glänzende Tonschiefer, beziehungsweise halbphyllitische Schiefer, dort und da graphithaltige Lagen. Zwei solcher Zonen durchziehen z. B. die Nordabhänge des Roßkopfs und Ulrichkopfs gegenüber Stuben. Schließlich ergeben sich auch Zonen mit einer sehr lebhaften oftmaligen Wechsellagerung stärkerer kalkiger und tonigphyllitischer Züge, bei ungefähr gleicher Menge beider oder eher einem Überwiegen der tonigphyllitischen Schiefer. Solche Zonen sind in der Prutzer Gegend häufig.

Eine in den höheren Regionen des Nord- und Südschenkels weitverbreitete Ausbildung ist jene als dünntafelige Kalkschiefer von hell- bis dunkelgrauer Farbe. Das Gestein zerfällt in klirrende, ebentafelige Scherben und ist meist nur wenig kristallin, mit feinsten Glimmerschüppchen auf den Flächen schwach bestreut; stellenweise von Kalzitadern durchzogen. Am Heuberg (Hint. u. Vord.) sind sie stark kristallin und erscheinen teilweise als dünntafelige Kalkglimmerschiefer. Halbkristallin ist der Komplex solcher Schiefer am Ulrichkopf. Am Kamm „In der Keil“-Blauwand treten ebenfalls ähnliche dunkelgraue Kalkschiefer auf, wechselnd mit gutgebankten grauen Kalken, beide schwach kristallin. Die Anwitterungsfarbe der Kalkschiefer ist oft gelblich oder schwach rötlich.

Diese Kalkschiefer enthalten im allgemeinen keine ausgedehnteren Züge jener schwarzen Tonschiefer wie die anderen kalkigen, basalen Schiefer, dagegen findet man am Ulrichkopf in ihnen mehrfach kleine Schmitzen von grünen, serizitisch-chloritischen, blätterigen Schiefen (0.5—1 m mächtig und von geringer Horizontalerstreckung) sehr innig mit dem Kalkschiefer verbunden und verschliert. Quarzknuern stellenweise darin; an einzelnen Stellen beobachtete ich einen intensiv grünen Anflug auf dem Schiefer wie Kupferlasur.

In den Kalkschiefern am Kamm südlich der Blauwand treten in ähnlicher Weise ein paar kleine Lagen von lichtgraugrünem glattem Tonschiefer auf.

Am „Blauen Talrücken“ zwischen Masnertal und Pfundser Ochsenberg liegt im Hangenden der grauen Bündner Schiefer ein Komplex von dünnbankigen, gelb anwitternden Kalkschiefern und dünnblättrigen Kalken mit knauerigen, quarzreichen Lagen und Linsen. In dieser Serie treten im Hangendsten auch wieder grünlich-graue kleine Tonschieferlagen auf, die zu größeren schwarzen Tonschieferzügen an der oberen Grenze des Komplexes überleiten.

Sehr oft sind die kalkigen grauen Schichten durch feine Quarzbeimengungen verunreinigt und gehen in dichte, beziehungsweise äußerst feinkörnige, dunkelgraue, quarzitisches Kalke über.

In einzelnen Zonen überwiegt dann der Quarzgehalt so, daß eine eigentliche quarzitischesandige Fazies auftritt. Dünnplattige, kalkigsandige Schiefer sind in diesen Zonen stark verbreitet, bräunlich-graue mit rostigen Punkten, mit zunehmendem Kalkgehalt reiner grau gefärbt, dann bräunliche, dichte, quarzitischkalkige Lagen, ausnahmsweise ziegelrot verwitternd (Schmalzkopfgipfel). Ferner dickbankige, hellgelbgraue Quarzite mit ähnlicher Anwitterungsfarbe und

knaueriger, rauher Oberfläche, welche an älteren Verwitterungsflächen sofort durch den an Urgebirgsblöcke erinnernden Flechtenüberzug sich unterscheiden von den davon freien Kalkgesteinen. Sie brausen mit HCl nicht auf. Daneben dichte, hellgelbgraue, dünn-schieferige stärker kalkhaltige Lagen. Stets ist diese Serie von zahlreichen Tonschieferlagen durchzogen: hellgraue oder schwarze Tonschiefer, letztere oft mit metallischen Anlauffarben. Häufig beobachtet man eine vielfache Wechsellagerung feiner Lagen von schwarzen Tonschiefer mit weißlichen oder grünlichgrauen, sehr feinkörnigen bis dichten quarzitischen Lagen. Meistens sind diese Mischgesteine intensiv gefältelt und auch von Transversalschieferung durchsetzt. Die schwarzen Tonschieferzüge gehen zwischen Schmalzkopf und Ulrichskopf in grüne Tonschiefer über, welche dann den oben beschriebenen Tonschieferschmitzen vom Ulrichskopf gleichen.

Diese Serie ist typisch am Schmalzkopf entfaltet und streicht von dort mit abnehmender Mächtigkeit zum Frudigerjoch und bis gegen Übersachsen. Gegen SW nimmt sie bei Nauders mehr kalkig-sandige Bänke mit vielen Tonschieferlagen auf (Norberthöhe). Eine ähnliche Fazies tritt im Kern der großen Antiklinale bei der Kobleralm (Rauhes Eck, am Eingang ins Samnaun) auf und streicht über Kobl gegen das Stubental.

Sehr reich entfaltet sich die quarzitische Fazies in der westlichen Fortsetzung der Naudererzone an dem Kamm vom Mondin zum Muttler und an dessen südlichen Seitenkämmen (Mot della Amblannas, Parai naira).

Einen für die stratigraphische Orientierung verwendbaren Horizont bilden dann die im „Querschnitt“ (1911) als Tüpfelschiefer eingeführten Gesteine: „Graue, dünntafelige Kalkschiefer, deren meist mit feinem Glimmerbelag bedeckte Flächen von kleinen (0.5—1 mm) schwärzlichen Tupfen, stellenweise bis zu kleinen Knötchen anschwellend, gleichmäßig dicht übersät sind. Im Dünnschliff entsprechen ihnen rundliche oder längliche dichte Ansammlungen aller kleinster farbloser Nadelchen und Körnchen in dem Karbonat-Quarzgemenge des Gesteins, welche vielleicht als unbestimmbare Reste von kleinen Organismen gedeutet werden können.“

Besonders deutlich und mächtig sind sie im Sockel der Stammerspitze entwickelt und in der Fortsetzung derselben über den Muttler und den Kamm zwischen Sampoioir und Samnaun. An der Südseite des Stammer erreicht die gesammte Tüpfelschieferzone eine Mächtigkeit von etwa 400–500 m; den unteren Teil bildet eine Serie dünnblättriger, kalkiger Tüpfelschiefer, darüber folgt eine Wechselfolge von sehr dünnplattigen Kalkschiefern, dunkelgrauen, sandigkalkigen Schiefen und vielen Tonschieferlagen und einzelnen Bänken von Tüpfelkalk; die Tonschiefer nehmen noch oben überhand zur Bildung einer Zone von bleigrauen, feinblättrigen, phyllitischen Tonschiefern, welche eine geringe Verminderung der Steilheit des Gehänges verursacht; sie wird von einem geschlossenen niederen Wandgürtel überragt; am Fuße desselben steht eine etwa 3 dm starke Bank einer Breccie an mit sehr lichtgrauem äußerst feinkörnigem Zement und grauen kalkigen Einschlüssen von wenigen Millimetern Größe. Außerdem schaltete sich

hier am Fuße der Wandstufe ein schieferigflaseriges, feinquarzitisches Gestein ein von hellgrüner, seltener rötlicher Färbung, welches auf der Südseite in einzelnen linsenförmigen Anschwellungen, auf der Nordseite in drei ausgedehnten, durch Tonschiefer getrennten Lagen übereinander auftritt. Den Wandgürtel selbst bilden wieder Tüpfelkalke, in lebhaftem Wechsel mit feinblättrigen Tonschiefern. Diese obersten Lagen der Tüpfelkalke erscheinen auch auf der Nordseite wieder an gleicher Stelle und bilden den oberen Abschluß der ganzen Serie.

Dünnschliffe der genannten Breccie zeigen ein sehr feinkörniges Zement von Quarzkörnchen und in diesem schwimmend eckige oder etwas gerundete Fragmente eines dichten Kalkes, welcher stets in großer Zahl deutliche Radiolarien enthält. Die Kalkfragmente sind umrindet von großen neugebildeten Kalziten und auch in dem Quarzzement treten einzelne Kalzitrhomboeder auf. (Siehe Tafel XXIII.) Das Quarzzement der Breccie ist vollkommen gleich im Schliß mit dem hellgrünen, feinquarzitischen Gestein und in Schlifften des letzteren (von der Nordseite des Stammer) treten auch noch einzelne flachgedrückte Kalklinsen in dem quarzitischen Aggregat auf, welche einen Kern von dichtem Kalk mit einzelnen Radiolarien und eine Kalzitrinde besitzen. Untersucht man aber die Tüpfelschiefer und Tüpfelkalke selbst, so erkennt man auch hier die gleiche Struktur wieder: die feinquarzkörnige Grundmasse, in beträchtlich geringerer Menge als in den genannten Gesteinen umzieht kalkige Linsen, bestehend aus dem Tüpfel, d. h. der dunklen, oft eckigen, scharf umgrenzten¹⁾ Anhäufung feinsten Körnchen, unter welchen man in Anlehnung an die Beobachtungen in den obigen Gesteinen selten einmal noch rundliche Körperchen als Radiolarien ansprechen kann und einem großen nach der Schieferung gestreckten Hof von neugebildetem Kalzit. Auch die einzelnen Kalzite in der Quarzgrundmasse fehlen nicht. (Siehe Tafel XXIII.)

Man kann eine vollständige Übergangsreihe von der Breccie mit radiolarienhältigen Kalken bis zu den typischen Tüpfelschiefern aufstellen. Die feinen Körnchen, aus deren Anhäufung die Tüpfel bestehen, können als die letzten, nicht mehr umgewandelten oder fortgeführten Teile der Radiolarienskelette erklärt werden.

Vom Samnaun gegen Osten zu werden die Tüpfelschiefer stärker kristallinisch und damit schwerer erkennbar; es ergeben sich weiße, gelblichweiße oder hellgraue, dünntafelige Kalkschiefer, seltener auch dickere Kalkbänke dieser Art, welche auf den Schichtflächen und im Querbruch dort und da noch die Tüpfel hervortreten lassen. Doch ist auch bei diesen im Dünnschliff noch jene Struktur erkennbar. Die Umkristallisation des Kalks hat hier auch den Kern der Kalkfragmente ergriffen. Die neugebildeten Kalzite ordnen sich der Kristallisationsschieferung entsprechend; das feine Aggregat des stark zurücktretenden Quarzzementes ist auch oft zu größeren Körnern um-

¹⁾ Auch makroskopisch sind Bänke mit eckigen Tüpfeln nicht selten, z. B. an der Westseite des Piz Arina.

krystallisiert, die Tüpfel selbst sind noch durch jene Skelettreste erhalten, ohne die Umrisse wesentlich geändert zu haben¹⁾. Makroskopisch ist bei diesen die Auseinanderhaltung von den Kalkglimmerschiefern mit kleinen glimmerigtonigen Schüppchen oft schwer.

Im Gebiet Spiß—Stubental sind die Tüpfelschiefer schon stark umkrystallisiert. Sie verteilen sich auch hier auf einen Komplex von ein paar hundert Meter Mächtigkeit, bestehend aus Kalkglimmerschiefern mit fleckigem Tonbelag, einzelnen wenig mächtigen Tonschieferlagen, beziehungsweise phyllitischen Schiefen, und auch von weniger krystallinen Kalkschiefern. Die Tüpfel treten am deutlichsten in tonreicheren, dünnschiefen Lagen hervor, seltener in dickeren Kalkbänken. Vom östlichen Ast des Stubentals (Kadratschtal) an hat die Umwandlung fast alle Spuren der Tüpfelung zerstört und nur vereinzelt Bänke sind in der Fortsetzung der Zone noch zu finden, so am Tschupbach, bei der Morrlealm und am Südabhang von Gallmötz.

Deutlich als eine Zone von ein paar hundert Meter Mächtigkeit erscheinen sie bei Wegfall der starken Umkrystallisierung im Süd-schenkel der Hauptsattelung zwischen Tösner- und Stafelleralm, und zwar wieder in der Weise, daß einzelne Lagen von Tüpfelkalkschiefern eingeschaltet sind in einer Reihe von grauen Kalkschiefern mit zahlreichen Zwischenschichten von schwarzen oder hellgrauen Tonschiefern. Undeutlicher ist schon die Fortsetzung dieses Zuges am Malzkopf (Platzertal). Weiter gegen SO ist im Saderergraben noch ein vereinzelt deutliches Vorkommen beobachtet worden und ein paar lithologisch nicht ganz sichere am Roßkopf, an der Flucht-wand und bei Parditsch, deren Zugehörigkeit zu einer solchen Zone durch die Gleichheit des Horizonts, in welchem diese Spuren auftreten, wahrscheinlich gemacht wird.

Von besonderer Bedeutung für die Gliederung und Altersbestimmung sind die **Breccien**, welche in den grauen Bündnerschiefern vielfach auftreten.

Es lassen sich zwei Arten derselben unterscheiden: quarzreiche Breccien und kalkige, beziehungsweise dolomitische Breccien.

Die Quarzbreccien sind deutlich geschieferte, feinkörnige Gesteine von grauer Farbe mit bräunlicher, rauher, oft von Flechten bezogener Verwitterungsfläche und zeigen in einer äußerst feinkörnigen, dichten, sandigen, grauen Grundmasse sehr zahlreiche Einschlüsse von rundlichen, weißlichen Quarzkörnern von 1—4 mm Durchmesser. Kleine Muskovitschüppchen sind reichlich im Gestein der Schieferung parallel verteilt. Außerdem beobachtet man in geringer Menge eckige ockergelbe Fragmente eines kalkigdolomitischen, dichten Gesteins, ebenfalls von wenigen mm Breite, in manchen Lagen auch Blättchen von Tonschiefer in größerer Anzahl. Im Dünnschliff (siehe Tafel XXIII) erweist sich auch die völlig umkrystallisierte Grundmasse als sehr quarzreich. Die Einschlüsse sind große Quarze und Quarzaggre-

¹⁾ Sander beschreibt einen analogen Fall von „aufzehrender Neukrystallisation des Karbonats“ an Fragmenten von Dolomit in einem Mylonit (Quarzschiefergrauwacke) aus den westlichen Tauern. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1912, S. 232.)

gate, sehr selten Quarzfeldspataggregate, selten auch einzelne Feldspate und größere Glimmerblättchen. Die Karbonatgesteinseinschlüsse sind ein sehr feinkörniges, reines Karbonatgestein, meist mit einer rostigen Rinde; dort und da auch einzelne größere Karbonatrhomboeder mit einer solchen Rostrinde. Die Grundmasse besteht aus Quarz, Kalzit und Muskovit.

Durch Abnahme der Größe und Zahl der Einschlüsse gehen sie in graue, sandigkalkigglimmerige Schiefer über, welche in beträchtlicher Mächtigkeit die stets geringe Dicke erreichenden eigentlichen Breccienbänke begleiten. Bei geringer Metamorphose erscheinen sie als schiefrige, kalkige, feine Sandsteine.

Die Breccien kalkiger Natur besitzen eine fast rein kalkige Grundmasse. Sie ist makroskopisch dicht und dunkelgrau. Im Dünnschliff (siehe Tafel XXIII) erscheint sie stets kristallinisch, oft mit deutlicher Kristallisationsschieferung. Selten ist sie auch makroskopisch kristallinisch. Ein Beispiel dieser Art ist der obere Breccienhorizont am Gamsblaiskopf, welcher als weißlicher, grobkristalliner Kalkglimmerschiefer mit reichlicher Ausbildung von Muskovit erscheint, in dem ziemlich zahlreich kleine Bröckelchen des gelben Dolomits eingebettet sind, ferner jene im Fernertobel (dunkelgrau). In jener dunkelgrauen Kalkgrundmasse sind in großer Zahl, aber doch so, daß sie immer noch einzeln in der Grundmasse schweben, kleine, eckige Bröckelchen eines gelbanwitternden Dolomits oder dolomitischen Kalkes eingebettet. Wo der Dolomit nicht gelblich angewittert ist, entschwindet er leicht dem Auge. Beimengungen von Quarz sind selten oder fehlen ganz. Nur ausnahmsweise erreichen die eingeschlossenen Fragmente eine bedeutende Größe, wie z. B. in einer Breccie östlich des Sadererjochs, am Abhang des Schmalzkopf, wo lagenweise längliche, eckige Fragmente desselben gelben dolomitischen Kalkes bis zu 2 cm Länge parallel der Schichtung eingeschlossen sind.

Andererseits kann die Größe der Einschlüsse zur mikroskopischen Kleinheit herabsinken: Gesteine, welche makroskopisch als graue feinkörnige Kalke oder Kalkschiefer erscheinen, im Schliffe aber in der kalzitischquarzigen Gesteinsmasse massenhaft kleinste Fragmente des gleichen dichten Karbonatgesteins enthalten wie die grobkörnigen. Solche Bänke kommen sowohl in den basalen als auch in höheren Lagen vor, z. B. in der Schlucht des Val sinistra, bei Spiß, am Fließer Berg u. a. O.

In den makroskopisch als solche erkennbaren Breccien sind als ein sehr charakterischer Bestandteil einzelne weiße Glimmerblättchen von 1–3 mm Durchmesser oder kleine Nester gleicher Blättchen gleichmäßig verstreut. Häufig beobachtet man, daß dieselben alle parallel stengelartig in die Länge gezogen sind, wohl als Folge einer Streckung des Gesteins. Auch die gelben Fragmente zeigen in solchen Fällen manchmal eine parallele Anordnung und Streckung.

Diese Glimmerblättchen dürften nicht durch Metamorphose entstanden, sondern primäre Einschwemmungen sein, da ihre Anwesenheit unabhängig vom Grad der Metamorphose des ganzen Gesteins ist.

Die Breccien sind in der Regel dickbankig, oft mit lagenweiser Verschiedenheit des Materiales, wobei die einzelnen Bänke oft eine

mehr oder weniger ausgeprägte Paralleltexur besitzen können. Stark schiefriige Partien zeigen auf den Schieferungsflächen einen phyllit-ähnlichen Glimmer-(Serizit-)belag oder größere Glimmerfasern.

Breccien obiger Art enthalten nun auch kleine schwarze Crinoidenstielglieder, deren Gitterstruktur im Dünnschliff oft noch deutlich zu sehen ist; Durchmesser 1 mm. Mit dem stärkeren Auftreten derselben nimmt nun meistens der brecciöse Charakter des Gesteins ab, die Zahl der Dolomitbröckelchen sinkt mit steigender Menge der Crinoidenstielglieder und es ergeben sich alle Übergänge zu Crinoidenkalken welche dann oft dicht erfüllt sind von schwarzen Stielgliedern: dunkelgraue, schwärzliche, dickbankige, dichte, feste Kalke mit helleren Anwitterungsflächen, auf welchen die Stielglieder auswittern. Auch die Glimmerblättchen treten in diesen Kalken schließlich ganz zurück. Im Dünnschliff ist oft noch eine feine Schieferung oder Flaserung des Gesteins zu beobachten, wobei die Stielglieder augenartig in die Fasern eingebettet sind. Meistens ist das Gestein rein kalkig, sonst mit geringer Quarzbeimengung und etwas Glimmer.

Auch in manchen Breccienlagen, welche makroskopisch keine Stielglieder mehr erkennen lassen und zu den oben beschriebenen kalkigen Breccien gehören, sind im Schliff noch besonders große, oft ungenau rundlich umgrenzte Kalkspatindividuen in die feinkörnige Gesteinsmasse eingebettet, welche auf Grund von Übergangsformen auf Crinoidenstielglieder zurückgeführt werden können.

In kalkigen Breccien, welche noch ziemlich viel gelbe Dolomiteinschlüsse, weiße Glimmerblättchen und Crinoidenstielglieder enthalten, und dabei eine wenig oder gar nicht umgewandelte Grundmasse von rein kalkiger oder mit Quarz untermischter Zusammensetzung, sind im Dünnschliffe zahlreiche wohl erhaltene Foraminiferen und darunter auch Orbitulinen (*Orbitulina lenticularis*) zu finden, außerdem eine Diplopore, welche von Paulcke als *Diplopore Mühlbergi* bestimmt wurde. Derartige Breccien sind besonders im Gebiet des Fimbertales und des Tasnastockes zu finden und weiter gegen Osten hin noch auf der Alp bella. Von hier an ostwärts sind aber durch die Umkristallisation die organischen Strukturen zerstört worden mit Ausnahme der Crinoidenstielglieder. Am Südrand, wo die Crinoidenbreccien eine weite Verbreitung finden, gelang es südlich des Sadererjochs noch eine Bank aufzufinden mit deutlichen Foraminiferen (Textularien, Milioliden u. a. aber keine Orbitulinen). In stark verdrückter Form auch noch in Proben vom Valribach (Nauders). Einzelne Schliffproben aus der Crinoidenkalkzone von Riatsch enthielten Diploporenhähnliche Reste.

In der Zone von Nauders ins Radurscheltal vergesellschafteten sich die Crinoidenkalken und Breccien mit der quarzitischen Fazies, indem Bänke der ersteren mit Quarziten und Tonschieferlagen wechsellagern. Dabei entwickeln sich auch quarzitisches-kalkige, dichte, dunkelgraue Bänke mit Crinoidenstielgliedern. Im weiteren Verlaufe gegen NO ist diese Gesteinsgruppe bei geringerer Menge von Quarziten auch noch zwischen Radurschel- und Tösnertal in der gleichen Zone zu sehen und auf der Fendleralm.

Zu dieser langen Reihe sedimentogener Gesteinsarten kommen als ein weiterer Bestandteil der Serie der grauen Bündnerschiefer noch Einlagerungen eruptiver Natur in Gestalt von Diabasdecken, welche als Ergüsse zwischen die Sedimente eingeschaltet sind. Sie erscheinen, wie aus der Tabelle auf Tafel XXI ersichtlich, bereits in den tiefsten Teilen der Schichtfolge (Finstermünz) in beträchtlicher Entfaltung; die Diabasmasse des Mondin erreicht eine Mächtigkeit von mindestens 300 m. Die Bündnerschiefer unterlagern den Mondindiabas einerseits in flacher Wölbung, wie im Fernertobel schön zu sehen ist, ebenso klar aber ist auch die konkordante mantelförmige Überlagerung durch solche am Signalgipfel und der Westseite des Massivs zu sehen¹⁾. Ein zweitesmal entfalten sich die Diabaslager besonders in dem hangendsten Teil des Südprofils.

Es wurde bereits im „Querschnitt“ auf die Umstände hingewiesen, welche für die Ergußnatur dieser großen Lager sprechen und daneben das Vorkommen von Diabasgängen genannt. Grubenmann hat aus den Analysen beider nach dem Chémismus einen eigenen Diabastypus „Unterengadin“ aufgestellt.

Nach den Angaben von Dyrenfurth steht die Diabas-Spilitmasse von Aschera-Muntana durch allmählichen Übergang in Zusammenhang mit dem Serpentin von Tarasp-Clemgia. Wenn auch ein Weitergreifen des Serpentinisierungsvorganges vom Serpentin auf den Diabas angenommen werden kann, so ist doch die Hauptmasse des ersteren aus einem anderen Ursprungsgestein hervorgegangen (nach Grubenmann aus einem feldspatfreien Olivinpyroxengestein). Zwischen beiden besteht aber ein für die Altersfrage bedeutsamer Unterschied darin, daß der Diabas bereits zum großen Teil geschiefert und in Grünschiefer übergeführt ist, während der Serpentin keine analoge Umbildung erfahren hat. Dies hat er mit den Gabbrointrusionen (Clemgia, Flimspitz) gemein, welche ebenfalls keine derartige Verschieferung (Durchbewegung und Umkristallisation) erfahren haben und demnach wahrscheinlich jüngeren Alters sind. Grubenmann faßt Peridotit (Serpentin) und Gabbro als Differentiationen eines Magmas bzw. ersteren als Abspaltungen von letzterem auf.

¹⁾ Zufolge neuer genauer Kartierung sind die im „Querschnitt“ über die Lagerung des Diabases an der Südseite des Mondin gemachten Angaben in folgendem zu berichtigen: An der Costa bella fällt der Diabas nicht unter die Bündnerschiefer ein, sondern hier wie am Mot Mondin liegt Diabas auf den Bündnerschiefern. Am Mot Mondin sieht man, daß es sich um eine höhere Lagermasse handelt, welche an dem Sattel zwischen Mot Mondin und dem Mondinkamm durch ein Zone von Bündnerschiefer (darunter auch Tüpfelkalk) von der Hauptmasse getrennt ist; die letztere fällt unter diese Bündnerschieferzone ein. Am Südabfall des Mot Mondin ist an dessen Westseite sehr wahrscheinlich das auskeilende Ende dieses höheren Lagers aufgeschlossen, zwischen dem flachfallenden Bündnerschiefer im Liegenden und steil am Diabas sich aufrichtenden Schiefiern des Südkammes als Hangendes. Am Mot Mondin und an der Costa bella sind diese höheren Diabaslager muldenförmig mit NW-Streichen eingebogen.

An der Westseite des Mondinkammes ist die Überdachung des Diabases durch Bündnerschiefer sehr schön zu sehen; ein kleines Erosionsfenster läßt den Diabas in einem der obersten Talwinkel von Val Sampoivre unter dem Cuolmen d'alp nochmals aus dem Schiefermantel hervorschauen.

Serpentin und Diabas-Split des Zuges Tarasp-Aschera können nicht einfach als Differentiationen eines Intrusivkörpers aufgefaßt werden, sondern sind wahrscheinlich aus zwei verschiedenaltigen Teilen zusammengeschweißt.

Der Serpentin ist, seinen Kontaktwirkungen nach zu schließen (Marmorisierung angrenzender kalkiger Bündnerschiefer, Ophikalzit), intrusiv; auf die anschließende Diabas-Splitmasse von Aschera läßt sich dies nicht unmittelbar übertragen. Es ist immerhin bemerkenswert, daß die Bündnerschiefer im Osten vom Serpentin „scharf diskordant abgeschnitten werden“ (Dyrenfurth), während sie am Muntanakamm — ganz ähnlich wie am Mondin — gewölbeförmig und konkordant die Diabas-Splitmasse ummanteln.

Auch bei dem Serpentin von Nauders (Schwarzsee) läßt sich in sehr beschränktem Ausmaß eine Marmorisierung angrenzender Kalkbänke und Einschlüsse von Serpentin in denselben beobachten.

b) Faziesverteilung und Schichtfolge.

Die verschiedenen sedimentären Fazies der grauen Bündnerschiefer sind durch Übergänge im Streichen und quer zum Streichen miteinander verbunden. Die Verbreitung der durch die Metamorphose bedingten sekundären Gesteinsfazies ist durch die oben angeführte Richtung der Zunahme der Kristallinität bedingt.

Die Aufstellung einer Reihenfolge der primären Sedimentarten wird in ihrer Verwendbarkeit als Altersschichtfolge dadurch eingeschränkt, daß keine Sicherheit darüber besteht, ob und wo Wiederholungen oder Umkehrungen der Schichtfolge infolge von Faltung oder Schuppung vorliegen. Faltenumbiegungen sind allerdings nirgends in diesem Komplex zu sehen (abgesehen natürlich von der sehr verbreiteten Kleinfaltung, die hier nicht von Einfluß ist), Schuppungen können mindestens in den oberen Teilen des Komplexes sehr wohl vorhanden sein, nach Analogie der Struktur der Randzonen. Dagegen spricht nur der stetige Übergang der Schichten ineinander, gegenüber den deutlich voneinander abgegrenzten Schichtzügen der Randzonen.

In der beigegebenen Tabelle (Tafel XXI) wurde der Versuch unternommen, die größeren Schichtzüge und gewisse petrographisch gekennzeichnete Horizonte im Nord- und Südschenkel der großen Wölbung miteinander in Verbindung zu bringen in Hinsicht auf die Einordnung in der heutigen Schichtfolge¹⁾. Als Ausgangspunkt wurde anfänglich das Profil vom Kern gegen den Südrand bei Nauders-Schmalzkopf gewählt und in dieses die streichende Fortsetzung der einzelnen Zonen des Südschenkels eingeordnet. Die Untersuchung der Mondin-Muttlergruppe — am Schlusse der Aufnahmen im Bündnerschiefergebiet — ermöglichte es dann infolge des Absteigens der

¹⁾ Der Raum, den die einzelnen Züge in der Tabelle einnehmen, soll keineswegs eine Darstellung ihres wirklichen Mächtigkeitsverhältnisses sein; petrographisch gut verfolgbare Horizonte von ganz geringer Mächtigkeit treten daher hier mehr hervor als große, aber stratigraphisch schlecht verwendbare Folgen indifferenten Kalk- und Tonschiefer.

Mondinwölbung gegen SW, einzelnen Horizonten vom Südschenkel in den Nordschenkel hinüber zu folgen und so eine Parallele der beiderseitigen Profile einzuleiten.

Für die tieferen Teile des Systems bieten die Grünschiefer einen Anhalt. Jene des Mondin bilden den Scheitel der Wölbung und ziehen sich tief in das Nordprofil hinab; anderseits können sie den Grünschiefern der Finsternünz in der stratigraphischen Höhenlage gleichgestellt werden. Sie hängen zwar nicht unmittelbar zusammen, die Schichtbänke im Liegenden leiten aber direkt von den einen zu den anderen über.

Die quarzitisches Zone im Kern der Antiklinale ist nur vom unteren Samnauntal bis zur Schlucht des Stubentales aufgeschlossen und verschwindet beiderseits unter den kalkigen Zonen, welche sie an der Ostseite des Schalkkopfs und am Laderberg überdecken.

Für die oberen Teile bieten die Tüpfelschiefer und die Breccien sowie die obere quarzitisches Zone gute Richtlinien.

Die quarzitisches Fazies (dickbankige Quarzite und quarzitisches Kalke, kalkig-sandige Schiefer, Tonschiefer) ist besonders ausgedehnt entfaltet an dem Süd- und Ostgrat des Muttler, durch starke Stauchfaltungen zu ungewöhnlicher Mächtigkeit aufgestappelt. Sie läßt sich in schwächerer Entwicklung durch das Gehänge ober Schleins hin verfolgen, hinab gegen den Inn, jenseits dessen sie dann bei starkem Zurücktreten der Quarzite gegenüber kalkig-sandigen Schiefen und Tonschiefern den Sattel bei Norberthöhe überschreiten und ober Nauders sich zum Schmalzkopf fortsetzen, wo wieder die Quarzite stark hervortreten. Gegen NO setzt sie sich einerseits an der Nordseite des Ulrichskopf ins Radurscheltal fort, streicht dann längs dem Frudigerjoch hin und ist noch bei Übersachsen, am Ausgang des Tösnertales festzustellen; anderseits schiebt sich über der sehr verschmälerten Quarzitzone eine starke Folge von grauen Kalkschiefern am Ulrichskopf ein, über denen im Saderergraben nochmals quarzitisches Gesteine liegen; letztere verlieren sich gegen NO, bzw. setzen sich nur als Teilglieder der Bündnerkreidezone des Südrandes fort. Auch westlich von Nauders, inntalauwärts bis Remts, sind die quarzitisches Zone und die Bündnerkreidezone des Südrandes noch durch eine Zone von Kalkschiefern getrennt. Anderseits tritt auch im Südgehänge des Piz Mondin ein analoger Fazieswechsel ein, insofern die unmittelbar den Mondindiabas überlagernden Quarzite etc. nordöstlich von Cuolmen d'alp und ebenso die ähnlichen Gesteine des Piz Malmurainza am Südgehänge der Bergkette (Blaisch del painch, Plan d'ors usw.) in einförmige Kalkschiefer übergehen. Am Schmalzkopf erreichen die Quarzite also ein Maximum, indem sie nach oben bis zur südlichen Randzone und auch noch tiefer als zu beiden Seiten übergreifen, ebenso setzt am Mondin diese Fazies schon besonders tief ein. Das Verbindungsglied der ganzen Fazieszone bilden im Raume Schmalzkopf-Muttler hauptsächlich die starken Tonschieferzüge, welche vom Südkamm des Muttler über Schleins (Tea nova), die Norberthöhe und das Labaunertal bis zum Schmalzkopf sich durchgehends verfolgen lassen. Weiterhin nach NO verlieren sie sich gänzlich.

Die Zone der Quarzite überschreitet am Kamm Muttler-Mondin den Scheitel der Wölbung und streicht im Nordschenkel nach Val Sampuoir hinab. Die Quarzite machen hier immer mehr sandig-kalkigen Schiefeln Platz, deren Ausstreichen sich dann über Spissermühl, Spiß, das Kreuzjoch und den Hahntenn bis ins Stubental verfolgen läßt.

In diesem Teil wird die hier sonst wenig auffällige Zone deutlicher durch die Einlagerung von Quarzbreccien, welche über die ganze Erstreckung vom Hahntenn bis Val Sampuoir zu verfolgen sind. Im oberen Teil dieses Tals treten an ihrer Stelle kalkige Breccien genau vom Habitus der Bündnerkreide (Alp bella etc.) im selben Zuge auf (Munt da Sterls und rechtes Talgehänge bis Plan god nair) und am Grat Muttler-Mondin und dessen Südauslegern sind an zahlreichen Stellen Bänke feiner und gröberer kalkiger Breccien von ähnlichem Typus den quarzitischen Gesteinen zwischengeschaltet (Cuolmen d'alp, Saletzjoch¹⁾, Amblannas, Muttler-Ostgrat, Parai naira). In jener am Kamm des Parai naira sind selten auch kleine schwarze Crinoidenstielglieder zu erkennen. In der tirolischen Fortsetzung sind sie seltener; hierher zu stellen ist eine solche Breccienbank an der Nordseite des Schmalzkopfes.

Der Zug der Quarzbreccien und Quarzite etc. wird im Nordschenkel von einer ebenfalls weithin beständigen Gesteinszone überlagert: nämlich jener Zone von Tüpfelschiefern, welche zusammenhängend vom Stubental (Kadratschtal) über Kreuzjoch-Spiß bis zum Muttler — dessen Spitze aus ihnen besteht — und unter der Stammerspitze durch ins Val sinistra zieht.

Der N fallenden Tüpfelschieferfolge am Stammer entsprechen im Val sinistra im Südflügel die Tüpfelkalke und Schiefer, welche an der Westseite des Piz Arina von der Alpe Pradatsch bis Manas hin ausstreichen. Ihre Mächtigkeit ist eine wesentlich geringere als jene am Stammer und Muttler. Sie werden neuerlich von einer Serie quarzreicher Schichten überlagert, welche als sandige Schiefer und als quarzreiche Breccien besonders am Piz Arina stark entwickelt sind, sich aber noch weiter über Plaiazan und an den Gehängen ober Schleins hin bis Pragrand verfolgen lassen und hier vielfach noch von einzelnen Tüpfelschieferlagen von geringer Mächtigkeit und oft wenig deutlicher Ausprägung begleitet sind; demselben Niveau entspricht östlich des Inn dann noch die quarzreiche Breccie am Lochschrofen (Landesgrenze); weiter läßt sich die Zone nicht verfolgen. Eine etwas höhere Lage im Schichtsystem dürfte den weiter nordöstlich im Südschenkel gefundenen Tüpfelschiefervorkommen zukommen, jenes im Saderergraben, besonders aber die stärker entfalteten Tüpfelschiefer des Tösnertales (Malzkopf, Stafelleralm).

Die im Nordschenkel nordöstlich des Stubentals noch gefundenen vereinzelt Vorkommen von Morrlealm, Tschubach, Galmötz dürften ziemlich genau in den gleichen Horizont fallen wie die Hauptzone (Stubental etc.).

¹⁾ Hier neben kalkigen auch eine Bank von Quarzbreccien.

Bei dem Mangel des Zusammenhanges der verschiedenen kleinen Vorkommen kann im Südflügel von einer Haupttüpfelschieferzone nicht gesprochen werden; sie verteilen sich über verschiedene Niveaus. Auch im Nordflügel liegen außerhalb der Hauptzone noch die Tüpfelschiefer am Ostgrat des Schalkkopfes, nahe unter der Basis des Mondin-Diabas und eine Bank von Tüpfelschieferkalk, in dem schmalen Bündnerschieferlager, welches den Diabas des Mot Mondin unterlagert und von der Hauptmasse des Mondin-Diabas abtrennt. Diese beiden sind die stratigraphisch tiefstliegenden Vorkommen solcher Schiefer. Solche treten also zwar in sehr verschiedenen Höhenlagen auf, bilden aber in ihrer Hauptzone (Stubental—Stammer—Arina) einen guten Leithorizont.

Es wurde bereits im Vorhergehenden auf verschiedene Breccien, als der dritten der stratigraphisch besonders verwendbaren Gesteinsarten hingewiesen.

Sie sind im tieferen Teil mehr sporadisch verteilt und erreichen ihre Hauptentfaltung in den oberen Zonen.

In den basalen Regionen sind an verschiedenen Orten kleine, wenig ausgedehnte Lager von kalkigen Breccien eingeschaltet, welche sich nur teilweise durch eine stärkere Kristallinität von den crinoidenfreien Bänken der hangenden Breccienzonen unterscheiden.

Das tiefste bisher bekannt gewordene Vorkommen steht an der linken Seite des Fernertobels am Quersteig in 2200 *m* Höhe, noch ungefähr 500 *m* unter der Basis der hier flachliegenden Diabasdecke des Schalkkopf-Mondin an und kommt etwas höher oben auf dem Ostgrat des Schalkkopfes wieder zum Vorschein. Unmittelbar über dem Mondin-Diabas in den Hängen der Ruina cotschna gegen Sampoio stehen Bänke an, welche man makroskopisch für Crinoidenkalk ansehen möchte, nach der Schliiffuntersuchung scheint es sich aber eher um Tüpfelkalk zu handeln, also die untersten Lagen der großen Tüpfelschieferzone Muttler—Spieß.

Höher als die Fernertobelbreccie, nämlich zwischen den Grünschieferlagern der Finstermünz, steckt eine Linse kalkiger Breccie in den Felsgehängen an der Nordwestseite der Fluchtwand und ebenso wird das dritte Grünschieferniveau, jenes am Stillebach (oberhalb der Mündung des Labaunerbaches) von einem nahe benachbarten Breccienvorkommen an Abhänge des Seleskopfes begleitet. Dieses letztere enthält bereits Spuren von Crinoidenstielgliedern.

Hier wären weiter dann die schon erwähnten zahlreichen, aber auch stets einzeln gestellten und gering mächtigen kalkigen Breccien in der Quarzzone aufzuführen.

Über dem unteren Teilzug der quarzitischen Zone im Südschenkel liegen die gleichgearteten kalkigen Breccien, welche den Breithaslachgraben (zwischen Tösner- und Stalanzertal) durchqueren. Über ihnen lagern die Tüpfelschiefer der Stafelleralm und erst über diesen reihen sich dann die Crinoidenkalk und Breccien des Südrandes ein.

Die Zone von Crinoidenkalken und Breccien, welche den Südrand vom Kaunertal bis zur Landesgrenze und noch weiterhin ins Unterengadin begleitet, bildet ähnlich wie die Tüpfelschieferzone einen

stellenweise mehrere hundert Meter mächtigen Schichtzug, in dem neben verschiedenen Kalkschiefern, Tonschiefern, Quarziten und quarzitischen Kalken jene crinoidenführenden Gesteine in einzelnen weit-hinstreichenden Lagern eingeschaltet sind.

Dazu kommen im Nauderer Gebiet dann noch Einschaltungen bedeutender diabasischer Lager.

Die Einordnung der crinoidenführenden Gesteinslager ist keine gleichbleibende. In dem mehrere hundert Meter mächtigen Komplex Schmalzkopf—Sadererjoch—Suntawa liegen zu unterst die mächtigen Quarzite und Tonschiefer des Schmalzkopfes, darüber ein paar schwächere Breccienzüge wechselnd mit Quarzit, dann sandig-kalkige Schiefer; Diabas; dann Crinoidenkalk und Breccie; Diabas; Kalkschiefer; Diabas und zu oberst wieder kalkig-sandige Schichten und Tonschiefer.

In den Felswänden südlich ober den Pfundser Tscheeywiesen folgen über den untersten wenigen und sehr feinkörnigen Breccienbänken quarzitisches Kalke, dann eine Menge von Kalkschiefern und Kalken, dann wieder ein Zug von Crinoidenkalken mit Breccie und darüber eine mächtige Folge von Tonschiefern und Quarziten mit einzelnen Crinoidenkalkbänken oder Breccienbänken und im Hangenden abermals Kalkschiefer. Die ganze Folge ist etwa 500 m mächtig.

In der Strecke von der Bergleralm (Tösnertal) bis zur Stalanzeralm ist die Zone der Crinoidenkalken, welche hier durch einen Zug von bunten Schiefern von den tieferen Teilen der grauen Bündnerschiefer abgetrennt ist, nur als schmaler Saum und ohne deutliche Crinoidenkalken etc. entwickelt und nur dunkelgraue dichte, blaugrau anwitternde Kalke lassen als charakteristische Vertreter diese Zone die Fortsetzung jener sehr wahrscheinlich machen. Von der Stalanzeralm nordöstlich setzen dann wieder typische crinoidenhaltige Bänke ein. An der Nordseite des Schlanderskopfes gegen die Fendleralm liegt über den bunten Schiefern zunächst Quarzit, gleich denen vom Schmalzkopfe und darüber zwei je ein paar Meter mächtige Lager von Crinoidenkalk und Breccie, getrennt durch Kalkschiefer und Tonschiefer und überlagert von Kalkschiefer.

Jenseits der weiten Schuttüberdeckung im Bereiche der Fendleralmweiden taucht sie in noch geringerer Mächtigkeit, aber typischer Gesteinstracht am NW-Kamm des Mathankopfes zwischen Gneis und buntem Schiefer wieder auf und ist undeutlich und schlecht abgeschlossen noch bis zum Faggenbach hinab zu verfolgen.

Von der Landesgrenze gegen SW setzen sich die besonders gut entwickelten crinoidenführenden Gesteine von Riatschhof usw. durch die Waldregion an der rechten Flanke des Inntals fort bis Raschwella, wo sie den Inn erreichen. Die hier schon stark sandigen Crinoidenkalken leiten einen raschen Fazieswechsel ein, insofern jenseits des Inn dann bei P. 1113, nahe Saraplana, neben kieseligen Kalken und wenigen kalkigen Breccien vom Bündnerkreidetypus, vor allem quarzreiche Breccien entwickelt sind, lithologisch ganz jener vom Lochschrofen und Piz Ariua gleichend. Sie setzen sich über den Fortezzasattel gegen SW fort.

In der Nordzone fehlt im Hangenden des geschlossenen Profils der grauen Bündnerschiefer, d. h. unterhalb der inneren Zone bunter Schiefer und ihrer Fortsetzung in den Triasschollen Munschuns-Chè' d'mott-Stammer die crinoidenreiche Serie. Über der Tüpfelschieferzone und dem stellenweise noch unmittelbar darüber lagernden Breccienhorizont (Gamsbleiskopf) lagert im unteren Samnaun- und Stubental noch ein mächtiges Stockwerk von Kalkschiefern und Kalken, beziehungsweise Kalkglimmerschiefer im Osten und über diesen folgt dann gleich die innerste Zone bunter Schiefer; weiter westlich am Stammer aber reicht die Tüpfelschieferzone bis zur Triasscholle hinauf.

Am Schafberg im Stubental (zwischen Kadratsch und Masnertal), dann am Lazidkamm und weniger deutlich am Riesenkopf (Lafaiersch) ist an der Grenze gegen die bunten Schiefer eine starke Anreicherung von schwarzen Tonschiefern zu bemerken, durch welche scheinbar ein Übergang zu den bunten Schiefen hergestellt wird. Am Schafberg findet man in diesen Tonschiefern auch einzelne Lagen von Tüpfelschiefern als ein oberstes, vereinzelt Vorkommen im Nordschenkel, außerdem Lagen von sandsteinfeinen Breccien, welche den Eindruck eines Übergangs zu den bunten Schiefen noch verstärken.

Jedenfalls ist an dieser Grenze vom Frudigerkamm bis gegen Serfaus die Abgrenzung beider eine solche, daß man eher an einen primären Zusammenhang als an eine tektonische Scheidung zu denken geneigt ist.

Auch am Beutelbach, unterhalb Serfauserfeld, ist nochmals die Zone schwarzer Tonschiefer an der besagten Stelle deutlich entwickelt.

Die Crinoidenbreccien und Kalke treten dann aber ober dieser Zone bunter Schiefer, beziehungsweise ober der Triasschollenlinie Stammer-Munschuns in den bunten Schiefen und anderen Formationen zwischengeschalteten Kalkzügen in typischer Entwicklung auf.

Der innerste Zug, jener des Piz Ott—Munt da Cherno—Fließberg—Frudigerkopf, enthält in seinem westlichen Teile zahlreiche sehr charakteristische derartige Breccienlagen, z. B. besonders schön in Inner Salas; sie vermindern sich gegen Osten hin an Menge und Deutlichkeit, sind aber allenthalben noch zu finden (am Fließberg von besonders heller Farbe und mit sehr kleinen Crinoidenstielgliedern). Die crinoidenhaltigen Bänke enden auf der Fließeralm, am Frudigerkopf sind noch Breccienbänke zu finden, aber auch diese verlieren sich weiter gegen Osten hin im Stubental.

Ein nördlicher Kalkzug zeigt auf der Alp bella besonders schön die Entwicklung als Crinoidenkalke und Breccien, mit guter Mikrofauna — es ist das von Paulcke entdeckte und mehrfach erwähnte Vorkommen von Bündnerkreide — und setzt sich über den Malfragkamm ins tirolische Gebiet hinein ununterbrochen fort, verringert aber gegen Osten hin seine charakteristische Ausbildung und endet im NO-Eck der Fließeralm.

In der Kalkzone, welche — vielleicht als Fortsetzung jener des Frudigerkopfes — den Kamm des Pezidkopfes bildet und weiterhin den Lazidkamm überquert, fand ich nur noch am Westende

des Kammes (Westabfall desselben) ein Bänkchen von Breccie. Im übrigen sind es hellgraue bis dunkelgraue Kalke mit gelblicher, rauher oder knaueriger Anwitterungsfläche in denen nicht selten Knoten von Haselnuß- bis Wallnußgröße stecken, welche aus grobspätigem Kalzit bestehen und seitlich allmählich mit der weniger kristallinen, oft etwas quarzitären Kalklage verfließen: möglicherweise Reste von Fossilien?

Die grauen Bündnerschiefer welche im Gebiete nordostwärts von Serfaus bis zum Kaunertal, in bedeutender Mächtigkeit eingeschaltet zwischen bunte Bündnerschiefer und Verrucano auftreten, enthalten weder Breccienlagen noch Crinoidenstielglieder. Es sind graue Kalke und Kalkschiefer, teilweise auch noch Kalkglimmerschiefer mit Tonschieferzwischenlagen. Letztere erreichen in dem Komplex zwischen Burgschrofen und Kauns sowie jenem nördlich von Falpaus die Oberhand; schwarze oder silbergraue Tonschiefer, stellenweise auch mit graphitischen Lagen, wechselnd mit Kalktonschiefern und halbkristallinen Kalkschiefern oder auch Kalkglimmerschiefern bilden Zonen, welche den „tonschieferreichen Zonen“ der Finstermünzer Gegend gleichen oder auch den tonschieferreichen Tüpfelschieferzonen wie auf der Tösneralm. Letzterer Vergleich erhält dadurch eine Bekräftigung, daß im Leitenwald in dem östlich des Burgschrofens abwärts ziehenden Graben tatsächlich ein kleines verrutschtes Vorkommen von deutlichen Tüpfelschiefern aufgefunden wurde.

c) Alter und Vergleich mit Nachbargebieten.

Den Ausgangspunkt für die Bestimmung des Alters der „grauen Bündnerschiefer“ bilden die Foraminiferen in den crinoidenführenden Kalken und Breccien des westlichen Teiles: Durch die in ihnen enthaltenen Orbitulinen konnte Paulcke das kretazische Alter derselben feststellen. Solche orbitulinenführende Crinoidenkalke sind auch jene auf der Alp bella¹⁾ so daß zunächst der davon gegen Osten weiterreichende Zug der Kreideformation zugerechnet werden muß. Wie schon oben bemerkt wurde, konnten im Südfügel beim Sadererjoch gleiche Foraminiferenkalke aufgefunden werden, aber ohne daß es bisher gelungen wäre, in ihnen auch die altersbestimmenden Orbitulinen sicher festzustellen. In den demselben Zuge angehörenden Quarzbreccien bei Saraplana fand W. Schiller Lithodamnen.

Die makroskopische Gesteinstracht sowohl der crinoidenhaltigen kalkigen Breccien wie der Crinoidenkalke in dem Zuge von Raschwella über Sadererjoch bis Fendleralm entspricht genau den kretazischen Gesteinen von der Alp bella, Piz Tasna und den anderen westlichen Fundplätzen.

Paulcke faßte diesen Komplex von crinoidenführenden Kalken und Breccien als Bündnerkreide zusammen und machte bereits auf die Übereinstimmung mit der Tristelbreccie des Rhätikon aufmerksam. Die Gesteine der Zone der Tristelbreccie stimmen makro- und mikroskopisch mit der Bündnerkreide des Samnaun überein,

¹⁾ In den Kreidekalken der Alp bella fand ich auch eine kleine *Lima spec. ind.*

enthalten eine reiche Mikrofauna und auch Crinoidenstielglieder, nur sind sie nicht metamorph. Auch die Tristelbreccie ist (bei Tristel) mit Quarziten eng vergesellschaftet.

Ähnlich wie im tirolischen Gebiete sind auch im Samnaun-Fimberbereich alle Übergänge von Crinoidenkalken bis zu (crinoidenarmen oder -freien) Breccien vorhanden, in denen das dunkelgraue, dichte, kalkige Zement an Menge gegenüber den eingeschlossenen Fragmenten zurücktritt; die weißen Glimmerblättchen bleiben beiden gemeinsam.

Daneben erscheinen im westlichen Gebiete Breccien, welche neben der obigen charakteristischen Zusammensetzung Quarz in steigender Menge enthalten, teils fein verteilt, vor allem aber als eingeschlossene größere Körner (Geschiebe), ein ähnlicher Fazieswechsel, wie er oben vom Südrand bei Raschwella-Saraplana schon erwähnt wurde.

Derartige Breccien sind von Paulcke als Rozbreccie — nach ihrem Vorkommen am Piz Roz — beschrieben und auf Grund eines *Orbitoides*-Fundes an diesem Berge als Tertiär bestimmt worden. Am Piz Minschuns (und wohl auch anderwärts im westlichen Gebiet) kommen Ausbildungen dieser Breccie vor, welche fast reine, sehr grobkörnige Quarzbreccien mit geringen Beimengungen kalkiger oder toniger Einschlüsse darstellen (quarzitische Rozbreccie).

In dem Profil von Clünas ober Fetan liegen über dem Gneis zuerst die typischen dunklen Crinoidenkalken und Breccien der Bündnerkreide, wie sie oben beschrieben wurden und über ihnen in engem Verband mit Quarziten Rozbreccie, welche hier infolge ihrer feineren sandigen Beschaffenheit den Quarzbreccien und Sandsteinen am Piz Arina und Kreuzjoch ähnlich sieht. Auch am Piz Minschuns sind Quarzite, Rozbreccie und crinoidenhaltige, dunkelgraue, dichte quarzitische Kalke gleich denen der Bündnerkreide auf das engste vergesellschaftet.

Makroskopisch ist die Rozbreccie durch alle Übergänge mit der Breccie der Bündnerkreide verbunden und überhaupt nur in den quarzreicheren Abarten von ihr verschieden. Aus einer solchen stammt der *Orbitoides* vom Piz Roz. Sofern dieses Fossil überhaupt als Tertiär bestimmt werden kann (*Orthophragma*? siehe Schubert, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1910), so scheinen hier Kreide und Alttertiär eng miteinander verbunden oder es gibt auch kretazische Rozbreccie; in den groben, in Konglomerate übergehenden Ausbildungenformen der Rozbreccie, welche am Piz Minschuns anstehen und von Paulcke Minschunsbreccie benannt wurden, sind bereits Fragmente der Bündnerkreide eingeschlossen.

Die quarzreicheren Rozbreccien nähern sich auch stark den analogen Breccien in den „bunten Bündnerschiefern“ und sind diesen auch im Schriff sehr ähnlich.

Breccienbänke vom Habitus der Tristelbreccie und der Bündnerkreide enthalten auch die Kreideschichten der Lechtaleralpen¹⁾.

¹⁾ Über die von Ampferer entdeckte Kreide der Lechtaleralpen siehe im „Querschnitt“ den Abschnitt über die Lechtaleralpen und Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1910, Nr. 2; sein reiches Schriffmaterial konnte ich zum Vergleich benutzen.

Mikroskopisch entsprechen sie meist den quarzreicheren Lagen in der Bündnerkreide und werden dadurch oft der Rozbreccie lithologisch sehr ähnlich. Das auch bei zahlreichen Quarzeinschlüssen in der Regel kalkige Zement unterscheidet sie von Breccien der bunten Bündnerschiefer, doch kommen untergeordnet auch Lagen mit quarzreichem Zement vor. Eine Umkristallisation wie bei den Bündnerschiefern, beobachtete ich in den Lechtaler Gesteinen nirgends, nur zahlreiche neue Kalzitadern und oft auch jüngere Kalzitumrundungen der eingeschlossenen Fragmente. Sie enthalten als Einschlüsse oft Quarzsandstein mit kalkigem Bindemittel, welcher auch selbständig als Schichtglied in der Serie auftritt. Die Lechtalerebreccien sind auch im allgemeinen arm an Mikrofossilien, doch sind von Ampferer mehrfach orbitulinenreiche Bänke darin gefunden worden. Crinoidenstielglieder sind allenthalben darin zu finden.

Die Breccienbänke in den basalen Teilen der grauen Schiefer gleichen völlig jenen der „Bündnerkreide“. Am Seleskopf enthalten sie auch Reste von Crinoidenstielgliedern¹⁾. Sie sind meistens mehr kristallinisch. Die quarzhaltige Breccie am Kreuzjoch sieht stark den quarzreichen Rozbreccien des P. Minschuns ähnlich.

Ein anderer Horizont, welcher Vergleiche mit benachbarten Gebieten ermöglicht, sind die Tüpfelschiefer.

Gesteine vollkommen gleicher Art kommen mehrfach in den Bündnerschiefern von Innergraubünden vor. An der Straße ins Valsertal (südlich Ilanz) sind solche zwischen St. Martin und Lunschana in der Übergangzone der grauen Kalkphyllite (von St. Martin) in die Kalkglimmerschiefer, welche nördlich Lunschana anstehen, also in der Grenzzone zwischen Rothpletz's paläozoischen und liasischen Schiefen, während Heim bekanntlich beide als unterjurassisch bezeichnet.

Tüpfelschiefer fand ich ferner in der Via mala, am Beginn des oberen Teiles der Schlucht; die Bündnerschiefer dieser Schlucht sind im ganzen lithologisch der Serie im unteren Samnaun entsprechend und enthalten auch Breccien, welche C. Schmidt²⁾ für identisch erklärt mit der Serie der Tristelbreccie bei Küblis im Prätigau. Er fand auch Foraminiferenreste in ihnen. G. Steinmann stellt die Viamalasschiefer zum Oligocänflysch; F. Zyndel³⁾ hält sie für vorwiegend jurassisch.

Ebenso enthalten die Bündnerschiefer auf der Stutzalm ober Splügen zahlreiche Lagen kristallinischer Tüpfelkalke, denen an der Straße gegenüber Spissermühl oder im Stubental gleichend. (Weiße feinkristalline Kalzitgrundmasse mit den grauen Tüpfeln.) Es hat den Anschein, als ob unter den Tüpfeln auch kleine dunkle Crinoiden-

¹⁾ Die Breccie im Fernertobel enthält auch vereinzelte Foraminiferen, nach freundlicher Bestimmung von Dr. R. Schubert *Miliola (Triloculina)*. Auch in der Breccienbank nahe Cuolmen d'alp beobachtete ich vereinzelte Reste von solchen.

²⁾ C. Schmidt, Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizer Alpen. Ecl. geol. Helvetiae. IX. Bd. 1906, S. 573.

³⁾ F. Zyndel, Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beiträge zur geol. Karte d. Schweiz. Neue Folge, 41. Lieferung 1912.

stielglieder sich befänden¹⁾. Neben den Tüpfelschiefern enthält die Serie der Stutzalm auch Breccienbänke gleicher Art wie jene der basalen Bündnerschiefer im Inngebiet und ähnlich der Tristelbreccie. Welter²⁾ fand ebenfalls solche Breccien am angrenzenden Löchli-berg und stellt sie denen der Viamala und von Tristel gleich.

Im Tal von St. Antönien im Prätigau erscheinen in den Bündnerschiefern Tüpfelschiefer an der Straße nördlich von Pany und in der Talenge unterhalb St. Antönien. Sie werden bei Pany von Breccienbänken gleicher Art wie die Tristelbreccie begleitet, mit Echinodermenresten, Foraminiferen und Bryozoen, wie dies bereits C. Schmidt³⁾ feststellte. Die Tüpfelschiefer sind einem Zug von sehr schwach oder gar nicht metamorphen Kalken und Tonschiefern nebst Breccienbänken eingeschaltet und sind zum Teil ganz jenen des Samnaun gleich, im allgemeinen sind die Tüpfel aber hier kleiner. In dem mehr aus tonigen Gesteinen zusammengesetzten Schieferzug unterhalb St. Antönien findet man auf denselben Platten, welche die (mittelgroßen) Tüpfel tragen, auch Algenreste, welche den Bildern von *Phycopsis arbuscula* entsprechen. Schmidt fand in dem Schieferzug nördlich Pany ebenfalls Chondriten⁴⁾.

Die Tüpfelschiefer von Pany werden von Seidlitz⁵⁾ unter dem Namen „Knötchenschiefer“ angeführt und auf ihre Ähnlichkeit mit ähnlich struiereten Lagen in den Globigerinenschiefern des Partnunsees hingewiesen, ein Vergleich der auch von Bruno Sander⁶⁾ bestätigt wurde. Ich konnte mich ebenfalls an Ort und Stelle von der Übereinstimmung mit den kleintüpfeligen Lagen der Tüpfelschieferzone von Pany überzeugen.

Bei mikroskopischer Untersuchung stimmen die Tüpfelschiefer des Hinterrheingebietes ganz mit den stark umkristallisierten Lagen des Samnaun und Stubentales überein, die brecciöse Struktur ist dadurch verwischt, die „Quarzgrundmasse“ tritt ganz zurück. In einem Schriff aus dem Tüpfelschiefer der Via mala waren in einzelnen

¹⁾ Auch die Tüpfelkalke, welche ober Pfandshof (Sampuir) über dem Mondindias liegen, erwecken makroskopisch den Verdacht, solche Stielglieder zu enthalten. Im Dünnschliff läßt sich aber nichts von einer Gitterstruktur mehr erkennen und entsprechen die dunklen Partien auch nicht einzelnen runden großen Kalziten, wie dies sonst in Crinoidenkalken zu sehen ist. Es dürfte sich also eher um eine durch die hohe Kristallinität verursachte Täuschung handeln, wie sie auch bei der Breccie im Fernertobel auf gleiche Weise zustande kommt, ohne unter dem Mikroskop Bestätigung zu finden. Die Möglichkeit von Crinoiden in den Tüpfelschiefern ist deswegen keineswegs von der Hand zu weisen.

²⁾ O. Welter, Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Safiental. Ecl. geol. Helvetiae. X. Bd. 1909, S. 811.

³⁾ C. Schmidt, Über das Alter der Bündnerschiefer im nordöstlichen Graubünden. Berichte der oberrheinischen geol. Ver. 35. Vers. Freiburg i. Br. 1902, S. 1.

⁴⁾ Im Dünnschliff der Tüpfelschiefer von Pany sieht man in Menge feine, manchmal auch verzweigte, aus Kalzit zusammengesetzte Stäbchen, bzw. Röhrchen, welche wohl als Algenreste anzusprechen sind. Eine engere Beziehung zwischen ihnen und den Tüpfeln ist nicht ersichtlich.

⁵⁾ W. v. Seidlitz, Geologische Untersuchungen im östlichen Rhätikon. Bericht d. naturf. Ges. z. Freiburg i. Br. Bd. XVI. 1906, S. 50 und 52.

⁶⁾ Br. Sander, Zum Vergleich zwischen Tuxer- und Prätigauer-Serien. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1911, S. 339.

Tüpfeln kreisrunde, lichte Körperchen noch zu erkennen, analog den Radiolarien im Gestein der Stammerbasis.

Dagegen zeigen die Tüpfelgesteine des Antöniertals nichts von dieser Struktur im Schlift: Im Globigerinenschiefer von Partnun entsprechen den Knötchen besonders feinkrümelige, dunkel erscheinende Partien der Gesteinsmasse, welche an manchen Stellen den ganzen Zwischenraum zwischen den Foraminiferenschalen einnehmen, in anderen Lagen aber in isolierten rundlichen oder unregelmäßigen Flecken der sonst helleren und etwas grobkörnigeren Gesteinsmasse eingelagert sind. Manchmal werden sie randlich von Schalenscherben teilweise eingefasst. Deutlicher treten in einem Schcliffe der Schiefer von Pany die Tüpfel in analoger Weise als länglichrunde, dichtere und dunklere Partien der sehr feinkörnigen (nicht metamorphen) Gesteinsmasse hervor, welche mehr Quarzkörnchen zu enthalten scheint als die Tüpfel. In anderen Schliffen sind sie wieder undeutlicher geformt; wo Fossilspuren erkennbar sind, sind die Tüpfel unabhängig davon. Bei den Tüpfelschiefern des Antöniertales könnte man eher an oolithische Bildungen denken (doch habe ich nichts von einer konzentrischen Struktur oder dergleichen gesehen). Schmidt spricht bei dem Schieferzug von Pany von oolithischen Kalken, womit wohl die Tüpfelschiefer gemeint sein dürften. Aus dem Vorkommen von *Phycopsis* in diesen Schiefen, der Ähnlichkeit mit den Globigerinenschiefern und der Begleitung durch tristelbreccie-ähnliche Bänke kann auf ein kretazisches Alter der Antönier Tüpfelschiefer geschlossen werden, was auch in Übereinstimmung damit steht, daß die auf Theobald's Karte als „kalkige Bündnerschiefer (sk)“ ausgeschiedenen Zonen, zu denen eben die Schiefer bei Pany und Antönien gehören, an der Casanna bei Klosters nach Seidlitz' Angabe Orbitulinen führen.

Die Tüpfelschiefer des Inntalgebietes können aber nach obigem Befunde ihrer Mikrostruktur nach jenen des Antöniertals nicht direkt gleichgestellt werden. Die Begleitung durch Breccien von der Tracht der Tristelbreccie ist auch im Inntalgebiete an mehreren Orten vorhanden. Beide kommen hier auch in tieferen Teilen der Bündnerschiefer vor (Ostgrat des Schalkkopfes).

Die Herleitung aus der Radiolarienkalkbreccie gewährt keinen sicheren Schluß auf das Alter, da außer den bekannten Radiolarienkalken des Jura auch schon aus dem Muschelkalk der Lischannagruppe von Schiller radiolarienhaltige Kieselkalke angeführt werden.

Anderseits spricht die petrographische Übereinstimmung der kalkigen Breccien in den basalen Schiefen mit jenen der Bündnerkreide stark für eine Altersangliederung. Der Breccienhorizont im Fernertobel liegt wenige hundert Meter über dem Kern der Schieferwölbung; von hier an aufwärts folgen in den verschiedensten Horizonten an zahlreichen Stellen eingeschaltete Lagen von Breccien (und Tüpfelschiefern) bis hinauf zur höheren Bündnerkreide.

Es spricht demnach viel Wahrscheinlichkeit dafür, daß zum mindesten der größere Teil der grauen Bündnerschiefer der Kreideformation zuzurechnen ist. Ob in den

tiefsten Teilen auch ältere Formationen vertreten sind, dafür liegen keine verlässlichen Anhaltspunkte vor. Der Zusammenhang mit den oberen ist durch keine erkennbare Grenze gestört — ebenso wie auch die Bündnerkreide im Hangenden mit den mittleren (Breccien und Tüpfelschiefer enthaltenden) Teilen der Schichtfolge durch allmählichen Übergang verbunden ist — die lithologische Gleichheit von Unterschieden der Metamorphose abgesehen, eine völlige. Einige stratigraphische Möglichkeiten, die ganze Serie betreffend, werden in einem späteren Kapitel erörtert werden.

Die lithologische Übereinstimmung der Inntaler grauen Bündnerschiefer mit jenen des mittleren Graubünden ist schon seit den ältesten Aufnahmen bekannt. Sie ist für die Gleichstellung beider der nächste Anhaltspunkt und wird durch die Gemeinsamkeit charakteristischer Horizonte, der Tüpfelschiefer und der Tristelbreccien, gestützt. Doch wird dadurch nicht eine vollständige Gleichsetzung des stratigraphischen Umfangs der ganzen Ablagerung gewährleistet und können selbst bei Gleichheit der faziellen Ausbildung diese einander nicht ohne weiteres in ihrem Alter gleichgesetzt werden. Zu dieser Vorsicht mahnt z. B. der Umstand, daß die durch Fossilfunde als liasisch bekannten Gesteine des Piz Mundaun bei Ilanz in ihrer Ausbildung als graue sandige Kalke, Quarzsandsteine mit kalkig-quarzigen brecciösen Bänken, weißen kristallinen Kalktonschiefen und schwarzen, oft metallisch angelaufenen Tonschiefern, ganz analog der Serie vom Schmalzkopfe ist, welche letztere aber in engstem Verband mit der Bündnerkreide steht.

Es wurden bereits oben ein paar fazielle Gleichstellungen von innerbündnerischen und inntalerischen Komplexen gegeben, auf Grund eigener Besichtigung. Als weitere solche Parallelen seien angeführt:

Die in der Klus zwischen Landquart und Seewies (Bahnhofstation) so prächtig aufgeschlossene Kalkserie entspricht lithologisch völlig den Kalken in der Stillebachschlucht (Finstermünzstraße). Gegen das Dorf Seewies hinauf folgen sandige Schichten, sehr ähnlich denen der Norberthöhe bei Nauders. Am Weg von dort nach Ganey durchschreitet man eine Serie, die jener an der neuen Samnaunerstraße oder zwischen der Norberthöhe und Martinsbruck ähnlich ist. Unter Cavadurli begegnet man bereits einer Breccie, welche denen der Finstermünz — Nauderergergend entspricht (kalkig, gelbe Dolomit-einschlüsse, weiße Glimmerblättchen), nur ist sie zum Teil grobbrecciös und enthält dann Stücke kristalliner Gesteine, was dort nicht beobachtet wurde.

In dem schönen Profil, welches die Straße von Ilanz nach Vals Platz eröffnet, stehen im obersten Teil der Schlucht Kalkglimmerschiefer an und marmorisierte glimmerarme Kalke, in welche bei Buccarischuna Grünschiefer eingelagert sind. Nördlich davon mengen sich graue Kalkphyllite, graue halbkristalline Kalke und phyllitische Schiefer mit hochkristallinen Kalkglimmerschiefern. Von Lunschania abwärts, nördlich des letzten größeren Kalkglimmerschieferzuges, streichen dann die Tüpfelschiefer durch. Die Kalkglimmerschiefer entsprechen lithologisch denen der Pfundsgergend, erreichen aber teilweise eine Höhe der Kristallinität, die im Inntal kaum vor-

kommt, besonders in den glimmerarmen Formen, wie auch so ton-, bzw. glimmerarme Arten im Inntalergebiet kaum auftreten. Von den Tüpfelschiefern nordwärts bis Tersnaus folgt ein Komplex grauer Kalkphyllite und Tonschiefer, im südlichen Teil noch als glimmerreiche Phyllite entwickelt, eine Serie, die etwa denen am Eingang ins Kaunertal ähnlich ist. Den Valsergesteinen eigen ist der im tirolischen nicht beobachtete häufige Pyritgehalt. Im Gebiet Tersnaus-Furt scheint ein Übergang zu der Mundaunserie einzutreten, von der die beschriebene Schichtfolge sonst deutlich unterschieden ist. Die höherkristallinen südlichen Teile und die Kalkphyllitregion sind durch Wechsellagerung miteinander verbunden, insofern schon im Gebiete von Lunschania zwischen den Kalkglimmerschiefern Züge weniger kristalliner Kalke, Kalkphyllite etc. eintreten, so daß meines Erachtens hier eine allenfallsige Grenze zwischen paläozoischen und mesozoischen Schiefen eine künstliche wäre.

Die bereits oben zum Vergleich herangezogene Kreide der Lechtaleralpen hat mit den Bündnerschiefern die erwähnten Breccien gemeinsam. Außerdem treten in ihnen, wie ich z. B. am Kaiserjoch und am Zürsersee beobachten konnte, kieselige Kalke und Quarzite auf von ganz gleicher Beschaffenheit wie am Schnalzkopfe etc., grau, bräunlich, rau anwitternd, fein zuckerkörnig, manchmal mit kleinen, schwarzen Crinoidenstielgliedern; sie gehen stellenweise in feine Breccien über und sind begleitet von kalkigen und tonig-kalkigen Bänken und Tonschiefern, ähnlich wie im Bündnerschiefergebiet. Im übrigen unterscheidet sich die Lechtalerserie durch das starke Überwiegen der Tonschiefer, welche am ehesten mit den Fucoidenschiefern unseres Gebietes verglichen werden können. Allerdings kann möglicherweise der Unterschied gegenüber den anderen Tonschiefern der Bündnerschiefer nur durch die Metamorphose entstanden sein. Die mit Breccien und quarzitisches Gesteinen ausgestatteten Zonen entsprechen lithologisch der Schichtgruppe: Kreide der Alp bella oder von Clünas samt den begleitenden Flyschschiefern.

Bunte Bündnerschiefer.

a) Petrographische Beschreibung und Verbreitung.

Der Nordabfall der Bündnerschieferwölbung ist vom Samnaun bis zum Kaunertal ausgezeichnet durch das Auftreten einer Schieferserie, welche sich durch ihren Reichtum an kalkig-tonigen, sandigen und grobklastischen Sedimenten und die Dünnschieferigkeit der kalkigen Teile sowie durch ihre Färbung leicht kenntlich von den anderen kalkigen Bündnerschiefern abhebt. Sie durchziehen das Gebiet in zwei Zonen, deren südliche oft in mehrere kleine Zonen gespalten ist.

Ich verwende für dieselben den Namen „bunte Bündnerschiefer“. Von Theobald und Gümbel wurde dieser Name in einem weiteren Sinne gebraucht, insofern sie auch die verschiedenen Eruptivgesteine miteinbezogen. In dem engeren Sinne wie hier be-

nützen ihn W. Schiller und G. Dyrenfurth. Wenn auch die Farben dieser Schiefer keine lebhaften sind, so erscheinen sie doch im Verhältnis zu dem eintönigen Grau der basalen Bündnerschiefer oder dem Gelbgrau der Kreidekalke abwechslungsreicher und deutlich verschieden. Andererseits ist eine derart allgemeine Benennung bei der Unsicherheit der stratigraphischen Einstellung einem bestimmten Formationsnamen vorzuziehen.

Die Ablagerungen dieser Serie sind fast durchwegs mehr oder weniger kalkhaltig — vielfach eigentliche Kalkgesteine. Dagegen treten Ablagerungen, welche ganz oder überwiegend aus Quarz zusammengesetzt sind, an Ausdehnung und Mächtigkeit ganz zurück und ebenso sind rein tonige Gesteine selten. Fast alle Schiefer dieser Serie brausen mit *HCl* auf.

In allen Teilen ihrer Erstreckung sind Zeichen der Umkristallisierung zu beobachten. Sie ist im westlichen Teile am geringsten und verschwindet hier an vielen Gesteinsarten gänzlich, gegen Osten hin nimmt sie zu: Zunahme des Serizitgehaltes, Umwandlung des dichten grauen Kalkes in weiße kalzitische Aggregate. Im nördlichen und in den südlichen Schieferzügen ist dies gleicherweise entwickelt, doch ist in den südlichen inneren Schieferzonen im allgemeinen die Metamorphose um ein geringes stärker: die am stärksten umgewandelten Bereiche dementsprechend bei Fendels.

Die Serie entfaltet eine große Mannigfaltigkeit in Gesteinsunterarten, in Schwankungen der Farbe, der prozentischen Zusammensetzung, des Grades der Metamorphose und der Klastizität. Die Arten wechseln oftmals in horizontaler und vertikaler Richtung, sind aber durch Übergänge und Wechsellagerung so eng miteinander verknüpft, daß eine weitere Aufteilung in petrographisch selbständige Komplexe oder Gesteinszüge kaum durchführbar ist. Dagegen heben sie sich als Ganzes fast immer deutlich von den anderen Schichtgruppen ab¹⁾.

¹⁾ Das Zusammengehen von Serpentin und bunten Bündnerschiefern in der Gegend Schuls—Ardetz hat die Frage erweckt, ob die letzteren nicht Kontaktbildungen des Serpentin seien, wie dies z. B. Studer und Theobald annehmen. Für den tirolischen Teil und die hier gegebene Definition der bunten Schiefer ist eine derartige Deutung ausgeschlossen, wie ohne weiteres aus der nachfolgenden Gesteinsbeschreibung der Serie, dem Fehlen des Serpentin in nahezu dem ganzen Bereiche und der Seltenheit anderer basischer Eruptiva im Verhältnis zur Mächtigkeit und weiten Ausbreitung der bunten Schiefer erhellt (abgesehen davon, daß letztere Eruptiva meines Erachtens syngenetisch mit den Schiefen sind). Die bunten Schiefer bei Sent—Schuls—Ardetz gehören, soweit ich zum kleineren Teil aus eigenen Beobachtungen, zum größeren aus der Literatur entnehme, derselben Gesteinsserie an. Sie können vielleicht durch das Eindringen des Serpentin, welcher hier aus tektonischen Ursachen (Schubflächen) oder aus lithologischen den bunten Schiefen nachgeht, stellenweise kontaktmetamorph geworden sein, doch sind keine sicheren Zeichen dafür da und ist die Erklärung des Quarzreichtums, bzw. der Kalkarmut oder Kalkfreiheit der am Kontakt liegenden Muskovitquarzite durch Kontaktmetamorphose aus dem sonst in der Regel kalkhaltigen bunten Schiefer, wie Spitz und Dyrenfurth betont haben, petrographisch kaum zu begründen. Bei einzelnen dieser Muskovitquarzite ist es nicht sicher, ob sie überhaupt zu den Bündnerschiefern gehören (z. B. Muntanaweg, Spitz und Dyrenfurth, S. 75).

Neben den kleinen örtlichen Schwankungen der Gesteinsentwicklung ergeben sich im Überblick auch größere fazielle Änderungen im Streichen.

Beginnen wir mit der Betrachtung der Gesteinsfolge im Osten, so finden wir im Gebiete zwischen Kaunertal und Ried als Hauptbestandteile Kalkschiefer und Tonschiefer. Erstere sind dünnblättrig bis tafelig, im Querbruch lichtgrau oder bräunlich und dicht, oder weiß bis gelblich und fein kristallin; auf den Schichtflächen mit feinstem grünem oder grüngrauem Serizitbelag, der bei den kristallinen Partien aus feinen Glimmerschüppchen bestehend erscheint, bei den weniger kristallinen aber einen matt glänzenden dichten Überzug bildet. Kalzitische Ausscheidungen sind häufig und geben dann dem Gesteine eine kleinlöcherige, knauerige Struktur. Sonst ist dasselbe feinschieferig, flaserig oder fein gefältelt.

Unter den Tonschiefern sind besonders lichtgrüne glatte, mild sich anfühlende bezeichnend, oft mit dunkleren Flecken und Maserung; im Querbruch feinblättrig und meistens mit kalkigen Lagen und Fasern vermischt. Daneben treten hier schwarze und dunkelgraue kalkige Tonschiefer auf, selten sind sie dunkelviolett. Manche Tonschieferlager enthalten auch Quarzknauern. Als weniger charakteristisch sind graue tonig-kalkige Schiefer beigemengt.

In dem Schieferkomplex treten dann hier einzelne geringmächtige Bänke einer Dolomit-Breccie auf: Eckige Fragmente von durchschnittlich 3 bis 5 mm Durchmesser eines grauen, gelblich anwitternden Dolomits stecken nahe beisammen in einem weißen kalzitischen Bindemittel. Die Korngröße ist lagenweise verschieden bis zum Übergang in feine kalkige Sandsteine. Am Weg von Prutz nach Fendels sieht man eine Breccienbank in einzelne Blöcke und Linsen aufgelöst in dem leicht graugrünen Kalkschiefer, wohl auch infolge Zerquetschung einer ehemals zusammenhängenden Lage.

Im Schloßwald am Eingang ins Kaunertal findet sich in dieser Serie weiter ein Konglomerat von sehr geringer Ausdehnung und Mächtigkeit, welches viele gerundete Gerölle von Dolomit (bis zu Figröße), Stückchen grüner Tonschiefer und Kieselgerölle enthält in einem lichtgrünlichen kalzitisch-serizitischen Zement. Die Dolomitgeschiebe sinken bis zur Kleinheit und Form derer in den Breccien herab. Derartige kleine Linsen von Konglomerat sind über die ganze Erstreckung dieser Schiefer hin in geringer Zahl allenthalben verbreitet und werden weiterhin noch erwähnt werden. Das gleiche gilt von den Diabasschiefern, deren einer nördlich Fendels auftritt. Auch sie sind in ganz geringer Ausdehnung und Mächtigkeit, zwar spärlich, aber überall wieder in diesem Schichtkomplex anzutreffen.

Der innere Schieferzug setzt sich aus dem Fendlergebiet gegen SO in bedeutender Mächtigkeit bis ins Tösnertal fort, wo er ober der Bergleralm plötzlich endet. Die Gesteins Elemente bleiben die gleichen, doch ist ihre Kristallinität eine wesentlich geringere. Schwarze, graue und grüne Tonschiefer sind auch hier sehr reichlich vertreten neben verschiedenen Kalkschiefern, unter welchen besonders die braunen bemerkenswert sind. Vielfach sind Bänke von ganz feinkörnigen Breccien enthalten und auch solche mit größeren Dolomit-

fragmenten, gleich denen unter Fendels. Ober der Stalanzeralm ist auch eine kleine Linse eines großblockigen Konglomerats (ausschließlich mit Dolomitgeröllen) eingeschlossen. Am Kamm Stafelleralm—Zirmeskopf, der ein schönes Profil durch die ganze Serie bietet, liegt zu unterst, die Gufelköpfe bildend, ein mächtiger Komplex von Breccien, abwechselnd feinsandig-brecciös-sandige und grobbrecciöse Lagen und erst darüber dann eine abwechslungsreiche Folge von Kalkschiefern, Kalkserizitschiefern, Tonschiefern, Schieferen mit Quarzknuern und auch einzelnen feinsandig-brecciösen Lagen. Am Pleißköpfl (Bergleralm) durchzieht auch ein charakteristisches Quarzitlager den unteren Teil der Serie, während die Breccien hier schon wieder ganz zurücktreten.

Nach der anderen Seite findet die Schieferzone von Fendels ihre Fortsetzung nach Westen, indem sie bei Ried den Inn überschreitet und dann über die Beutelbachschlucht gegen Serfaus streicht. Die Schiefer sind bis Serfaus hin immer noch in ähnlicher, wenn auch minder typischer Weise ausgebildet, da neben dem lichtbräunlichen sandig-kalkigen Schiefer mit tonigem grünem Belag und lichtgrünen Tonschiefern viel graue Tonschiefer und Kalkschiefer sich einstellen. Im nördlichen Schichtzug, an den Abhängen des Schönjöchls, sind gleichfalls lichte Kalkschiefer von grauer, gelblicher oder grünlicher Färbung mit serizitischem, feinschuppigem Belag auf den Schichtflächen, darüber auch dunkelgraue Kalkphyllite neben großen Mengen von Tonschiefern, die herrschenden Gesteine. Die Tonschiefer sind als graue, stellenweise noch metamorphe Phyllite mit Kalklagen und schwärzlichen Tonschiefern entwickelt, daneben auch als lichtgrüne, milde Tonschiefer. Ferner kommen auch die weiter westlich stark entfalteten braunen Kalkschiefer mit wulstiger, grün-serizitischer, beschuppeter Oberfläche vor. Lagen von sehr stark verschiefertem und verfäلتeten, dunkelgrün und dunkelviolett gefärbten Diabasschiefern sind mehrfach eingeschaltet.

In den Wiesen zwischen Urgenebnerbach und Fiß, bei P. 1464, steht eine große Masse von Konglomerat an, welche in einem lichten, kalkig-serizitischen Zement fast ausschließlich gerundete Gerölle von dunkelgrauem (seltener hellgrauem) Dolomit, dolomitischen Kalk und Kalk enthält bis zu Faustgröße; außerdem stellenweise große Scherben von Verrucano (bis zu Handgröße). Es gehört einer rings von Verrucano umgeschlossenen Zone von buntem Schiefer an, deren andere Bestandteile aber nahezu gänzlich von Vegetation bedeckt sind.

Feinere Breccien habe ich in dem Raume Fiß—Schönjöch in den bunten Schieferen nicht gefunden.

Gegen Westen zu keilen auf der Fisser Ochsenalm (Mulde zwischen Schönjöch und Sattelkopfkamm) die lichten gelblichen Kalkschiefer, welche ostwärts die Hauptmasse bilden, aus — hier von Diabasschiefer begleitet — und machen am Kamm der Sattelköpfe (ober Serfaus) einer in dieser Serie ganz ungewöhnlichen quarzreichen Ausbildung Platz: Grüne serizitische Gesteine mit vielen großen Quarzknuern und Lagen, schwärzlicher quarzitischer Schiefer, dunkle, graue Phyllite und graue Serizit-Quarzschiefer. Im

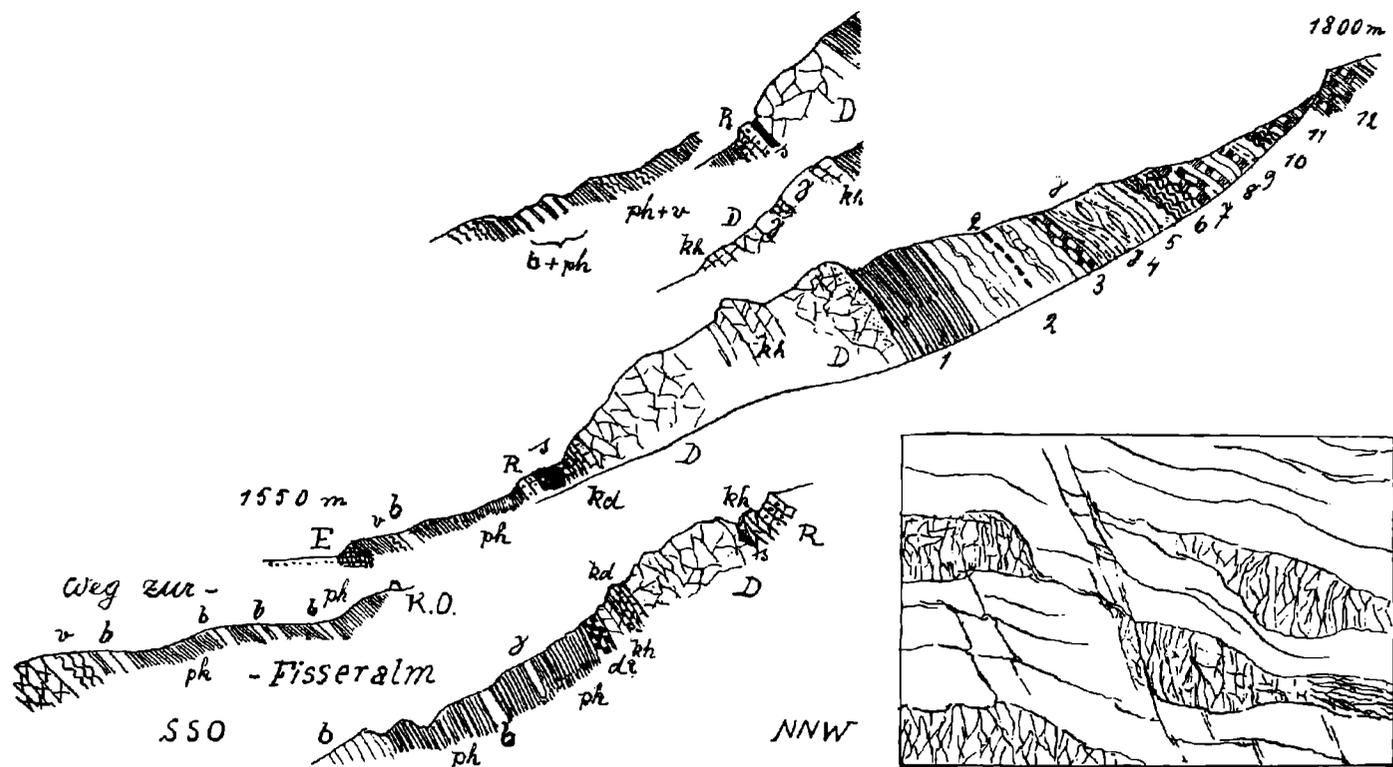


Fig. 5. Profile durch die Felsausbruchsnische ober Fiß.

Die oberen an dem westlichen Rand der Nische, das Hauptprofil an der östlichen Wand, die unteren am Wege von Fiß zur Ochsenalme und über demselben.

Maßstab ungefähr 1:4200.

Erklärung zu vorstehender Figur 5.

K. O. = Kalkofen.

b = Lichtgrüne Tonschiefer mit bräunlichen kalkigen Lagen (bunte Bündnerschiefer).

ph = Dunkle Phyllite mit Brauneisensteinputzen. Verrucano.

v = Lichtgrüne und violette Quarzserizitschiefer. Verrucano.

N = Eisendolomit.

d = Diabasschiefer.

= Gips (und vergipste Kalke oder Schiefer).

Trias:

R = Gelbe Raubwacke.

kh = Lichte Kalke, gebankt. Im Hauptprofil an der Basis derselben weiße späthige Bank.

s = Schwarze Tonschiefer, rostig oder metallisch anlaufend und Sandsteine, in sandig-kalkige Schiefer übergehend.

kd = Dunkelgrauer, dünnbankiger Kalk.

D = Dunkelgrauer Dolomit und dolomitischer Kalk, brecciös, besonders an der Hangendgrenze.

Bunte Bündnerschiefer und Verrucano, im Hangenden der Trias.

1 = Schwärzliche Phyllite mit Quarzknuern, gleich *v*. An der Basis verdrückte Serizitschiefer mit gelben Kalkschlieren.

2 = Lichte grünliche und graue, helle violette Tonschiefer mit gelben Kalklagen und mit Quarz, selten pyritartig, in ihnen eine weiße Quarzbank *q*.

3 = Graue Kalklagen und Tonschiefer.

4 = Grüne und gelbe kalkige Serizitschiefer und Tonschiefer mit Gipslinsen *γ*.

5 = Grüne Tonschiefer, im Querbruch oft blaßrötlich-kalkig.

6 = Lichte quarzreiche Verrucanoschiefer.

7 = Graue Kalklagen und Tonschiefer, gefaltet.

8 = Violette und grüne Tonschiefer.

9 = Grünliche Tonschiefer mit gelben Kalklagen.

10 = Weißlicher Serizitquarzit.

11 = Übergang zu grauen halbphyllitischen Tonschiefern mit gelblichen Serizitbelegten Kalklagen.

12 = Halbphyllitische grauschwarze Tonschiefer.

Hangenden sind die Phyllite hochkristallin. Außerdem die lichtgrünen glatten Tonschiefer und Diabasschiefer. Es ist schwer anzugeben, wie viel in dieser Serie noch zu dem darunterliegenden Verrucano zuge zu rechnen ist.

In den dürrtigen Aufschlüssen unter dem Planskopfe, welche die Fortsetzung jener Zone bilden; erinnern noch die stahlgrauen, stark quarzhaltigen Phyllite an die Ausbildung am Sattelkopf; auch eine größere Masse von Quarzfels (Verrucano?) steckt dazwischen. Daneben treten kalkige graue Phyllite mit Brauneisensteinputzen, lichtgrüne Serizitschiefer und solche mit braunem kalkigem Querbruch und graue und bräunliche Kalkphyllite auf.

Am Ostgrat des Furgler herrschen wieder (Detailprofil siehe unten) ganz die Kalkschiefer in dieser Serie, graue, gelbliche mit grünem Serizitüberzug, auch weißliche, kalzitisch-kristalline und braun anwitternde; weiter grünlichgraue Kalkphyllite und zahlreiche Lagen von grauen und grünlichen phyllitischen Tonschiefern. Hier erscheint vereinzelt auch wieder eine Breccienbank. In dem entsprechenden Teile der südlichen Schieferzone erinnern die auf der Lawensalm auftretenden grüngrauen, dichten, grauackennähnlichen Schiefer — begleitet von grünen Tonschiefern und gelben Kalkschiefern — an das Sattelkopfprofil, mehr aber noch der am Lazidkamm aufgeschlossene schmutziggroße Serizitquarzfels, darunter eine Bank reinen Quarzits. Daneben erscheinen grüngraue und bräunliche, dünntafelige, kalkige Schiefer und dünne, feinsandige Schiefer, ähnlich den Flyschschiefern des Fimbertales. An den Riesenköpfen sind auch mehrfach Breccienbänke in diese Serie eingeschaltet. Unter den zahlreichen Tonschiefern kommen hier wieder schwarze wie bei Fendels zum Vorschein und schwärzliche Tonphyllite mit metallischen Anlauffarben.

In den grüngrauen Schiefen der Lawensalm liegt auch geschieferter Diabasporyphyr (makroskopisch dicht, grüngrau, mit sehr kleinen, plattgedrückten und parallel geordneten Feldspateinsprenglingen, im Schriff zum Teil noch wohlerhaltene, teilweise idiomorphe Plagioklase, als „Augen“ in dem feinflaserigen, metamorphen Grundgewebe, größtenteils aber zu Fasern zermalmt unter Neubildung von Chlorit und Quarz.

In der weiteren Fortsetzung beider Zonen über das Stubental und die Fließeralm nehmen besonders die klastischen Gesteine an Häufigkeit und Ausdehnung zu, sowohl durch die zahlreichen Breccienbänke, als durch die feinsandig-kalkigen Bildungen. Da alle diese eine bräunliche Anwitterungsfarbe besitzen, erhält die Serie eine bräunliche Gesamtfärbung. Auch rein kalkige Gesteine sind häufig, während Tonschiefer gegenüber ihrer östlichen Entfaltung hier zurücktreten. Die Metamorphose ist gering oder ganz fehlend.

Die klastischen Bestandteile der Breccien sind von mittlerer bis sehr geringer Größe, eingebettet in einer dichten Bindemasse; die Größe der eckigen Fragmente beträgt durchschnittlich wenige Millimeter und sinkt bis zu Übergängen in Sandstein. Sie sind schieferig, dünnplattig, selten dickbankig und dann aus größerem klastischem Material (bis zu 0,5 cm Größe). Die Farbe ist gelbbraunlich, manchmal tragen die Schichtflächen sehr geringe serizitische Belege.

Die Komponenten der Breccie sind hauptsächlich dunkelgrauer, gelb verwitternder Dolomit.

Im Schriff erscheint das Bindemittel zusammengesetzt aus Kalzit und Quarz in annähernd gleicher Menge und ist kristallinisch-körnig, manchmal schwach parallel texturiert. Die Einschlüsse sind sehr feinkörniger bis dichter Dolomit (oder Kalk), oft mit rostiger Umrandung, seltener Kalksandstein, Aggregate von Quarz, auch einzelne größere Quarze, selten Feldspate (Plagioklas) und ganz vereinzelt und selten große Glimmerfasern (siehe Tafel XXIII, Fig. 4). In einem Schriffe

wurde ein Geschiebe eines diabasischen Gesteines (gleicher Art wie in dem Konglomerat) gefunden. Einzelne dicke Bänke größerer Breccie, wie sie in der Masner und in den bunten Schieferen nahe der Verrucanogrenze unter dem Hexenkopf liegen, enthalten im Gegensatze zu den anderen wenig Quarz, haben also ein fast ganz aus gleichmäßigem Kalzitaggregat bestehendes Zement und sehr viele dicht gedrängte Einschlüsse des gleichen Karbonatgesteins wie die übrigen.

Die Breccien der bunten Bündnerschiefer unterscheiden sich von denen der grauen kretazischen Breccienkalke durch ihre Dünnschieferigkeit, den Mangel der Crinoidenstielglieder und durch ihren Quarzgehalt. Jene der Bündnerkreide enthalten in der Regel relativ wenig Einschlüsse anderer Gesteine, ihr Zement ist mehr oder weniger rein kalkig und sie gehen allorts in geschiebefreie dickbankige graue Kalke über, während die der bunten Schiefer in feine Sandsteine übergehen.

Mehr Ähnlichkeit besitzen sie mit den quarzreichen Breccienhorizonten der basalen grauen Bündnerschiefer (Arina, Hähntenn, Lochschrofen). Diese enthalten die gleichen Einschlüsse, allerdings durchschnittlich in geringerer Menge als jene der bunten Schiefer. Das Zement ist bei denen der basalen Schiefer mehr umkristallisiert (deutliche Kristallisationsschieferung). Von den genannten Quarzbreccien abgesehen, neigen aber die Breccien der basalen Schiefer mehr zu rein kalkiger Ausbildung und nähern sich damit mehr der Bündnerkreide, doch kommen auch solche mit einer den Breccien der bunten Schiefer ähnlichen gleichmäßigen Menge von Quarz und Kalzit vor (zum Beispiel Val sinistra, Spiß, mit wenigen größeren und teilweise sehr viel mikroskopisch kleinen Einschlüssen). Paulckes Rözbreccie ähnelt dort, wo sie quarzreich-sandig entwickelt ist, den Arina breccien, steht aber sonst durchaus den Breccien der „Bündnerkreide“ näher als denen der bunten Schiefer.

Im Überblick ergeben sich also folgende grobklastische Gesteinsarten:

- A. Breccien der basalen grauen Schiefer { kalkige (Finstermünz etc.)
quarzige (Kreuzjoch, Arina);
Crinoidenhaltige kalkige Breccien der oberen grauen Bündnerschiefer (Bündnerkreide, Tristelbreccien)
Rözbreccie Paulckes und quarzitisches Ausbildung derselben und
Minschunbreccie Paulckes (als grobblockige Ausbildung der
ersteren.
- B. Breccien der bunten Bündnerschiefer { normale kalkig-quarzige
quarzreiche, serizitische Ausbildung derselben
grobkörnige Dolomitbreccien (Fendels, Beutelkopf etc., übergehend in die erste);
Konglomerate der bunten Bündnerschiefer mit Übergang in die Breccien.

Die zweitangeführte Abart der Breccien der bunten Serie ist durch stärkeren Quarzgehalt ausgezeichnet, indem sie Quarz nicht nur

im Bindemittel, sondern auch reichlich in größeren Körnern als klastische Komponente führt. Sie ist auf den Schieferungsflächen stark mit Serizit belegt, im Querbruch weiß-gelblich. Im übrigen enthält sie auch die Karbonatfragmente wie die anderen.

Wir kehren wieder zur Schilderung der Schieferzonen zurück:

In gleicher Weise wie weiter östlich sind auch im Stubental und auf der Fließeralm weit verstreut einzelne Linsen von Konglomerat eingeschaltet, so an der Blauwand, am Pfundser Ochsenberg, unter P. 2827 (Masner), auf der Fließeralm u. a. O. Die größte derselben (Pfundser Ochsenberg) hat eine Längenerstreckung von etwa 300 m, bei einer Mächtigkeit von 10 bis 20 m. Jene an der Südseite der Blauwand besitzt schätzungsweise 100 m Länge und 30 m Mächtigkeit. Meist sind sie aber bedeutend kleiner, bis zu wenigen Meter Erstreckung. Die Gerölle sind größtenteils gut gerundet, manchmal auch nur kantengerundet, durchschnittlich nuß- bis eigroß, oft aber auch kopfgroß und noch größere kommen vor. Die meisten bestehen aus dunkelgrauem, ungeschichtetem Dolomit und ebensolchem Kalk, andere aus grünem Tonschiefer, Quarz, Quarzit, Verrucaogesteinen, sehr selten Gneis (Pfundser Ochsenberg und Matschiberle-Sattel), außerdem an der Blauwand auch dichte grüne Gesteine, welche im Schriff als ein sehr feinkörniges, diabasisches Gestein, beziehungsweise als feinfaseriger Grünschiefer sich zu erkennen geben.

Das Bindemittel ist metamorph, serizitführend, im Querbruch weiß feinkristallinisch kalzitisch, seltener schwach metamorph und mehr sandig. Das Konglomerat am Pfundser Ochsenberge geht lagenweise in die oben beschriebenen feinen Breccien über, ebenso geht das Bindemittel des Konglomerats im Schloßwald (Kaunertal) durch Einstreuung kleiner eckiger Dolomitbröckelchen in ebensolche Breccien über. Im Schriff erscheint das Zement des letzteren Vorkommens als feinkörnige, sehr quarzreiche Breccie, gleich den Breccien im Stubentale ¹⁾.

Charakteristisch für die Serie in der Erstreckung westlich vom Pezidkopf und Arrezjoch sind die — im östlichen Teil seltener oder weniger typisch entwickelten — braunen feinsandigen Kalke und Kalkschiefer. Sie sind auch im Querbruch bräunlich (rötlichbraun), die Schieferungsflächen fleckig, teils mit grünlichem Serizit überstreut, größtenteils aber braun, sandig, fein geraut, oft wellig oder wulstig. Daneben kommen dann rein kalkige, dünnstriefrige Gesteine vor und die gelben, serizitbestreuten Kalkschiefer wie im Osten, seltener flaserig-bankige, gelbliche Kalke; ferner häufig dünntafelige, oft wellig verbogene grüngraue oder bräunliche, sehr feine Sandsteine, oft von Narben und Rissen durchzogen. Sie erinnern sehr an die

¹⁾ In Rücksicht auf die von Kober in den Mitteilungen der geologischen Gesellschaft in Wien 1912, S. 47 (Separatdruck) geäußerte Vermutung, daß die polymikten Konglomerate (in dem burten Bündnerschiefer) nichts anderes seien als die Schwarzeck-Breccien der Radstädter Tauern, also nach Kober tektonische Bildungen, muß bemerkt werden, daß diese Konglomerate die typische Form der Sedimentärkonglomerate an sich tragen, weshalb ich auch eigens den Namen Konglomerate und nicht Breccien für dieselben gebrauche. Auch die Art ihres Auftretens spricht gegen eine tektonische Erklärung.

helmintoidenführenden Flyschschiefer des Fimbertals und ich beobachtete in der Masner nördlich der Gseßsneid auch Lagen mit stark den Helmintoiden ähnlichen, langgestreckten, dünnen Wülsten auf den Schichtflächen. Deutliche Bildungen dieser Art wurden aber nicht gefunden.

Die Tonschiefer sind gleicher Art wie östlich, besonders die milden lichtgrünen.

Ein häufiges, wenn auch nicht mächtiges Gestein, das in seiner Stellung zu dieser Serie nicht ganz sicher ist, und auch vom östlichen Bereiche schon erwähnt wurde, sind grüne serizitisch-tonige Gesteine mit sehr viel und großen rauhen, löcherigen Quarzknuern und Knollen. Sie scheinen besonders am Rande der Serie aufzutreten (Frudigerkamm). Beim Zerfall derselben bleibt die Humusdecke überstreut von den übrigbleibenden Quarzknuern.

Am Südgrat von P. 2827 (nördlich des Minderskopfes) sind in engem Verbande mit den typischen Gesteinen dieser Serie auch schmutzig dunkelgrüngraue Quarzite und quarzitisches Schiefer entwickelt.

Auch in diesem westlichen Bereiche treten wieder dort und da kleine, wenig ausgedehnte Lager von sehr stark verschiefertem Diabasen und diabasisch-sedimentären Mischgesteinen auf: Fein gefaltete Schiefer, in der Farbe zwischen dunkelgrün und dunkelviolet vielfach wechselnd, oft mit dünnen kalkigen Lagen (besonders raudlich). Es wurde schon im „Querschnitt“ erwähnt, daß gerade unter diesen kleinen Diabaslagern sich öfter solche mit Relikten einer Mandelsteinstruktur finden (z. B. nördlich Arrezjoch, nördlich P. 2854 des Frudigerkamms, östlicher Fließberg, Chant d'alp trida usw.).

In dem Profil über das Arrezjoch und den Pezidkamm sind nur wenige Breccienbänke zu sehen. Es herrschen hier und am Pezidkamm die verschiedenen braunen kalkig-sandigen Schiefer, Kalkschiefer und flyschähnliche Lager. Im Masnertal nimmt die Serie aber rasch einen stark klastischen Charakter an: am Minderskopf und P. 2827 nördlich davon sind in allen Zonen dieser Schiefer die Breccien in sehr zahlreichen Lagen entfaltet. Ebenso sind auch noch am Frudigerkamm (zwischen Pfundser Ochsenberg und Fließeralm) die Breccien noch in besonderer Häufigkeit anzutreffen. Auf der Fließeralm geht zunächst ihre Ausbreitung wieder zurück, da am östlichen Fließberg nur noch drei oder vier Zonen von brecciösem Charakter die Schieferfolge durchziehen, nimmt aber gegen Westen gleich wieder ihre breite Entfaltung an; am Malfragkamm baut sich ober den tonigen und sandigen Schichten des Matschiberlesattels eine mächtige Folge der typischen Breccien dieser Serie auf, welche oben durch Wechsellagerung in Flyschschiefer übergeht. Sie setzt sich in ähnlicher Ausbildung zum Kamm Munt da Cherns—Gräbelekopf fort, wo südlich des P. 2716 die Breccienzonen durchstreichen. In den höheren und auch in den tieferen Lagen sind hier mehrfach ganz kleine Linsen von größerem Konglomerat eingeschaltet (siehe das unten genau ausgeführte Schichtverzeichnis).

Gegen Westen hin streicht die Zone dann über die Alp bella und die Salaseralm zum Inneren Viderjoch und erreicht

über dem Zeblespaß und den Piz da val gronda das oberste Fimbertal. Alle charakteristischen Gesteinsarten des tirolischen Bereiches sind auch hier wieder anzutreffen: die grünen Tonschiefer, die quarzknuerigen Serizitschiefer, die braunen und die gelblichen feinen kalkig-sandigen Schichten, die „fyschähnlichen“ feinen, dünn- tafeligen Sandsteine, ferner die dünn-schieferigen Breccien, hier besonders die quarzführenden; auch Konglomeratlager finden sich. Charakteristisch für die Entwicklung am Viderjoch ist die starke Entfaltung von Quarziten, teils dickbankig, teils feinschieferig und vielfach wechsellagernd mit grüngrauen feinsandigen Schiefen; also wieder eine Fazies, ähnlich der am Sattelkopfkamm. Am Piz da val gronda treten sie schon wieder ganz zurück und es überwiegen wieder die verschiedenen Ton- und Serizitschiefer und Sandsteine.

Die Aufstellung einer bestimmten zeitlichen Schichtfolge innerhalb der Serie wird durch den lebhaften Gesteinswechsel erschwert, vor allem aber durch die stark gestörten Lagerungsverhältnisse wertlos gemacht, infolge welcher kein Profil sicher als Normalprofil angesprochen werden kann.

Um ein genaues Bild des Gesteinswechsels innerhalb eines Profils zu geben, seien als Beispiele hier noch drei zusammenhängend aufgeschlossene Profile im einzelnen, von unten nach oben, aufgezählt.

1. Profil durch die „bunten Bündnerschiefer“ am Ostgrat des Furgler:

Grügelbe Kalkbänkchen,
gelbliche Kalkschiefer und graue Kalkphyllite (mächtig),
grügelbe Kalkbänkchen, wechselnd mit grauen und violettgrünen Phylliten,
braun anwitternde Kalkschiefer, knollig-faserig, intensiv verquetscht, manche
Lagen mit schmutzig grünlichem Tonbelag, nach unten auch graue Phyllite,
graue und gelbliche dünnblättrige Kalkschiefer,
graue kalkige Schiefer und Phyllite, gelbliche und weiße kalkige Schiefer
mit Serizitbelag; in diesem Komplex eine Breccienbank,
grüngraue Quarzknuerschiefer und dünnblättrige grünlichgraue Kalkphyllite
und auch sandige Schiefer;
Gesamtmächtigkeit ungefähr 800 m.

2. Profil über den P. 2827 im Kamme zwischen Masner und Pfundser Ochsenberg:

Sandig-tonige Schiefer,
braune, seltener graue Kalkschiefer, rötlichbraun anwitternd oder mit grünlichem serizitischem Überzug, oft narbig, fleckig,
ein paar Bänke dickbankigen hellgrauen Kalkes, übergehend in serizitbelegte bräunliche Bänke,
Gips,
lichtgrüne Tonschiefer und gelbkalkige, serizitbelegte Bänkchen,
Gips,
braune, grünserizitische Kalkschiefer,
Schuppe von Verrucano (weißer Quarzfels und Serizitquarzit) 4—5 m,
braune kalkige und kalkig-sandige Schiefer mit vielen Bänkchen sehr feinkörniger Breccie, ferner schmutziggraue dichte Quarzite und „fyschähnliche“ Schiefer,

Schuppe von Verrucano (grüne Serizitquarzite und violette Serizitquarzschiefer, 2—3 m),

braungrüne sandig-kalkige Schiefer, feinsandige Breccienbänke, graugrüne Tonschiefer und schmutzig dunkelgrüngraue Quarzite und quarzitisches Schiefer, flyschähnliche Schiefer,

kalkreicher Diabasschiefer,

grüne serizitische Schiefer mit braunen kalkigen Flasern, nach oben in kalkige Schiefer übergehend,

Flyschschiefer (dünnblättrige, feinsandige Schiefer mit Wülsten und Rissen) und in ihnen einzelne Breccienbänke und braune kalkig-sandige Schiefer.

Daran schließt sich das weiter unten besprochene Grenzprofil gegen den Verrucano, am Sattel nördlich des P. 2827. Mächtigkeit von der oberen Verrucanoschuppe bis zur hangenden Verrucanogrenze ungefähr 230 m.

3. Profil vom Joch Spadlas nördlich des Munt da Cherns bis zum P. 2716:

(Rauhwanke und Gips),

braunkalkige Schiefer mit grünlichen Flecken auf den Schichtflächen,

grüne, schwarze, graue Tonschiefer,

sandige Schiefer und feine Breccien,

Tonschiefer,

schwärzliche Quarzitbänke mit schwarzen Tonschieferschmitzen,

kalkig-tonige Schiefer und helle Kalkbänke,

Breccien,

Quarzit,

kalkig-tonige Schiefer,

feine Breccien und braune kalkig-sandige Schiefer mit feinschiefrigen Zwischenlagen, feine Breccien (Konglomerate) mit nußgroßen, gut gerundeten Dolomit-

geröllen,

blaugraue Tonschiefer,

Bänke von dunkelgrauer kalkiger Breccie, in Kalkbänke übergehend, den Kalken der „Bündnerkreide“ gleichend,

braunsandige Schiefer mit einzelnen Breccienbänken und einer Lage von grobblockigem Konglomerat,

Zone mit besonders vielen Breccienbänken, braunsandige Schiefer,

„Flyschähnliche“ braunsandige Schiefer und Tonschiefer mit kalkigen Bänken und ganz kleinen Konglomeratlinsen,

grüne Tonschiefer, vereinzelte Breccienbänkchen,

(Verrucanoschuppe d. P. 2716);

Gesamtmächtigkeit etwa 500 m.

Der hohe Kalkgehalt der Schieferserie äußert sich darin, daß die austretenden Wässer vielfach Kalksinter abgesetzt haben. Die Schieferzonen werden von zahlreichen größeren derartigen Bildungen begleitet; in der südlichen Zone liegen solche im Schloßwald, NO unter dem Burgschrofen, am Fahrweg nach Fendels, bei der Lourdeskapelle am Inn gegenüber Ried, im Serfauserfeld, am Weg nach Komperdell, in der Masner. In der nördlichen Zone, jene bei Ladis, Obladis, Fisser Ochsenalm, Fließeralm, dagegen ist mir aus den übrigen Gesteinen des Bündnerschieferbereichs (österreichischer Teil) nur ein größeres Kalksintervorkommen (Kälbermais bei Pfunds) bekannt geworden. Es scheint also trotz des höheren Kalkgehaltes der basalen Bündnerschiefer, der Bündnerkreide und Triaskalke leichter in

den bunten Schiefen zur Lösung und Absetzung des Kalkes zu kommen. Das Zusammenvorkommen des Sinters und der Schieferserie ist ein so ständiges, daß man bei weiterer Untersuchung sich selten täuscht, wenn man aus dem Vorkommen der ersteren auf das der Schiefer schließt. Im Schweizergebiet wird die Schieferzone Schuls—Crusch von Kalksinterbildungen begleitet. Nähere Bestimmungen über die örtliche Zugehörigkeit der zahlreichen Kalktuffbildungen, welche im schweizerischen Inntal nach Tarnuzzers Angabe außerdem noch vorkommen, stehen mir nicht zur Verfügung; ein Teil derselben sind Absätze der Mineralquellen von Tarasp-Schuls.

B. Über das Alter der bunten Schiefer.

Näher bestimmbare Fossilien sind bisher in diesen Schiefen nicht gefunden worden. In den Dünnschliffen der Breccien beobachtet man nicht selten unregelmäßig umgrenzte, länglichrunde Körper (bis zu 2 mm Größe), welche von zahlreichen, manchmal dichtgedrängten Röhrchen (kreisrunde und ovale Querschnitte ohne Poren) durchzogen sind (siehe die Zeichnung Fig. 6) ohne erkennbare Ordnung. Vielleicht handelt es sich um irgendwelche Hydrozoenskelette, manche Schnitte erinnern auch an periphere Auschnitte von Großforaminiferen, andere an Bruchstücke von Gesteinen mit verschiedenen Mikrofaunen-

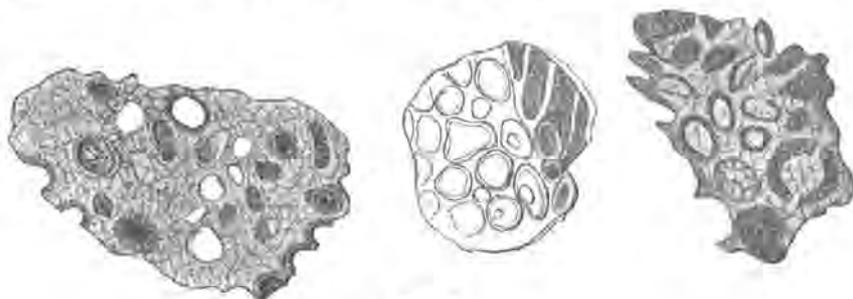


Fig. 6.

elementen. Die gleichen organischen Reste fand ich auch in der Rozbreccie (Schliff von Piz Tasna) und ebenso auch in einer kalkigen Breccie der basalen grauen Schiefer am Salezjoch und in der Quarzbreccie am Kreuzjoch.

Einen Anhaltspunkt für die Altersbestimmung bilden die Gerölle in den Konglomeraten und die Bestandteile der Breccien. Die ersteren enthalten Gerölle von Verrucano, in großer Menge solche von dunkelgrauem zuckerkörnigem Dolomit und von dunkelgrauem Kalk, welche beide den Gesteinen der Trias vollkommen gleichen. Ebenso können die kleinen Dolomitfragmente in den Breccien kaum aus einer anderen Schichtgruppe abgeleitet werden, da nur in der Trias hier solche Dolomite vorkommen. Da die Konglomerate (und Breccien) zweifellos primäre Glieder der Schieferserie sind, so muß diese

ober- oder posttriadisches Alter besitzen. Die übrigen Gerölle gewähren keine weiteren Anhaltspunkte, da unter den enthaltenen „Bündnerschiefern“ keine typischen Gesteine, etwa der basalen Schiefer beobachtet wurden und die seltenen Grünsteingeschiebe aus tieferen Teilen der bunten Schieferserie sein können. Bemerkenswert ist, daß Gneis (oder andere kristalline Schiefer der Ötztaler und Silvrettagruppe) nur äußerst selten anzutreffen ist, die jetzt so nahe liegenden Gneismassen also zur Zeit der Ablagerung der Breccie entweder unter den jüngeren Sedimenten begraben oder in einer entfernteren Lage gewesen sein müssen.

Die Zonen der bunten Schiefer werden über ihre ganze Erstreckung vom Kaunertal bis zur Alp bella von Kalken und Dolomiten der Trias (siehe oben) begleitet, welche in zahllose Schollen aufgelöst sind. Es kommen solche überhaupt mit wenigen Ausnahmen (Stammer!) nur in oder an den Schieferzonen vor. Sehr oft begleiten sie den Rand der Schieferzonen und dies gilt besonders von den großen Triaslagern am Frudigerkamm, Fließeralm, ober Fiß und Burgschrofen, welche an den Rändern breiter Schieferzonen liegen, bei Gufer-Faggen, wo große Triasmassen am Rande schmalerer Schieferzonen liegen. In schmalen (tektonisch verschmälerten) Schieferzonen mit sehr stark zerstückelten Triasschollen, wie in der Masner und a. O., liegen diese auch mitten in den Schiefen oder nahe dem Rande derselben in den angrenzenden Kreidekalken (Gmeier). Wo solche ohne begleitende Schieferzone im Kalkschiefer liegen, können die Schiefer auch tektonisch ausgeschaltet worden sein (Munt da Cherns, Piz Minschuns).

Während die südliche der beiden Schieferzonen des Nordrandes, beziehungsweise ihre Teilzonen, nur ausnahmsweise mit Verrucano in Verband tritt (Riesenköpfe), läuft die nördliche Schieferzone fast durch den ganzen österreichischen Teil hin an der Seite eines Verrucanozuges fort und wird im Stubental beiderseits von einem solchen begrenzt, abgesehen von kleineren tektonischen Schuppenbildungen mit Wiederholung des Verrucano.

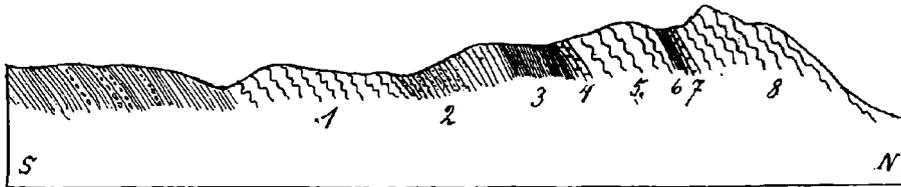
Dabei tritt an der Grenze mehrfach ein Ineinandergreifen der Schichten dergestalt ein, daß entweder einzelne Bänke und Lager des Verrucano im bunten Schiefer oder einzelne Züge letzterer im Verrucano eingeschaltet sind.

An dem Joch P. 2740, zwischen dem Hexenkopf und P. 2827 liegt von Süd gegen Nord auf der geschlossenen Serie der dünn- tafeligen feinen Sandsteine und braunen Schiefer mit Breccienbänken zuerst ein gering mächtiger Zug von weißem Serizitquarzit (siehe Profil Figur 7, 1), also Verrucano, dann grüne und braune Schiefer mit Quarzknauern (2), den Schiefen der bunten Serie sehr ähnlich, dann (3) schwarze, metallisch anlaufende Tonschiefer und Phyllit, darüber (4) eine Bank gelbbrauner Kalkschiefer — nun wieder weißer Serizitquarzit (5), dann eine Lage violetten Schiefers (6) und eine Bank (7) von gelbbraunlichem Kalkschiefer, wulstig auf den Schichtflächen und darüber wieder weißer Serizitquarzit, der an die große Verrucanomasse (8) unmittelbar anschließt. Ober derselben, am Ausgang des in die Südseite des Hexenkopfs eingebetteten Kares findet sich

zwischen den Moränen ein größerer Aufschluß, an dem man einerseits Verrucano, andererseits die bunten Schiefer sieht, dazwischen zwei auseinanderlaufende schlierenförmige Streifen der Schiefer, parallel der Schichtgrenze, von $\frac{1}{2} m$ Breite ungefähr, nahe nebeneinander im Verrucano (weißer oder blaßgrünlicher Serizitquarzit), der am Rand eine feine Zickzackfältelung zeigt.

Das umgekehrte Verhältnis kann man am Nordfuß der Gseßschneid (Stubental) sehen, nahe südlich über dem vom Minderskopf kommenden Bachgraben, im untersten Teile desselben: hier liegen kleine Schmitzen von weißem Serizitquarzit in den braunen Kalkschiefern. Der nächste zusammenhängende Verrucanozug liegt erst nördlich des Baches. Weiter aufwärts, bei der ersten Teilung des Baches, sieht man weißen Serizitquarzit und braune kalkige Schiefer (mit Serizitbelag) mehrfach miteinander wechsellagern bei engstem Verband der beiden Gesteine miteinander.

Fig. 7.



Verrucano-bunte Bündnerschiefer, Grenzzone nördlich P. 2827 (Hexenkopf, Südfuß).
(Erklärung im Text.)

Eine besonders enge Verknüpfung beider Gesteinsgruppen ist ferner oberhalb Fiß am Weg zur Fisser Alm und in der großen Felsnische über den Wiesen zu beobachten (siehe Figur 5). Die Unterscheidung wird hier noch erschwert dadurch, daß der Verrucano nur an wenigen Stellen in der typischen Form entwickelt ist, sondern meist in Gestalt der dunklen rostfleckigen Phyllite. Zu den „bunten Bündnerschiefern“ rechne ich die milden grünen Tonschiefer mit bräunlich kalkigem Querbruch. Diese sind auch hier von den Verrucanophylliten deutlich abgegrenzt und Übergänge oder Mischgesteine nicht erweisbar. Kalkgehalt und die Kristallinität, bzw. der Mangel einer solchen in den Tonschiefern, sind Unterscheidungsmittel. Die Phyllite umschließen eine große Linse von Eisendolomit (am Wiesenzaun, unteres Ende der Felsnische). Eine Stelle, welche am ehesten noch eine wirkliche stoffliche Vermengung der beiden Gesteinsarten in kleinstem Ausmaße aufweist, zeigt die Zeichnung Figur 8 (oberstes Profil in Figur 5, *b + ph*).

Von unten nach oben folgen:

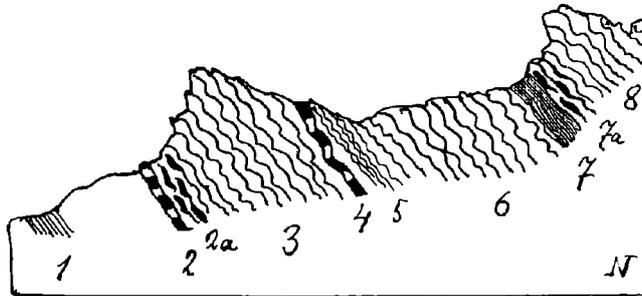
1. milde lichtgrüne Tonschiefer,
2. ein 4—5 cm starkes Bänkchen von dunkelbraunem (eisen-schüssigem) Kalk,
3. dunkle (Verrucano-) Phyllite,

4. wieder ein Bänkchen des braunen Kalkes,
5. hellere und
6. dunklere Phyllite (im ganzen 2—3 m Phyllite),
7. $\frac{1}{2}$ m milde lichtgrüne, braunfleckige Tonschiefer mit kalkigen Lagen und Kalzitadern,
8. dunkle Phyllite mit großen Quarzknollen.

An der unteren Grenze enthalten sie auch brauneisensteinhaltige kalkige Flasern (7a) und ähnliche Flasern enthält auch der angrenzende Tonschiefer. Ebenso sind den untersten Lagen von 3 solche beigemischt (2a).

Das Auftreten der eisenschüssigen Kalke läßt sich wohl mit dem benachbarten Eisendolomit in Beziehung bringen.

Fig. 8.



Detailprofil aus dem Westrand der Fißer Felsnische.

(Erklärung im Text.)

Am Südgrat des P. 2827 (nördlich Minderskopf) sind zwei je nur ein paar Meter mächtige Schichten von Verrucano in die hier sehr mächtige nördliche Schieferzone tektonisch eingeschaltet (Gleitbretter, im Sinne Spitz'), und quer über den ganzen Berg hin im Streichen zu verfolgen. Ähnliches beobachtet man an der Ostseite des Frudigerkamms, am Arrezjoch u. a. O.

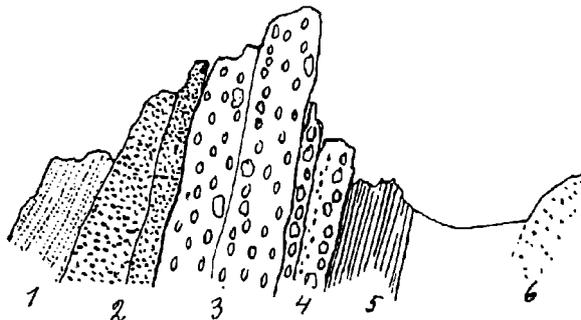
In gleicher Weise dürften meines Erachtens die beschriebenen Wechsellagerungen an der Grenze tektonisch zu erklären sein. Ein wirklicher Übergang der einen Gesteinsart in die andere ist nicht zu beobachten. Bei der schlierigen Ineinanderschaltung unter dem Hexenkopf z. B. sind die Grenzen beider ganz scharf. Schwerer ist die Grenze beider dort festzulegen, wo die Schieferserie in quarzreichen Gesteinen entwickelt ist und die Quarzserizitgesteine an der Grenze auftreten, wie dies am Sattelkamm der Fall ist, oder wo im Verrucano Phyllit stark entfaltet ist, weil solche auch in den bunten Schiefen in ähnlicher Form vorkommen, z. B. bei Zebles und Salas, Fiß.

Ein anderes Verhältnis von Verrucano, bzw. Bundsandstein und buntem Bündnerschiefer scheint bei einem Vorkommen an der Ostseite des Malfragkamms, bei den südlichen Liasklippen zu be-

stehen. Wir sehen hier am Rande einer Zone von Buntsandstein (siehe die Kartenskizze Figur 19) an dem in Figur 9 abgebildeten Felsen zunächst:

1. Rötlichen feinen Quarzsandstein (auch etwas serizithaltig),
2. weißen grobkörnigen Quarzsandstein (weiß anwitternd), stellenweise in Quarzfels übergehend — beides deutlicher Buntsandstein, dann folgen
3. dicke, gelb oder bräunlich anwitternde Bänke eines konglomeratischen Gesteins mit kalkiger Grundmasse, welches teils so dicht mit groben Quarzkörnern erfüllt ist — darunter auch weinrote Quarzkörner, wie sie sonst für den Verrucano charakteristisch sind —, daß es sehr dem Verrucano ähnlich sieht, aber daneben auch einzelne Dolomitgerölle enthält. Zum Teil aber überwiegt die Kalkgrundmasse bei weitem, so daß ein Kalk mit Dolomitgeröllen

Fig. 9.



Verrucano und kalkiges Konglomerat östlich Malfrag.

(Erklärung im Text.)

und Quarzkörnern vorliegt. Beide Arten sind in derselben Gesteinsbank nebeneinander mit Übergang vorhanden, auch unmittelbar am Rande gegen den Verrucano; hier tritt auch Pyrit in geringer Menge auf,

4. Bänke mit großen Quarzgeröllen und großen Dolomitgeröllen (4—5 cm), dazwischen Lagen von feinem, gelblichem sandigem Kalk,
5. grüne und graue, milde blättrige Tonschiefer,

6. durch eine kleine Schuttgasse davon getrennt wieder weißer Quarzsandstein.

Der ganze Felsen von 1—5 ist quer zum Streichen etwa 3 m mächtig; 2 und 3 stehen vollkommen konkordant nebeneinander, an der Schichtfuge scharf getrennt, aber ohne daß irgendwelche Spuren einer tektonischen Nebeneinanderschaltung aufzufinden wären.

Trotzdem man sich hier in einer der stärkst zerrütteten Zonen befindet, erweckt die Art des Kontaktes und vor allem die Einstreuerung der Quarzkörner den Eindruck eines stratigraphischen Verbandes von Buntsandstein und buntem Bündnerschiefer, einer Trans-

gressionsbildung mit Geröllen von zerstörten Triasdolomiten und dem Buntsandstein entnommenen Quarzgeröllen und Körnern.

Ein Schliff aus Schichte 3 zeigt unter dem Mikroskop, daß die kalkige Grundmasse bereits völlig in ein richtungslos feinkörniges Kalzitaggregat umkristallisiert ist. In dieser schwimmen zahlreiche große Quarzkörner und Körner aus Aggregaten von Quarz, von rundlichem oder geschlossen eckigem Umriß, welche teils Kataklyse zeigen, teils vollständig frei davon sind. Neben den Quarzen finden sich selten auch Einschlüsse dichten Kalkes, ferner ein Stück jenes hydrozoenähnlichen Fossils, welches oben aus der Breccie der bunten Bündnerschiefer und der Rozbreccie beschrieben wurde (Figur 6), auch ohne Zeichen einer mechanischen Beanspruchung. Um die Quarzeinschlüsse herum ist der Kalzit als langstenglicher Saum auskristallisiert (Stengel ungefähr senkrecht zum Quarzrand), vielfach umgibt aber die Quarze zunächst eine Rinde von analogen stengeligen Quarzen, welche dann mit den Kalziten ineinandergreifen — es beginnt hier also eine ähnliche Aufzehrung der Einschlüsse durch Umkristallisation wie bei der Tüfelschieferbreccie und wie dies auch gelegentlich an den anderen Breccien der Bündner Schiefer zu sehen ist. — Soweit die Umkristallisation einen Rückschluß erlaubt, spricht dieser für sedimentäre Transgressionsbildung.

In gleicher Weise, wie mit dem Verrucano in den früher aufgezählten Fällen vermengen sich die typischen Gesteine der „bunten Schiefer“ im westlichen Gebiet, besonders im Fimbertal (Piz da Valgronda u. a. O.) mit einer hier stark vertretenen Art dünntafeliger, kalkigsandiger und toniger Schiefer, welche Fucoiden führen und deren Schichtplatten stellenweise mit Helmintoiden dicht bedeckt sind; doch läßt sich aus den Fucoiden keine sichere Altersentscheidung — ob kretazisch oder tertiär — ziehen. Die Ineinanderschiebung beider Schieferserien dürfte in diesen Gebieten wahrscheinlich auch eine tektonische sein, zudem wir uns hier in nächster Nähe der höchstgestörten Zone — jener des Lias — befinden.

Ein Zug solcher Fucoidenschiefer zieht von Westen her zum Isplitzerjoch; am Kamm Grübelekopf—Cherns erscheinen sie im Hangenden der Kreide nördlich der „Kirche“ und sind mit den Kreidekalken durch vielfache Wechsellagerung stratigraphisch verbunden.

Am oberen Malfragkopf, zwischen Diabas und Kreidekalk zieht ein diesen Fucoidenschiefern sehr ähnlicher Schieferstrich durch, bestehend aus feinsandigen, dünnblättrigen, grüngrauen Schieferen mit Rissen und Narben auf den Schieferungsflächen, teilweise auch knollige grüngraue Sandsteine und mit einzelnen Breccienbänken gleich jenen der bunten Schiefer.

Auch am vorderen Malfrag (2652 m) erscheinen wieder diese Schiefer, hier durch Wechsellagerung mit den unterliegenden bunten Schieferen, beziehungsweise deren Breccien verbunden.

Diese Schieferart ist nun auch weiter östlich noch mehrfach in der Serie der „bunten Schiefer“ enthalten und wurde bei der obigen Beschreibung mit dem wenig präzisen Namen „flyschähnliche Schiefer“ (der an ihr jüngeres Alter erinnern sollte) angeführt, mit

dem Verdachte, daß hier vielleicht nicht zur Serie gehörige Beimengungen vorliegen könnten. Ihre Abgrenzung gegenüber den anderen Gesteinen jener Serie ist aber durchwegs eine sehr undeutliche. So sind sie gut nördlich von P. 2854 und P. 2827 beiderseits des Pfundser Ochsenbergs (Stubental) entwickelt, ebenso auch am östlichen Fließberg, überall im Hangenden der Schieferserie und begleitet von grünen Quarzserizitgesteinen. An der Nordseite von P. 2827 verfließen sie im Streichen mit den anderen „bunten Schiefen“. Fast alle Schieferzonen des Stubentals führen Lagen von petrographisch gleichen Schiefen. Eine kartographische Ausscheidung ist nur in einzelnen Fällen, wo sie größere Mächtigkeit erlangen möglich (siehe Kartenbeilage). Weiterhin findet man sie am Pezidkamm und in Lawens, von hier gegen NO werden sie selten, kommen aber immerhin an einzelnen Stellen, z. B. ober Fendels, zum Vorschein.

Die diesen Schiefen auf der Nordseite von P 2827 (Stubental) eingeschalteten Breccienbänke sind makro- und mikroskopisch von den Breccien der bunten Schiefer nicht zu unterscheiden. Sie liegen aber nahe der ganz unsicheren Grenze der beiden Schieferarten.

Inwieweit bei diesen Vorkommen „flyschähnlicher“ Schiefer nun tektonische Einschaltung oder stratigraphischer Verband vorliegt, ist bei der innigen Durcheinandermengung verschiedener Schichtglieder in manchen Zonen schwer festzulegen und hängt vor allem von der Alterszuordnung der bunten Schiefer selbst ab.

Über Altersfolge und Fazies der gesamten Schichtreihe.

Von den sämtlichen Schichten des Gebietes stimmen in ihrer faziiellen Ausbildung Verrucano, Trias, Rhät und Lias mit den benachbarten nördlichen Kalkalpen und den Münstertaleralpen im wesentlichen überein und lassen sich zwanglos den entsprechenden Schichten dieser Gebiete anreihen. Dagegen verweisen die Bündnerschiefer in erster Linie auf das Faziesgebiet von Mittelbünden und Prättigau; es ergaben sich aber auch Beziehungen zur Kreide der Lechtaleralpen.

Daß wir es im ganzen nicht mit tektonisch gemischten Schichtreihen zweier verschiedener Faziesgebiete, sondern mit der Formationsreihe eines Ablagerungsraumes zu tun haben, dafür spricht der Zusammenhang, welcher zwischen Bündnerschiefer und Trias durch die Breccien hergestellt wird. Die bunten Bündnerschiefer erhalten durch die starke Beteiligung sedimentärer Breccien und der kalkig-sandigen Schiefer den Charakter einer küstennahen Ablagerung, ähnlich wie dies für den Flysch angenommen wird (siehe u. a. Zuber's Vergleich der Flyschfazies mit den Küstenablagerungen an der westafrikanischen Küste¹⁾). Vor allem spricht dafür aber die Einschaltung einzelner „Linsen“ grober Konglomerate: Materiale welche an den Mündungen kleiner gefällsärkerer Flüsse in das allgemeine feinere klastische Sediment hineingeschwemmt wurden.

¹⁾ Zuber R., Geolog. Beobachtungen aus Westafrika. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1911, S. 97, und die früheren Arbeiten desselben Autors in Zeitschr. f. prakt. Geol. 1901 und Verhandl. 1904.

Die Zusammensetzung der Konglomerate bedingt ein Erosionsgebiet, dessen Oberfläche in erster Linie aus Trias, dann aus Verrucano und nur sehr selten aus Gneis bestand. Diese Annahme hat meines Erachtens mehr Wahrscheinlichkeit für sich, als jene, daß auf rein tektonischem Wege in die Nähe der jetzt hier bestehenden Zonen von Verrucano und Trias Konglomerate gerückt worden seien, welche gerade die gleichen Gesteinsarten enthalten wie jene Zonen.

Wenn wir demnach alle Schichten in eine Schichtreihe einordnen, so haben wir in dieser Verrucano durch lithologische Eigenschaften, Trias, Rhät, Lias, untere Kreide und wahrscheinlich auch Tertiär durch Fossilien festgelegt; für die Einstellung der bunten Schiefer — und der basalen grauen Bündnerschiefer, wenn man diesen ein größeres Alter als den Crinoidenkalken zumuten will — bleiben mehrere Möglichkeiten offen:

1. Man kann die bunten Schiefer für älter als die grauen Bündnerschiefer ansehen. Sie wären dann möglicherweise der karnischen Stufe (Raiblerschichten der Nordalpen) äquivalent (Gipse!), ein Teil der Dolomite untertriadisch, die Dolomitkomponenten der Breccien stammten größtenteils aus aufgearbeiteten älteren Triasdolomiten. Mehr Wahrscheinlichkeit schiene mir aber die Einrückung in den Jura zu haben, als Transgression über der gesamten Trias und dem unteren Lias (Konglomerate als „Liasbreccien“ gedeutet), wobei die basalsten Teile der grauen Bündnerschiefer auch noch in den Jura herabreichen könnten.

Oder die bunten Schiefer könnten auch Trias und Jura vertreten.

Diesen Alterseinordnungen steht der Umstand erschwerend gegenüber, daß die bunten Schiefer tatsächlich nur im Hangenden der Hauptmasse der grauen Bündnerschiefer und zwischen den Bündnerkreidezügen anstehen und auch in den tiefsten Aufschlüssen der zentralen Aufwölbung (Stubental, Schalkbach, Val sinistra) nicht mehr unter den grauen Bündnerschiefern zum Vorschein kommen.

Spitz und Dyrenfurth beschreiben nun allerdings aus dem südlich des Inn liegenden Gebiete Schuls—Ardez eine Antiklinale, mit einem Kern aus gabbroid intrudiertem vermutlichem Altkristallin, darüber Serpentin, dann bunte Bündnerschiefer und zu oberst die grauen Bündnerschiefer (welche der Beschreibung nach zum Teil der „Bündnerkreide“ entsprechen), so daß also hier die geforderte Unterlagerung vorhanden wäre. Die Antiklinale von Tarasp—Muntana entspricht aber meines Erachtens nicht der Hauptantiklinale, welche sich vom Val sinistra zum Kamm P. Soer—Minschuns fortsetzt, sondern bildet eine dazu parallele eigene kleinere Aufwölbung und die grauen Bündnerschiefer über derselben können nicht dem großen Komplex jener von Val sinistra gleichgesetzt werden, so daß ein Untertauchen der bunten Schiefer unter jene Hauptmasse dadurch noch nicht bewiesen ist. Die bunten Schiefer bei Crusch—Schuls (welche lithologisch dem entsprechen, was hier mit diesem Namen bezeichnet wird) liegen übrigens auf dem Südabfall der Hauptantiklinale, so daß, falls die bunten Schiefer der Tarasper Antiklinale wirklich die Fortsetzung dieser sind, die

höhere Lage gegenüber der Hauptantiklinale dadurch bezeichnet wird. Außerdem aber zeigen die Gneisfetzen von Fontana und Rufnat an, daß die Tarasper Antiklinale von Bewegungsflächen durchschnitten wird, welche ihre stratigraphische Verwendbarkeit von vornherein sehr einschränken. Spitz und Dyrenfurth sind geneigt, diese Gneisschollen mit dem Tasnagrinit in einer Bewegungsfläche zu vereinen; da letzterer über den basalen Bündnerschiefern liegt, wäre auch dadurch die höhere Lage der Bündnerschiefer jener Antiklinale gegenüber den grauen Schiefer der Hauptaufwölbung dargetan. Daß die bunten Schiefer hier so nahe dem altkristallinen Kern, den man als Basis der ganzen Schieferserie ansprechen könnte, liegen, kann auf die randliche Lage bezogen, bzw. die Aufwölbung analog aufgefaßt werden, wie die kristallinen Einschübe am Viderjoch—Bürkelkopf, wofür auch jene Schubflächen sprechen.

Die 2. Möglichkeit wäre: Die bunten Schiefer sind jünger als die Crinoidenkalke, also obere Kreide und verbunden damit darüber die tertiären Schichten (Fucoidenschichten?, Schichten mit *Orbitoides*).

Manches läßt sich aber nun besser erklären, wenn man unter Beibehaltung der Annahme von der primären Zusammengehörigkeit aller Schichten von der Vorstellung ausgeht, daß Bündnerschiefer und Trias-Lias in einem Sedimentationsraume sich als verschiedene und teilweise äquivalente Fazies nebeneinander abgesetzt haben. Der Verrucano ist als erste Transgressionsbildung über dem Grundgebirge gleichmäßig über das ganze Gebiet hin abgesetzt worden. Darüber setzten sich im Norden und Süden die Diploporenkalke und Dolomite der Trias und die Liaskalke und Schiefer (Samnauner Lias) ab im Zusammenhang mit den mächtigeren gleichen Bildungen der nördlichen Kalkalpen und der Münstertaleralpen, während in anderen Teilen des Gebietes entweder keine Sedimentation erfolgte — Festland? — oder sich bereits Bündnerschiefer abzusetzen begannen. Die tiefsten Teile der basalen grauen Bündnerschiefer könnten als Äquivalente des Jura angesehen werden. In der Lischannagruppe beginnt der Lias mit einer Transgressionsbreccie über dem Hauptdolomit als ein Zeichen, daß schon zu dieser Zeit Bewegungen in diesem Teile der Erdkruste einsetzten, durch welche die Aufarbeitung der Triasgesteine eingeleitet wurde; die ersten Zeichen derselben wären im Bündnerfaziesgebiete dann die tiefsten Breccienlager der grauen Bündnerschiefer. In der unteren Kreide breiten sich dann die Bündnerschiefersedimente mit den Crinoidenbreccien, deren Komponenten immer noch von der Trias geliefert werden, über das ganze Gebiet aus. Die vorgosauische Auffaltung rückt dann die benachbarten und randlichen Triasbereiche neuerdings in den Bereich der Erosion empor und sie und die sie bedeckenden Teile der Bündnerschiefer setzen ihre Aufarbeitungsprodukte in den Breccien der bunten Schiefer ab, welche sich nun über das ganze Gebiet ausbreiten. Sie werden hernach noch von Tertiärschiefern überdeckt. Auf diese Weise würde die zonare Verteilung der Trias und der Mangel andersfazialer Gesteine im

Liegenden der basalen Bündnerschiefer, sowie die Herkunft der Triaskomponenten in den klastischen Gesteinen verständlich gemacht. Die Annahme eines Übergreifens der bunten Schiefer auf das von Trias und Verrucano bedeckte Grundgebirge steht einerseits mit der zonaren Verteilung derselben, ihrer engen Verknüpfung mit dem Verrucano und mit der Küstenfazies der Gesteine in Übereinstimmung — auch der oben genannte Fall von Transgression über Verrucano bei Malfrag ordnet sich hier ein —, andererseits trotz jener Verknüpfung auch mit der Annahme eines jüngeren Alters, wofür die Lagerungsverhältnisse und der Verband mit wahrscheinlich tertiären Schichten spricht.

Es könnte auch die Bildung bunter Schiefer an verschiedenen Orten verschieden früh eingesetzt haben und so auch teilweise Gleichaltrigkeit der beiden Arten von Bündnerschiefern bestehen.

Die Grenze zwischen buntem und grauem Bündnerschiefer ist im allgemeinen klar und bestimmt, ohne aber irgendwo deutlich als tektonische erkennbar zu sein. Doch liegen auch einzelne Momente vor, welche einen engeren stratigraphischen Zusammenhang anzeigen. Es wurde schon oben (S. 477) beschrieben, daß die Nordgrenze der grauen Bündnerschiefer gegen die innerste Zone der bunten vom Beutelbach bis zur Fließeralm von einer besonders tonschieferreichen Zone eingenommen wird, welche bei grünlicher Färbung der Tonschiefer sehr stark den bunten Schiefern sich nähern (Blauer Talrücken) oder durch Begleitung von feinsandigen Lagen jenen ähnlich werden (Schafbergkamm).

Wo die Breccien der bunten Schiefer besonders kalkig sind und zu dickeren Bänken gefestigt, kann eine fazielle Annäherung an die Crinoidenbreccien und Kalke eintreten, so zwischen Matschiberlesattel und Malfrag und an den Gufelköpfen (Staffelleralm); am Kamm Mathankopf—Burgschrofen liegt (unter P. 2137) in den bunten Schiefern eine Zone von gelblichen Kalken (ohne Breccien), nach oben mit grünen Tonschiefern wechselnd, bei der eine Zuordnung zu den bunten Schiefern oder den Crinoidenkalken gleich gut möglich ist; auch die „hellbunten“ Kalke östlich unter dem Hexenkopf neigen zu beiden Schichtgruppen hin. Auch Dyrenfurth berichtet für das Schuls—Ardetzgebiet von einem allmählichen Übergang der bunten und grauen Bündnerschiefer ineinander, ja auch von Wechsellagerung und Übergang im Streichen zwischen beiden.

Die obige Erklärung der Ablagerungsfolge leidet an der fragwürdigen Beziehung zur Gosautransgression. Ein dieser entsprechender Schnitt in der Schichtfolge — wie ihn etwa die Gosauablagerungen am Muttekopf gegen die unterlagernde Trias zeigen — fehlt in der Bündnerschieferfolge vollständig und es müßte daher zu der Annahme gegriffen werden, daß die vorgosauische Faltung nur die randlichen und benachbarten Gebiete betroffen habe, während im Hauptbereiche die bunten Schiefer sich ohne Unterbrechung über den grauen Bündnerschiefer abgelagert hätten; in dem randlichen Teile kann durch die Überschiebungen des Gneisgebirges und der Mischzonen eine transgressive Lagerung verdeckt sein. Wir befänden uns hier am Westrande des kretazischen Auffaltungsbereiches.

Kober¹⁾ hat versucht, bei der Deutung des Gebietes als „Fenster“ mit vorgosauischer Überschiebung des Ostalpinen über das Lepontinische das Vorhandensein nachgosauischer Schichten innerhalb des Fensters in der Weise zu erklären, daß er die höheren Teile der Schichtfolge (Serie des Piz Roz, Piz Minschuns u. a.) als erst nach der Hauptüberschiebung entstanden und durch spätere Bewegungen miteinbezogen annimmt. Eine derartige Abtrennung ist aber ganz undurchführbar, auch der Grad der Metamorphose kein Kriterium dafür, weil die Metamorphose nicht nur von oben nach unten, sondern auch im Streichen desselben Schichtzuges (z. B. innere Zone bunter Schiefer) von wenig oder nicht metamorphen zu hochmetamorphen führt, und auch zwischen unten und oben in keiner Weise abgrenzbar ist.

Der von älteren und neueren österreichischen Geologen beschriebene Zusammenhang zwischen den Gosauschichten der österreichischen Kalkalpen und dem Flysch, welchem auch Kober mit der Annahme des vorgosauischen Schubes von Ostalpin über Lepontinisch gerecht zu werden sucht, lehrt, wie F. F. Hahn²⁾ schreibt, „daß hier an eine namhafte nachkretazische Annäherung von Lepontinisch und Austroalpin kaum zu denken ist“. Wenn dies auch für Westtirol zu Recht besteht, so könnte auch das Engadinergebiet in nachkretazischer Zeit nicht mehr von der Silvrettamasse samt ihrer kalkalpinen Decke überfahren worden sein — oder die Schichtfolge reicht hier bloß bis in die untere Kreide: Die Feststellung tertiärer Schichten ruht ja allerdings — abgesehen von den bei Flyschfazies nicht sehr verlässlichen Gesteinsvergleichen — nur auf einem einzigen Mikrofossil, dessen Schnittlage im Dünnschliff obendrein eine vollkommen sichere Gattungsbestimmung nicht zuläßt.

Die Beantwortung dieser Frage hängt von der weiteren Erschließung der Lechtalerkreide und den Beziehungen zwischen ihr, der Gosau und dem Flysch ab. Das Alter der Lechtalerkreide im Verhältnis zur Gosau ist noch nicht genau bekannt und ebenso ist der Zusammenhang von Gosau und Flysch für diesen Teil der Kalkalpen nicht sicher festgestellt. Wie mir Freund Ampferer versichert, ist die Lechtalerkreide mehr den Bündnerschiefern ähnlich als dem Flysch und von diesem deutlich unterschieden, ebenso wie auch die Gosau des Muttekopf.

II. Die Lagerungsverhältnisse.

I. Die zentrale Aufwölbung.

Die Lagerung der Schichten in dem hier bearbeiteten Gebiete ist scheinbar eine sehr einfache. Von einer SW—NO verlaufenden Achse aus fallen die Schichten gleichmäßig nach beiden Seiten ab, bis an den Rand des Gneisgebirges.

¹⁾ Mitteil. d. geol. Ges. in Wien 1912, S. 45 u. ff.

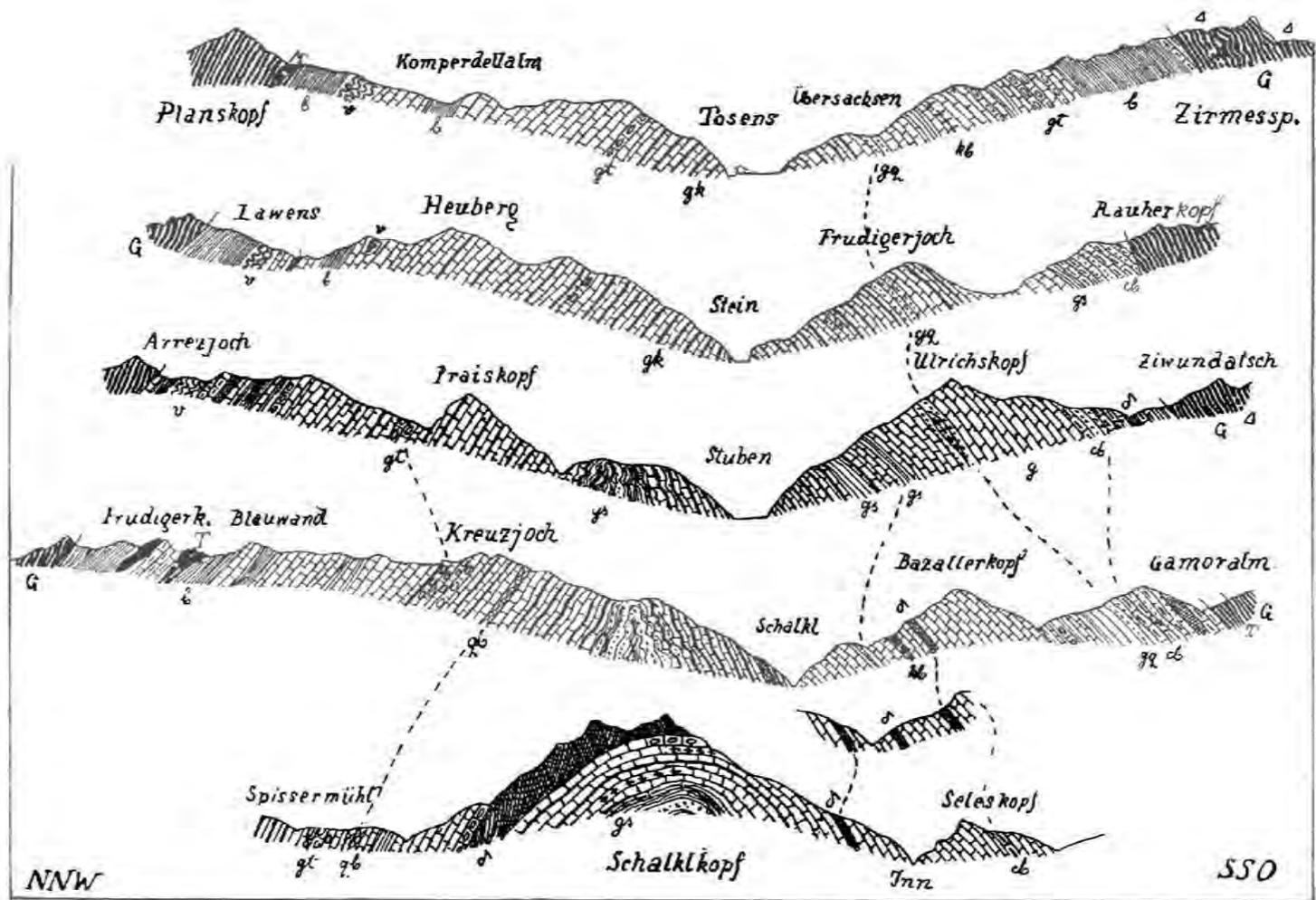
²⁾ Mitteil. d. geol. Ges. in Wien 1918, S. 246.

Die Achse verläuft über den Grat des Piz Mondin — an dessen Ostabfall die große Wölbung schön auf weithin zu sehen ist — zieht über die Kobleralm (Rauhes Eck) am Südhang des Kreuzjoch hin, verquert das Stubental unterhalb der Talteilung und erreicht bei Tschupbach den Inn entsprechend der schwachen Divergenz zwischen dem Schichtstreichen und dem Flußlauf. Von hier ab senkt sich die Antiklinalwölbung gegen Nordosten in die Tiefe: In den Berghängen östlich und südöstlich von Tösens (Übersachsen, Breithaslachgraben) streichen die Schichten NS mit Abfall gegen Osten, weiter gegen Süden schwenken sie in die NO-Richtung des Südschenkel ein, ebenso wie sie im Norden durch NW-Streichen mit dem Nordschenkel verbunden sind. Auch ober Tschupbach, also im Nordschenkel bemerkt man ein Einbiegen des Streichens aus der NO-Richtung in OW und OSO in den tieferen Gehängen; höher oben in der Gegend von Serfaus streichen die Schichten mit ONO- bis NO-Richtung gegen Prutz hin weiter. Im Stalanzertal ist wieder durch das bogenförmige Streichen (NW in der Talöffnung, NS innerhalb Spielebner und NNO unter der Alm und am Mittelrücken) und das Ostfallen der periklinale Abfall der großen Antiklinale gegen Osten ausgedrückt.

Sehr schön kommt die östliche Abwölbung im bogenförmigen Verlauf der inneren Schieferzone zum Ausdruck: diese streicht bei Fendels und über dem Burgschrofen OW mit steilem N-Abfall; den Kamm zwischen Wiesele und den Fendler Bergmähdern (Kieselalm) überschreitet sie mit NS-Streichen und steilem Ostfallen und jenseits der weiten Schutt- bzw. Vegetationsflächen der Kieselalm setzt sie sich mit NO-Streichen und Südfällen über Fendleralm und Stalanzertal im Südschenkel der Gesamtwölbung bis ins Tösnerthal fort.

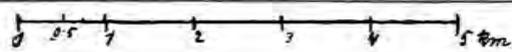
Sie schiebt sich hier zwischen den dem Gneisrand folgenden Zug der Crinoidenkalke und die am Kamm Serneskopf—Malzkopf noch nahe darunter befindliche Zone von Tüpfelschiefern ein. Die letzteren schwenken bereits auf der Stafelleralm gegen N hin ab und dürften vielleicht das untere Stalanzertal im Bogen durchziehen — es sind hier nur unsichere Spuren davon vorhanden. Ein Zusammenschluß mit jenen von Gallmötz ist aber aus stratigraphischen Überlegungen (siehe oben) nicht wahrscheinlich. Die Crinoidenkalke dagegen ziehen über der Zone der bunten Schiefer in einem schmalen Streifen dem Gneisrand entlang fort — wenn auch ober der Bergleralm ihr Zusammenhang mit jenen des Serneskopf ein kurzes Stück unterbrochen ist, so müssen sie doch als Fortsetzung dieser angesehen werden. Vom Pleißköpfl ober der Bergleralm bis zum Nordwestkamm des Mathankopfs ober Fendels streichen sie so zwischen Gneis und bunten Schiefer fort, am letzteren aber trennen sie sich wieder davon, indem die bunten Schiefer gegen N umschwenken, die Crinoidenkalke aber durch den Waldhang südlich des Petersbaches fragmentarisch bis ins Kaunertal hinab zu verfolgen sind.

Am Mondin ist die Wölbung flach und weit, sinkt aber nach den Seiten rascher ab. Gegen Osten hin ist die Antiklinale enger zusammengepreßt, wie dies besser noch als an den basalen Schichten in den Zonen der bunten Schiefer zum Ausdruck kommt.



NNW

SSO



Erklärung zu nebenstehender Figur 10.

Übersichtsprofile durch die Antiklinale der Bündnerschiefer.

Maßstab nahe 1:90.000.

<i>G</i> = Gneis und Amphibolit.	<i>gt</i> = Tüpfelschiefer.
<i>v</i> = Verrucano.	<i>qb</i> = Quarzreiche Breccien.
<i>T</i> = Trias.	<i>kb</i> = Kalkige Breccien.
<i>zk</i> = Kristallinische graue Bündnerschiefer.	<i>cb</i> = Crinoidenkalke und Breccien.
<i>g</i> = Kalkige graue Bündnerschiefer.	<i>b</i> = Bunte Bündnerschiefer.
<i>gs</i> = Tonschieferzonen.	δ = Diabaslager.
<i>gq</i> = Quarzitische Ausbildung der grauen Bündnerschiefer.	Δ = Diabasgänge.

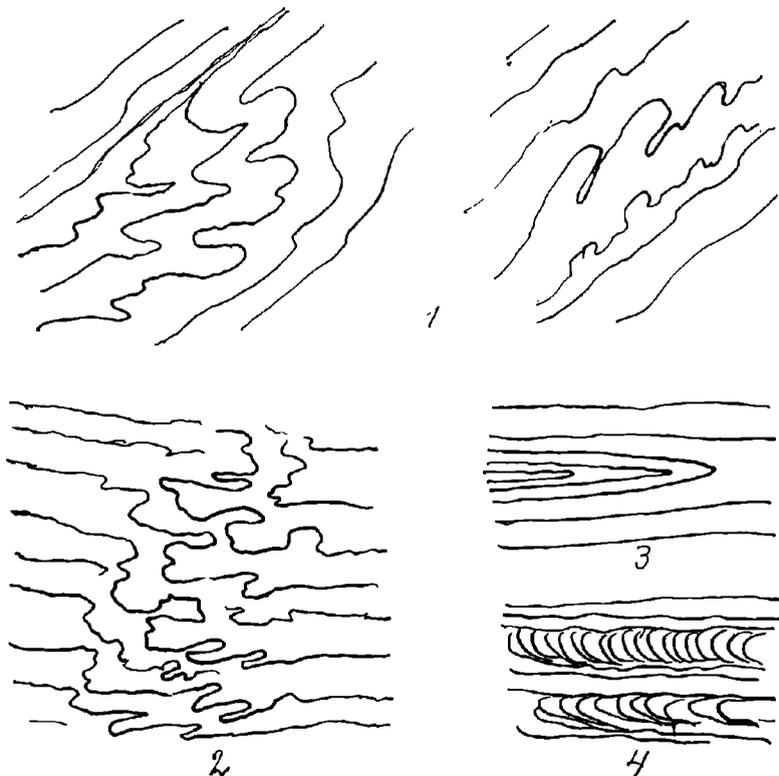
Sattel- oder Muldenumbiegungen großen Ausmaßes innerhalb der Schenkel der Hauptwölbung, welche also die Mächtigkeit der Schenkel in Faltelemente auflösen ließen, sind nirgends zu sehen, so daß der Nordschenkel vom Kern bis zum Innenrand der innersten Zone bunter Schiefer im Norden gemessen eine Mächtigkeit von 3·5 bis 4·5 *km* erreicht, der Südschenkel (Nauders—Tösnertal) vom Kern bis zum Gneisrand gemessen eine solche von etwa 5 *km*.

Allenthalben ist eine Kleinfältelung der Schichten eingetreten, welche besonders in den stark mit Tonschiefern durchzogenen Zonen auffällig wird, aber auch in den rein kalkigen nicht mindere Intensität erreicht und hier durch die ihr folgenden weißen Kalkspatadern oft sehr schön hervorgehoben wird. E. Suess hat diese Erscheinung von der Stillebachschlucht als „galoppierende Fältelung“ beschrieben, indem hier die Fältchen gegen die Neigung der Schichtflächen übergeneigt sind, also scheinbar gegen die Schieferkuppel ansteigen. Ein Schluß auf die Tektonik im großen ist aber daraus nicht zu ziehen, da diese Fältelungen nur der Ausdruck der von Ort zu Ort wechselnden Differentialbewegungen sind und dementsprechend die Überkipfung der Fältchen keine über größere Bereiche einheitliche ist; überdies ist die Bewegungsrichtung vielfach überhaupt nicht eindeutig bestimmbar.

Es lassen sich verschiedene Arten der Fältelung unterscheiden: Die Achsen der Fältchen können parallel oder divergent bis senkrecht zum Streichen der Schichten liegen. Das letztere beobachtet man oft an völlig zusammengeklappten liegenden Fältchen, welche zwischen unverbogenen Schichtplatten eingeschlossen sind; erscheint die Umbiegung nicht im Querbruch, so glaubt man eine konkordante Folge der Schichtplättchen vor sich zu haben (Figur 11, 3). Bei Parallelität der Fältchenachsen mit dem Streichen trifft man einerseits den Fall, daß einzelne oder mehrere Schichtblätter zwischen weniger oder nicht verbogenen über größere Erstreckung hin in stehende oder liegende Fältchen gelegt sind, wobei die Fältchen im Sinne des Fallens oder entgegengesetzt überkippt sein können: Gleitfältchen, durch ungleich rasche oder ungleich gerichtete Verschiebungen parallel den

Schichtflächen hervorgerufen. Die Zeichnung (Figur 11) zeigt zwei Arten solcher Gleitfältchen (1). Andererseits beobachtet man, daß eine Zone quer, senkrecht zu dem Fallen der ganzen Schichten in liegende Fältchen verknittert oder auf das vielfältigste durcheinandergeknäult ist: Knitterfältchen, welche vielleicht durch Zusammentreffen entgegengesetzt gerichteter Bewegungsimpulse an schwächeren Zonen ausgelöst werden (2). Schließlich wäre der seltener zu beobachtende Fall

Fig. 11.



Fältlungsformen.

zu erwähnen, daß ehvor es zur Ausbildung liegender Fältchen kam, ein Zerreißen und Aufstapeln in quer gestellten gebogenen Schüppchen zwischen parallelen Bänken erfolgte (4).

Auch daß liegende Fältchen senkrecht zu ihrer Achse nochmals in Faltenwellen gelegt sind, ist nicht selten zu sehen.

Das größte Ausmaß der einzelnen Fältchen beobachtete ich an den Nord- und Ostwänden des Muttler, wo die Bänke der quarzitischen Fazies zwischen den Tonschieferlagen zu liegenden Falten von vielen m^2 Querschnitt zusammengestaut sind. Es entspricht der von

Br. Sander¹⁾ aufgestellten Regel der Stauchfaltengröße, daß die festeren quarzitischen Bänke dies zeigen, während die Tonschieferlagen ganz kleine Fältelungen annehmen oder an Gleitflächen verschoben werden.

In der Gegend von Finstermünz, nach Süden bis in die Schlucht des Labaunerbaches und am unteren Teil der Samnaunerschluht (Fernertobel) werden die grauen Bündnerschiefer von großen Klüften durchschnitten, welche eine Richtung nahe um NS einhalten und im Gelände als Felsrinnen, kleine Bachklammen oder „Kamine“ von der Erosion ausgearbeitet sind. Vielleicht steht ihr Vorhandensein im ursächlichen Zusammenhang damit, daß der Inn gerade hier eine ungefähr nord-südliche Richtung innehält gegenüber dem sonst herrschenden NO-Lauf.

II. Die nördlichen Randzonen.

Der Nordrand des Gebietes erscheint in seinem gleichsinnigen NW- beziehungsweise N-Fallen und im Streichen völlig dem Nord-schenkel der zentralen Aufwölbung zugehörig, hier zeigt aber das Auftreten von ihrem Alter nach besser kenntlichen Ablagerungen sowie deren Wiederholung deutlich an, daß wir es nicht mit einer einheitlichen Schichtfolge, sondern einem tektonischen Verband zu tun haben.

Die tektonische Struktur dieser Zone gleicht der eines flaserigen Lagengneises: langhinziehende Fläsern, beziehungsweise Schichtzonen, welche schließlich auskeilen oder sich zerteilen, streckenweise anschwellen und dann wieder ganz schwächig werden. Anzahl der Teilzonen, Breite und Zusammensetzung der Randzone wechselt in den verschiedenen Profilen.

Die Breite der ganzen Randzone ist am geringsten am Arzejoch, wo sie auf der Karte ca. 1400 *m* mißt (vom Innenrand der südlichsten Schieferzone bis zum Gneisrand), gegen Westen verbreitet sie sich; am Frudigerkamm 2200 *m*, am Kamm Grübelekopf—Munt da Cherns 3100 *m* und erreicht im Fimbertal noch größere Breite; ebenso treten die Randzonen gegen Osten auseinander: bei Serfaus nehmen sie bereits einen Streifen von 3 *km* Breite ein und im Profil Fendels—Pontlatz erreichen sie ein Höchstmaß von 6 *km*.

Sieht man von der „Verflaserung“, dem Mangel an Stetigkeit ab, so kann man die Randzone im tirolischen Gebiet in vier Hauptzonen gliedern, zu denen sich von der Fließeralm an gegen Westen noch weitere zwei oder drei zugesellen. Die vier Hauptzonen wären:

die innere Zone bunter Schiefer, begleitet von Triasschollen,

eine Zone grauer Bündnerschiefer,

die Verrucano-Triaszone,

die äußere Schieferzone, ebenfalls mit Triasschollen,

¹⁾ Tschermaks Min. Mitteilungen 1911, S. 286.

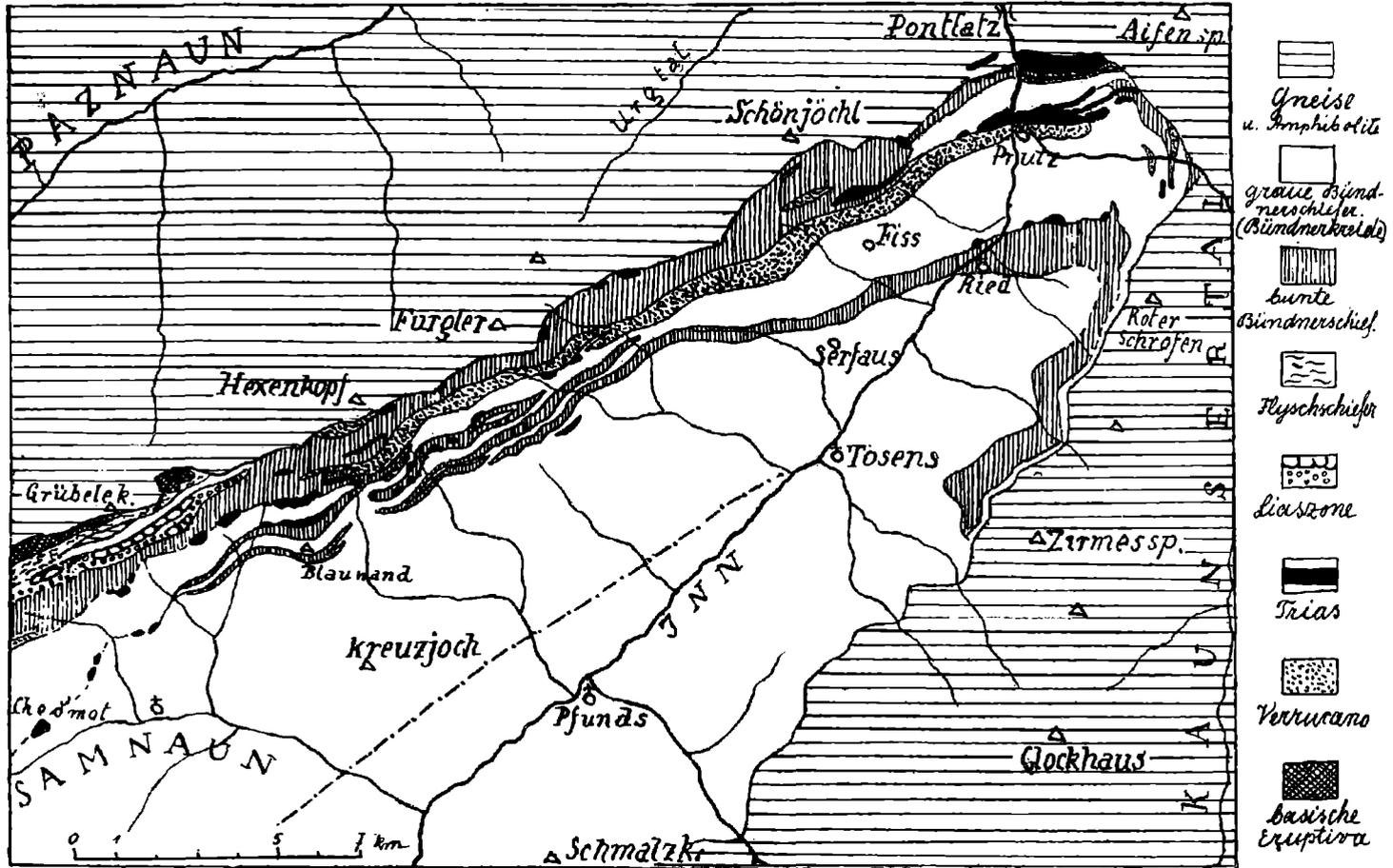


Fig. 12. Schematische Darstellung der Randzonen. — Maßstab: 1:168.750. — Strichpunktierte Linie: Antiklinalachse.

Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1914, 64. Band, 8. Heft. (W. Hammer.)

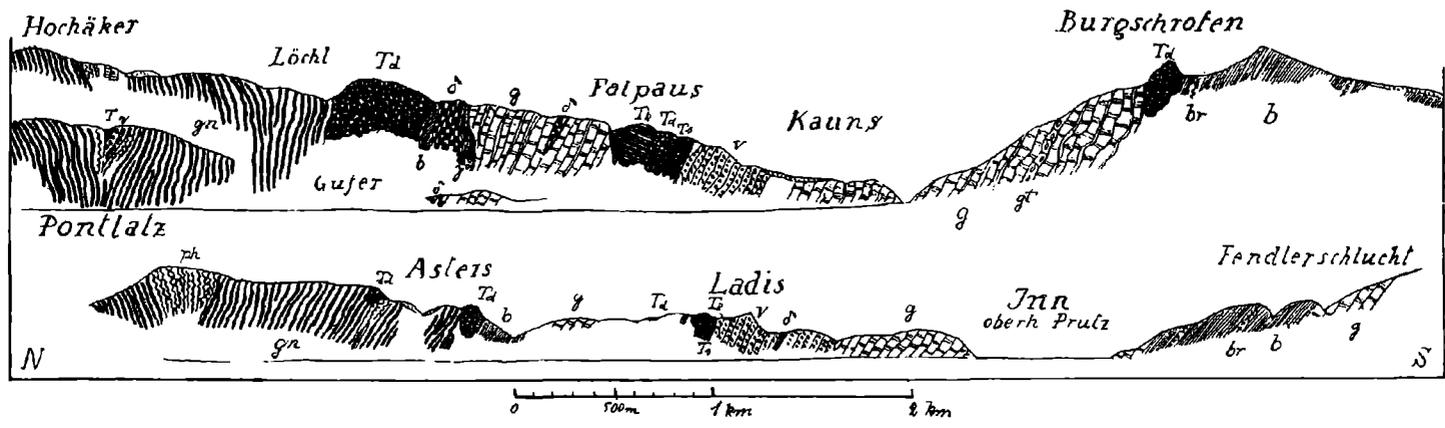


Fig. 13. Profile durch die Flanken des Prutzer Talbeckens.

gn = Gneise. — ph = Phyllit. — v = Verrucano. — Td = Triasdolomit. — Tk = Triaskalke. — Ts = Tonschiefer und Sandstein der Trias (Rhät?). — g = Graue Bündnerschiefer. — gt = Tüpfelschiefer. — b = Bunte Bündnerschiefer, br = Breccien derselben. — γ = Gips. — z = Diabasschiefer.

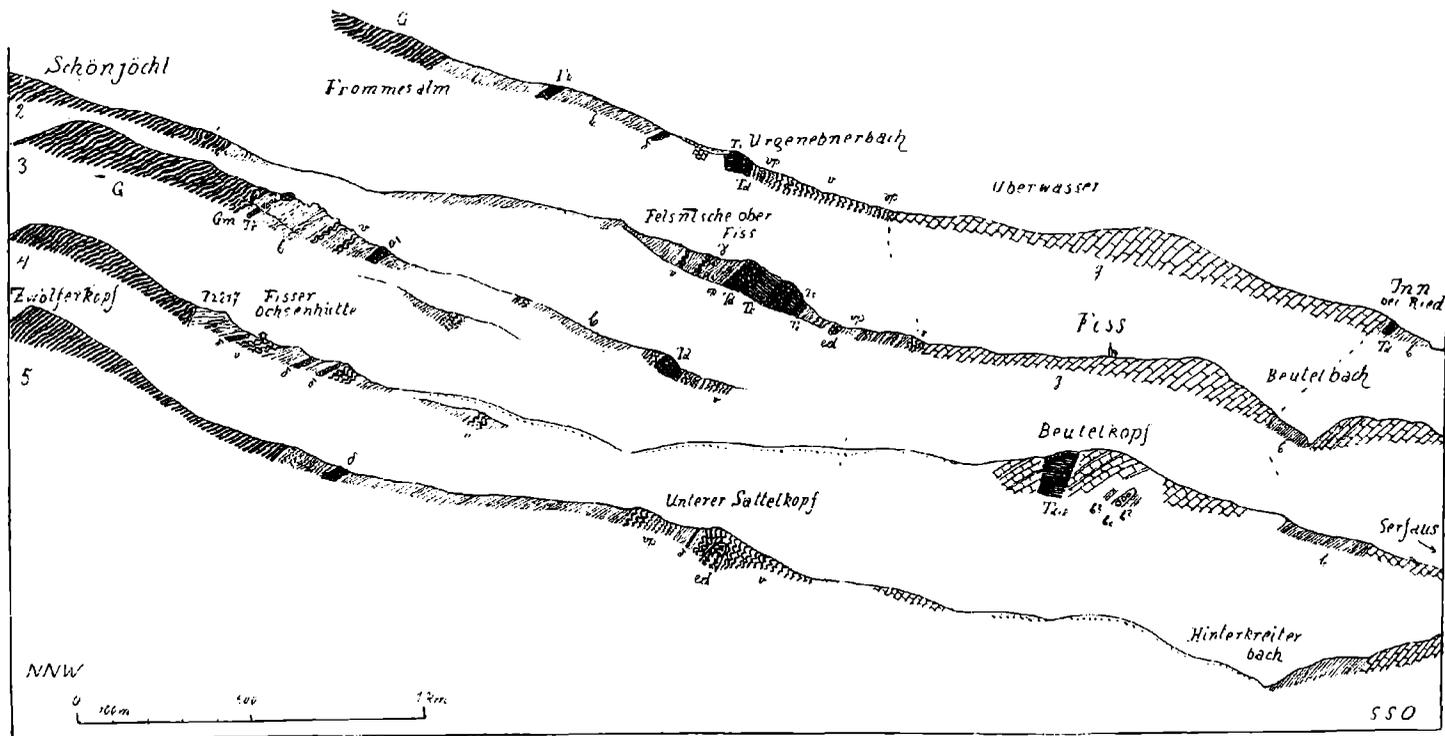


Fig. 14. Maßstab: 1:23.032. — Zeichenerklärung zur Profilvereihe 1—20 (Figur 14—17): Profile durch die nördliche Randzone.

G = Gneise der Silvretta. — *A* = Amphibolit. — *Gm* = Mylonitische Gneise und Amphibolite. — *v* = Serizitschiefer, Arkosen und quarzitische Gesteine des Verrucano. — *vp* = Phyllit des Verrucano. — *ed* = Eisendolomit. — *Id* = Triasdolomit. — *Tk* = Kalke der Trias. — *Ts* = Tonschiefer und Sandsteine der Trias. — *Tr* = Rauhwacke. — *γ* = Gips. — *L* = Kalke des Lias. — *Ls* = Lias-schiefer. — *g* = Graue Bündnerschiefer. — *gt* = Tüfelschiefer. — *gr* = Crinoidenhältige Kalke und Breccien. — *b* = Bunte Bündnerschiefer, *br* = Breccien derselben. — *bc* = Conglomerat in den bunten Bündnerschiefern. — *f* = Fucoidenführende Schiefer (Flysch-schiefer). — *δ* = Diabas.

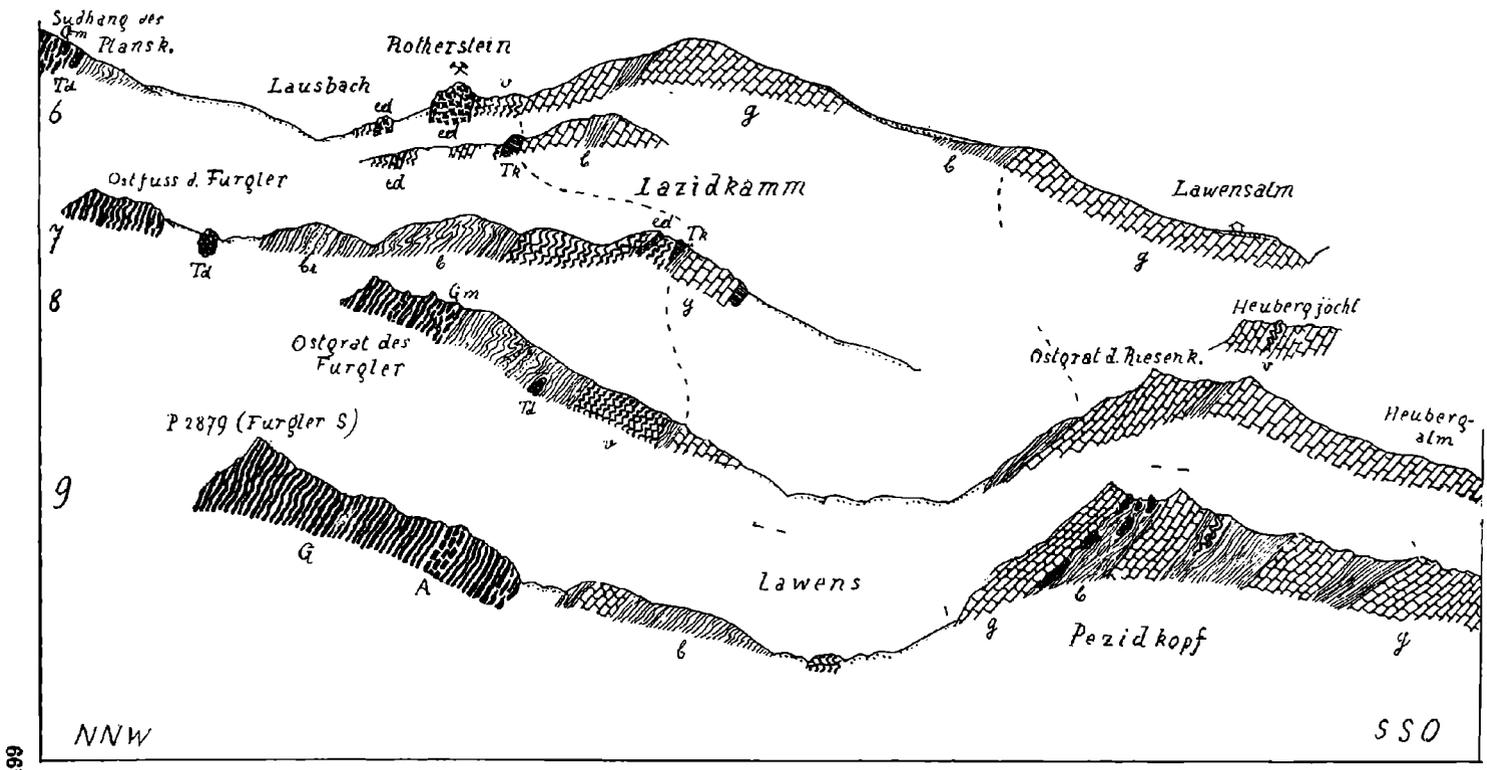


Fig. 15. Maßstab: 1:17.105.

66*

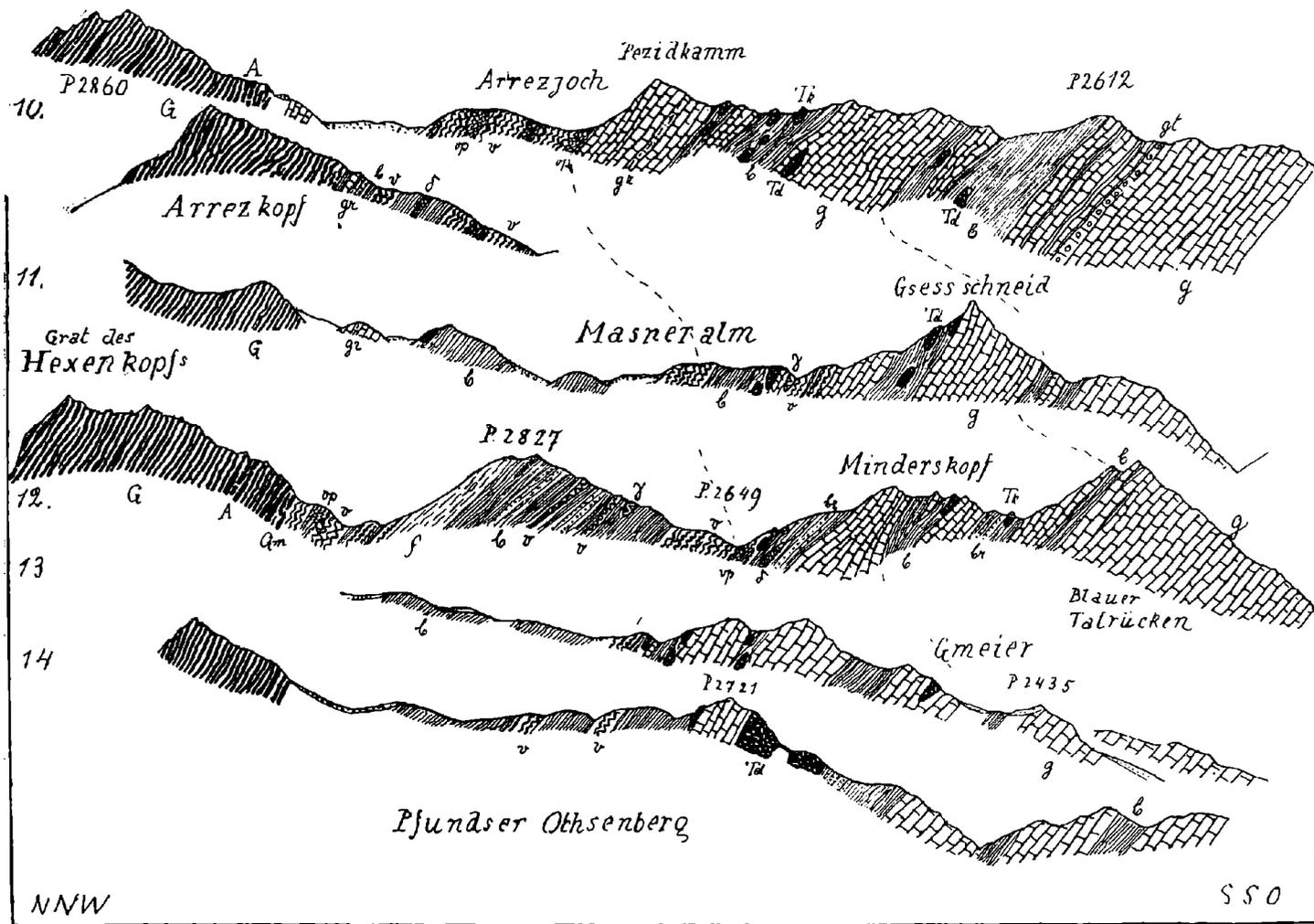


Fig. 16. Maßstab: 1:14.474.

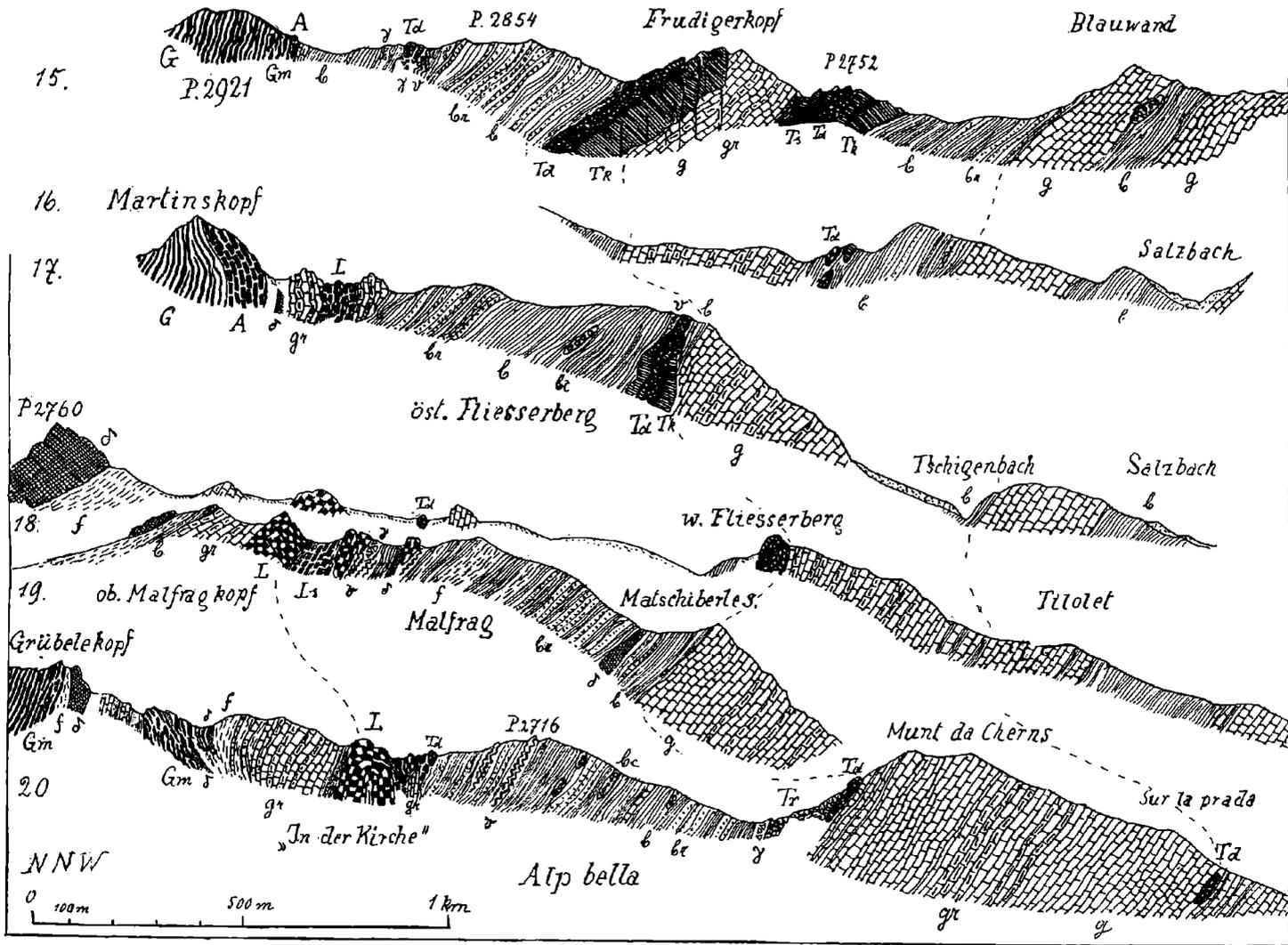


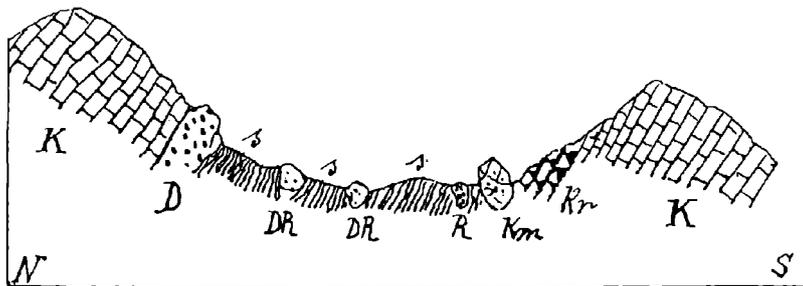
Fig. 17. Maßstab: 1:5.789.

im westlichen Teil setzt dann auf der Fließeralm die Liaszone ein und nach außen zu noch eine solche mit Bündnerkreide, Fucoidenschiefern und Diabasen.

Die **innere Zone bunter Schiefer** entfaltet sich bei Fendels in großer Mächtigkeit (Schichtbeschreibung der bunten Schiefer siehe im stratigraphischen Teil). Im Profil von Fendels 1400 m mächtig, OW streichend mit steilem N-Fallen.

Am Nordrand, an der Grenze von bunten und grauen Schiefeln ragen Schollen von Triasdolomit als steile Felsklippen auf: Vor allem der Burgschrofen als größte derselben; drei weitere von absteigender Größe zu beiden Seiten davon. Auch am nächstöstlichen Bergeck (am Weg nach Wiesele) sind noch kleinere Reste zu sehen. Sie sind wie Pfähle isoliert voneinander an der Schichtgrenze steilstehend eingerammt. Eine liegt über dem Inn, nördlich Ried.

Fig. 18.



Profil über die beiden Gipfel des Pezidkopfes.

K = Kalkschiefer. — *kr* = Knauerige Kalken. — *s* = Bunte Schiefer. —
km = Marmor. *D* = Dolomit, brecciös. — *DR* = Dolomit und Rauhwacke.
R = Rauhwacke.

Zwischen Ried und der Komperdellalm ist die Zone vielfach von Glazialschutt überdeckt. Am Lazidkamm zieht in ihrer Fortsetzung am Alpweg nach Lawens eine 400 m breite Zone bunter Schiefer durch, höher oben am Kamm, getrennt durch eine Zone grauer kalkiger Schiefer, eine zweite noch etwas schmalere. Damit beginnt eine Zerteilung und Zerfaserung der inneren Zone, welche im Pezidkamm und Stubental Höhepunkt erreicht.

Die bunten Zonen des Lazidkamms übersetzen das Lawenstal und streichen schräg über den Pezidkamm weiter. Südlich der südlichsten Zone erscheint eine isolierte „Flaser“ von bunten Schiefeln am Ostabhang des Riesenkopfs, mitten in den grauen Kalkschiefern. Ein eigenartiger isolierter Einschub ist hier weiters am Kamm zum Heuberg, nahe der Stelle, wo der Steig von Lawens zur Heubergalm den Kamm überschreitet, vorhanden: es steckt eine kleine Linse von grünem Serizitquarzknaufels und weißem grobkörnigen Arkoseschiefer, also Gesteine des Verrucano, mitten im

grauen Bündnerschiefer. Auch in der zweiten Teilzone bunter Schiefer, welche über den höchsten Riesenkopf (auf der Karte ohne Höhenzahl und Name) streicht, tritt hier nun Verrucano ein: zwei Bänder von je 2—3 m Mächtigkeit, bestehend aus weißem Serizitquarzit mit etwas grünen und violettgrauen Tonschiefern begleiten die bunten Schiefer und schließen sich am Joch gegen den Pezidkopf zu einem Bande zusammen, welches dann am südlichen Seitenkamm des Pezidkopfs auskeilt.

Getrennt durch graue Kalkschiefer gliedert sich am Pezidkopf nun noch eine dritte Zone (bzw. vierte) von bunten Schiefiern an, welche über den Sattel zwischen den beiden Gipfeln des Pezidkopfs streicht und sich am nächsten südlichen Seitenkamm (über dem Kadratschtal) abermals in zwei Teilzüge spaltet, am letzten Südkamm dieser Gruppe sich aber wieder zu einem vereinigt durch Auskeilen der dazwischentretenden Kalkschiefer.

In der Pezidgruppe treten nun wieder — zuerst in dem nördlichsten Teilzug, dann auch in dem südlichen — Schollen von Triassgesteinen auf, durchwegs von geringen Dimensionen. Starke tektonische Beanspruchung spricht sich in dieser Zerteilung aus, der Dolomit ist oft stark brecciös, oft ganz umkristallisiert, von Quarzadern durchzogen. Am Pezidkopf vertritt zum Teil eine gelbe löcherige Rauhacke seine Stelle.

Sie sind in diesem Teile ziemlich regellos in den bunten Schiefiern verteilt, doch kommt auch in dieser kleinzerteilten Region die Neigung zu einer Anordnung an der Grenze der bunten Bündnerschiefer gegen die Kalke und Kalkschiefer mehrfach zum Ausdruck. Ganz selten dagegen sind Triasschollen in die grauen kalkigen Zonen selbst eingeschlossen. Eine ganz verquetschte solche Linse von Dolomit beobachtet man am Nordabsenker des Riesenkopfs; eine andere ist am Westabfalle des Kammes Arrezjoch—Schafberg, nahe an der Grenze gegen die nördlichste Teilzone bunter Schiefer in die Kalkschiefer eingeflochten (gelber Dolomit).

Zwischen den beiden Ästen des Stubentals ist die „innere Zone“ ebenso zerteilt wie am Pezidkamm; vier Teilzonen, von denen eine der südlichen auskeilt und im Westen zwischen den oberen wieder eine neue einsetzt. In dem Hügelland nördlich der Gseßschneid entfaltet sich Verrucano inmitten dieser Zone stark und endet dann plötzlich unter dem Minderskopf. Er ist eng mit den bunten Schiefiern verflasert. Zahlreiche Triasschollen von Hausgröße bis zu Blöcken herab sind hier teils in, teils am Rande der bunten Schiefer eingeschaltet, einzelne auch zwischen die schmalen Züge grauer kalkiger Bündnerschiefer. In dem Bereich zwischen Masner und dem Pfundser Ochsenberg sind in dieser inneren Zone etwa zwei Dutzend solcher Triasschollen aufgeschlossen, welche meist als kleine schroffe Klippen den sanften Schieferhängen entragen. Dolomit, Kalke und Rauhacke sind beteiligt; außerdem ist am Bach bei P. 2557 im Zuge der anderen Klippen auch eine Scholle von spätigem Eisendolomit, gleich jenem von Serfaus aufgeschlossen, dicht dabei entspringt eine starke Eisenquelle (siehe S. 450). Auch ein Gipslager ist da, überlagert von grauen Kalkschiefern und unter-

lagert von einem dünnen Band bunter Schiefer, unter welchem dann erst der Verrucano liegt. Das Lager liegt in der Mischzone von Verrucano und buntem Schiefer (und fischähnlichem Schiefer).

Am Südwestfuß des Minderskopfes liegt, von Halden umgeben, ein anstehender kleiner Felsrücken von „hellbunten“ Kalken (siehe oben S. 461).

In der Fortsetzung der Zone vom Pfundser Ochsenberg zur Fließeralm (Frudigerkamm) vereinfacht sich die tektonische Struktur wieder. Am Kamm sind nur mehr zwei Zonen bunter Schiefer da (deren südliche am Ostabhang der Blauwand aus der Vereinigung zweier schmaler, teilweise erst im Gmeiertal auftauchenden Züge besteht): eine schmalere südlich der Blauwand und eine sehr breit angeschwollene Schieferzone im Sattel zwischen dem genannten Gipfel und dem südlichen Vorkopf des Frudigerkopfes. Es wurde schon früher angegeben, daß der Südrand gegen die „zentrale Aufwölbung“ sowohl hier als weiter östlich keine Zeichen einer Schubfläche erkennen läßt.

Von den zahlreichen Triasschollen der ganzen Zone von Fendels bis ins Samnaun liegt mit Ausnahme einer kleinen am Pezidkopf keine am Südrand der Zone, die größten und viele kleinere am Nordrand.

Den Nordrand begleitet eine der größten und ausgedehntesten Triasschollen (siehe das Profil Figur 1), welche in sich wieder heftig gefasert ist und innerhalb der Trias die Struktur der ganzen Zone widerspiegelt. Gegen Osten läuft sie in einer Reihe kleinster Blockschollen aus, welche zwischen kalkige Bündnerschiefer eingeklemmt sind. Ebenso ist ihre Fortsetzung zur Fließeralm in einem Schwarm von kleinen Schollen aufgelöst, welche der Grenze zwischen bunten Schiefen und den Kreidekalken des Frudigerkopfes folgen. Am Kamm ist der obere Teil der Triaskalke in Blöcke zerteilt, welche linsenförmig in den Bactryllienmergeln stecken. Trotzdem lassen sich aus letzterem tischgroße, vollkommen ebene, dünne Platten abheben. Im östlichen Teil stecken im Dolomit, am Fuß der Felsen gangartig Grünschiefer (zwei gangförmige Vorkommen und östlich davon ein etwa Quadratmeter großes Nest des gleichen Gesteins mitten im Dolomit, siehe Figur 1 b). Der Grünschiefer ist auch heftig zerpreßt und geschiefert, der angrenzende Dolomit kreuz und quer von Klüften und Rutschflächen durchtrümmert. Es handelt sich dem Anscheine nach eher um eine mechanische Einschiebung des Diabases in den Dolomit, als um Eruptivgänge. Am Südgrat von P. 2754 liegt ein schmales Band von Grünschiefer nach Art einer konkordanten Einlagerung oder einer konkordanten Schuppe zwischen den Triaskalken (siehe das Profil Figur 1).

Am Pfundser Ochsenberg, im „Gmeier“, sieht man sehr schön ein paar kleine Triasdolomitlinsen in dem mittleren Zug kalkiger grauer Schiefer eingeschlossen (siehe Tafel XXII).

Auf der Fließeralm schrumpft die „innere Zone“ noch mehr zusammen; am Tilolet ist der Schieferzug der Blauwand noch zu sehen, der breite nördliche Zug ist nur undeutlich (gutenteils wohl

wegen der schlechten Aufschlüsse) und in bedeutend geringerer Mächtigkeit aufzufinden; Triasschollen fehlen hier.

Am nächstwestlichen Kamm endlich zwischen Malfragtal (Zanderswiesen) und der Alp bella zeigen nur mehr ein paar kleine Dolomitkeile bei „Sur la prada“, beiderseits von grauen kalkigen Bündnerschiefern (mit Tonschieferzwischenlagen) umschlossen, die Fortsetzung jener Zone an.

Im Streichen entsprechen ihnen am Ostabhange des Piz Munschuns, wieder etliche isolierte Dolomitschollen und weiterhin trifft man im Verfolg dieses Horizontes auf das Gipslager bei Chè d'Mott. Hier enden zunächst die zusammenhängenden Spuren der „inneren Zone“; geht man aber dem Streichen der Schubflächen nach weiter, so gelangt man in die Gegend des Stammer und kann die Triasscholle dieses Gipfels als tektonische Fortsetzung der „inneren Zone“ zurechnen.

Die bunten Schiefer von Fendels werden in steiler Stellung überlagert von einem Komplex **grauer Bündnerschiefer** (Profil Figur 13), welche petrographisch den basalen Schiefnern gleichstehen, keine Breccien enthalten, wohl aber ein kleines Vorkommen von Tüpfelschiefer. Es liegen hier nicht wie weiter westlich die Gesteine der Bündnerkreide (im Sinne von Paulcke) über der „inneren Zone“, sondern es scheint sich hier im Osten noch eine mächtige Schuppe basaler grauer Bündnerschiefer emporgedrängt zu haben. Sie besitzt am Eingang des Kaunertals und bis gegen Fiß hin eine Mächtigkeit von ungefähr 1500 m; westlich Fiß verschmälert sie sich. Am Beutelkopf oder Serfaus ist mitten in sie eine größere Scholle von Trias, der oben beschriebene Diploporendolomit, beziehungsweise Kalk eingesenkt (siehe Profil 4, Figur 14); trotzdem die Bänke der Trias mäßig nordfallend liegen (OW—NO-Streichen), zieht der Triasstreifen gerade über den steilen Waldhang gegen den Beutelbach hinab, gleich wie das Streichen der Schichten, beiderseits eingeschlossen von den tonreichen grauen Schiefnern. Da der Lagerung des Trias zufolge diese am Gehänge taleinwärts ausstreichen müßte, kann angenommen werden, daß sie an saigeren Bruchflächen in die Bündnerschiefer eingesenkt ist. Gegen Westen zu endet sie auf der Höhe des Kopfes (lokal mit NNW- oder NS-Streichen), hebt also hier gegen W ansteigend in die Luft aus. Am Südwestabhange des Beutelkopfs steht (nahe über dem den Hang durchziehenden Wasserwaal, welcher das Serfauserfeld versorgt) ein starkes Lager von Dolomitbreccie an, gleich jener in den bunten Schiefnern unterhalb Fendels: graue, beziehungsweise braungelbe Dolomitfragmente in weißlichem feinkristallinem Zement; Breccienlagen mit großen und solche mit kleinen Geröllen wechseln ab. Beiderseits stehen nahe daran graue, stark kristallinische kalkige Bündnerschiefer an, im N manchmal an kristallinisch gewordene Tüpfelschiefer erinnernd. Weiter südlich läßt die Kristallinität nach, bevor man die südliche Zone bunter Schiefer erreicht. Der Art der Breccie nach ist anzunehmen, daß es sich um eine tektonische Einschaltung handelt. Gegen Westen grenzt das Vorkommen an die weite Glazialschuttfläche der Serfauser Bergwiesen, welche die ganze Zone grauer Bündner-

schiefer hier überdeckt. Erst nordwestlich und westlich der Komperdellalm taucht der Fels wieder hervor. Am östlichsten Teile des Lazidkammes stehen noch die gleichen grauen kalkigen Schiefer an, wie bei Serfaus und Fiß, hier aber nur ungefähr halb so mächtig und sie verschmälern sich noch weiter mit dem Eintritt in die Zerfaserungszone des Pezidkamms.

Von Westen her greifen die auf Grund ihrer Breccienführung zur Bündnerkreide gestellten Kalkzüge in die gleiche Zerfaserungsregion ein. Ein mächtiger Zug derselben überquert das Gebiet der Fließeralm, durch seine steilen Felshänge das Gebiet der unteren Almweiden von den hochgelegenen Weideflächen der Karböden trennend (NO streichend und mehr oder weniger steil berg-einfallend) und bildet dann verschmälert den Gipfel des Frudigerkopfs. Weiterhin gegen NO, am Pfundser Ochsenberg, keilt er in der „Flaserungszone“ aus.

In der Masner kann allenfalls die schmale, von vielen Trias-schollen begleitete nördliche Kalkzone als Wiederauftauchen des Frudigerzuges angesehen werden und ihr entsprächen dann weiterhin die den Pezidkamm bildenden Kalke, in denen auch noch eine Breccienbank gefunden wurde. Diese setzen dann noch zum Lazidkamm sich fort — durch eine Zone bunter Schiefer getrennt liegt hier darunter das Westende des oben beschriebenen Zuges grauer basaler Schiefer Prutz—Fiß—Serfaus und zerflasert sich in den südlicheren Kalkzügen des Pezidkamms und Stubentals.

Zwischen Komperdellalm und Fließeralm sind die von Osten und Westen heranrückenden Kalkzüge — einerseits die „basalen“ grauen Bündnerschiefer, andererseits die Kalke mit Bündnerkreid-breccie — in einer Flaserungszone ineinander verwoben, ohne daß ein Übergang und Zusammenhang in einem stetigen Zuge festzulegen wäre.

Von der Fließeralm westwärts findet der mächtige Kalk-schieferzug des Fließerberges (Tilolet) seine Fortsetzung im Munt da Cherns, Piz Munschuns und dem Bergzug des Piz Ott (Hoher Spitz) und von dort zum Massiv des Piz Roz und Piz Vadret.

Ein auf weite Strecken hin stetig fortstreichender Gesteinszug grenzt die Zone grauer Bündnerschiefer gegen N ab: die **Verrucanozone**. In einheitlichem, zusammenhängendem (nur von Schuttbedeckung unterbrochenem) Zuge verläuft sie vom Kaunerberg über Ladis, den unteren Sattelkopf, Lazidkamm, bis zur Lawensalm. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 500 und 1000 m.

Südlich von Ladis liegt an der Südgrenze des Verrucano gegen die grauen Bündnerschiefer ein Zug von hellgrauen oder grün-grauen, seltener schwärzlichen Phylliten und phyllitischen Tonschiefern. Der Verband mit typischen Gesteinen der Verrucanoserie und die Wiederkehr dieser Phyllite weiter nördlich zwischen den Verrucanotypen sprechen dafür, auch sie dem Verrucano zuzurechnen. In ihnen stecken einzelne kleine Blöcke spätigen gelben Dolomits, den ich dem Eisendolomit bei Serfaus gleichstelle (siehe S. 449). Die angrenzenden Phyllite sind im Kontakt verknetet, die Dolomitklötze anderen Orts

quer zur Schieferung verschoben: Differenzialbewegung infolge Materialunterschiedes.

Die erste Zerteilung tritt bei den Eisendolomitlinsen am Lausbach (Komperdellalm) ein. Westlich von der Hauptlinse von Eisendolomit, in welcher der alte Bergbau umging, und dem begleitenden Verrucanoschiefer tritt ein zweiter Zug von sechs bis acht kleinen Schollen von Eisendolomit auf, welcher von dem ersteren durch einen Streifen grauer, tafeliger Kalke und Kalkschiefer getrennt ist. Dieser westliche Zug liegt nahe dem Südostrand des großen Verrucanozuges, der den Ostgrat des Furgler umzieht; seine Dolomitlinsen verteilen sich vom Lausbach bis zum Lazidkamm hinauf; das unterste Vorkommen derselben nähert sich schon stark der Hauptlinse und ist durch einen Schuttkegel davon getrennt. Der die Hauptlinse begleitende Verrucanoschiefer keilt gegen Südwesten aus; in seiner Fortsetzung liegen zwischen dem genannten Kalkschieferstreifen und dem Kalkzug des Lazidkammes Schollen von grauem, teilweise brecciossem Dolomit und Kalk, welche der Gesteinsart nach der Trias zugehören. Eine ebensolche Scholle liegt am Kamm zwischen Verrucano und grauem Bündnerschiefer, eine weitere am Südhang an der unteren Grenze des letzteren. Auch Reste von bunten Schiefen scheinen sich an dem die beiden Eisendolomitzüge begleitenden Streifen zu beteiligen.

Der Verrucanozug überschreitet in großer Mächtigkeit das Arrezjoch (Schichtfolge siehe S. 448) und durchzieht in zwei Zonen, von kleineren Blättern begleitet, die Masneralm. Am Pfundscher Ochsenberg dagegen sind plötzlich nur mehr drei dünne Streifen von Verrucano in der weiten Flucht von bunten Schiefen vorhanden. Auch auf der Fließeralm treten nur mehr vereinzelte Reste davon auf (östlicher Fließerberg).

Im oberen Samnaun wird der weitere Verlauf dieser Zone durch die Verrucanovorkommen bezeichnet, welche nördlich von der großen Kalkzone Munschuns—Piz Ott hinziehen auf den beiden Salaseralmen und auf Zebles.

Ein wichtiger Begleiter der Verrucanozone sind mehrere große Schollen von Trias, welche an der Nordseite der Zone liegen, aber nicht genau an diese Grenze gebunden, sondern mehrfach etwas in die nördlich folgende Zone bunter Schiefer hineingerückt sind oder in Abwesenheit des Verrucano zwischen dem Kalkzug und der äußeren Zone bunter Schiefer liegen, also ebensowohl dieser als der Verrucanozone zugezählt werden können, wenn man nicht alle drei zusammen als eine Einheit nehmen will.

Dieser tektonische Verband zeigt sich auch an der östlichsten Scholle, jener ober Innergufer (NO von Prutz). Der Triasdolomit ist an seinem Südrand zerspalten und schmale Blätter von Verrucanoschiefer schieben sich an ein paar Stellen noch dazwischen ein. Zwischen diesen randlich abgespaltenen Triaspartien und der geschlossenen Triasmasse zieht aber noch ein schmaler Streifen von dunkelviolettt grauen Schiefen unsicherer Zugehörigkeit und von kalkigen Schiefen mit lichtgrünem Serizitbelag, gelben kalkigen Schiefen und lichtgrünen, milden tafeligen Tonschiefen durch, welche letztere drei Gesteinsarten sicher den bunten Schiefen zuzurechnen sind. Die

Hauptmasse der Trias, welche 300—400 m mächtig ist, läßt durch die (nicht symmetrische) Wiederholung der Gesteinsarten (siehe Profil Fig. 13) erkennen, daß sie aus mehreren Schuppen besteht. An der Nordseite wird sie sehr wahrscheinlich durch eine steil südfallende Verwerfungsfläche keilförmig nach unten abgeschrägt.

Die Fortsetzung der Triasscholle jenseits des Talbodens von Prutz, bei Entbruck (siehe Profil Fig. 13), stoßt unmittelbar an den Verrucano. (Die roten und violetten Schiefer am Nordende der Sauerquellenwand, welche E. Suess als Werfener Schiefer angesprochen hat, bilden nicht das Hangende der Verrucanoserie, sondern über ihnen liegen, in dem angrenzenden Baumgarten und den darüber liegenden Wiesen, nochmals quarzknotenreiche Quarzserizitschiefer, typische Verrucanogesteine.) Das Liegende der Trias bilden hier Mergel (= Bactryllienmergel des Frudiger) und feine Sandsteine (NO streichend und sehr steil NW einfallend). Die freiliegende Wand des darüber folgenden Kalkes wird von einer größeren Rutschfläche eingenommen, deren Striemen flach gegen NO ansteigen. Der nördliche Teil der Scholle scheint, soweit die wenigen Aufschlüsse einen Einblick gewähren, aus einer Gruppe einzelner Dolomitschollen zu bestehen (eine davon zwischen den Häusern von Außer-Entbruck, die anderen in den Wiesen darüber).

Die untere Triasscholle am Urgenebnerbach grenzt an die dunklen, hier teilweise stark kristallinen Phyllite des Verrucano (Fig. 2).

Der Bau der nächstwestlichen Triasscholle, jener in der Aufbruchsnische ober Fiß ist in den Profilen Fig. 5 dargestellt. Zwischen ihr und dem Verrucano zieht noch ein Streifen intensivster Verschuppung von Verrucanophylliten und bunten Schiefeln sich hin. Die Triasscholle erreicht am Ostrand der Nische eine Mächtigkeit von 200 m und schrumpft nach beiden Seiten rasch zusammen. Ob ein Zusammenhang mit der Urgenebnerscholle besteht, wird durch Vegetation verdeckt. Aus der Verteilung der Gesteinsarten im mittleren Teile läßt sich wohl ein synklinaler oder antiklinaler Bau, mit Dolomit (Hauptdolomit?) in der Mitte, je nachdem man die Kalk-, Tonschiefersandstein- und Rauhwackenserie als Rhät oder Raibler-, beziehungsweise Partnachschichten ansieht, herauslesen. Mannigfache Zeichen heftiger tektonischer Bearbeitung sind der Scholle aufgeprägt: der Dolomit ist durchwegs brecciös, besonders im Hangenden; in dem dunkelgrauen dolomitischen Kalk an der Basis sind zwischen nicht brecciösen Lagen desselben linsenförmig abgequetschte Bänke eines etwas lichterem dolomitischen Kalkes eingeschlossen, welche brecciös und stark von Kalzitausscheidungen durchsetzt sind, deutlich abgesetzt von den umhüllenden Lagen (siehe Zeichnung bei Fig. 5).

Mit der Ausdünnung der Verrucanozone am Pfundser Ochsenberg und weiterhin gegen Westen erscheinen dann wieder ein paar größere Triasschollen an der genannten Zonengrenze. Die größte derselben bildet den einen Gipfel und den Nordgrat des Frudigerkopfes und zieht sich beiderseits in die Kare hinab. Mehrere senkrechte Brüche durchsetzen sie und verursachen ein staffelförmiges Absitzen gegenüber dem südlichen Kreidekalkzug, an welchen die Trias unmittelbar anstoßt; dagegen sind hier am Nordrand der Trias noch

stellenweise (Westseite des Frudigerkammes) Schmitzen von weißem Quarzsandstein mit den angrenzenden „bunten Schiefen“ verwoben. Der Dolomit ist brecciös, stellenweise in Rauhwacke übergehend, der Kalk kristallinisch und stellenweise in grobspätigen Nestern und Adern umkristallisiert — wie dies auch in der Fisser Nische zu beobachten ist.

Am östlichen Fließberg ist die Trias aus mehreren großen linsenförmigen Massen zusammengesetzt, welche durch brecciöse Partien miteinander verbunden sind; die einen bestehen aus dunklem, zuckerkörnigem Dolomit, die anderen aus hellgrauem Kalk (Profil 17, Fig. 17). Die Trias wird im Süden durch ein schmales Blatt von bunten Schiefen von dem Kreidekalkzug getrennt, gegen Nordost bildet eine bescheidene Flaser von Verrucano (serizitischer Quarzsandstein, glimmerschieferähnliche Phyllite) gewissermaßen eine Fortsetzung der Trias, die sonst beiderseits von den bunten Schiefen umschlossen wird.

Die Triasscholle am Kapplerkopf wird beiderseits von schwärzlichen Tonschiefern eingefasst, unsicherer Zugehörigkeit, im Liegenden auch von silbergrauen Tonschiefern.

Die größere Triaslinse am westlichen Fließberg (Matschiberlesattel) stößt wieder im Süden unmittelbar an die Kreidekalke und ist am Westende durch Zerteilung mit ihnen verkeilt; im Hangenden lagert am Dolomit zunächst ein Konglomerat, ähnlich dem in den bunten Schiefen an der Blauwand (enthält dunkle Kalke, grüne Tonschiefer, ein Gneisfragment), welches stark gepreßt ist und durch seine Verflaserung in engem Verband steht mit dem nordwärts folgenden Kalkserizitschiefer und fischähnlichen Schiefer, der Serie der „bunten Schiefer“.

Auf der Strecke vom Urgenebnerbach (Fisser Ochsenalp) bis zur Fließeralp nimmt den Raum zwischen der Verrucanozone, beziehungsweise den Triasschollen und dem Gneisrand die schon mehrfach erwähnte „äußere Zone der bunten Schiefer“ ein. Ihre Mächtigkeit ist analog wie bei den anderen eine wechselnde; zum Teil mag dies hier auch auf verschiedene starke Rückwitterung des Randes der übergeschobenen Gneise zurückzuführen sein. Außer den eben beschriebenen, in den Südrand der Zone eingeschobenen Triasschollen durchsetzen besonders im östlichen Teil mehrfach tektonische Blätter — „Gleitbretter“ im Sinne Spitz' — von Verrucano die bunten Schiefer. Es kann diesbezüglich auf die Darstellung der Gegend von Fiß—Schönjochl in der Karte und den Profilen erwiesen werden. Aber auch weiter westlich sind solche nicht selten, wie zum Beispiel die zwei schönen am Südgrat von P. 2827 (Stubental) und die auch mit Trias, Gips und Diabas vergesellschaftete Scholle zwischen P. 2921 und 2854 des Frudigerkammes.

Am Gneisrand sind zahlreiche kleine Schollen verschiedener Gesteine zwischen „bunte Schiefer“ und Gneis eingeklemmt.

Am Frudigerkamm sind am Gneisrand unter P. 2921 (des Hauptkammes) die früher beschriebenen „hellbunten Kalke“ in stark gequetschtem und zerdrücktem Zustand und mit bunten Schiefen ver-

flochten eingeschoben; beiderseits verschwinden sie unter den Halden, ohne jenseits derselben Fortsetzung zu finden.

Am Südfuß des Hexenkopfes ist eine mächtige, nach beiden Seiten rasch auskeilende Linse von typischem Verrucano zwischen Gneis und flyschähnliche Schiefer eingeschoben. (Wechsellagerung mit den bunten Schiefen siehe S. 497 und Fig. 7.)

Gegen NO am Gneisrand fortschreitend treffen wir an der Ostseite des Hexenkopfes, nahe dem See in der Masner, wieder eine kleine Scholle von teilweise mikrobreciösen Kalken (ONO streichend und N fallend), die, wie S. 461 ausgeführt wurde, sehr wahrscheinlich zu den Kreidekalken gehören. Mehr in die bunten Schiefer hineingerückt sind zwei kleine Triasklappen (die eine brecciöser Dolomit, die andere hellgrauer Kalk), welche an dem den See abdämmenden Hügeln anstehen.

Am Südgrat des Arrezkopfes liegt im Hangenden der bunten Schiefer, welche das Arrezjoch nördlich des Verrucano überqueren, ein etwa 50 m mächtiger Zug von dunkelgrauem Kalkschiefer (gelblich anwitternd) mit Crinoidenbreccien (Bündnerkreide), welcher vom Gneis nur noch durch einen ganz dünnen Streifen verdrückter bunter Schiefer (braunknollige Sandsteine, phyllitische grüngraue Schiefer) getrennt wird. Der streichenden Fortsetzung des Kalkzuges gehören aller Wahrscheinlichkeit nach die „hellbunten Kalke“ östlich davon an. Auch hier liegt (Ostabfall des Seitengrates P. 2729) zwischen ihnen und dem Gneis, beziehungsweise dem Amphibolit, der hier mit dem Gneis wechselt, ein schmales Streifenchen von grünbraunen, kalkig-serizitischen Schiefen (auch quarzitisches-löcherige Lagen und phyllitische Lagen), wie sie allenthalben in der Serie der „bunten Schiefer“ vorkommen.

Von hier an weiter gegen NO folgen zunächst einige kleine Triasschollen. Ein abgerollter Block am Ostgrat des Furgler verrät eine solche; eine größere anstehende Scholle von lichtgrauem, weißlich anwitterndem Dolomit (mit den eigenartigen breit-messerstichartigen Auswitterungen, wie sie im Wettersteinkalk der Nordalpen oft zu sehen sind) ist am Ostfuß des Furgler (südwestliche Seitenkare des Lausbachtales) aufgeschlossen. Hangendes und Liegendes ist durch Schutt verdeckt; das nächste Anstehende darüber ist der Gneis.

Unter dem Planskopf (am Steig zur Furka) liegen mehrere sehr kleine Schollen von Triasdolomit und Rauhacke, an der Untergrenze des hier stark diaphoritischen Gneises, und dünne Lagen dieses schieben sich auch zwischen sie. Unter ihnen liegen die „bunten Schiefer“ (kalkige graue und graugrüne Phyllite, stahlgraue Phyllite, gelbgrünliche Serizitkalkschiefer und ein mächtiger Quarzfels). Eine große zusammenhängende Triasklappe liegt dann etwas weiter östlich (östlich des Kammes Planskopf—Komperdellalm) unmittelbar unter dem Gneis (grauer, weißlich anwitternder, dickbankiger bis ungeschichteter Dolomit, von feinem Kalzitadernetz durchschwärmt; außerdem eine mit Vegetation überwachsene schmale Zone gelber glatter Tonschiefer wie jene in den Raiblerschichten des Jaggl). Eine ganz kleine Scholle von Dolomit liegt weiterhin unter dem Sattelkopf, jenseits desselben eine große Verrucanoscholle.

An der Gneisgrenze unter dem Planskopf und weiter östlich bis gegen den Brunnenkopf sind mehrfach dichte grüne Schiefer anstehend, unter dem Planskopf auch über die untersten Gneispartien eingeschoben. Vom Sattelkopfkamm ostwärts ist in den oberen Teilen der bunten Schiefer in mehrfachen Aufbrüchen bis zur Felsnische unter Schönjöchel ein heftig verschieferter und gefalteter Diabasschiefer (Diabaskalkschiefer) eingeschlossen. Vielleicht handelt es sich bei den westlichen Vorkommen um eine an die Gneisgrenze gerückte Fortsetzung dieses Niveaus. Im Schlibbild sind sie den Grünschiefern der Finstermünz ähnlich, aber durchschnittlich ärmer an dunklen Gemengteilen, beziehungsweise deren Stellvertretern. Jene unter Planskopf liegen in der Nähe der Triasschollen, die östlichen liegen abseits von solchen.

In der Ausbruchsnische unter dem Schönjöchel werden die über den bunten Schiefern liegenden Schollen von Dolomit, Rauhwacke und Gips vom Gneisrand durch eine gering mächtige Lage von grauem, kalklagenreichem Tonschiefer (Kalkphyllit) getrennt, welche am ehesten den tonschieferreichen Zonen der grauen Bündnerschiefer in der Prutzer Gegend gleichen. Alles fällt ziemlich steil unter die Gneise ein, bei ONO- bis OW-Streichen. In dem Profil Fiß—Schönjöchel stehen sich also hier an beiden Rändern der äußeren Schieferzone Triaseinschaltungen gegenüber.

Diese Gegenüberstellung wiederholt sich am Urgenebnerbach (siehe Profil 1, Fig. 14). Die obere Triaszone ist hier vertreten durch eine schon ziemlich tief in die bunten Schiefer hinabgerückte Einschaltung dichter hellgrauer und schwärzlicher, gut gebankter Kalke, konkordant mit ONO-Streichen und Bergeinfallen in die Schiefer eingereiht, in zirka 1700 m Höhe. Ein Zusammenhang mit den Vorkommen in der Felsnische unter dem Schönjöchel besteht aber keineswegs; zwischen beiden liegt eine plötzliche, wahrscheinlich durch einen Querbruch bedingte Tieferrückung der Gneisgrenze um 300—400 m.

Die Reihe der Randschollen findet ihre Fortsetzung durch ein sehr schlecht aufgeschlossenes Dolomitvorkommen über dem Bad Ob-ladis zu dem Schwarm von Triasklippen, welche in den Gräben und Waldhängen südlich Asters aufgeschlossen sind. Die größte derselben ragt als Felsturm, von der Landstraße aus sichtbar, aus dem Wald heraus; lichtgrauer brecciöser Dolomit mit Rutschfläche, deren Striemen wie bei Entbruck gegen NO ansteigen, hier aber steiler und daneben noch Striemungen senkrecht dazu. Daneben in den benachbarten Klippen auch bankige hellgraue und tafelige dunkle Kalke. Das Liegende der Hauptklippen bilden bunte Bündnerschiefer (lichtgrüne und graue Tonschiefer, gelbliche kalkige Schiefer, helle Kalkschiefer, graue Kalktönschiefer, im oberen Teil dazwischen auch Lagen von grünlich- und violett fleckigen Schiefern, welche sehr an Verrucano erinnern), das Hangende Gneis, der aber größtenteils in Blöcke aufgelöst ist, weshalb bei der dichten Bewachsung es meist schwer zu entscheiden ist, ob er ansteht oder nur Blockhalden bildet. Auch südlich der Klippen zieht schon ein Gneisblockwall durch, der möglicherweise Anstehendem entsprechen könnte. Bei den unterhalb Unterasters gelegenen Schollen ist das Angrenzen von anstehendem

Gneis unzweifelhaft aufgeschlossen. Die nordöstlichste derselben steht ungefähr 80—100 *m* über der Reichsstraße, am Waldhang ober der Tullenaukapelle, an; es ist das von Steinmann beschriebene Triasvorkommen südlich Pontlatz.

Den Schlußstein in der Reihe bildet endlich jenseits des Inn die mächtige ungeschichtete Dolomitmasse, welche die Felsköpfe ober den Guferhöfen (nördlich Prutz) aufbaut. Während der Nordrand in nahe ostwestlicher Richtung gerade über den Hang hinauf verläuft, ist der Südrand des Dolomits durch ein paar Querbrüche gestaffelt (die westlicheren Teile rücken stufenweise weiter gegen Süden vor). An einer NNW gerichteten Kluffläche beobachtet man sehr flach gegen N ansteigende Rutschstreifen. Die angrenzenden Bündnerschiefer werden von der Dolomitgrenzfläche schräg abgeschnitten. Die Dolomitmasse entsendet nach unten eine gewaltige Bergsturzhalde, welche den Berghang bis zum Inn hinab überdeckt. Am Südrand bei P. 1823 noch eine vielleicht auch zur Trias gehörige Lage von gelb und grau gestreiftem Bänderkalk.

Während die „äußere Schieferzone“ einschließlich der Triasschollen und Verrucanoblätter im Südgehänge des Schönjöchl eine Mächtigkeit von 1000—1500 *m* besitzt, schrumpft sie nordöstlich vom Urgenebnerbach auf wenige 100 *m* zusammen: eine Erscheinung, welche in erster Linie dadurch erzeugt wird, daß sich von hier ab zwischen die Verrucanotriaszone (Ladis—Faggen) und die äußere Schieferzone ein neuer Schichtzug einschiebt, nämlich dunkelgraue Kalkschiefer, seltener stärkere Kalkbänke, wechselnd mit Lagen von schwärzlichen oder silbergrauen halbphyllitischen Tonschiefern, und Kalktonschiefer; selten auch graphitische Schiefer; im ganzen ein Schichtkomplex, der am meisten den grauen Bündnerschiefern, wie sie südlich Prutz anstehen, oder den tonschieferreichen Zonen am Frudigerjoch, Finstermünz etc. entspricht (Fig. 13). In der Wiese unter Bad Obladis steht in ihnen eine Bank grober Breccie an, ähnlich denen der basalen Bündnerschiefer.

Diese Schichtzone setzt zuerst nordöstlich des Urgenebnerbaches ein, wo sie beiderseits des von Ladis zu den Bergwiesen führenden Weges anstehen. Das Gehänge zwischen Ladis, Obladis und Asters ist leider sehr stark von Glazialschutt und besonders von Gneisblockhalden, welche teilweise direkt den höher oben anstehenden Gneisabbrüchen entstammen, überschüttet, so daß nur einzelne zerstreute Aufschlüsse zu finden sind. Immerhin sind die grauen Kalk- und Tonschiefer ober und unter dem Bad Obladis mehrfach anstehend zu finden und weiterhin auch am unteren Waldrand zwischen Entbruck und Asters. Nahe über Bad Obladis steht angrenzend an den schwarzen Tonschiefer geschieferter Diabas an, ebenso unterhalb des Hotels; vielleicht ist auch der Diabasblockwall in dem Wäldchen nördlich Ladis anstehend und dann die Fortsetzung jener. Sicher anstehend trifft man Diabasschiefer dann weiter nördlich bei P. 1251 der Originalkarte (Waldwiese ungefähr Mitte Weges zwischen Ladis und Asters) mit fragmentarischem Dolomitblockwerk und mit grauem Kalkschiefer vergesellschaftet. Möglicherweise ist dieses Vorkommen von dem Hauptzug der grauen Schiefer durch eine Gneisschuppe getrennt, da tiefer unten

im Wald, nahe dem Nordrand der Wiesen über Entbruck Gneis sehr wahrscheinlich ansteht.

Ein weiteres unsicheres Vorkommen von Diabas besteht gleich ober dem Dorfe Ladis, am Nordrand des Verrucano (bei der Sägemühle und am westlichen Almweg). Wenn er ansteht, so ist der in Blöcke aufgelöste Diabas jedenfalls stark verrutscht. In seiner Gesellschaft ist auch eine ebenfalls in ihrer Bodenständigkeit etwas fragliche kleine Dolomitklippe¹⁾, daneben und dazwischen viel lokaler und erratischer Gneisschutt. Immerhin genügen die Aufschlüsse, um das Bestehen einer Zone von grauem Bündnerschiefer mit Diabaseinlagerungen festzustellen.

Die äußere Zone bunter Schiefer ist einerseits durch die Aufschlüsse am Urgenebnerbach, anderseits durch jene unter den Asterer Triasklippen angezeigt; in der Gegend von Bad Obladis fehlen verlässliche Aufschlüsse dieser Zone völlig und ist nur das Dolomitvorkommen im Wald ober dem Badhotel (Promenadeweg bis zum Fißer Almweg hinauf, alter Kalkofen) als Vertreter der randlichen Triasklippen zu sehen. Da die Aufschlüsse der grauen Schiefer und des Diabases über dem Bad und die aus Gneis bestehende Wand zwischen Bad und Kreßbründl sich sehr nahe rücken, so fehlt jene Schieferzone hier ganz oder ist auf ein sehr bescheidenes Maß eingeschränkt. Der mehrfach abseits von den Mineralquellen vorhandene Kalksinterüberzug würde im allgemeinen für ihr Vorhandensein sprechen, kann aber in einem so quellenreichen Gelände wie hier doch nicht als verlässlicher Beleg dafür genommen werden.

Breit und deutlich ist der Zug der grauen Kalkschiefer und Tonschiefer östlich des Inn, am Gehänge von Falpaus, entwickelt, mit einer Mächtigkeit von 500—600 m. Im Süden stoßen sie unmittelbar von der Trias ab; nördlich vom Gehöft Falpaus, am Waldrand, ist auch hier ein Diabaslager eingeschaltet. Gegen Osten keilförmig sich verschmälernd, reicht der Zug bis an den Gneisrand unter der Aifneralm. Die Fortsetzung der äußeren Schieferzone, welche ihn im Norden umgibt, ist auch hier schmal und wird noch zum größten Teil von einem mächtigen Diabasschieferlager eingenommen, welches vom Inn aufwärts bis zur Gneisgrenze das Gehänge durchzieht. Südlich von ihm sind die „bunten Schiefer“ nur durch das Gipslager vertreten, welches östlich im Wald über Obergufer liegt, und die sehr geringen Reste von gelbgrünlichem, kalkigerizitischem Schiefer, welche es begleiten²⁾. Die Schiefer nördlich des Diabases, zwischen ihm und dem Triasdolomit, sind von unsicherer Zugehörigkeit; es sind dunkelgraue Kalkschiefer, wechselnd mit vielen Tonschieferlagen, stellenweise aber auch weißliche serizitische Lagen, auch schmutzigrüne glimmerige Schiefer, welche an „bunte Bündnerschiefer“ denken lassen. Für diese Einordnung würde die gleiche tektonische Stellung wie die der bunten Schiefer unter Asters sprechen — zudem auch

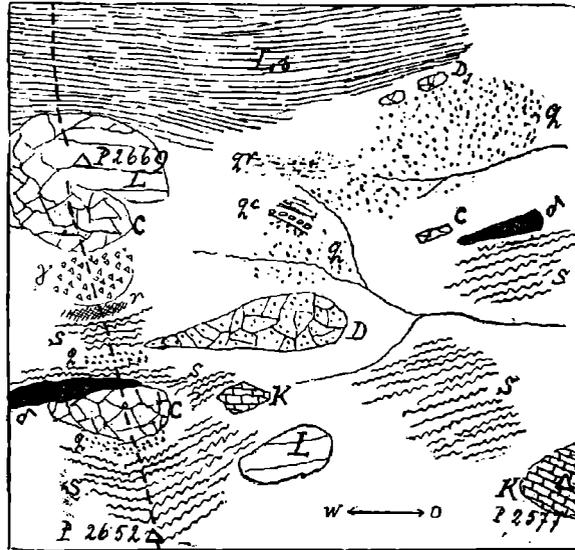
¹⁾ Es wäre die Fortsetzung der Triasklippen von Entbruck, deren oberste, sicher anstehende vor dem Hof Panzer nördlich Ladis aufgeschlossen ist.

²⁾ Südlich P. 1826 treten am Rand des Diabases auch wieder grüne serizitische Schiefer, Quarzknauserschiefer und gelbe kalkige Lagen auf, den „bunten Schiefen“ entsprechend.

dort manche indifferente graue Lagen beigement sind —, während die Gesteinsart im ganzen sie den Falpauser grauen Schiefen näher stellt. Jedenfalls wird die äußere Zone hier fast ganz durch den stark anschwellenden Zug der grauen Schiefer verdrängt.

Ähnlich wie am Ostende tauchen auch am westlichen Ende des hier behandelten Teiles der nördlichen Randzone neue tektonische Elemente auf.

Fig. 19.



Kartenskizze von einem Teil des Malfragkammes und seinem Ostabhang.

Ls = Liasschiefer. — *I* = Liaskalke. — *C* = Großspäthiges Karbonatgestein (kalkig mit Quarz). — *D* = Lichtgrauer Dolomit von Spatadern durchzogen. — *D₁* = Gelblicher dolomitischer Kalk mit Spatadern (zu *C* gehörig?). — *K* = Bündnerkreide (Kalk mit Crinoidenbreccien). — *S* = Bunte Bündnerschiefer. — *q* = Weißer und roter Quarzsandstein. — *qr* = Dunkelrote, tonige, schwach sandige Schiefer. — *qc* = Kalkiges Konglomerat (siehe Figur 9 und Beschreibung S. 500). — *δ* = Diabasschiefer. — *γ* = Gips.

Am Malfragkamm streichen die bunten Schiefer der äußeren Zone über den Matschiberlesattel, im mittleren Teile reich an Breccien und nördlich davon Flyschschiefer. An der Westseite werden sie von einem Diabaslager begleitet.

Nördlich dieses Zuges bunter Schiefer reiht sich dann am Malfragkamm eine neue Schichtzone an: die **Liaszone**. Sie ist stratigraphisch durch das Auftreten der Kalke und Schiefer des Lias charakterisiert, tektonisch durch eine sehr heftige Zertrümmerung und Verschuppung der verschiedenartigsten Schichtglieder, so daß

sie vielfach den Charakter einer Art von tektonischer Riesenbreccie annimmt. Die Zone erreicht ihr Ostende auf der Fließeralm. An dem vom Martinskopf zum östlichen Fließberg sich absenkenden Kamme sind noch einzelne Blöcke von Liaskalken (gelbrot verwitternde, knauerige, lichtgraue oder gelbe spat- und quarzreiche Kalke) und wahrscheinlich auch zum Lias gehörige schwärzliche Schiefer in geringer Mächtigkeit, eingeschlossen zwischen zwei Züge von Kreidekalken, als letzte Ausläufer zu sehen. Am Malfragkamm selbst ist die Zone charakteristisch entwickelt (siehe Kartenskizze Fig. 19 und Profil Fig. 20). Verrucano, Trias, Lias, Kreidekalke, bunte Schiefer, Diabas, Gips, sind in Schuppen durcheinandergemischt. Der Lias ist hier ausnahmsweise neben kleineren Schollen noch in einer einheitlichen Scholle von ungefähr 2 km Längenerstreckung erhalten, welche als schroffe Felsmauer quer über den Malfragkamm und über den Kamm Grübelekopf—Munt da Cherns sich erstreckt. Am Westabhang des letzteren zeigt der Lias sich auf der bekannten Örtlichkeit „bei der Kirche“ zu einem engen Sattel aufgebogen, während er sonst gleichmäßig steil NW fällt. In ihrer Fortsetzung gegen Westen erreicht die Zone den Greitspitz und findet im Fimbertal ihre stärkste Entfaltung. Zahlreiche klippenartig aufragende Liasschollen verschiedensten Ausmaßes entragen hier allenthalben der bunt zusammengesetzten Zone — auch Gneis tritt hier stellenweise darin auf.

An der Nordseite begleitet den Liaszug am Malfrag eine mächtige Zone von Kreidekalken. Sie endet im nordöstlichsten Winkel der Fließeralm (unter P. 2921). Das Auftreten der Kreidekalkschollen am Arrezjoch unter dem Gneis könnte man als abgerissene Zeugen einer weiteren östlichen Erstreckung auffassen, wenn man nicht vorzieht, sie als zusammenhanglose Schubschollen an der Gneisüberschiebung zu erklären. Gegen Westen hin streichen sie vom Malfragkamm zur Alp bella hinüber, zu dem wegen seines Fossilgehaltes schon oft erwähnten typischen Vorkommen von Bündnerkreide.

Am Martinskopf stoßen die Kreidekalke an den Gneis; hier in Spuren, etwas weiter westlich deutlicher (unter dem Kreuzjoch) überlagert sie noch ein Diabaslager; am Malfragkamm liegt am oberen Malfragkopf zunächst eine Schmitze von „bunten Schiefeln“, begleitet von einer Bank Rauhwaacke, über diesen dann ein Komplex von „Flyschiefern“, welche aber manche Gesteinsarten mit der Serie der bunten Schiefer gemeinsam haben (knollige, dunkelgraugrüne Sandsteine, auch eine Bank feiner Breccie), und erst über diesen folgt dann wieder Diabas von beträchtlicher Mächtigkeit, welcher gegen Osten hin den Hauptkamm mit schroffen Felsen krönt (P. 2760 bis P. 2684) und sich ein Stück weit in die obersten Kare des Grübeleales (Paznaun) hinabsenkt.

Das Streichen der den Diabas unterlagernden Schiefer dreht sich hier in die NS-Richtung herum, mit Einfallen gegen W, und die Schiefer fallen an der Scharte P. 2684 steil vom Gneis ab. Desgleichen wird das Diabaslager in der Mitte von einem Schieferzug durchtrennt, der einerseits den Diabas am P. 2760 unterteuft, andererseits auf die östliche Scholle von Diabas etwas aufgeschoben ist. An den Südhängen sieht man sehr anschaulich, daß beide Diabase von der Schieferserie

unterlagert werden und neben dem W-Fallen am Kamm sich gleichzeitig gegen N hinabsenken. Unter den Flyschschichten kommen hier noch kalkige Schichten hervor, welche wohl den Kreidekalken von Malfrag gleichzustellen sein dürften. Am Gneisrand sind kleine Reste von Triaskalk (und ein paar Blöcke von Diabas [?]) eingeklemmt. Die Auflagerung auf dem Gneis ist allem Anschein nach keine primäre sedimentäre Anlagerung, sondern ist wahrscheinlich durch eine der Hauptgebirgsbildung folgende spätere Bewegung zustande gekommen, da auch der anstehende Gneis in gleicher Weise aus seinem herrschenden O—W-Streichen heraus in die NS-Stellung gedreht wurde (siehe Profil Fig. 21).

Am Grübelekopf (Gribellakopf) stehen Gneis, Diabas und Flyschschiefer in saigerer Stellung nebeneinander und sind ineinander verzahnt. Dies ist besonders auch am Westgrat desselben der Fall; in saigerer oder sehr steil gegen S abfallender Stellung stecken im diaphoritischen Gneis mehrere Schuppen von Flyschschiefer, von Kreidekalk und von Triasdolomit. Ein dem Diabas von P. 2760 (NO Malfragkopf) entsprechendes Diabaslager bildet den südlichen Gipfelzacken des Grübelekopfes und findet seine von Halden unterbrochene Fortsetzung über das Isplitzerjoch (Cuolm d'Alp bella) zu der gewaltigen Grünsteinmasse des Bürkelkopfes. Am Kamm Grübelekopf—Cherns liegt zwischen dem die Kreide überlagernden Fucoidenschiefer und dem Diabas des Grübelekopfes eine Scholle von Gneis, welche zum Teil hochgradig mylonitisiert ist in der Art der dichten Mylonite (siehe unten)¹. (In Paulckes Profil im Exkursionsführer 1912 als „Schiefer vom Casannatypus“ eingetragen.) Darüber folgen nochmals Kreideschichten (?). Westlich im Kar gesellt sich zum Gneismylonit ein sehr ähnlich aussehender Spilit.

Das Auftreten der Triasschollen am Gneisrande von Malfrag und Grübelekopf läßt erkennen, daß diese als Schubschollen an den Gneisrand gebunden sind und daher auch die weiter östlich beobachteten gleichgelegenen Schollen tektonisch nicht Bestandteile der „äußeren Schieferzone“, sondern unabhängig von den Zonen sind, an welche sie gegen innen angrenzen.

Die Fucoidenschiefer unter dem Diabas setzen sich gegen Westen fort über Mutt da Chöls zur Südseite des Flimspitz und dem Äußeren Viderjoch.

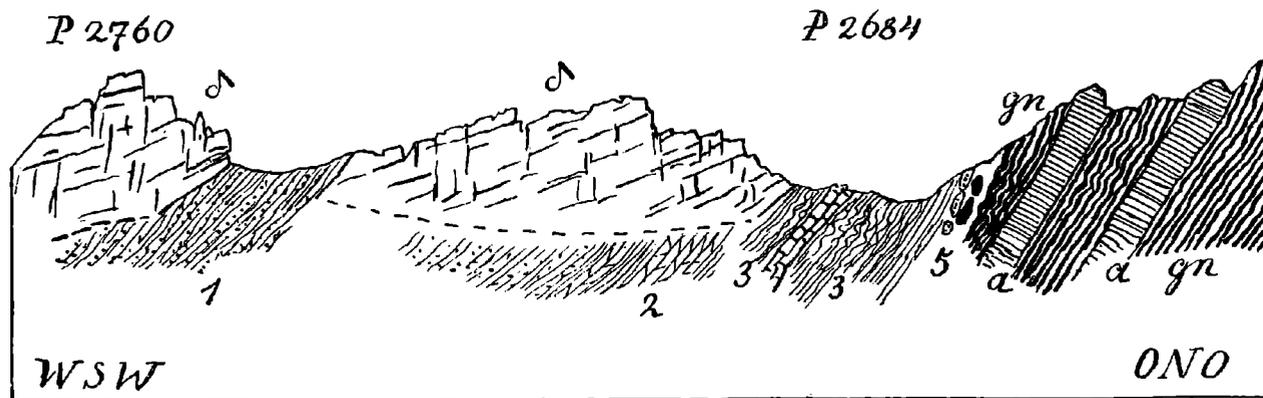
III. Ostrand.

(Kaunerberg—Langetzberg.)

Das Streichen der Schichten ist in den nördlichen Randzonen vom Samnaun bis in die Gegend von Ladis gegen NO oder ONO gerichtet und von den meist in diesem Rahmen sich haltenden Schwankungen, welche schon durch die „flaserige“ Struktur bedingt sind, abgesehen, ein recht gleichmäßiges; stärkere Abweichungen führen an einzelnen

¹ Die Gneisscholle entspricht in ihrer Lage und Gesteinsart (zweigliedriger Adergneis) der Gneisscholle zwischen Flimspitz und Bürkelkopf.

Fig. 21



Profil entlang dem Hauptkamm zwischen Fließeralm und dem Grübeletal, nordöstlich vom oberen Malfragkopf.

Maßstab: 1:6250.

gn = Diaphthoritischer Perlgneis. — *a* = Amphibolit. — *δ* = Geschieferter Diabas.

- 1 = Flyschschiefer.
- 2 = Kalkschiefer (Kreide?) gegen W in Mischung mit den knolligen Sandsteinen etc. (Flyschschiefer).
- 3 = Halbphyllitische hellgrünlichgraue Schiefer, gegen O mehr sandig-glimmerige Schiefer.
- 4 = Dunkelgraue gebankte Kalke (ähnlich der Kreide des Malfragkopfs).
- 5 = Kleine Schollen von lichtgrauem Kalk (Trias) und ein Paar Blöcke von Diabas (?).

Stellen, zum Beispiel am Sattelkopf—Beutelkopfkamm zu OW-Streichen; ebenso beständig ist das Fallen gegen NW, beziehungsweise NNW gerichtet, meist mit steiler Stellung; flache Lagerung herrscht im Gebiet der Fisser Ochsenhütte, öfter treten Abweichungen in sehr steile Stellung ein. Sehr steil sind die Schichten besonders in dem Gebiet nördlich von Prutz aufgerichtet.

Die nördlichsten Zonen erreichen, wie eben geschildert wurde, mit ONO-Streichen den Gneisrand unter der Aifneralm und enden hier: die nördlichste Triasscholle, der schmale Zug bunter Schiefer mit dem Diabas und die grauen Bündnerschiefer von Falpaus, letztere keilförmig verschmälert. Nahe unter der Gneisgrenze ist in den obersten Mähdern noch ein Aufschluß der letzteren zu sehen.

Die mehrteilig zusammengesetzte Trias von Falpaus zerteilt sich gegen Osten am Kaunerberg in drei Äste, die auf der Karte wie die Zinken einer Gabel aussehen: ein Zug lichter Triaskalke sticht in den Mähdern ober Noggels aus der Grasdecke hervor; ein zweiter Zug, ebenfalls vorwiegend lichte Kalke, tiefer unten auch der Tonschiefer der Trias, streicht gerade beim Hofe Noggels vorbei durch den Wald und ein dritter tiefster Zug ist im Wald über Gaiswies aufgeschlossen, vorwiegend aus brecciösem Dolomit bestehend, dem sich aber in geringer Menge auch helle Kalke beige-sellen. Alle drei streichen in NO-Richtung schräg am Gehänge aufwärts, bald östlich der genannten Gehöfte unter der das ganze Gehänge dicht überziehenden Decke von erratischem Blockwerk und Vegetation verschwindend. Was zwischen ihnen liegt, ist nur zwischen den beiden nördlichen teilweise zu sehen: in dem schmalen Waldstreifen zwischen den Mähdern, welchem der Steig von Noggels bergaufwärts folgt, befindet sich ein Rundhöcker von Gneis (glimmerreicher Paragneis mit feiner Lagenstruktur, NO streichend und saiger) und ein gleicher auch in den Wiesen östlich daneben. Einerseits seine Lagerung, angepaßt den umgebenden Schichten, andererseits die Gesteinsverschiedenheit gegenüber dem durchwegs aus Granitgneis (und dessen Mylonit) bestehenden benachbarten Gneisrand sprechen dafür, daß es nicht eine Deckscholle, sondern eine zwischen die Trias etc. eingeschlossene Schuppe ist, ähnlich jenen am Flimspitz, Grübelekopf etc.

Der Verrucano südlich der Trias von Falpaus reicht in voller Breite bis unter Gaiswies und endet hier unter der Glazialdecke. Im nächstöstlichen Graben ist nichts mehr von ihm zu sehen.

Alle Zonen mit Ausnahme der drei nördlichsten schwenken kurz vor dem östlichen Gneisrand in NW- und dann in NS-Richtung ein.

Als Fortsetzung der Triaszonen des Kaunerberges östlich des großen Glazialschutfeldes, das von Obwahls über Schnadigen zu den Mähdern sich erstreckt, können die Aufschlüsse im Schloßbachgraben unter der Gneisgrenze betrachtet werden.

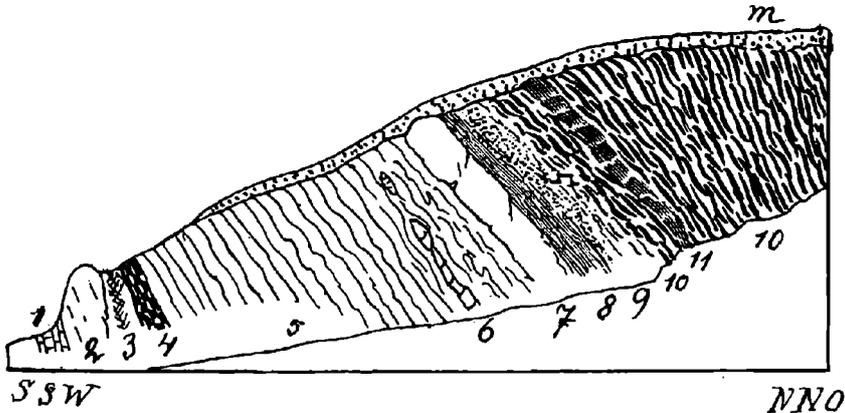
Wir treffen hier auf zwei schmale Triaszüge (siehe Profil Fig. 22): der eine (7) dicht unter der Gneisgrenze, besteht aus einem 30—40 m mächtigen, lichtgrauen, brecciösen Dolomit und wird vom randlichen Gneismylonit getrennt durch einen 5—10 m mächtigen Streifen eines schwärzlichgrünen Schiefers (8), welchen man makroskopisch für einen Diabasschiefer ansprechen möchte, nach dem mikroskopischen Bild er-

scheint dies aber sehr fraglich, denn er erscheint hier als ein feinfaseriger gefalteter Serizitphyllit, von dünnen Chlorithäutchen durchzogen, schwach kalzitführend¹⁾.

Den unteren Triaszug bildet ein am unteren Ausgang der kleinen Schlucht rechter Hand anstehender lichtgrauer, ebenfalls etwas brecciöser Kalk (2). Vielleicht gehören auch die südlich angeschlossenen lichtgrauen, gelblich anwitternden, dünntafeligen Kalkschiefer (1), welche viel Kies in kleinen Körnchen enthalten, dazu. Über dieser Trias liegt zunächst ein dunkelgraues mylonitisches Kalkquarzgestein (3), dann ein Diabasschiefer (4).

Zwischen beiden Triaszügen liegt eine Folge von grünlichgrauen und lichtgrünen serizitisch-kalkigen Schiefen (5) mit Quarzknuern, nach oben in graue Kalktonschiefer übergehend. Sie sehen den Schiefen

Fig. 22.



Profil im Schloßbachgraben zwischen 1550 und 1700 m.

Erklärung im Text.

m = Moräne. — Am unteren Rand von 10 ein Schurfloch.

zwischen dem Diabas und Dolomit ober den Guferhöfen ähnlich und dürften dem ganzen Habitus nach den „bunten Schiefen“ zugehören. In den obersten, wieder mehr grünen und serizitischen Lagen ist eine meterdicke Bank eines lichtgrauen dichten, serizitbelegten Kalkes (6) eingeschlossen mit unsicheren Crinoidenstielgliedern, vielleicht eine mit den hier sehr verdrückten Schiefen zusammengewalzte Triasbank, um so mehr, als in der Nähe auch brecciöse Trümmer einer Kalkbank im Schiefer stecken²⁾.

Die zwei Triaszüge können als letzte Ausläufer der Falpauser Trias betrachtet werden. Sie enden hier am Gneisrand; das Streichen der ganzen Profilreihe ist NW mit Einfallen gegen NO. Der nörd-

¹⁾ Wohl aber befindet sich darüber ein mylonitisierter und zersetzter Diabas, siehe darüber im Abschnitt „Gneisrand“.

²⁾ Dieses Profil in seinen Hauptelementen beschreibt bereits Stotter 1859 unter der Bezeichnung „Pirkigtobel“ bei Kauns!

lichste der drei Triasäste über Noggels dürfte wahrscheinlich dort in den Mähdern enden, im Schloßbachgraben lägen die Enden der beiden südlicheren Äste oder eine weitere Gabelung eines derselben vor.

Unterhalb des gezeichneten Profils streicht noch ein Diabaszug quer über den Schloßbachgraben (NW streichend).

Die „bunten Schiefer“ entfalten sich östlich des Schloßbachgrabens zu großer Mächtigkeit: zwischen Gähnenfeld und Brauneben reichen sie vom Gneisrand bis nahe über den Schloßbach herab. Im obersten Teil ist hier eine Bank grober Breccie eingeschaltet.

Den Mühlbachgraben überqueren sie mit NNW-Streichen und steilem ONO-Fallen. Sie enthalten hier mehrfach Kiese. Zwischen sie und den Gneis schiebt sich im Mühlbachgraben eine Schuppe von Verrucano, in welchem eine kleine Linse von brecciösem Triasdolomit steckt. (Streichen des Verrucano nahe NS). Die bunten Schiefer überqueren wahrscheinlich unterhalb der Säge (Gasthaus „Alpenrose“) das Kaunertal, da am linken Ufer des Faggenbaches oberhalb des Kalkofens ein schmaler Streifen von grünen und grauen Tonschiefern mit NNW-Streichen und steilem ONO-Fallen durch den Waldgraben hinaufzieht. Am linken Einhang des Petersbaches taucht einmal ein Rest von grünen Serizitarkoseschiefern auf, der in diese Zone gehören kann. Begleitet wird dieser Streifen wieder von einer etwas größeren Triaslinse (Kalk und Dolomit, Kalkofen im Wald, ungefähr 100 m über dem im Tal gelegenen).

Über dem genannten Zug bunter Schiefer taucht, da die Gneisgrenze weiter gegen SO zurückweicht, eine neue Schuppe auf: graue Bündnerschiefer, vorwiegend graue Tonschiefer, bei Martinsbach NNW streichend und steil bergfallend, und setzt sich zum unteren Teil des Petersbaches fort (linkes Ufer des Kaunertales). Sie wird bei Martinsbach wieder überlagert von gelben, grünlichen und grauen Tonschiefern, in denen ganz kleine Trümmer von Triasdolomit eingebettet sind. Östlich des Petersbaches endet diese Schieferschuppe hier deutlicher als zu den bunten Schiefen zu rechnend erkennbar (hellgelblich kalkige Serizitschiefer, hellgrüne Tonschiefer etc.) mit NS-Streichen und steilem O-Fallen am Gneisrand.

Unmittelbar am Gneisrand besteht nahe bei Martinsbach (unter dem Weg nach Kaltenbrunn) ein alter Bergbau, der in den letzten Jahren einmal von Ingenieur P. Bewersdorff neu gewältigt wurde. Nach dem mir freundlichst zur Einsicht gesendeten Grubenplan durchfährt der Stollen zuerst ungefähr 95 m Bündnerschiefer und trifft dann auf eine Lage von bituminösem, dunklem Tonschiefer, dessen Erzgehalt die Alten nachgegangen sind. Er fällt mit mittlerer Neigung berglein bei nahezu nordsüdlichem Streichen und enthält marmorartige Kalkknollen. Hinter (über) ihm traf der Schurfbau auf dolomitische Kalke, eingelagert in graugrünem Tonschiefer, also offenbar die gleichen Schiefer mit Triastrümmern, wie sie über Martinsbach zutage kommen.

Die gleiche Beugung im Streichen wie die vorgenannten Zonen erfährt auch die breite Zone von grauen Bündnerschiefern, in welche der Ausgang des Kaunertales eingeschnitten ist. Beim Dorf Kauns und südlich davon in der Talschlucht streichen die Kalkschiefer nahe

OW mit sehr steilem N-Fallen. Bei der Ruine Berneck schwenken sie rasch in NNW- und NS-Streichen mit sehr steilem O-Fallen ein und das NNW-Streichen behalten sie weiterhin bei bis zu der Zone bunter Schiefer. Die gleiche Biegung ist in den südlichen Steilhängen (Schloßwald) zu verfolgen¹⁾.

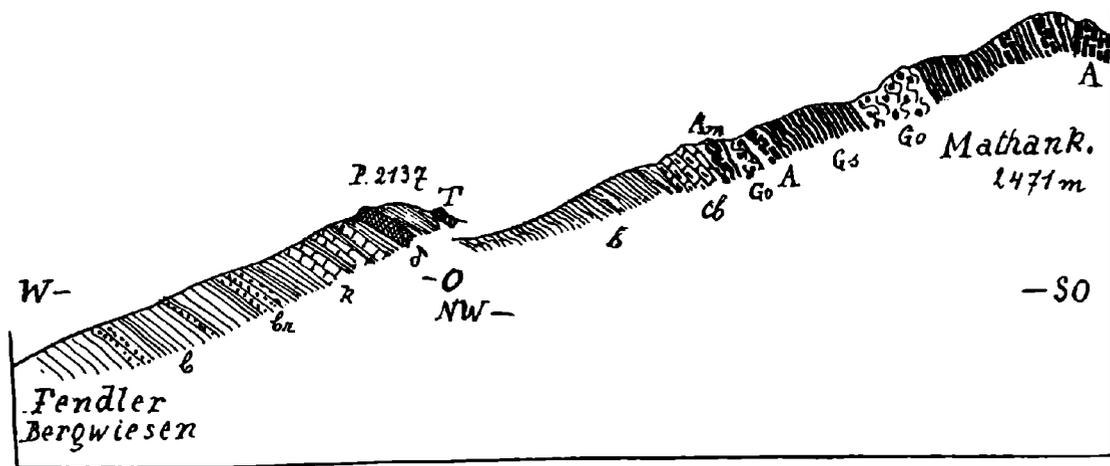
Kurz bevor man auf der Talstraße zur „Alpenrose“-Säge kommt, schaltet sich zwischen die grauen Kalkschiefer ein Zug von grünen und roten Tonschiefern, lichtgrünen Serizitquarzschiefern mit Quarzknuern und schwärzlichen Tonschiefern ein, die Grenzzone ist pyritführend. Die Schiefer brausen nicht mit *HCl*. Sie dürften dem Verrucano zuzurechnen sein; allerdings fehlen typische Vertreter dieser Schichtgruppe und ist in manchen Teilen eine Annäherung an die bunten Schiefer nicht zu verkennen. Besonders ist dies am linken Ufer des Faggenbaches der Fall, wo weiter oben am Hang nur mehr grüne Tonschiefer auftreten und mit kalkigen Lagen sich mischen. Die Schuppe keilt nach beiden Seiten rasch aus.

Bei der Schilderung der „zentralen Aufwölbung“ wurde bereits das bogenförmige Ende der inneren Schieferzone angeführt. Zur Ergänzung ist hier noch das eigenartige Ineinandergreifen mit der Kalkschieferzone nördlich davon nachzutragen. In der Rinne, welche unterhalb Wiesele beginnt und durch den Schloßwald zum Faggenbach hinab verläuft, streichen die bunten Schiefer mindestens 200 m tief von Wiesele an hinab — sie umschließen hier das im stratigraphischen Teil besprochene Gips-Triasdolomitvorkommen — und gliedern sich mit NNW-Streichen und sehr steilem O-Fallen in dieser schmalen Zunge konkordant zwischen den grauen Kalkschiefern dem Schalenbau der östlichen Abwölbung völlig an. Eine bedeutend kleinere solche Zunge bunter Schiefer greift schon am oberen Rand der großen Wandabbrüche im Schloßwald in die grauen Bündnerschiefer ein. Die innere Schieferzone erfährt also an ihrem Ostende eine hammerförmige Ausbreitung nach Norden und Süden, sie ist von Osten her „breitgequetscht“. (Da die bunten Schiefer unterhalb Wiesele selbst und ein Stück weit gegen Petersbach hin anstehen, dann auch wieder am linken Einhang dieses Grabens in 1800 m Höhe, so ist trotz der starken erratischen Blocküberstreuung der Hänge ober Wiesele der direkte Zusammenhang mit den Aufschlüssen des darüberstehenden Kammes anzunehmen, im anderen Falle könnte es sich nur um eine etwas tiefere Auftrennung an dem quergerichteten Zonenende handeln.)

Über den an der Waldgrenze typisch mit zahlreichen Breccienbänken entwickelten bunten Schiefern liegt unter P. 2137 des Kammes ober Wiesele (siehe Profil Figur 23) eine Folge von hellgrauen, gelb anwitternden Kalken, sehr stark verknert und gefasert und stellenweise mit dunkelgrauen Kalzitknötchen. Sie erinnern am ehesten an die Kreidekalke vom Pezidkamm oder an Kalke des oberen Malfragkopfes. Deutliche Breccienbänke fehlen; nach oben zu schalten sich lichtgrüne Tonschieferlagen ein. Es handelt sich wohl um Verschuppungen mit

¹⁾ Die Schwenkung im Streichen in Verbindung mit den Windungen des Tales täuschten E. Suess hier einen Sattel vor (l. c. Seite 721). Ein Einfallen gegen SO besteht hier nirgends, ebenso ist die Neigung durchwegs steil bis sehr steil.

Fig. 23.



Profil über den NW-Kamm des Mathankopfs ober Fendels.

Maßstab: 1:12.500.

Go = Granitgneis. — Gs = Paragneise. — A = Amphibolit. — Am = Diaphoritischer Amphibolit. — T = Triaskalk.
 δ = Diabasschiefer. — b = Bunte Bündnerschiefer, br = Breccien derselben. — k = Kalke der Bündnerkreide (?).
 cb = Crinoidenkalke und Breccien (Bündnerkreide).

Kreidekalken. Über ihnen liegt ein Lager von sehr stark verschiefertem Diabas (P. 2137) und dieses wird wieder überlagert von den Tonschiefern der bunten Bündnerschiefer. In ihnen steckt nahe dem Sattel südlich P. 2137 eine Scholle von dunkelgrauem, dickbankigem, etwas bituminös riechendem Kalk, welcher teilweise ganz marmorisiert ist: der letzte Ausläufer der Triasschollen der inneren Schieferzone. Als oberstes Glied des Profils zum Mathankopf folgt dann jener schon oben erwähnte Streifen von Crinoidenkalken und Breccien, welcher, wie oben angeführt wurde, dem Gneisrand vom Tösnertal bis zum Faggenbach folgt. Es wurde auch das schon angeführt, daß die innere Zone der bunten Schiefer sich mit bedeutender Mächtigkeit noch längs des Ötztalerrandes bis zum Tösnertal fortsetzt, ohne daß weitere tektonische Komplikationen innerhalb der Zone sich bemerkbar machen (siehe die Profile Figur 29 und 30).

IV. Der Südrand.

Gegenüber den vielfachen Schichtwiederholungen und Verflechtungen des Nordrandes erscheint der Südrand einfach zusammengesetzt. Die geschlossene Masse der grauen Bündnerschiefer mit den typischen Gesteinen der Bündnerkreide im Hangenden reicht bis an den Gneisrand heran, den Zonen bunter Schiefer im Norden steht nur im nordöstlichen Teil eine Zone solcher am Südrand gegenüber, weiterhin aber nur in sehr bescheidenen Resten dort und da; Trias (und Lias) ist unterhalb des Gneisrandes nur in ein paar ganz geringen Resten in der Nauderergegend beteiligt und kommt dann noch in einer in die randlichen Gneise eingeschalteten Schubzone bei Nauders zutage, fehlt aber sonst dem tirolischen Südrand völlig.

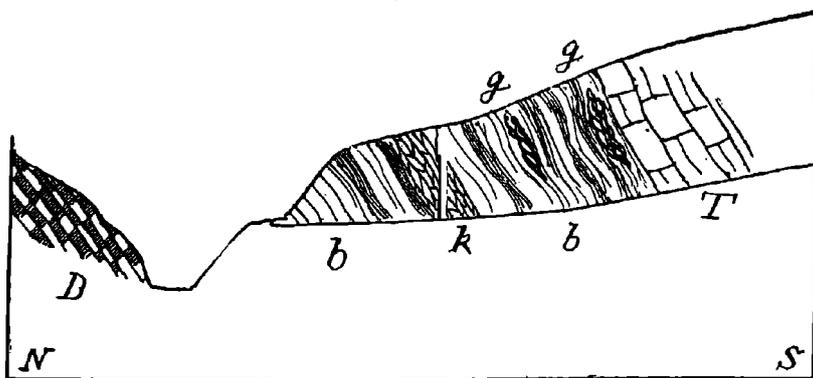
Wir beginnen die Schilderung in der Gegend von Nauders.

Wie schon aus der Tabelle (Tafel XXI) ersichtlich ist, schaltet sich in der Nauderergegend in die Bündnerkreide (Crinoidenkalk, Breccien etc.), welche das Hangende des geschlossenen Bündnerschieferkomplexes bilden, ein mächtiges Diabaslager ein; es setzt bei Grenzstein 5 auf tirolischem Gebiet ein — nach Schiller keilt es auf der Schweizerseite sehr bald aus —, zieht sich an und über den Kohlstattrücken hin, überschreitet bei Schloß Naudersberg den Stillebach, steigt an der rechten Flanke am Eingang des Gamortales zum Westkamm des Gaisblaiskopfes an und zieht an der Nordseite desselben zum Suntawakamm, wo es sich in mehrere kleine Teillager zerfasert und im obersten Saderergraben dann verschwindet. Während längs dieser ganzen Erstreckung hin der Diabas sonst im primären Verband mit den unterliegenden Kalken etc. steht — auf Gamor sowohl wie am Suntawa feine Kalklagen, wechselnd mit diabasischem (tuffigem?) Material, am Rand des Diabaslagers — schiebt sich an der Schweizergrenze bereits an der Basis des Diabases eine Schuppe von stark zerpreßtem serizitischem Gneis ein, welche nach ihrer petrographischen Beschaffenheit sehr wahrscheinlich aus einem Granitgneis entstanden ist. Nach beiden Seiten verschwindet er rasch im Wald. Von der Schweizerseite gibt Schiller außerdem noch unterhalb des Gneises einen „weißen und blaßgrünen Marmor in

mäßig dicken Bänken mit hellen und rotbraunen Crinoidenstielgliedern¹⁾ an, welche er mit dem Lias von Steinsberg vergleicht. Da hier gerade auch Bündnerkreidocrinoidenkalke an der Landesgrenze anstehen, so wäre auch die Möglichkeit von metamorphen derartigen Kalken in Betracht zu behalten.

Über dem (steil S fallenden) Diabasschiefer folgt wieder eine Zone Bündnerschiefer mit (besonders gut entwickelten) Crinoidenkalken und Breccien der Bündnerkreide (begleitet von kleineren Tonschieferlagen). Sie setzen an der Sumpffläche unterhalb des Schwarzsees ein und sind bis ober Riatschhof zu verfolgen und neuerdings erscheinen sie in gleicher Stellung wieder am Valribach, von wo sie bis zum Westkamm des Gaisblaiskopfes anhalten. Nach einer

Fig. 24.



Profil am Valribach in etwa 1650 m Höhe. (Weg zu einem aufgelassenen kleinen Steinbruch.)

D = Diabasschiefer. — *b* = Kalkig-sandige graue Bündnerschiefer mit vielen Tonschieferlagen. — *k* = Lichtgraue Kalkschiefer. — *T* = Dolomitische Kalke (Trias). — *g* = Gneisquetschlinge.

Unterbrechung an der Nordseite dieses Kammes beobachtet man sie wieder zwischen den Teillagern am Suntawa.

Am Valribach sind in diese Zone kleine Schollen von Trias und Gneis eingeschoben, wie auf dem beifolgenden Profil (Figur 24) ersichtlich. Es schneidet den Bach in zirka 1650 m Höhe. Der dichte, graue, gelblich anwitternde Triaskalk geht nach oben und talaufwärts in einen dunkelgrauen, primärbrecciösen, stark dolomitischen Kalk über, der den Sedimentationsbreccien im Triasdolomit des Ortler oder der Lischannagruppe gleicht. Er ist in mehrere Quetschlinien zerrissen und in die Bündnertonschiefer eingeknetet. Unter ihm sind ganz kleine Schollen von Gneis eingepreßt. Eine etwas größere steht höher oben am Valribach bei 1900 m an²⁾. Über den Triaslinien liegen zunächst

¹⁾ L. c. S. 136.

²⁾ Möglicherweise von etwas Grünschiefer begleitet; es ist unsicher, ob letzterer ansteht.

Tonschiefer und Kalkschiefer, dann wenige Meter eines dunkelgrün-grauen dichten Quarzites und dann über ihm Crinoidenkalke und Kalkschiefer (im ganzen 30—50 m mächtig) und zuoberst noch kalkig-quarzitische Bänke.

Am Westkamm des Gaisblaiskopfes zwischen 2300 und 2400 m und am obersten Südhang desselben schieben sich an der Grenze gegen den Gneis die oben (Seite 461 und Figur 4) beschriebenen „hellbunten Kalke“ ein. Sie werden von Crinoidenkalken unter- und überlagert und liegen am Nordrand direkt auf dem Diabasschiefer. Nahe dem südlichen Ende bricht eine Gangmasse von (ungeschiefertem, mittelkörnigem, phaneromerem) Diabas auf und zwischen ihr und den hellbunten Kalken liegt stark geschieferter Diabas. Am Kamm bricht am Gneisrand noch ein kleiner Gang diabasischen (?) Charakters durch.

Der Gneisrand greift am Kamm über die Zone der Kreidekalke und ihre Schollen vor bis zum Diabaslager und erst am Suntawakamm taucht die Zone wieder unter dem Gneis hervor.

Bei Riatsch setzt über dem Crinoidenkalk eine Gneiszone ein, welche dann bis zum Stillebach direkt dem Diabasschiefer aufliegt — sei es, daß erstere auskeilen oder der Gneis sie bis zum Diabasschiefer hin überdeckt. Sie besteht zum größeren Teil aus Orthogneisen (Augengneis im Gamortal und bei der Säge am Stillebach, stark verquetschter serizitischer Flasergneis bei Riatsch und im Gamortal, beide petrographisch gleich den Orthogneisen des Gaisblaiskopfes; bei Riatsch am Nordrand ein feinkörniger, stark mylonitischer Gneis, wahrscheinlich aus einem Biotitorthogneis hervorgegangen, mit makroskopisch in kleinen dunkelgrünen Tupfen hervortretendem Biotit-Chlorit), zum kleineren Teil aus Paragneisen (Phyllitgneis am Stillebach, unter Novelles und im Gamortal inmitten der Augengneise, ferner nördlich des Valribaches zwischen der Granitgneismasse des Gaisblaiskopfes und den Bündnerschiefern eine Zone von Phyllitgneis und feinschieferigem Biotitgneis [Biotitschiefern], letztere gleich den zahlreichen analogen Einschaltungen in den Schiefergneisen von Mutzwiesen und Stables-Novelles). Bei Novelles aplitisch-granitische Lagen (Lagergänge?).

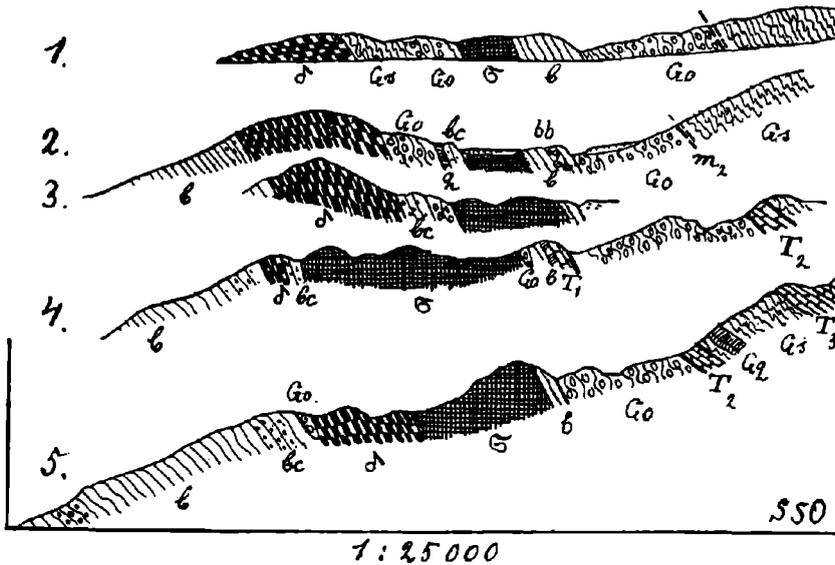
Am Valribach weicht der Gneis wieder weit vom Diabasschiefer ab und überlagert die eben beschriebene Zone von Bündnerkreide etc. Das Streichen des Gneises ist hier OW und ONO (seltener OSO mit starkem Südfallen), also jenes der Ötztalergneise, stark verschieden von dem NO- bis NNO-Streichen der unterlagernden Bündnerschiefer.

Bei Riatschhof liegt auch auf dem Gneis noch eine Scholle von Crinoidenkalk der Kreide. Zwischen ihm und dem darunter einfallenden Gneis steht ein sehr dunkelgrüngrauer, massiger, dichter Quarzit an. U. d. M. erblickt man einen feinen Quarzsandstein (wenig gerundete Quarzkörner, oft ineinandergreifend, dicht gedrängt, mit sehr wenig äußerst feinkörniger Zwischenmasse, vereinzelt Biotit-schüppchen und chloritische Fasern). Da ein gleicher Quarzit (nur geschiefert) innerhalb der Crinoidenkalke am Valribach ansteht, ist

er dieser Formation offenbar zuzurechnen — wie ja der Verband mit quarzitischen Gesteinen für sie charakteristisch ist¹⁾.

Im Gebiet westlich des Stillebaches bricht nun südlich von der Crinoidenkalkzone, beziehungsweise dem Gneis eine mächtige Masse

Fig. 25.



Profile zwischen Nauders und der Landesgrenze (von NNW—SSO).

1 = Linkes Gehänge des Stillebachtals. — 2 = Zwischen Tiefhof und Riatschhof.
— 3 = Über Kohlstätte, nahe bei Tiefhof vorbei. — 4 = Östlich nahe neben
Grünsee und Schwarzsee. — 5 = An der Landesgrenze.

b = Graue Bündnerschiefer und bc = Crinoidenkalk derselben (in Profil 5 am Nordend die Quarzbreccie des Lochschrofen). — q = Quarzit bei Riatschhof. — bb = Bunte Bündnerschiefer, mit Dolomiteinschluß bei Tiefhof. — δ = Diabasschiefer. — σ = Serpentin. — T₁ = Fragliche Trias oder Tithon der Zone Tiefhof—Gravallada. — T₂ = Triaskalke ober dem Grünsee. — T₃ = Trias des Piz Lad. — m₂ = Mylonit. — Go = Orthogneis. — Gs = Paragneis. — Gq = Gneisquarzit.

von Serpentin auf, das Rundhöckergelände um den Schwarzsee aufbauend. Er beginnt am Inn unterhalb der Plattamala von Remüs

¹⁾ Der Quarzit von Riatsch erinnert makroskopisch an die „Ölquarzite“ der Schweizer. Vergleich der Schiffe mit solchen von Ölquarziten aus dem Rhätikon, welche mir Freund Ampferer zur Verfügung stellte, zeigten zwar Übereinstimmung in dem Charakter von feinkörnigen (typischen) Quarzsandsteinen bei beiden, dem Riatschgestein fehlt aber der die Ölquarzite kennzeichnende Ägrinangit, welcher in den Rhätikongesteinen durch sehr fein aggregierte, lebhaft grüne chloritische Umwandlungsprodukte vertreten ist. Zeichen von Kontaktmetamorphose fehlen in der Struktur gänzlich bei beiden, auch die gute Erhaltung organischer Strukturen (Crinoidengitterstruktur) in Fossilresten der Rhätikongesteine spricht gegen eine solche.

und zieht sich vom Ausgang der Valtorta zusammenhängend fort bis zur Landesgrenze, wo er am Schwarzsee zu besonderer Mächtigkeit anschwillt und dann am Stillebach endet. Es ist das nordöstliche Ende der Serpentinzone von Schuls.

Westlich des Stillebaches über dem Serpentin, östlich desselben über der Gneiszone zieht sich eine schmale, aus verschiedenen Schichtgliedern zusammengesetzte Zone hin. Es beteiligen sich an ihr: 1. Graue kalkige Bündnerschiefer (dunkelgraue dünnschieferige Kalkschiefer, gelblich oder lichtgrau anwitternd, oft mit serizitischtonigem Belag, viele Kalzitadern und phyllitische und halbphyllitische graue Tonschiefer, lithologisch etwa dem Complex an der Straße Norberthöhe—Martinsbruck gleichend), anstehend am Karrenweg nach Tiefhof, weiter oben am Weg Tiefhof—Grünsee und an der Landesgrenze. 2. Bunte Bündnerschiefer: auf dem Felsköpfchen am Südrand der Wiesen von Riatschhof, ferner auch weiter aufwärts zwischen Tiefhof und Grünsee stehen grüne, etwas serizitische Tonschiefer mit weißen Kalzitfasern, Tonschiefer mit grünen und schwärzlichvioletten Lagen wechselnd, mit feinen grauen kalkigen Fasern durchzogen, schwärzlichrostige Tonschiefer, schließlich grüne Tonschiefer mit braunen Kalklagen an, also Gesteine, welche charakteristische Glieder der Serie der huntten Schiefer sind. 3. Gesteine der Trias: Beim Hof Novelles ober Nauders setzen zwischen den Gneisen Dolomite ein und ziehen sich durch die linksseitige Flanke des Gamortales bis zu der von den Gamorböden herabziehenden Rinne: hellgrauer, sehr licht anwitternder, oft brecciöser Dolomit und dunkelgrauer Dolomit, dem Diploporendolomit des Jaggl und Piz Lad gleich; über ihm im Gamortale sowie ober und unterhalb Novelles liegen dunkelgraue, dichte, dünnschieferige Kalke, licht anwitternd, gestriemt, welche dem Muschelkalk entsprechen dürften. Sehr ähnliche solche Kalkschiefer, manchmal licht rötlich anwitternd, treten nun auch zwischen Tiefhof und Grünsee in dieser Zone auf und erinnern stark an Teile des Muschelkalkes unter Piz Lad oder mehr vielleicht noch an die Tithonkalkschiefer von Valtorta, Plattas etc. Allerdings ist ihre Abtrennung von den grauen Bündnerschiefern infolge der weitgehenden Gesteinsähnlichkeit sehr schwer und macht der enge Verband mit dem Bündnerschiefer überhaupt ihre Zurechnung zu einer anderen Formation unsicher. E. Suess hat sie (zwischen Tiefhof und Grünsee) gleichwohl als „in unzweifelhafter Weise als ostalpine Trias kennbar“ bezeichnet¹⁾. Unter den bunten Bündnerschiefern zwischen Riatsch und Tiefhof taucht auch noch ein Dolomitknollen hervor.

Diese komplexe Zone überschreitet die Landesgrenze bei Grenzstein 3 (1859 m). Ober Grava lada schiebt sich zwischen sie und den Serpentin wieder Gneis ein, der gegen Westen rasch an Ausdehnung gewinnt und zwischen oberem und unterem Gneis keilt die hier nur aus grauen Bündnerschiefern bestehende Zone bald aus.

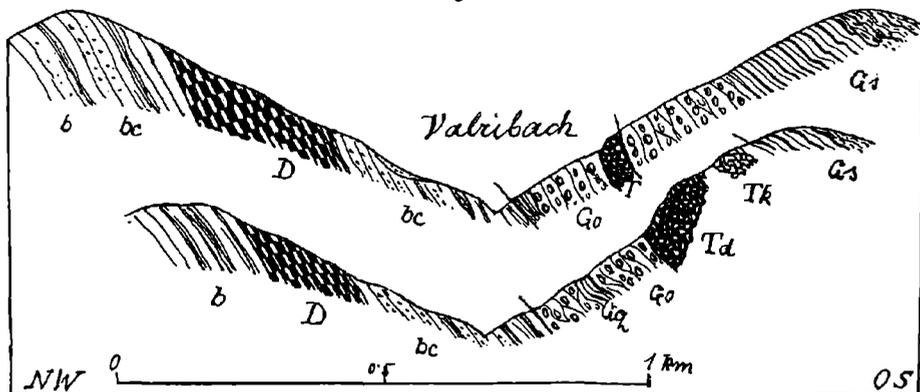
Ein letzter Rest jener unteren Gneiszone findet sich noch in einer SO über dem Schwarzsee zwischen Serpentin und Kalk-

¹⁾ L. c. S. 731.

schieferzone anstehenden kleineren Gneisscholle. Schließlich entspricht beim Wegfall des Serpentin östlich vom Stillebach der Gneis zwischen Bündnerkreide und Kalkschieferzone, beziehungsweise Dolomit derselben Position.

Die Kalkschieferzone verläuft mit NO-Streichen zwischen Tiefhof und Riatschhof vorbei (näher ersterem) zum Stillebach, den sie oberhalb der Säge erreicht. Am oberen Ende des Schuttkegels des Galdstierbaches (südlich Nauders) taucht sie wieder aus dem Talschutt heraus. Die Dolomitzone endet, wie oben beschrieben, am linksseitigen Einhang des Valribaches; als ein letzter einzelgestellter Ausläufer

Fig. 26.



Querprofile durch das Tal des Valribaches, bei 1700 und 1800 *m* ungefähr den Bach schneidend.

Maßstab: 1:12.500.

Go = Orthogneiss (Augen- und Flasergneiss). — *Gs* = Paragneiss (zweiglimmerige Schiefergneiss und Biotitschiefer). — *Gq* = Gneissquarzit. — *D* = Diabasschiefer. — *b* = Graue kalkig-sandige und quarzitisches Bündnerschiefer mit Tonschieferzwischenlagen. — *bc* = Crinoidenkalke und Breccien. — *Td* = Triasdolomit. — *Tk* = Dunkelgraue Kalkschiefer der Trias oder des Tithon.

kann ein sehr kleines Triasvorkommen an der rechten Talseite in 2300 *m* Höhe angesehen werden: eine sehr kleine Klippe von Dolomit und etwas rötliche Kalkschiefer sind hier eingekeilt zwischen saiger gestelltem, stark zerquetschtem und serizitisiertem Phyllitgneiss.

Die unter der Triaszone liegende Gneisszone fließt mit dem Aufhören der ersteren zusammen mit der geschlossenen Gneissmasse der Öztalener und ist weiterhin östlich die Spur der Schubfläche nicht mehr weiter zu verfolgen. Die besprochene Zone tritt an einer in den Rand der Gneise eingeschnittenen Bewegungsfläche auf und keilt beiderseits in demselben aus, ohne daß die Schubfläche nach den Seiten sich weiter verfolgen ließe.

Östlich des Stillebaches setzen am oberen Rand der Triaskalkschieferzone die Öztalergneise ein, deren einzelne Gesteinszonen von

der Grenzfläche schräg abgeschnitten werden, entsprechend dem Winkel, welchen die ostwestliche bis ostnordöstliche Streichrichtung der Gneise mit dem Verlauf jener Fläche bildet. Es sind zweiglimmerige Schiefergneise, wechsellagernd mit feinschuppigen Biotitgneisen (Biotitschiefern), während gegen Norden und Osten zu die große Granitgneismasse des oberen Gamortales und Gaisblaiskopfes sich ausbreitet und an die Grenzfläche herantritt. Westlich vom Stillebach wird die Gneismasse aber von einer noch höher liegenden Schubfläche durchschnitten: ober dem Grünsee, an der Schwelle der Wiesenmulden der Mutzwiesen und im Waldgehänge westwärts steht dunkelgrauer, weißaderiger, hell anwitternder, gutgebankter Kalk an, der begleitet wird von schwarzen, bräunlich anwitternden, mergeligen Kalklagen und dunkelgrauem brecciösem Dolomit; im ganzen eine Gesteinsfolge, welche viel Verwandtschaft mit dem Muschelkalk der Lischannagruppe besitzt, im Kalke allenfalls auch mit dem Tithon derselben Gruppe. Sie fallen steil berglein. Der unterliegende Gneis ist am Grünsee ein stark verschieferter zweiglimmeriger Orthogneis, etwas deutlicher als solcher weiter gegen Tiefhof zu erkennbar. Über der Trias liegen zweiglimmerige Gneisglimmerschiefer mit Einlagerungen von Biotitschiefern und Biotitquarziten (im nördlichen Teil der Mutzwiesen NO streichend und N fallend, gegen Westen dreht sich das Streichen in NS unter dem Piz Lad herum bei sehr steiler Aufrichtung der Schichten). Der Schichtkomplex findet seine nordöstliche Fortsetzung in den Schiefergneisen und Biotitschiefern des Piengertales.

Der Einschub mesozoischer Gesteine ober dem Grünsee verschwindet gegen SW zunächst unter den ausgedehnten Schutthalden des Piz Lad. Am westlichen Wandfuß des letzteren (Valtorta) wird der Dolomit des Lad unterlagert von einer Mischzone von Tithon, Lias und Trias und zuoberst unter dem Dolomit liegen auch noch kleine Fetzen von schwärzlichen phyllitischen Schiefern (Casannaschiefer bei Schiller), welche vielleicht besser als schieferige Gneismylonite zu deuten sind. Diese Zone liegt auf den Gneisen der Valtorta als direkte Fortsetzung jener beim Grünsee. Gleiche phyllitische Schiefer sind auch im obersten Val Dascharina in gleicher Position vorhanden. Alles zusammen führt zur Deutung, daß — wie schon anderenorts ausgeführt wurde — die große westliche Randüberschiebung der Ötztalergneise vom Val Dascharina an längs jener Quetschzone unter dem Piz Lad durch verläuft — der Piz Lad ist ein triadischer Rest auf den Gneisen analog dem Jaggl — und ihre Fortsetzung in jener Zone über dem Grünsee findet.

An dem Bächlein, welches die Mutzwiesenmulden entwässert, endet die Triaseinlagerung: der Verlauf der Schubfläche ist aber bis zum Stillebach hin noch zu erkennen an dem Auftreten von dichten schwarzen und dunkelgrünen Myloniten mit Quarzknoten und Brauneisensteinkrusten in den Waldhängen südlich Tiefhof. Unter dem Mikroskop erscheinen sie als typische Mylonite teils ungeschiefert, teils flaserig, aus Quarz und Serizit bestehend, wobei die große Menge des letzteren zum Teil wohl auf Feldspate zurückzuführen ist. Der Schliiff zeigt einen sehr hohen Gehalt an neugebildetem Kalzit. Im ganzen dürfte es sich um zermalmte Gneise und

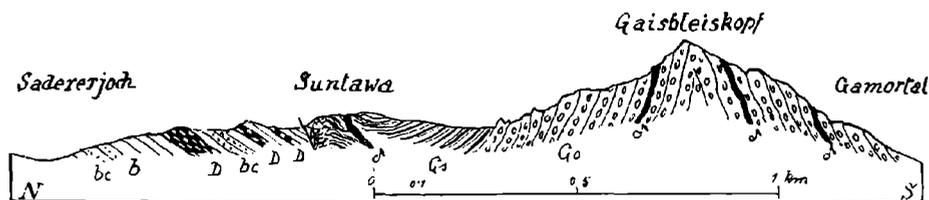
Quarzite handeln, deren Kalkgehalt wohl von mitverarbeiteten oder in der Tiefe steckenden Trias-Tithonschollen herrührt, allenfalls käme auch Verrucano noch als Ursprungsmaterial der Mylonite in Betracht.

Der Verlauf der Schubfläche fällt, soweit die mangelhaften Aufschlüsse und die intensive Verschieferung der Orthogneise eine Abgrenzung erlauben, zusammen mit der Grenze des Orthogneises, welcher nur nördlich davon gefunden wurde, und dem Schiefergneis mit Biotitschiefer und Quarzit, welcher das ganze Gelände südlich davon zusammensetzt.

Jenseits des Stillebaches fehlen Spuren jener Schubfläche im Gneis über der tieferen Triaszone; bis zum Rand dieser reicht der enggeschlossene, OW—ONO streichende Faltenbau der Ötztalergneise, welcher im Gehänge von Stables und Novelles zwei Synklinalen bildet.

Der höhere, ober der westlichen Randüberschiebung liegende Teil der Ötztalergneise wird von der Triaskappe des Piz Lad gekrönt. Während im Norden und Osten die Auflagerung der Trias eine

Fig. 27.



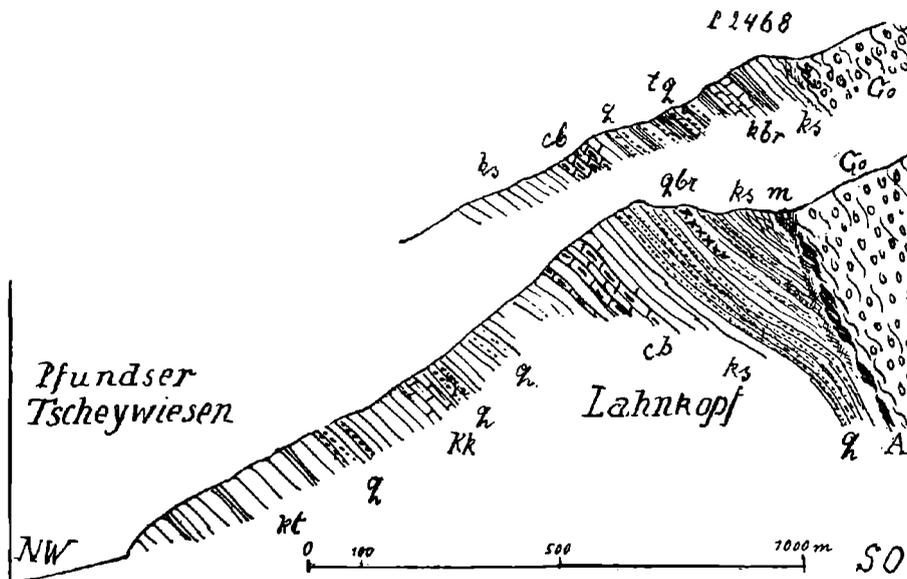
Go = Orthogneise (Augen- und Flasergneis). — *Gs* = Paragneise (zweigliedrige Schiefergneise und Biotitschiefer). — δ = Gänge von Diabas und Diabasphosphorit. — *D* = Diabasschiefer. — *b* = Graue, kalkig-sandige und quarzitische Bündnerschiefer mit Tonschieferlagen. — *bc* = Crinoidenkalke und Breccien.

relativ normale ist, insofern an der Basis Verrucano — allerdings in verdächtig geringer und lückenhafter Entwicklung — über dem Gneis liegt, dann Muschelkalk stark entfaltet und darüber Dolomit — wird er im Süden allem Anschein nach durch eine Bruchlinie abgegrenzt: die NS bis NNW streichenden und W fallenden Schichten des Dolomits stoßen hier, nur durch einen schmalen Streifen von Kalkschiefern des Muschelkalkes am Seßlat davon getrennt, von dem OW streichenden Gneis ab, der an der Grenze sehr steil aufgerichtet ist mit wechselndem Fallen, weiterhin aber N fällt. In der Gneisunterlage kommt der Bruch nicht so deutlich zum Ausdruck insofern als zwischen die NS streichenden Gneise der Mutzwiesen und die OW streichenden des Seßlat sich NO streichende Partien bei Tendereshof einschalten und anderseits das NS-Streichen am Fuß des Gebirges bis nahe zum Reschenscheidek, also unter dem Seßlat durch, anhält. Das Fallen ist in den tieferen Teilen gegen O, beziehungsweise SO gerichtet.

Sehr deutlich offenbart sich der Bruchcharakter dieser Grenze am Grat des Piz Lad und jenem des Piz Ajüz.

Mit dem Verschwinden der Diabasschiefer an der Suntawa-Ostseite tritt die Serie der Crinoidenkalke mit Quarziten und Tonschiefern geschlossen an den Gneisrand heran. Reich an Tonschieferzügen umzieht sie den Nordhang des Kreuzjoches (P. 2212) zwischen Saderertal und Radurscheital, dessen Sohle sie bei der Einmündung des Silberbaches erreicht. Unmittelbar nördlich des Kreuzjoches begegnet man an der Obergrenze der Bündnerschiefer

Fig. 28.



Zwei Profile zwischen Radurschel- und Platzertal.

Maßstab ungefähr 1:14.000.

Go = Orthogneis. — A = Amphibolit. — m = Mylonitzone südlich Lahnkopf mit mehreren kleinen Blöcken von Dolomit. — ks = Kalkschiefer. — q = Quarzite und quarzitishe Kalken. — tq = Quarzite mit viel Tonschiefer wechselnd. — kt = Kalkschiefer mit wenigen Tonschieferlagen. — Kk = Kreidekalke. — kbr = Kalkige Kreidebreccien. — qbr = Breccie mit Quarzkörnern. — cb = Crinoidenhaltige Breccien.

einer großen Schmitze von lichtgrünen Tonschiefern mit Kalklagen, welche wohl den „bunten Schiefen“ zugerechnet werden müssen. Sie gleichen ganz denselben Tonschiefern in der Zone von Tiefhof.

Gerade bei dem Kreuz des Kreuzjoches (P. 2212) ist 200 m über der Liegendgrenze des Gneises in diesen ein Keil von dichten dunkelgrauen, blaugrau anwitternden Kalkschiefern eingeschoben, mit OW-Streichen und flachem SO-Fallen, wobei die angrenzenden Gneispartien hochgradig diaphoritisch sind. Gesteinsähnlichkeit besteht sowohl mit manchen Lagen der Crinoidenkalke (doch fehlen Crinoiden

hier gänzlich), als auch mit Gesteinen der Trias oder des Rhät in den benachbarten Münstertaleralpen.

Vom Radurscheltal bis zum Platzertal (westlicher Ast des Tösnertales) stoßen die Gesteine der Bündnerkreide ohne weitere Komplikationen unmittelbar an den Gneis, der keine Anzeichen weiterer Schubflächen an sich trägt. Am Westausläufer des Hochjoches, am Rauchkopf, sind an der Gneisgrenze noch sehr bescheidene Reste von Diabas zu bemerken.

V. Der Gneisrand.

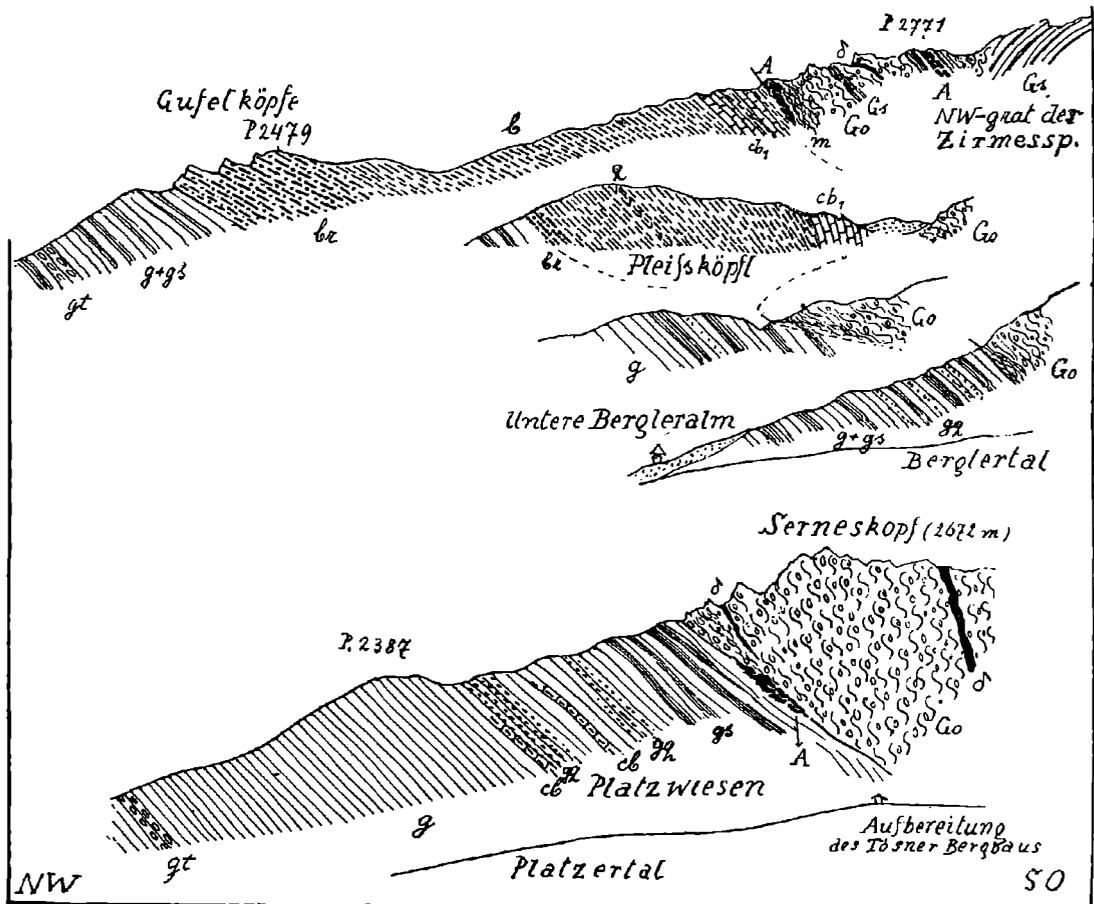
Die Grenze der Gneisregionen gegen jene der Bündnerschiefer verläuft an der Silvrettaseite nahe dem Kamm zwischen Paznaun und Inntal — vom Vesulspitz bis zum Schönjöchel, an der Ötztaleralpe überschneidet sie die vorderen Teile der in nordwestlicher oder nördlicher Richtung gegen den Inn vortretenden Seitenkämme, im Osten zieht sie im Bogen über den Kaunerberg. Pontlatz und Kaltenbrunn (Martinsbach) sind die tiefsten Taleinschnitte. Der genauere Verlauf ist auf den beigegebenen Karten, im Umriß auch auf der Skizze (Figur 12) zu ersehen und wird in einheitlicher Darstellung auf der geologischen Spezialkarte erscheinen.

Fast überall längs dieser Linie fallen die jüngeren Schichten unter die Gneise ein. Das umgekehrte Verhältnis ist einmal auf der Fließeralpe zu sehen, in dem im Profil Figur 21 dargestellten Kamm nordöstlich des oberen Malfragkopfes; möglicherweise auch am Südfuß des Martinskopfes, doch sind an letzterer Stelle die Aufschlüsse nicht genug tiefgehend. Jedenfalls sind derartige Fälle seltene Ausnahmen und können auf sekundäre tektonische Bewegungen zurückgeführt werden.

Die Neigung der Überlagerungsfläche ist an den Stellen, wo ein tieferer Einblick möglich ist, im tirolischen Bereich steil, nicht selten eine nahezu senkrechte. Soweit die Grenze dem Kamm entlang läuft, ist selten ein tieferer Einschnitt in die Grenzzone vorhanden, wohl aber bieten einen solchen die großen Taldurchbrüche: das Inntal, Kaunertal, Tösnertal und Radurscheltal. In geringerer Tiefenausdehnung ist senkrechte Aufrichtung der Grenzfläche am Grübelekopf deutlich zu sehen, wobei auch die beiderseits angrenzenden Schichten nahezu saiger gestellt sind. An anderen Stellen mit nahezu senkrechter Aufrichtung der Grenzfläche, wie am Lahnkopf ober den Tscheywiesen (siehe Profil Figur 28) und am S u n t a w a (südlich des Sadererjoches, besonders an der Ostseite zu sehen), werden die gegen die Gneise einfallenden Bündnerschiefer, wenigstens in ihren oberen Teilen, von der Grenzfläche abgeschnitten nach Art einer Verwerfung.

Im tiefen Taleinschnitt des Inn, der Pontlatzschlucht, stehen Gneise und Bündnerschiefer, beziehungsweise Trias in sehr steiler Stellung und mit einer gleich steil aufgerichteten Grenzfläche nebeneinander. Im Kaunertal bezeichnet der Verlauf der Grenze gerade über den Berghang herab die steile Stellung der Grenzfläche; der bogenförmige Verlauf der Grenzlinie zwischen Aifneralm und Mathankopf korrespondiert mit dem periklinen Abfall der Bündnerschiefer,

Fig. 29.



Maßstab: 1:16.666.

Zeichenerklärung:

- | | |
|---|---|
| <i>Go</i> = Orthogneis. | <i>cb</i> = Crinoidenkalk und Breccie. |
| <i>Gs</i> = Paragneise. | <i>cb₁</i> = Kalke der Bündnerkreide. |
| <i>A</i> = Amphibolit. | <i>b</i> = Bunte Bündnerschiefer. |
| δ = Diabasgänge. | <i>br</i> = Breccien derselben. |
| <i>g</i> = Graue Bündnerschiefer. | <i>q</i> = Quarzite in den bunten Bündnerschiefern. |
| <i>gt</i> = Tüpfelschiefer. | <i>m</i> = Mylonit. |
| <i>gs</i> = Tonschiefer. | |
| <i>gq</i> = Quarzite und quarzitishe Kalke. | |

welche gegen Osten unter die Gneise einfallen, wie dies im kleinen im Profil des Schloßbachgrabens zu sehen ist (Profil Figur 22). Die aus der Ötztalergruppe entspringenden Seitentäler des Inn: Stalanzertal, Tösnertal, Platzertal, Radurscheltal, zeigen größtenteils und zum Teil in sehr schönen, steil und tief eingeschnittenen Talprofilen (Plazertal!) ein steiles Einfallen der Bündnerschiefer unter die Gneise, zum Teil ist die Grenzfläche wellig verbogen und infolgedessen wechselnd steiles und flaches Einfallen, wie sich aus der Verbindung der Profile zwischen Bergleralm und Zirmesspitzkamm (Figur 29) und aus jenen an der Westseite des Schlanderskopfes (Stalanzertal, Figur 30) ergibt.

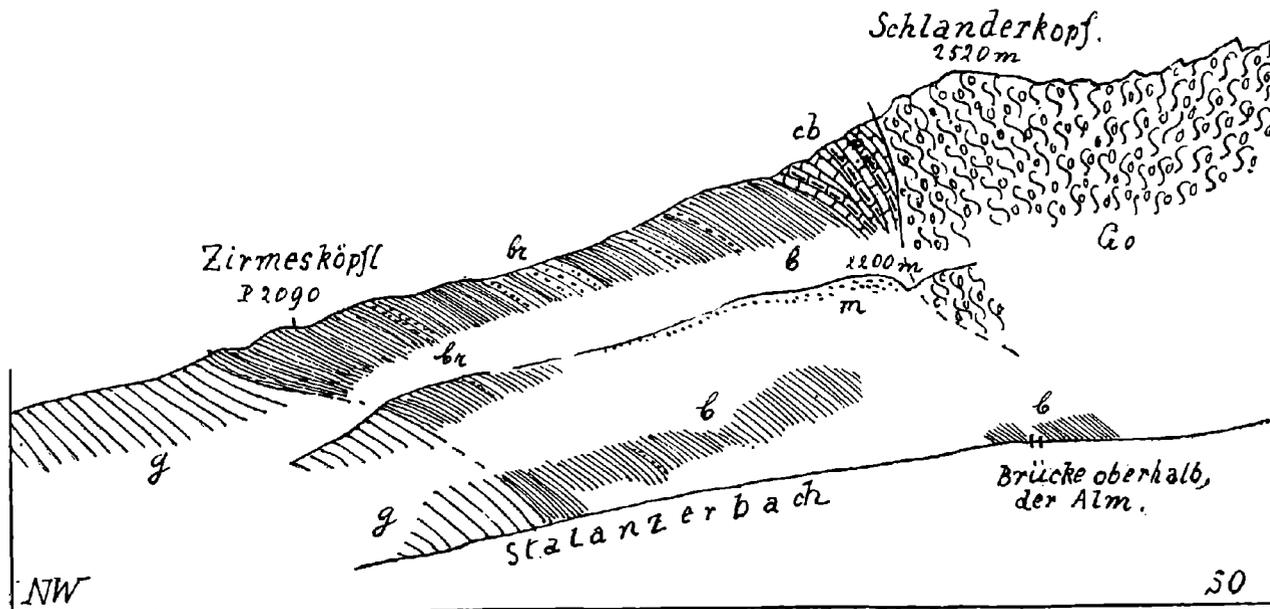
Am Westrand dagegen beobachtet man am Fluchthornkamm bekanntlich eine mehrere Kilometer weite flache Auflagerung der Gneise, beziehungsweise Amphibolite auf den Bündnerschiefern.

Eine Querverwerfung des Gneisrandes konnte auf der Fißer Ochsenalm mit einiger Wahrscheinlichkeit festgestellt werden: Unter dem Schönjöchel verläuft die Gneisgrenze parallel zum Kamm zwischen 2100 und 2200 *m* Höhe, bis sie den oberen Rand der großen, von Wiesen und Weiden bedeckten Mulde der Ochsenalm erreicht, welche mit Moränenmaterial erfüllt ist. Am Westrand derselben stehen überall „bunte Schiefer“ an, am Ostrand aber Gneis bis unter 1700 *m* herab. Eine felsige Steilstufe im Wald bezeichnet den unteren Gneisrand, darunter folgen dann auch auf dieser Seite die Bündnerschiefer. Das Streichen sowohl der Bündnerschiefer als der Gneise ist beiderseits und unterhalb der Mulde ONO mit Bergeinfallen. Die plötzliche Tieferrückung der Gneisgrenze ist hier sehr wahrscheinlich durch eine NW—SO laufende Verwerfung zu erklären. Dem entspricht es auch, daß die Trias in der Felsnische ober Fiß zwischen 1600 und 1700 *m* liegt und die in gleicher Position über dem Verrucano in die bunten Schiefer eingeschaltete untere Trias am Urgenebnerbach zwischen 1400 und 1500 *m*. Das obere Triasvorkommen am selben Bach kann man — weniger verlässlich — der Trias unter Schönjöchel parallel setzen und erhält dann auch hier eine ähnliche Tieferrückung wie bei dem Gneis. Auch der obere Rand der Verrucanozone liegt am Urgenebnerbach noch um mindestens 100 *m* tiefer als westlich desselben. Dagegen ist am unteren Rand derselben Zone keine Differenz mehr feststellbar. Die großen Moränenmassen der Fißer Ochsenalm reichen von 2100 *m* in breitem Zug bis zur Terrasse von Fiß-Ladis herab und überdecken durchwegs die Verschiebungsgrenze.

Ein kleiner Querbruch durchtrennt ober der Fendleralm den Gneisrand, mit Senkung des Ostflügels um etwa 200 *m*. Der vom Gamskopf zur Almhütte (1943 *m*) herabziehende Rücken besteht bis nahe zu dieser herab aus Gneisen, während an dem anderen, die Abzugsrinne des Kars ober der Alpe einschließenden, vom Schlanderskopf herabziehenden Gehänge die Bündnerkreide bis 2300 *m* hinaufreicht. 150 *m* ober der Alpe rücken die beiden Gesteine nahe aneinander, sonst trennen Moränenwälle dieselben.

Das Streichen der Gneise in der Ötztaler- und Silvretta-gruppe ist vorwiegend ein ostwestliches, mit mannigfachen kleinen Schwankungen in ONO- und OSO-Richtung. Es werden infolgedessen

Fig. 30



Profile durch die rechte Flanke des oberen Stalanzertales.

Maßstab: 1:12.500.

Go = Orthogneis. — g = Graue Bündnerschiefer. — b = Bunte Bündnerschiefer, br = Breccien derselben.
 cb = Crinoidenkalke und Breccien. — m = Moräne.

die einzelnen Gneiszüge von der im ganzen NO laufenden Grenzfläche gegen die Bündnerschiefer schräg abgeschnitten.

Ähnlich wie bei anderen großen Dislokationslinien, zum Beispiel der Judikarielinie, ist in nächster Nähe der Grenze vielfach eine Anpassung an das Streichen derselben eingetreten, dergestalt, daß die randlichen Teile des Gneises ungefähr parallel zum Verlauf der Dislokationslinie streichen und dadurch eine scheinbare Konkordanz zwischen überschobenem und übergeschobenem Gebirge entsteht, so zum Beispiel fast längs dem ganzen Nordrand, auf der Gamoralpe usw.

Diese randliche Anpassung findet einen auffälligen Ausdruck auch in der Verbreiterung, welche die an der Grenze hervortretenden Orthogneiszüge am Ötztalerrand stellenweise zeigen. So tritt nördlich des Radurschler Hochjoches eine breite Zone von Osten kommend an die Grenze heran, breitet sich aber hier gegen SO hin so weit aus, daß sie am Ausgang des Friunsertales mit dem nächst südlichen Granitgneislager zusammenstoßt, während der dazwischenliegende Paragneisstreifen ohne die Grenze zu erreichen endet, beziehungsweise herausgehoben wird. Der Granitgneiszug breitet sich am Gneisrand um mehrere Kilometer weiter aus, als die Schnittlinie bei gleichbleibender Breite desselben an der Grenze sein würde.

Die gleiche Erscheinung ist auch am Ostrand, an der Augengneismasse der Aifenspitze, zu sehen. Die Südgrenze derselben verläuft dem (vorherrschend NNO- bis NO-) Streichen und Nordwestfallen entsprechend vom Grat abwärts in ostwestlicher Richtung bis sie nahezu die Sohle des Mühlbachgrabens erreicht, hier aber biegt sie rasch nach Süden aus und statt, wie bei normalem Verlauf zu erwarten wäre, im genannten Graben den Bündnerschieferand zu erreichen, streckt sie sich bis Martinsbach südwärts. Dabei paßt sich in diesem Zipfel Streichen und Fallen dem Verlauf der Randfläche an: NNW und steiles NNO-Fallen; darüber am Hlang aber streichen die Paragneise und Amphibolite in dem regionalen ONO-Streichen und N-Fallen entsprechend der konkordanten Schichtfolge am Kamm. Auch weiter nördlich (Schloßbachgraben) ist Streichen und Fallen des Aifenspitze Gneises konkordant gepreßt zu den Bündnerschiefern und der Grenzfläche. Dabei ist, wie weiter unten auszuführen ist, der ganze Grenzsaum und besonders jener Verbreiterungszipfel vollkommen mylonitisiert.

Randliche Anpassung im Streichen und Verbreiterung der Zonenden müssen, wenn man das Gebiet als „Fenster“ auffaßt, nach der Hauptüberschiebung, während oder nach der Steilstellung der Schubflächen entstanden sein und zeigen, daß der Verlauf des Randes nicht nur der einer zufälligen Erosionsöffnung ist, sondern tektonisch bestimmt.

Die Verbreiterung am Ostende läßt sich als eine Anpressung in der Richtung gegen Westen verstehen, aber auch als Schleppung bei einer nordwärts gerichteten Bewegung, beziehungsweise deren Teilbewegungen von Gneis oder Bündnerschiefer.

In manchen Randzonen ist es zu einer Verschuppung von Gneis mit Bündnerschiefer und auch Trias und Verrucano gekommen. In kleinerem Ausmaße ist solches zum Beispiel am Grübelekopf zu

sehen (siehe Seite 533) oder unter dem Planskopf, in größerem Ausmaße in der Gegend von Nauders, wie oben beschrieben wurde. Ebenso tritt zwischen Flimspitz und Bürkelkopf und südlich des Grübelekopfes eine bedeutende Abspaltung von Gneis zwischen die Diabase und begleitenden Schiefer der beiden Gipfel ein.

Gesteinsumwandlungen am Gneisrand.

Die beiderseitigen Gesteine sind am Rande scharf voneinander abgesetzt; eine Vermischung beider, etwa in Gestalt polymikter Reibungsbreccien oder größerer Gesteinsverknüchtungen ist nirgends zu beobachten.

In den Bündnerschiefern ist selten am Rande selbst eine stärkere mechanische oder chemische Umwandlung zu bemerken, als sie auch weiter gegen innen in ihnen zu sehen ist. Anzuführen wären hier etwa die Scholle von „hellbunten Kalken“ am Fuß von P. 2921 (Frudigerkamm). Die Triasschollen am Gneisrand sind gleich stark zerteilt und zertrümmert wie tiefer unten im Profil. — Die Bündnerschieferregion ist durch die ganze Masse ziemlich gleichmäßig stark gepreßt und gefältelt, ohne daß eine Steigerung am äußersten Rande hervortreten würde.

Dagegen sind die Gneise in einer schmalen Randzone meist stark umgewandelt gegenüber dem normalen Bestand derselben.

Es bilden sich Diaphtorite und Mylonite. Zu ersteren sind zu rechnen: dunkelgrüne oder graugrüne, dichte feinfaserige oder undeutlich gefaserte Schiefer, in denen stellenweise noch kleine Schmitzen und Fläserchen mit deutlicher Gneisstruktur eingewoben sind; Rutschflächen durchziehen in großer Zahl das Gestein. Solche treten zum Beispiel am Grübelekopf auf. Oder man findet lichtere, graugrüne, feinschieferige Schiefer, wellig verknüchtet und dicht mit rostroten, glänzenden, buckligen Gleitflächen durchzogen; Übergänge dazu bilden sehr muskovitreiche Schiefer, welche faserweise noch eine körnelige Gneisstruktur erkennen lassen; Beispiele dieser Art trifft man bei Asters—Obladis, Fließeralm u. a. O.

Einer derartigen Verschieferung unterliegen hauptsächlich die verschiedenen sedimentogenen Gneise, welche hier meist glimmerreich sind. Dagegen scheinen die Granitgneise eher zu mylonitischer Deformation zu neigen, das heißt vorwiegend raptuell-kataklastisch deformiert zu werden, doch sind auch in ihnen diaphtoritische Schiefer mehrfach zu sehen.

Ein gutes Beispiel dafür liefert der Rand der Aifenspitz-Granitgneismasse, welche am Ostrand des Gebietes die oben beschriebene Breitquetschung erlitten hat. Der hauptsächlich als zweiglimmeriger Augengneis entwickelte Granitgneis ist am Rand in mylonitische Gesteine umgewandelt, von grauer oder bräunlicher Farbe und rostigbrauner Verwitterungsrinde, welche teils dicht bis feinkörnig und von quarzitähnlichem Aussehen sind, teils mehr oder weniger gefasert oder auch feinschiefrig und wellig gefältelt. Stets sind sie von vielen Rutschflächen und buckligen, rostigen Harnischen und Klüften durch-

zogen; wenig verarbeitete Partien zeigen feinkörnige Feldspate und solche Formen leiten über zu dem nicht mylonitischen Gestein. U. d. M. sieht man ein vollkommen kataklastisch-brecciöses Gefüge von Quarz, Kalifeldspat (auch Mikroklin) und Plagioklas richtungslos oder es sind bei geschieferten Myloniten die Bestandteile in Fasern bestehend aus Aggregaten von ungleicher Korngröße verteilt, welche mit Glimmerfasern (oft chloritisiert) wechseln; letztere oft durch Eisen rot gefärbt. Bei beginnender Mylonitisierung kann man im Schlift sehen, wie der kristallisationsschiefrige (eventuell auch gefaltete) Gneis von einem Netz von Mylonitadern quer und parallel zur Schieferung durchzogen wird. Die Grenze gegen den angrenzenden Schiefergneis ist in der Zone Mühlbach—Kaltenbrunn verwischt und auch im Schlift das Ursprungsgestein oft nicht mehr sicher erkenntlich. Die Schiefergneise sind ober Martinsbach von Quetschzonen durchzogen und zeigen hier nicht selten Rutschflächen, deren Striemen horizontal und parallel zum Streichen (nahe OW) verlaufen.

Eingeschaltete Amphibolite widerstehen der Verarbeitung besser. Der Amphibolit, welcher nahe dem Unterrande des stark mylonitischen Granitgneises im Schloßbachgraben eingelagert (Profil Figur 22) ist, zeigt makroskopisch keine Zeichen von Mylonitisierung und u. d. M. ist nur eine geringe Kataklaste (hauptsächlich am Quarz, an der Hornblende gar nicht) festzustellen. Bedeutend stärker deformiert ist ein Diabas, welcher wahrscheinlich als Gang der Gneisgrenze folgte (9 in Profil Figur 22). Makroskopisch ist das Gestein weiß mit bräunlichen Punkten, pulverig und braust mit HCl auf; u. d. M. zeigt es die richtungslos verteilten Bestandteile ineinander verzahnt und zerbröckelt; es sind Albite, oft von einsprenglingartiger Größe, farbloser Pyroxen (reichlich) und sehr wenig farblose Hornblende.

Stärker verändert als der obige Amphibolit sind solche am Petersbach und Mathankopf, ersterer ist von dichten, grün-schwarzen serizitischen Fasern durchzogen, zwischen denen Linsen von normal struiertem Amphibolit erhalten geblieben sind, letzterer ist dicht und undeutlich faserig geworden und mit dicken, talkähnlichen Serizitüberzügen bedeckt an den dicht gedrängten Rutschflächen. Ersterer ist mikroskopisch kaum mehr zu erkennen, so gänzlich ist er in Fasern von Chlorit, Zoisit, Quarz mit erhaltenen Titanitkristallen umgewandelt; Adern von neugebildetem Quarz, Kalzit und Feldspat durchqueren ihn. Letzterer zeigt mehr mechanische und weniger chemische Umformung.

Dichte Gangmylonite.

Unter diesem Namen sei hier ein Gestein beschrieben, welches am nördlichen und westlichen Gneisrand allenthalben anzutreffen und für diesen geradezu charakteristisch ist, dessen Natur aber nicht ganz sicher gedeutet werden konnte. Ich habe es vom Pontlatz bis zum Fluchthorn immer wieder am Gneisrand gefunden und nach Mitteilungen von Dr. Spitz ist es auch in der Ardetzer Gegend in gleicher Lage zu finden; dagegen habe ich es am Ötztalerrand

von der Landesgrenze bis zum Kaunertal nirgends gefunden¹⁾. Vom Kaunerberg kenne ich ein kleines Vorkommen bei Unterbrauneben.

Es ist ein vollkommen dichtes, licht- bis dunkelgrau oder auch schwärzlich gefärbtes Gestein von großer Härte, massig, mit muscheligem Bruch. Vielfach ist es reichlich durchsät von glasig glänzenden Quarzkörnern. Es durchzieht den Gneis oder Amphibolit in Gängen und Adern nach allen Richtungen nach Art eines Eruptivdurchbruches; selten sammelt es sich in Massen von ein oder ein paar Meter, öfter sind es nur schmale Adern von wenigen Zentimetern bis zu mikroskopischer Feinheit herab. In den diaphoritischen Gneisen der Grenzzone folgt es ungenau der Flaserung, wobei die Abgrenzung vom Gneis un deutlich wird, während sie bei den quer greifenden Adern in der Regel vollkommen scharf ist. Wo es ein Netz von Querklüften in den gebänderten Amphiboliten erfüllt, ergibt sich ein Bild, wie es für die Eruptivbreccien bezeichnend ist (siehe Bild Figur 31). Es ist an die engere Randzone des Gneises gebunden, weiter fort von demselben habe ich es nur in der Verrucanotriasquetschzone gefunden, welche nördlich Pontlatz die Gneise durchschneidet; es ist aber auch nie außerhalb der Gneisregion, in den Bündnerschiefern, Trias etc. gefunden worden, auch nicht in den Diabasschiefern an der Grenze. Meistens liegt es unmittelbar an der Grenzlinie des Gneises und in den ersten 50—100 m desselben.

Vor allem die Art des Auftretens veranlaßten mich, es zuerst als eruptive Gangbildung aufzufassen und ich habe es im „Querschnitt“ 1911 als felsophyrische Durchäderung angeführt, da die damals zur Verfügung stehenden Schliffe am ehesten dieser Gesteinsart zurechenbar schienen. Weitere mikroskopische Untersuchungen — welche durch die außerordentliche Feinkörnigkeit des Gesteins erschwert werden — an neu aufgesammeltem Material sowie besonders die chemischen Analysen haben aber mehrfache Kriterien beigebracht, welche für eine Deutung als mylonitische Bildung sprechen.

Die mikroskopische Untersuchung ergab folgendes (Tafel XXIV):

Ein paar Schliffe von Adern des fraglichen Gesteins aus Amphibolit am Larainjoch und am Arrezkopf (unsicher auch in einem Schriff vom Hexenkopf S) zeigen bei sehr starker Vergrößerung ein sehr feines, richtungslos-körniges, gleichmäßiges Mineralaggregat, bestehend aus: sehr viel Zoisit in kurzlänglichen Körnchen, Nadelchen einer nahezu farblosen Hornblende, Chlorit und farblose Körner, welche vielleicht Quarz oder Feldspat oder beides sind, ferner in großer Zahl gleichmäßig verteilte winzige Nester von Rutil (Leukoxen); akzessorisch Pyrit, Titaneisen. Das Gestein sieht nach Struktur und Zusammensetzung einem umgewandelten diabasischen oder gabbroiden Ganggestein ähnlich.

Schliffe des Adergesteins aus Gneis (Fließerscharte, Scharte Vesulspitz-Bürkelkopf), zeigen ein noch bedeutend feineres Korn, so

¹⁾ Vom schweizerischen Südrand zeigte mir Herr Dr. Spitz einen Mylonit aus der Val torta von der Grenze zwischen dem Granit von Raschwella und dem darüberliegenden Gneis, welcher ebenfalls zu diesen Myloniten gerechnet werden kann.

Fig. 31.



Pseudoeruptiver Mylonit in einem gebändertem Amphibolit.
Fratrischer Block bei Zuort im Val Sinestra.

daß bei 500facher Vergrößerung die körnelige Struktur gerade noch deutlich wird. Das Gemenge besteht aus farblosen, ungefähr isometrischen Körnchen und besitzt in seiner Gesamtheit eine Lichtbrechung höher als Quarz und Kanadabalsam, während die Doppelbrechung jener des Quarzes nahesteht. Einzelne Schüppchen lassen sich als Glimmer deuten; Hornblende läßt sich nicht nachweisen. In einem Schlift (von der Fließerscharte) sind wieder die winzigen Leukoxenester in großer Zahl gleichmäßig im Gestein verstreut, in anderen Schliffen fehlen sie oder sind selten. In einem Schlift vom Kontakt mit Gneis (Grenze beider geradlinig, scharf, Dünnschliffbild Tafel XXIV, Figur 3) zeigt das Adergestein — besonders bei Einschaltung des Gipsblättchens — einheitliche Auslöschung, durchzogen von einem erst bei gekr. Nikols hervortretenden kataklastischen Netzwerk. Die Auslöschung erfolgt bei Einstellung der Gneis-Adergrenze in das Fadenkreuz, eine schmale Randzone löscht ein wenig abweichend aus ($\gamma \pm \parallel$ der Gneisgrenze).

Dieser Schlift besitzt das feinste Korn von allen; in etwas weniger feinkörnigen Schliffen ist bereits eine Annäherung an dieses Verhalten entwickelt.

Sowohl bei den Adern im Gneis wie im Amphibolit wird am Gesteinsrand und um Einschlüsse herum eine schlierig-streifige Struktur durch dunklere Färbung hervorgehoben.

Das Adergestein enthält allenthalben zahlreiche Einschlüsse der verschiedensten Größe, welche dem angrenzenden Gneis, bzw. Amphibolit entstammen. Die meisten sind Quarze, dann Feldspate ganz gleicher Art wie im Gneis, bzw. Amphibolit und Aggregate beider. Losgelöste (größere) Hornblenden oder Biotite, bzw. Aggregate mit solchen, habe ich nur selten und dann in nächster Nähe des Gesteinsrandes bemerkt. In den Adern im Amphibolit auch größere Körner von Titanit, wie sie gleich im Amphibolit enthalten sind. Ebenso auch Pyrit, welcher auch makroskopisch im Amphibolit vorkommt. Alle Einschlüsse sind stark kataklastisch bis zu brecciöser Struktur, meistens zackig und unregelmäßig umgrenzt, in ein paar Schliffen fand ich aber auch stark abgerundete Einschlüsse.

Der Rand der Adern gegen das angrenzende Gestein ist häufig ganz scharf, wobei der Gneis oder Amphibolit nur ganz am Rande etwas kataklastisch ist, sonst aber bis zu dem der Schichtung parallelen oder querabschneidenden Rand sein kristallisationsschieferiges Gefüge und seine Zusammensetzung unverändert beibehält. An anderer Stelle ist eine randliche Zertrümmerung mit Ablösung einzelner Körner und Körnergruppen zu sehen. Schließlich beobachtet man auch ein faseriges Ineinandergreifen beider Gesteine, besonders wo die Adern der Schieferung nach sich ausbreiten, wobei das Adergestein in feinsten Verzweigungen sich zwischen den einzelnen Körnern des Gneises, bzw. Amphibolits ausfasert (Taf. XXIV, Figur 1). Auch eine verschwommene, unscharfe Abgrenzung von Gang- und Muttergestein ist manchmal zu finden. Dies ist besonders bei den stark verfaserten Formen der Fall. Bei einer solchen aus Amphiboliten am Pfunder Ochsenberg ist auch eine subparallele Einordnung der Hornblendenadelchen (und der Zoisite) des Adergesteins zu bemerken. Jegliche

Spuren einer Kontaktstruktur im Gneis oder an den Einschlüssen fehlen, Kontaktminerale wurden keine beobachtet.

In einem Schriff vom Larainjoch beobachtet man innerhalb einer Ader zwei verschiedenartige Gesteinsarten: einerseits das sehr feinkörnige, gleichmäßig struierte Gestein, wie es oben aus den Amphiboliten beschrieben wurde, welches auch in feinen Verzweigungen zwischen die Amphibolitschieferlagen eindringt, andererseits in ihm und deutlich abgegrenzt ein gröberes, deutlich brecciöses Gestein aus Fragmenten von Feldspat, Hornblende, Quarz und sekundären Bestandteilen; abgerissene Trümmer des Amphibolits und kleinere Körnergruppen aus diesem sind eingeschlossen oder randlich angrenzend, ferner umschließt es auch Stücke des feinkörnigen (dichten) Gesteins. Nach Bildung der dichten dunklen Adern ist hier also nochmals der Amphibolit samt seinen Adern längs diesen aufgerissen und zerrieben worden. In einem Schriff von der Scharte Vesul-Bürkelkopf (Ader im Gneis) fand ich umgekehrt kleine Stücke einer derartigen gröberen Breccie schwimmend in dem äußerst feinkörnigen Adergestein, auch wieder scharf abgegrenzt voneinander (Taf. XXIV, Figur 3).

Herr Dr. O. Hackl, Chemiker der geologischen Reichsanstalt, hatte die Freundlichkeit, für mich zwei Analysen des Adergesteins auszuführen, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen Dank ausspreche. Die eine Gesteinsprobe (Analyse I) stammt aus einer solchen Ader in den Paragneisen der Fließerscharte (Hauptkamm ober der Fließeralm), die andere (Analyse II) aus einer Ader in dem mächtigen Amphibolitzug nordöstlich des Arrezkopfes, unmittelbar an der Gneisgrenze (während I bereits innerhalb des Gneisrandes liegt):

	I	II
$Si O_2$	56.32	47.53
$Al_2 O_3$	22.98	16.37
$Fe_2 O_3$	3.14	3.63
$Fe O$	5.80	10.88
$Ca O$	0.45	8.53
$Mg O$	2.19	6.80
$K_2 O$	4.44	1.17
$Na_2 O$	0.98	3.10
$H_2 O$ (Gesamtmenge)	3.87	1.16
$C O_2$	0.22	1.60
	<hr/>	<hr/>
	100.39	100.77

Aus den Analysen ist zu ersehen, daß es sich bei den Adern nicht um ein einheitliches Gestein handelt, sondern es kommt die schon bei der mikroskopischen Untersuchung festgestellte Verschiedenheit der Adern im Amphibolit von jenen im Gneis noch deutlicher zum Ausdruck. Das Gestein der Analyse I besitzt ferner nicht jenes Verhältnis der Gemengteile, welches für Eruptivgesteine charakteristisch ist, sondern ausgesprochen jenes von tonerreicheren Paragneisen (Pelitgneisen). Mit solchen stimmen sowohl die

absoluten Mengen überein als auch die gegenseitigen Verhältnisse, vor allem der hohe Tonerdegehalt bei relativ niedrigerem SiO_2 — dabei erscheint letztere infolge der zahlreichen Quarzeinschlüsse jedenfalls in der Analyse beträchtlich höher als es dem Adergestein selbst entspricht.

Die Analyse II aber steht ebensogut im Einklang mit solchen von typischen Amphiboliten (beziehungsweise von Gabbro und Diabasen), auch wieder sowohl in der Menge der Gemengteile (hoher Eisengehalt!) als im Verhältnis der Alkalien zueinander, von CaO zu MgO usw. Auch hier ist übrigens der Kieselsäuregehalt durch die Einschlüsse erhöht.

Die Adern stimmen also in ihrer Zusammensetzung in den beiden untersuchten Fällen auffallend überein mit dem Gestein, in welchem sie stecken. Bei der Deutung als Eruptivgang müßte man eine derartige Einflußnahme des Nebengesteins auf das Magma annehmen, wie sie bisher noch nirgends beobachtet wurde, beziehungsweise es mangelt ein entsprechendes Ausgangsmaterial (I. Reinhold¹⁾ hat bei aplitischen und pegmatitischen Gängen beobachtet, daß sie, wo sie Amphibolite durchdringen, manchmal reichlich Hornblende führen (während sie außerhalb derselben frei davon sind); es handelt sich hier um pneumatolytische Bildungen; dagegen läßt sich Analyse I nicht auf ein analoges granitisches Gangmagma beziehen, da bei einem Gehalt von 20—30 Prozent Quarz- (und Feldspat-) einschlüssen nur ein Kieselsäuregehalt von etwa 30—40 Prozent verbleibt. Die andere, näher liegende Möglichkeit, wäre die, die Adern als Diabasgänge zu deuten und Analyse I durch sekundäre Umwandlungen solcher zu erklären. Wenn man die von Reinisch²⁾ festgestellte Richtung der chemischen Umwandlung bei Dynamometamorphose von Diabasgängen auf den vorliegenden Fall anwendet, ergibt sich, daß zwar bei Al_2O_3 und CaO , bei Abrechnung der Quarzeinschlüsse auch bei SiO_2 die Änderung in gleicher Richtung, aber in viel höherem Grade erfolgt wäre, daß aber bei FeO , MgO und Na_2O statt einer Zunahme eine starke Abnahme des Gehaltes eingetreten wäre. Da bei der Deutung als Ganggestein die Einschlüsse von Trümmern des durchbrochenen Gesteins auf jeden Fall abgerechnet werden müßten, ergibt sich ein so niedriger Kieselsäuregehalt, daß damit die sehr geringe Menge von CaO und MgO in keiner Weise in Einklang zu bringen ist. Nimmt man beide Möglichkeiten zusammen, so bleibt unerklärt, warum die sekundäre Umwandlung nur bei dem Gang im Gneis das Bild magmatischer Zusammensetzung so weitgehend zerstört hätte, bei jenem im Amphibolit aber nicht. Grubenmann gibt (l. c. S. 170 und 172) zwei von Hezner ausgeführte Analysen von petrographisch mit dem Gneis der Fließerscharte nahe übereinstimmenden Gneisen vom Silvrettarand (Piz Cotschen) und vom Ötzalerrand (Rasassergrat). Die Abweichungen von Analyse I sind hier

¹⁾ Tschermaks Min. Mitteil. 1910, S. 43 ff.

²⁾ R. Reinisch, Druckprodukte aus Lausitzer Biotitgranit und seinen Diabasgängen. Habilitationsschrift, Leipzig 1902.

gering und bewegen sich in derselben Richtung, wie sie Reinisch für dynamometamorphe Umwandlungen an granitischen Gesteinen angibt.

Die beiden Analysen lassen sich also mit der Deutung als Mylonit gut in Einklang bringen.

Sie fordert aber dann eine Erklärung der Mikrostruktur, da das richtungslose körnige Hornblende-Zoisitgemenge der Adern im Amphibolit kaum der primären Struktur eines Zerreibungsprodukts entspricht. Es könnte in diesem Falle eine Umkristallisation angenommen werden. Auch die Adern im Gneis scheinen ihren optischen Verhältnissen nach nicht einfach aus feingemahlenem Quarz, Feldspat und Glimmer zu bestehen. In einzelnen feinen Adern im Amphibolit beobachtet man eine subparallele Ordnung der Hornblendenädelchen, also ein Mylonit mit „geregeltem Gefüge“ im Sinne von Sander¹⁾. Eine bedeutend weitergehende Gefügeregelung besteht dann in dem obbeschriebenen Schließe mit einheitlicher Auslöschung der Gangmasse. Sander beschreibt aus den Tauern²⁾ Mylonite mit geregeltem Gefüge und regenerierender Kristallisation: „Blastomylonite“, unter welchen Begriff die hier behandelten Adern auch fallen würden, wobei im letztgenannten extremen Fall nicht nur eine regenerative Kristallisation, sondern auch eine völlige Umwechslung des Mineralbestandes stattgefunden hätte.

Bei der Deutung als Mylonit ergibt sich aus den Analysen weiters auch, daß dieser nur zerriebenes Gneis-, beziehungsweise Amphibolitmaterial enthält; der Kalkgehalt ist in beiden Proben nicht größer als einem Gneis, beziehungsweise Amphibolit entspricht, CO_2 in I sehr gering und auch in II noch so nieder, daß keine merkliche Beimengung, in I überhaupt keine, von Bündnerachiefermaterial (oder Trias) stattgefunden haben kann. Es wurden auch weder makroskopisch noch in den Schliffr Fragmenten kalkiger Gesteine oder von Tonschiefern, Diabasen etc. in diesen Adern gefunden³⁾.

So sehr man also auch erwarten möchte, daß bei Mylonitbildung an einer Überschiebung von Gneisen über Kalkschiefer, Kalke, Kalksandsteine etc. die letzteren stärker herangezogen würden als der widerstandsfähigere Gneis (und Amphibolit!), bestätigt die Analyse das schon in der örtlichen Verbreitung sich ausdrückende Verhältnis, daß nur der Unterrand der übergeschobenen Gneismasse in dieser Art mylonitisiert wurde.

Ein ähnliches Verhältnis scheint bei den lappländischen Überschiebungen zu herrschen, wo am Luopahta (siehe Holmquist, Exkursionsführer d. XI. Geol.-Kongr. 1910) die überschobenen Tonkalksteine des Silur nur ganz nahe am Rande stärker hergenommen, zum größten Teil aber ohne dynamische Umwandlungen sind (Erhaltung von Versteinerungen usw.), während das übergeschobene Syenit- und

¹⁾ Tscherma's Min. Mitteil. XXX. Bd. 1911, S. 261 u. ff.

²⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1912 (siehe „Blastomylonite“ im Index).

³⁾ Spitz und Dyrenfurth berichten von der südlichen Gneisgrenze in der Clemgiaschlucht von einem vermutlich als Reibungsbreccie von Granitgneis und Bündnerkalkschiefer zu deutendem Gestein — dem einzigen bekanntgewordenen Fall einer derartigen Mischung an der Hauptgneisgrenze.

Granitgebirge auf mehrere hundert Meter Mächtigkeit kataklastisch und mylonitisiert ist (Kakirite). Doch hat hier immerhin noch in der Grenzzone eine Vermengung von Silur und Kakirit teilweise stattgefunden. Die Mächtigkeit der Kakiritbildung mag hier dadurch verursacht sein, daß noch weitere, höherliegende Schubflächen das übergeschobene Gebirge durchschneiden.

Nach Holmquists Beschreibung gleichen mikroskopisch den Kakiriten die oben vom Kaunerberg beschriebenen Granitgneis-mylonite, nicht aber die pseudoeruptiven Mylonite, womit auch das Vorhandensein von (makroskopischen) Übergängen zur normalen Gesteinsart bei den beiden erstgenannten übereinstimmt¹⁾.

Diabasgänge und Erze im Gneisrand.

Die Randzone der Ötztalergneise wird von zahlreichen Gängen von Diabas durchsetzt. Einzelne derselben sind am Aifenspitz—Kaunerberg zu beobachten und längs dem Gneisrand am Fendlerkamm, in rasch zunehmender Zahl weiterhin im Stalanzertal. Den Höhepunkt der Anhäufung erreichen sie in den beiden Tösnertälern und dem Radurschler Hochjoch — in den dicht überwaldeten und mit reichlichem Glazialschutt ausgestatteten Einschnitt des Radurscheltals sind bisher keine bekannt geworden; sie kommen aber wieder zahlreich zum Vorschein, wo die Gneisgrenze in der Gruppe des Gaisbleiskopfes ober Holz verläuft, bis zur Gamoralm ober Nauders. Es sind in der Regel Lagergänge, doch fand ich im Stalanzertal auch ein paar schöne Quergänge¹⁾. Folgen so also die einzelnen Gänge auch dem Ostweststreichen der Gneise, so sind sie in ihrer Gesamtheit als Zone doch schräg zum Gneisstreichen, entlang dem Dislokationsrande der Gneise angeordnet und zeigen dadurch den ursächlichen Zusammenhang zwischen dem Aufdringen der Eruptivgesteine und jener Bewegungsfläche an.

Im Gegensatz zu den Diabaslagern in den Bündnerschiefern, welche größtenteils in Grünschiefer umgewandelt sind und eine deutliche Diabasstruktur nur mehr in einzelnen Fällen, gleichsam als

¹⁾ Während des Druckes dieser Abhandlung zeigte mir Herr Professor Dr. F. Becke einen Schriff aus dem von Paulcke im Fimbertal gesammelten Material dieser fraglichen Gesteinsadern, welcher zweifellos ein basisches Eruptivgestein (Diabas?) mit unversehrt erhaltener primärer Erstarrungsstruktur zeigt. Gegen den angrenzenden Gneis besitzt es eine schmale, äußerst feinkörnige und nicht weiter auflösbare Randzone, welche durch Übergang mit dem größerkörnigen Eruptivgestein verbunden und gegen den Gneis scharf abgesetzt ist. Makroskopisch ist das Material des Schriffes von den sicheren Mylonitadern nicht zu unterscheiden.

Es sind also doch auch echte Ganggesteine mit diesen Mylonitadern verquickt, wenn auch nach dem bisherigen Schriffmaterial selten. Die gute Erhaltung der Erstarrungsstruktur (Feldspatskelette!) wird sich schwer mit der Annahme einer passiven Verschleppung vereinen lassen, wenn man auch die Randzone vielleicht als Mylonitrand auffassen könnte. Am Ötztaler Gneisrand treten ja zahlreiche Diabasgänge auf (welche aber mit Myloniten nicht zu verwechseln sind), während ich am Pasnauner Gneisrand bisher keine derartigen Gänge gefunden habe.

¹⁾ Weitere Angaben über diese Gänge enthält der Artikel „Über einige Erzvorkommen im Umkreis der Bündnerschiefer des Oberinntals“ in der Zeitschrift des Ferdinandeums, Innsbruck 1915 (im Druck).

Reliktstruktur zeigen, haben jene Gänge in den Ötztalergneisen ihre ursprüngliche magmatische Struktur mit seltenen Ausnahmen (zwei Gänge im Stalanzertal) unverändert bewahrt.

Dieselbe Randzone der Ötztalergneise wird außerdem von zahlreichen Erzgängen und Imprägnationen durchzogen¹⁾. Sie sind zum Teil an denselben Flächen wie die Diabase emporgestiegen: der Bleiglanzgang, welcher im Tösnerbergbau (Platzertal) abgebaut wird, folgt dem liegenden Salband des Diabases, andere halten sich in nächster Nähe solcher, z. B. die Kiesimprägnation im Schloßbachgraben, Petersbachgraben u. a.; zum Teil folgen sie unmittelbar dem Gneisrand und seinen Zerrüttungszonen, wie dies bei der Erzimprägnation und den Quarzkiesgängen der Gegend von Martinsbach der Fall ist. Hier greift die Vererzung, wie aus dem oben schon erwähnten Stollen im Bündnerschiefer zunächst Martinsbach zu ersehen ist, auch unter die Gneisgrenze hinab auf die angrenzenden Teile der Bündnerschiefer. Weitere Beispiele sind die Erzvorkommen in der Schuppenzone von Riatsch—Tiefhof bei Nauders, wo einer der alten Stollen direkt in dem Mylonit angesetzt ist, welcher die Fortsetzung der obersten Triasschuppe (über dem Grünsee) bildet. Am Nordrand beobachtete ich sowohl unter dem Arrezkopf als auch zwischen Obladis und Asters eine schwache Imprägnation des dichten Mylonits mit Pyrit.

Tektonisch läßt sich aus all dem folgern, daß Diabase und Erzgänge jünger sind als die Randdislokation der Gneise und daß der Ötztalergneisrand wie er jetzt vorliegt, nicht nur der zufällige Erosionsrand eines „Fensters“ ist, sondern von Anfang an oder bei späterer Beanspruchung tektonisch vorgebildet wurde. Es ist nicht verständlich, warum sich die Gänge nach einem späteren zufälligen Erosionsrand angeordnet haben sollten. Unerklärt bleibt dabei, daß nicht auch auf der „anderen Seite“ der Randdislokation in den randlichen Bündnerschiefern Diabasgänge eingedrungen sind; für die Erzlösungen gilt die Beschränkung auf die Gneisregion nicht in dem Maße, zufolge der Erzvorkommen im Bündnerschieferand bei Martinsbach und einzelnen kleinen Erzaufbrüchen im Pfundser Tscheytal und im Launertal.

Wenn man annimmt, daß die Diabasgänge längs der Schubfläche emporgedrungen und dann in den randlichen Teilen parallel den Schieferungsflächen der Gneise aufgestiegen sind, so ist es wahrscheinlicher, daß die Schubfläche entweder von Anfang an oder infolge Aufrichtung bei einer späteren („vordiabasischen“) Neubelebung steil gestellt ist, da sich die Gänge sonst auf lange Strecken hin quer zu den steilstehenden Gneisen an der Unterfläche hinbewegt haben müßten und anderseits für ein Durchbrechen der unter der Schubfläche liegenden Bündnerschiefer keinerlei Anzeichen vorhanden sind — es wurden weder Fragmente solcher in den Diabasen noch Gänge dieser Art in den Bündnerschiefern aufgefunden.

Die Diabas- und Granitporphyrgänge, welche im Rojental die Ötzngeise durchbrechen, sind älter als der letzte Vorschub der Gneise gegen W über das Mesozoikum der Lischannagruppe, da die Gänge

¹⁾ Näheres siehe Ferdinandeumzeitschrift 1915.

in den Gneisdeckschollen der letzteren nicht in den mesozoischen Sockel sich fortsetzen — möglicherweise sind sie zwischen zwei Vorrückungsphasen der Überschiebung einzureihen¹⁾. Dieser Unterschied in der Altersbeziehung der Gänge gegenüber den beiderseitigen Überschiebungen steht in Übereinstimmung damit, daß die Westschübe (und Faltungen) allgemeinen in diesem Alpenteil jünger sind als die nord-südliche Hauptbewegung, wie im „Querschnitt“ auseinandergesetzt wurde. Es können dabei die Gänge des Nordwestrandes und jene der Rojener Gegend gleich alt sein, ihr Emporsteigen ist eingeschaltet zwischen die beiden Hauptschubbewegungen. Auch wenn man den Westschub (auf Grund der Deutung der in der Verhandlung 1912 beschriebenen Kalkschollen im Gang am Zwölferspitznordgrat) in zwei Phasen zerlegen will, können die Rojenergänge gleich alt sein wie jene am Inntalrand: man kann den ersten Vorschub gegen Westen zeitlich gleichsetzen der Steilaufrichtung der Schubfläche Gneis-Bündnerschiefer — nach dieser Phase Aufbrechen der Diabase im Inntalgneisrand und gleichzeitig Durchbrechung der überschobenen Teile der Lischannagruppe samt ihrem kristallinen Deckgebirge durch die Rojenergänge, schließlich weiterer Vorschub gegen Westen. (eventuell begleitet am Inntalgneisrand von vereinzelt Einwirkungen auf die dortigen Gänge).

Bemerkungen zu den Kartenbeilagen (Taf. XXV u. XXVI).

Auf den Kartenbeilagen sind zwei Ausschnitte aus den Aufnahmeblättern 1:25.000 wiedergegeben, welche Bereiche von besonderer Mannigfaltigkeit des Schichtenbaues und erhöhtem tektonischem Interesse umfassen und auf der das ganze Gebiet darstellenden Spezialkarte 1:75.000 nur schematisiert wiedergegeben werden können.

Schichtgrenzen, welche durch Gesteinsübergänge verwischt sind oder mangels der nötigen Aufschlüsse im Gelände nicht genau festgestellt werden konnten, sind mit gestrichelten Linien eingetragen; deutlichere Grenzen durch ausgezogene Linien.

In der Umgebung von Prutz und Fiß sind beträchtliche Flächen vollständig von Humus und Vegetation überdeckt und wurden deshalb dort, wo sie im Bereiche lebhaften Schichtwechsels und tektonischer Komplikation liegen, weiß gelassen; wo auf Grund ruhigerer geologischer Verhältnisse ein verlässlicher Schluß auf den Untergrund oder auf vorhandene Schuttablagerungen gezogen werden konnte, ist die diesbezügliche Eintragung angebracht. Mehrfach sind Hänge dicht von grobem Blockwerk glazialen Ursprungs überstreut, z. B. am Kaurerberg, ohne daß eine eigentliche Moränenbedeckung festgestellt werden konnte; da diese Flächen auch mehrfach über komplizierter gebaute Hänge sich ausbreiten, wurden sie gesondert („glaziale Blockbestreuung“) eingetragen. Einer ähnlichen Überlegung entstammt die gesonderte Eintragung von „Gneisblockwerk“ an den Hängen bei Obladis und Gufer: bei diesen die Hänge dicht überdeckenden großblockigen Massen, welche unmittelbar an der Gneis-Bündnerschiefergrenze liegen, ist es nicht sicher zu entscheiden, ob oder zu welchen Teilen sie von höheren Hängen abgerollte Gneishalden, glaziale Blockbestreuung, respektive Moräne oder endlich zerfallenes anstehendes Gneisgebirge sind. In Rücksicht auf die kritische Lage der betreffenden Stellen wurde es vorgezogen, sie eigens anzuscheiden. Innerhalb der höheren Gneisgebirge, wo über ihre Natur kaum Zweifel entstehen werden, wurde natürlich auf eine derartige Darstellung verzichtet.

Bei dem Gneisgebirge wurde nur eine elementare geologische Einteilung in Para- und Orthogneise sowie die amphibolitischen Einlagerungen vorgenommen.

¹⁾ Siehe Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1912, S. 145—147.

Die Orthogneise der Aifenspitzen sind vorwiegend muskovitführende Granitgneise, größtenteils mit der Struktur von Augengneisen. Im Massiv des Hexenkopfes sind die Schiefergneise von zahlreichen Adern und Gängen von Aplit, Pegmatit (auch mit Turmalin) und reinen Quarzgängen, von Zentimeter- bis zu Meterdicke durchzogen. Die Paragneise sind glimmerreiche, meist zweiglimmerige Schiefergneise; in der Pontlatzschlucht Phyllitgneis. In der Gegend von Pontlatz und Asters werden sie von Phyllitonen durchzogen, welche nur sehr undeutlich von den Phyllitgneisen sich abheben, manchenorts aber auch schon den Verrucanophylliten sich nähern. Am linken Innufer bei Pontlatz enthalten sie auch Lagen reich an Granat und Biotit. Es ist sehr wahrscheinlich, daß sie zum Teil dynamisch umgewandelte Phyllitgneise (Phyllonite im Sinne von Sander) sind.

Als „mylonitische Gneise“ wurden nur die stark mylonitisierten Gneise, welche ihre Schieferung ganz oder größtenteils verloren haben und zu einem massigen, bräunlichen, quarzreichen, körnigen, mylonitischen Gestein umgewandelt sind ausgedehnt. Die häufige schwächere Diaphtorisierung der Gneise am Überschiebungsrand wurde nicht eigens bezeichnet. Unter „dichter Gangmylonit“ sind die oben Seite 555, beschriebenen „pseudoeruptiven“ Mylonite gemeint.

Mit der Farbe des Verrucano wurden auch die im Gebiete der Fließeralm auftretenden Quarzsandsteine (Buntsandstein) am Malfragkamm eingetragen. Am westlichen Rand der Karte der Fließeralm treten an der Gneisgrenze westlich des oberen Malfragkopfes ein paar Schollen eines dunkelgrüngrauen feinkörnigen Quarzits unsicherer Zugehörigkeit auf, welche mit der Liasfarbe bezeichnet sind, desgleichen ein Block eines sandig gelb anwitternden Kalkes begleitet von etwas Diabasschiefer, welcher letzterer seiner Kleinheit wegen weggelassen wurde. Ein ganz ähnliches quarzitisches Gestein begleitet auch den Rand der kleinen Diabasscholle an der Nordseite des oberen Malfragkopfes, ohne eingetragen zu sein, wie ja auch der Maßstab 1:25.000 noch an verschiedenen Stellen infolge der feinen Zerschollung mancher Zonen noch zu kleinen Auslassungen und Vereinfachungen zwingt.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite	
Einleitung	443	[1]
Literaturverzeichnis	444	[2]
I. Stratigraphischer Teil.		
Verrucano und Buntsandstein	446	[4]
Gesteinsarten, Eisendolomit (449), Erzführung (449), Mineralquellen (460).		
Trias	450	[8]
Gesteinsarten und Fossilspuren, Verkalkung des Dolomits am Beutelskopf (452).		
Gips	455	[13]
Lias.	459	[17]
Hellbunte Kalke .	461	[19]
Graue, basale Bündnerschiefer und Bündnerkreide .	463	[21]
a) Petrographische Beschreibung	463	[21]
Tüpfelschiefer (466), Quarzbreccien (468), kalkige Breccien (469), Diabase (471).		
b) Faziesverteilung und Schichtfolge	472	[30]
Quarzbreccien (474), Tüpfelschiefer (474), Breccien (475), Crinoidenkalke im Südflügel (476), oberste graue Bündnerschiefer im Nordflügel (477).		
c) Alter und Vergleich mit Nachbargebieten	478	[36]
Rozbreccie und Lechtalerkreide (479), Tüpfelschiefer in Graubünden (480), Vergleich mit Fazies von Innergraubünden (483), = mit der Lechtalerkreide (484).		

	Seite
Bunte Bündnerschiefer	484 [42]
a) Petrographische Beschreibung und Verbreitung	484 [42]
Kalkgehalt und Metamorphose (485), Kaunertal—Ried (486), quarz- zitishe Ausbildung am Sattelkopf (487), Breccien (490), Über- sicht aller klastischen Gesteinsarten (491), Konglomerate (492), Diabase (490 und 493), Detailprofile (494), Kalksinter (495).	
b) Über das Alter der bunten Schiefer	496 [54]
Fossilreste, Abgrenzung gegen den Verrucano (497), Transgressions- konglomerat in Malfrag (499), Fucoidenschiefer (501).	
Über Altersfolge und Fazies der gesamten Schichtreihe	502 [60]
II. Die Lagerungsverhältnisse.	
I. Die zentrale Aufwölbung	506 [64]
Verlauf der Achse, Periklinale Abwölbung im Osten (507), Klein- fältelung (509), Klüftung in der Finstermünzer-Gegend (511).	
II. Die nördlichen Randzonen	511 [69 ¹]
Innere Zone bunter Schiefer (518), Zone grauer Bündnerschiefer beiderseits Prutz (521), Verrucanozone (522), Triasschollen der- selben (523), äußere Zone der bunten Schiefer und Schollen am Gneisrand (525), graue Bündnerschiefer nördlich Prutz (528), Liaszone (530), Kreidekalke—Diabas am oberen Malfragkamm (531).	
III. Der Ostrand (der Bündnerschiefer), Kaunerberg und Langetz- berg	533 [91]
IV. Der Südrand (der Bündnerschiefer)	540 [98]
Schichtzonen beiderseits Nauders, Serpentin vom Schwarzsee (543), Piz Lad (546), Radurscheltal (549).	
V. Der Gneisrand	549 [107]
Einfallen der Bündnerschiefer unter die Gneise, Stellung der Grenz- fläche; Querverwerfungen (551), Streichen der Gneise, randliche Anpassung (553).	
Gesteinsumwandlungen am Gneisrand	554 [112]
Dichte Gangmylonite	555 [113]
Mikroskopische Beschreibung derselben (556), Analysen (559).	
Diabasgänge und Erze im Gneisrand	562 [120]
Altersbeziehungen der Gänge zu den Überschiebungen (563).	
Bemerkungen zu den Kartenbeilagen	564 [122]

Übersichtstabelle über die Schichtfolge in den grauen Bündnerschiefern.

Nordschenkel.		Südschenkel.	
Tschupbach—Stubental—Samnaun.		Nauders—Finstermünz—Pfunds.	Radurschel—Tösnertal—Stalanzertal.
Kalkglimmerschiefer (Tschupbach—Praiskopf—Spieß).	Kalkglimmerschiefer, Kalke und Tonschiefer an der neuen Samnaunerstraße.	Quarzitische Schiefer und Tonschiefer im Kern der Antiklinale (Kobleralm—Perfkopf).	Kalkglimmerschiefer.
	Kalkige Breccie im Fernertobel. Tüpfelschiefer am Ostgrat d. Schalkkopf u. am Mot Mondin.	Kalkglimmerschiefer. Grünschiefer von Raut. Kalke a. d. Straße unterhalb Finstermünz mit Tonschieferzone.	
Grünschiefer des Mondin.		Grünschiefer von Weinberg. Kalkige Breccie ober Finstermünz (Fluchtwand N). Grünschiefer b. d. Galerien d. Finstermünzerstraße. Kalke beim Sperrforts Nauders. Grünschiefer d. Bazallerkopf u. oberhalb d. Sperrforts.	Tonschieferreiche Zone Finstermünz—Kälbermais—Aussergreit.
Quarzbreccie und kalkig-sandige Schiefer von Habtenn—Kreuz- joch—Spieß—Val Sampuoir. — Kalkige Breccie des oberen Val Sampuoir (Munt da sterls etc.).	Zone der Quarzite, quarzitischer Kalke, kalkig- sandigen Schiefer und Tonschiefer: Muttler Süd- und Ostgrat, Amblannas, Piz Malmurainza—Tea nova—Pragron—Norberthöhe und eingelagert darin kalkige Breccien: Parainaira—Muttler Ostgrat, Amblannas, Saletzjoch, Cuolmen d'alp.	Kalkschiefer der Schleinseralm u. südlich Piz Malmurainza (Tüpfelschiefer?). Kalkschiefer d. Fluchtwand u. d. Bazallerkopf, mit der <i>crinoidenhältigen Breccie v. Seleskopf.</i> Tüpfelschiefer v. Parditsch u. Fluchtwand, Tonschieferreiche Zone d. Labauneralm.	Grünschiefer innerhalb Greit. Kalke und Kalkschiefer vom Frudigerjoch. Kalkglimmerschiefer.
	Tüpfelschieferzone: Gallmötz, Morrlealm Stubental—Spieß—Curschigliakamm— Muttler—Stammerbasis. Kalkige Breccie am Gamsblaiskopf (Stubental).	Tüpfelschiefer von der Westseite d. Piz Arina. Quarzbreccie d. Piz Arina— Plaiazan—Schleins begleitet von Tüpfelschiefer.	Quarzbreccie vom Lochschrofen.
Kalke, Kalkschiefer und grüne Ton- schiefer (In der Keil-Blauwand) ton- schieferreiche Grenzzone (Stubental, Lavens etc.).	Kalkschiefer. Quarzbreccien von Saraplana. <i>Crinoidenkalk</i> von Raschwella.	Riatschhof—Gamor—Sadererjoch und Diabaslager (Kohlstatt—Suntawa).	<i>Krinoidenkalk</i> und Breccien Gschnier—Platz. Fendleralm.

Blauwand.

Frudigerkopf.

P. 2854.

P. 2921
des Hauptkammes.




Gneis und
Amphibolit.


Verrucano.

Weiß: Trias.


Bunte
Bündnerschiefer.


Graue Bündnerschiefer.
(Bündnerkreide.)

Ansicht des Frudigerkammes und der Ochsenbergalm im Stubental von Osten.

Tafel XXIII.

W. Hammer:

Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal.



Erklärung zu Tafel XXIII.

Dünnschliffbilder.

Fig. 1. Breccie mit radiolarienhältigen Kalkfragmenten als Ausgangsmaterial von Tüpfelschiefer. Südseite der Stammerspitze in Val sinestra.

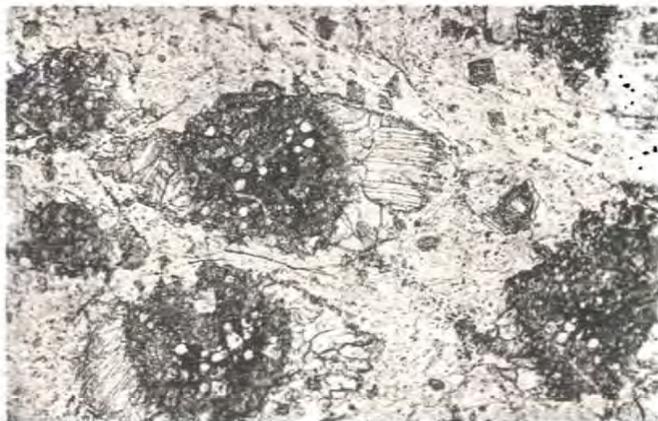
Fig. 2. Tüpfelschiefer vom Südabhang der Stammerspitze in Val sinestra.

Fig. 3. Quarzreiche Breccie in den grauen Bündnerschiefern, Lochschrofen bei Martinsbruck (an der österreichisch-schweizerischen Grenze).

Fig. 4. Breccie aus den bunten Bündnerschiefern von P. 2845 des Frudigerkammes (Stubental).

Fig. 5. Crinoidenhältige kalkige Breccie aus der Bündnerkreide südlich des Sadererjochs bei Nauders.

16 fache Vergrößerung.



1



2



3



4



5

Autor. phot.

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien

Tafel XXIV.

W. Hammer:

Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal.

Erklärung zu Tafel XXIV.

Dünnschliffbilder.

Fig. 1. Amphibolit mit mylonitischen Fasern und Adern. Pfundser Ochsenberg (Stubental) unter P. 2921 des Hauptkammes.

Fig. 2. Gangmylonit im Biotitgneis. Erratischer Block bei Zuort in Val sinistra.

Fig. 3. Gangmylonit mit Gneisrand. (Ader mit einheitlicher Auslöschung, brecciöse Einschlüsse.) Scharte zwischen Vesulspitz und Bürkelkopf. (Paznaun.)

Fig. 4. Gangmylonit im Gneis der Fließerscharte. (Material der Analyse).

16fache Vergrößerung.



1



2



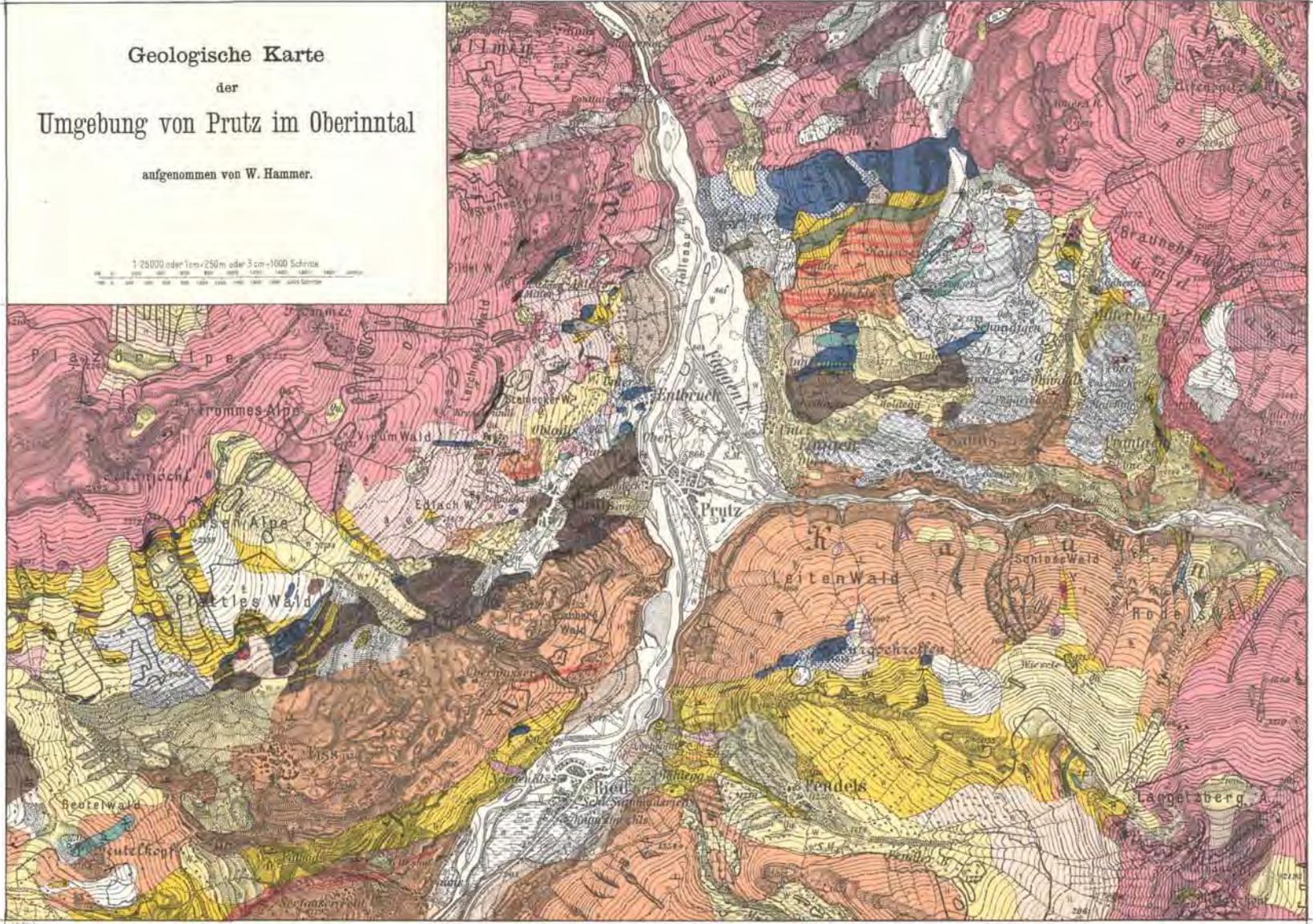
3



4

Autor. phot.

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien



Geologische Karte
 der
Umgebung von Prutz im Oberinntal
 aufgenommen von W. Hammer.

1:25000 oder 1cm=250m oder 3cm=1000 Schritte

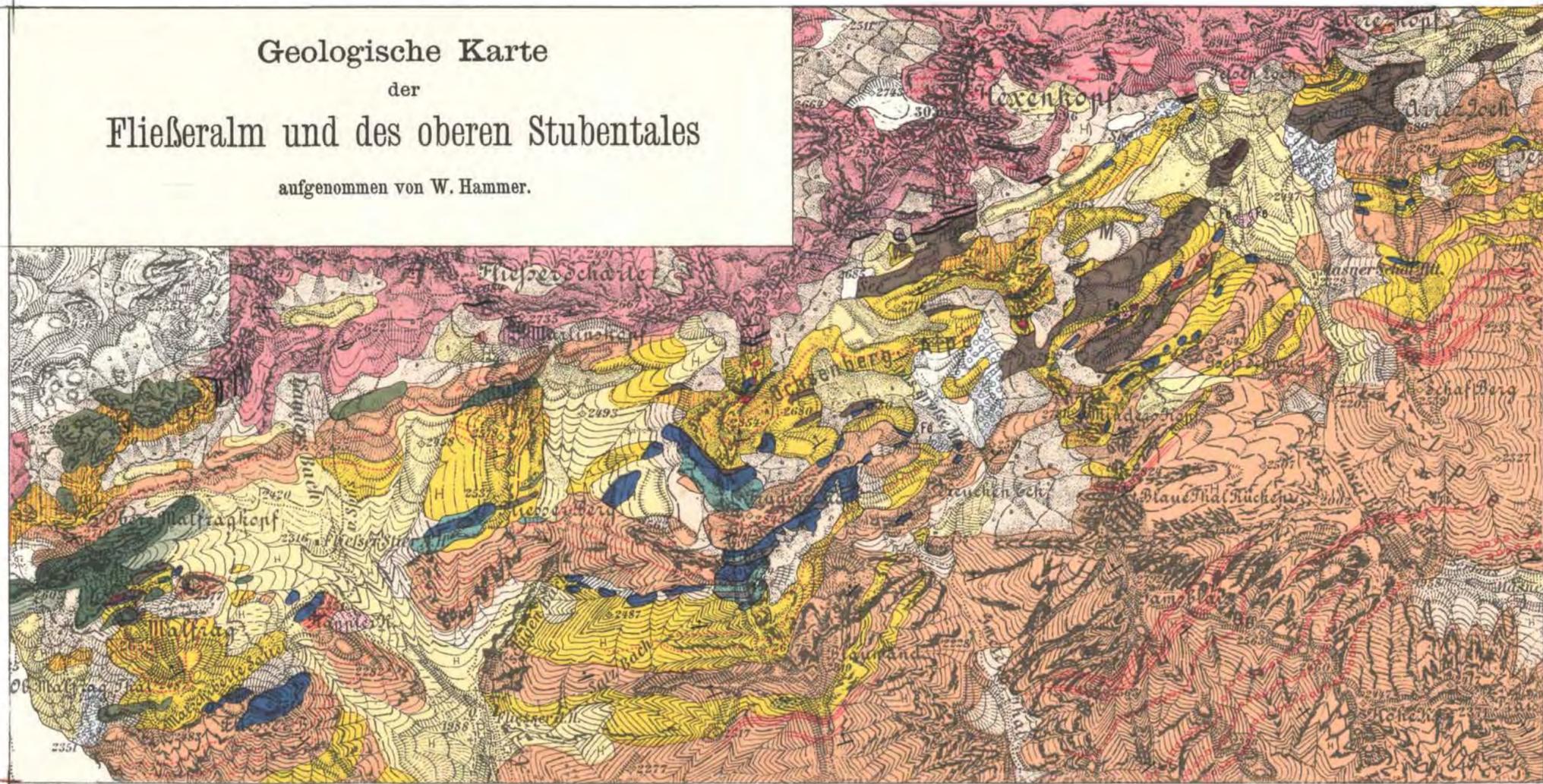
- Paragneise.
- Quarzit und quarzitischer Gneis.
- Granitgneis.
- Amphibolit.
- Mylonitischer Gneis, dichte Mylonite.
- Phyllit.
- Quarzseritschiefer, Quarzite und Arkosen des Verrucoso.
- Phyllite des Verrucoso.
- Eisendolomit.
- Dolomit und dolomitischer Kalk der Trias.
- Kalke der Trias.
- Tonchiefer und Sandstein der Trias.
- Rauhwacke.
- Gips.

- Graue kalkige Bünderschiefer.
- Tonchieferreiche Zonen derselben.
- Tafelschiefer.
- Breccien der grauen Bünderschiefer.
- Oridonitkalk und Breccien (Bündnerschiefer).
- Rote Bünderschiefer.
- Urcenozoone der bunten Bünderschiefer.
- Konglomerat in den bunten Bünderschiefern.
- Diabaschiefer.
- Diabasgänge in den Gneisen.
- Moränen.
- Moränen mit Schotterlagen wechselnd.
- Glaciale Blockbestreuung.
- Konglomerierte Schotter gegenüber Hied.

Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, LXIV. Band, 1914.
 Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Raasdorfkygasse 21.

- Schotterlagel und Gehängeschutt.
- Kalksinter.
- Postglaciale Schottermassen am Inn.
- Gneisblockwerk.
- Blocksturzhalden aus Triasdolomit.
- Vernichtungen.
- Aufschußlose Vegetationsabhängige und Alluvien der Talböden, Seen.
- Eisenquellen, Schwefelquellen, Bergbau und Schurfe.
- Steigere, steile, minder steile und flache Schichtlage.

Geologische Karte
der
Fließeralm und des oberen Stubentales
aufgenommen von W. Hammer.



- Paragneise.
- Granitgneis.
- Pegmatitische Aderung.
- Amphibolit.
- Dichte Mylonite.
- Quarzserizitschiefer, Quarzfels und Arkosen des Verrucano.
- Phyllite des Verrucano.
- Eisendolomit.
- Dolomit und dolomitischer Kalk der Trias.
- Kalke der Trias.
- Tonschiefer und Sandstein der Trias.
- Raulwacke.

- Gips.
- Kalke des Lias.
- Schwarzer Liasschiefer.
- Graue kalkige Bündnerschiefer.
- Tonschieferreiche Zonen derselben.
- Tüpfelschiefer.
- Breccien der grauen Bündnerschiefer.
- Crinoidenkalk und Breccien (Bündnerkreide).
- Bunte Bündnerschiefer.
- Breccienzonen der bunten Bündnerschiefer.
- Konglomerat in den bunten Bündnerschiefern.
- Grüngrane sandige Schiefer (Fucoidenschiefer des Samnau).

1:25000 oder 1cm = 250m oder 3cm = 1000 Schritte

100 0 200 400 600 800 1000 1200 1400 1600 1800 2000 Schritte

- Diabasschiefer.
- Moränen.
- Glaciale Blockbestreuung.
- Schuttkegel und Gehängeschutt.
- Kalksinter.
- Blocksturzhalde aus Liaskalk.
- Aufschlußlose Vegetationshänge und Alluvien der Talböden, Seen, Firnfeld am Hexenkopf.
- Eisenquellen, alter Bergbau.
- Seigere, steile, minder steile und flache Schichtlage.

Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge.

(Erste und zweite Folge, November 1914.)

Von **Bruno Sander.**

Mit 12 Tafeln (Nr. XXVII—XXXVIII).

1. Feinschichtung, Teilbewegung und Kristallisation im Kleingefüge einiger Tiroler Schiefer.

Einleitung.

Es ist eine vom Verfasser schon mehrfach begonnene Aufgabe für sich, dem Verhältnis zwischen Teilbewegung und Kristallisation im Gesteinsgefüge oder im Kleingefüge anderer umgeformter Körper (Metalle etc.) nachzugehen. Hierzu sind einige Unterscheidungen nötig, um so mehr als es in der Gefügekunde der Gesteine ermöglicht werden soll, Befunde zu beschreiben, ohne sich schon durch den Gebrauch unserer meist halb beschreibenden, halb eine bestimmte Entstehung behauptenden Ausdrücke einer Hypothese über die Entstehung anzuschließen. Es scheint, wie in ähnlichen Arbeitsgebieten, eine rein beschreibende Bezeichnungsweise nicht ohne Vorteile. Hierbei werden die als Beobachtungen und Hypothesen höchst schätzenswerten Ergebnisse hoffentlich nicht verkannt, welche in Ausdrücken wie Kristallisationsschieferung und Piezokristallisation verdichtet und freilich auch fest mit Hypothesen über die Entstehung verknüpft worden sind.

Eine Anzahl solcher Unterscheidungen und Ausdrücke ist in früheren Studien des Verfassers angeführt, worauf hier nur verwiesen werden kann, besonders auf das Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt 1912 und das Literatur- und Sachverzeichnis dieser Arbeit, ferner auf Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt 1914, Nr. 3 und Nr. 9. Immer handelt es sich darum, Teilbewegung und Kristallisation begrifflich zu trennen und ihr Verhältnis womöglich zu bestimmen. Hierin kann man ziemlich weit gelangen, wenn neugebildete größere Mineralkörner etwas vom Gefüge, wie es zur Zeit ihrer Entstehung war, umschlossen und aufbewahrt haben. Es werden also hier häufig Gesteine mit großen Holoblasten als Beispiele herangezogen werden.

Zugleich bildet die Beschreibung dieser meist der unteren Tauern-Schieferhülle entnommenen Typen eine gewisse Ergänzung der in der erstzitierten Arbeit erfolgten Beschreibung von Tauerngesteinen, welche namentlich mit Hinblick auf stratigraphische Fragen ausgewählt waren.

Das Gesteinsmaterial wurde insbesondere anlässlich früherer von der kaiserlichen Akademie subventionierten Begehungen in den Tauern gesammelt, die Herstellung des sehr beträchtlichen Schliiffmaterials vom geologischen Institut Innsbruck und von der k. k. geologischen Reichsanstalt ermöglicht, so daß ich den genannten Instituten verpflichtet bin.

Da es bekanntlich nicht immer leicht ist, mit den Ausdrücken Struktur und Textur in Grubenmanns Definition zu Werke zu gehen, wird hier Gefüge gesagt und mag dieser unmittelbar verständliche Begriff die Merkmale des inneren Baues alle umfassen, welche man bei manchen Gelegenheiten gewiß mit Vorteil weiter einteilen und voneinander trennen kann.

Bei einer ausführlichen Besprechung eines Schiefers im Sinne dieser Übersicht wird der Kürze halber etwa folgendes Schema vorgeschlagen und teilweise verwendet.

Rein beschreibend:

1. Gefügeelemente (Minerale, Aggregate etc.).

2. Kleingefüge.

s = eine wie immer entstandene Schar paralleler Gefügeflächen (Schieferung, Feinschichtung etc.).

snd = Gefügeflächen mit grobmechanischer Korndeformation z. B.:

sr = Gefügeflächen mit rupturer Korndeformation.

sb = Gefügeflächen ohne grobmechanische Korndeformation (z. B. Bild der Kristallisationschieferung).

Erfahrungsgemäß schließt *snd* an dem einen Gefügeelement (z. B. Quarz oder Glimmer), *sb* an dem anderen Element (z. B. Karbonat) nicht aus. Auch ist gegebenenfalls ebenfalls eigens für jedes Gefügeelement zu unterscheiden, ob das *s* nur durch heterometrische (z. B. oblonge) Körnerform ohne Regelung der Kristallachsen der verschiedenen Körner zustande kommt oder mit Regelung der Achsen (z. B. subparallele Stellung der *c*-Achsen bei Quarz; subparallele Stellung oder bloß Regelung $\parallel s$ der Hornblendeachsen).

si = *s* innerhalb von Kristalloblasten (intern).

se = *s* außerhalb von Kristalloblasten (extern), *si* kann = *se* sein oder Unterschiede zeigen.

Die Minerale liegen entweder nur ungefähr geregelt in *s*, wie z. B. im Glimmergebälke (vgl. Figur 6) und in den Polygonalbögen von Falten mit Abbildungskristallisation, oder scharf in *s*.

Von der Gebälkform der Glimmer ist das Glimmergeflecht (vgl. Figur 1) seiner Deutung halber möglichst zu unterscheiden. Aneinander grenzende gleichartige Körner (z. B. Quarz) sind entweder scharf oder unscharf umrissen (bei gleicher Schliiffdicke und unabhängig von verzahntem, buchtigem oder Mosaikverband).

Die Gefügedeutung betreffend:

d = Teilbewegung im Gefüge (Differentialbewegung, Gefügebewegung).

ds = *d* in *s*.

mā = molekulares *d* z. B. *nds*.

nd = nichtmolekulares *d* z. B. *nds*, Fältelung.

- k* = die Kristallisation; vor, mit oder nach *d*.
ss = sedimentäres *s* (Einschichtung).
ab = abgebildet durch Kristallisation.
ag = ausgearbeitet, gleichsinnig weiterentwickelt.
mag zeigt an, daß dies durch *md* geschah.
nag zeigt an, daß dies durch *nd* geschah.

Die hier unternommenen Studien schließen sich eng an folgende Vorarbeiten des Verfassers an:

- B. Sander, Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. *Tschermaks Mineralog. und Petrogr. Mitteil.* 1911. XXX. Wien.
 — Über tektonische Gesteinsfazies. *Verhandl. der k. k. geol. R.-A.* Wien 1912.
 — Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* Wien 1912.
 — Studienreisen im Grundgebirge Finnlands. *Verhandl. d. k. k. geol. R.-A.* Wien, 1914, Nr. 3.
 — Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. *Verhandl. d. k. k. geol. R.-A.* Wien, 1914, Nr. 9.

I. Untere Schieferhülle der Tauern.

Zur leichteren Orientierung über die Ortslage der beschriebenen Schieferhüllengesteine wird denselben hier wie in den geologischen Studien am Westrande der Hohen Tauern (*Denkschr. d. Akad. math.-nat. Kl. Bd. LXXXII*) in folgender Ordnung nachgegangen. Wir umfahren im Süden beginnend das Tauerngneisende der Hochfeilergruppe und weiter westlich, bei Sterzing, die vom Pfitscherbach und Sengesbach angeschnittene „Sengesser Kuppel“; im Anschluß werden Gesteine aus dem Sterzinger Becken angeführt, welche dem „Schneeberger Zug“ der unteren Schieferhülle angehören. Ebenfalls im Süden am Pfitscherjoch beginnend wird das Ende der Zillertaler Gneise umfahren und hierbei am Brenner einiges angeschlossen. Dann wird die untere Schieferhülle zwischen Maulser Gneisen und nördlich folgendem Kalkphyllit beschrieben, welche in der geologischen Beschreibung als eine südlich von *Termiers* angenommener Fortsetzung verlaufende Fortsetzung der „Matreier Zone“ den Lokalnamen „Rensenzone“ erhielt. Diese Notizen betreffen also geographisch den Hochfeiler, das Pfunderer Gebirge, (die Sarntaler Alpen), die Stubai Alpen, den Tuxer Hauptkamm und die Tuxer Voralpen. Die genauen Ortsangaben sind im Hinblick auf eventuelle spätere Weiterarbeit angeführt.

Hochfeiler und Sengesser Kuppel.

1. Zwischen Weißzint und Eisbruckjoch ist dem Zentralgneis des Hochfeiler als scharfes, konkordantes Brett ein dunkler Glimmerschiefer eingeschaltet, welchen in der Hand besonders quer zu *s* gestellte Biotite bezeichnen; ein Gestein, welches da und dort im Tauerngneis seinesgleichen hat, welche sich wieder mit etwas abweichenden in eine Gruppe stellen lassen: es sind Typen der unteren Schieferhülle, welche dem Tauerngneis selbst eingeschaltet sind (Greiner Schiefer im Tauerngneis).

Das Kleingefüge zeigt nur *sb*.

Quarz zeigt eckige Körner mit unregelmäßigen Achsen, außerhalb der Biotite merklich oblong in *s*. Dieses *se* setzt durchwegs gänzlich unverlegt durch die verschiedenen orientierten Biotite. *si* des Quarzes in den Biotitholoblasten unterscheidet sich von *se* nur durch das Fehlen oblonger Körner. Es ist demnach *s* des Quarzes vorbiotitisch und wahrscheinlich *ss* (sedimentär angelegt), da im Biotit nicht durch oblonge Körnerform bestimmt, sondern lediglich durch Anordnung in Zeilen (wie wir sie bei Feinschichtung bestimmend sehen).

Epidot, fast ebenso wie Quarz vertreten, bildet Säulchen durchschnittlich etwa im Maße 1×10 .

Die *b*-Achsen sind subparallel gestellt, also linear. *si* im Biotit ist gut entwickelt, also vorbiotitisch. Die Epidote in *se* sind größer und anscheinend besser linear geordnet. Ihre Unversehrtheit läßt die Epidote als Holoblasten betrachten.

Grüne Hornblende tritt mit linearer Anordnung der *c*-Achsen auf und fehlt im Biotit (Aufzehrung? spätere oder gleichzeitige Bildung?)

Die häufig von *s* abweichenden Biotitholoblasten zeigen zuweilen deutlich einen epidot- und hornblendefreien Hof aus größer entwickelten Quarzkörnern, wie man sie auch in Erstarrungsstrukturen in der Nähe des Biotits finden kann. Die von *s* abweichenden Biotite sind nicht verkümmert.

Zeitliche Generationen:

1. Quarz, Epidot,
2. Quarz, Hornblende, Biotit,
3. Quarz.

An Teilbewegung ist höchstens *mds* vorhanden (lineare Regelung von Epidot und Hornblende). Die Kristallisation des Biotits ist nach oder mit *mds* erfolgt. Wahrscheinlich fiel *mds* mit dem Kristallisationsmaximum (oben 2) zusammen.

Es war also ein Gefüge aus feingeschichteten, scharfeckigen Quarzkörnern und kleinen Epidotnadelchen (scheinbar schon in *s* angeordnet, wodurch? —) vorhanden. Dann kamen die Biotitholoblasten, welche diese erste Generation reliktsch (als *si*) umschlossen. Die Epidote scheinen sodann im allgemeinen noch weiter gewachsen zu sein und Hornblende trat, ebenfalls linear geordnet, auf. Epidot stellte sich, wie gewöhnlich mit der *b*-Achse, Hornblende mit der *c*-Achse // der Streckung. Ebenfalls wurden die Quarze oblong; alles gute Hinweisen auf *mds*, wahrscheinlich „Streckung“. Bewegung kann nur in *s* stattgefunden haben, denn *si* im Biotit ist unverlegt gegenüber *se*. In Vergleichstypen aus dem Habachtal, welche mir Herr Dr. Ohnesorge freundlichst zur Einsicht gab, findet man die Gleichzeitigkeit der Kristallisation von Biotit und Hornblende deutlich und viel Kalzit. Letzteren betrachte ich als einen sedimentären Charakter im Zusammenhang mit der Feinschichtung des Quarzes, welche auch in Ohnesorges Material sehr deutlich ist. In einer tektonischen Fazies dieser Habacher Gesteine wurde die im Kalzit seltene, interne Relikt-

struktur und ihre Verlegung durch nd in schöner Ausbildung beobachtet.

Demnach betrachte ich derartige zum Teil im Tauerngneis, zum Teil peripher liegende Biotit-Hornblende-Schiefer als Paraschiefer mit Feinschichtung.

2. Kalkepidotalbitschiefer zwischen Napfspitze und Roter Riffel.

Quarz spielt eine geringe Rolle und zeigt Aggregate eckiger Körner in s verflacht.

Auch der Albit bildet in s verflachte Aggregate großer kantengerundeter Holoblasten mit ungeradelten Achsen.

Epidot und Hornblende als Nadelchen und filzige Lagen in s .

Kalzit bildet geschlossene Körnerlagen in s . Gegenüber sb spielt sr keine Rolle.

Zeitlich scheint nur wahrnehmbar:

Quarz, Epidot,
Hornblende, Albit,
Kalzit.

Ein voralbitisches s , von welchem im Albit Epidot und tonige Substanz (Nadelchen) als si zu sehen sind, wurde von den Albitholoblasten umschlossen. Es erfolgte sodann die Verlegung dieses si durch parakristalline Teilbewegung in $s:nds$ der Albite, mds bei Hornblende und Epidot.

Die Albitkristallisation fand vor und mit ds statt.

3. Chloritschiefer mit Epidotknollen im Kalkphyllit der Roten Riffel.

sb wird gebildet aus Lagen eckiger, schwach verzahnter Quarzkörner (hierbei etwas Albit und Kalzit) mit ungeradelten Achsen, ferner aus wechselnden Lagen von Chlorit, Epidot und kleinen Hornblendeln; namentlich Epidot und Hornblendelagen wechseln. Feinschichtung ist wahrscheinlich. Große Hornblendeln ohne si sind wahrscheinlich selbst Relikte.

Auch hier ist im Albit verlegtes si (Epidot, Tonschiefersubstanz) wahrnehmbar.

Es hätte demnach ss mit Tonschiefersubstanz Epidot und (?) großer Hornblende eine schwache Albitisation erfahren, worauf Verlegung von si erfolgte. Parakristallines nds der Albite und mds mit Kristallisation von Chlorit, Epidot und kleiner Hornblende hätten die Ausgestaltung der Feinschichtung bewirkt mit dem Bilde von sb .

4. Hieran ist ein zweiglimmeriger Epidotgneis (Muskovit und Biotit in sb) anzuschließen, in welchem, wie ich nach vielen derartigen Beobachtungen glaube, im Zusammenhang mit der Glimmerführung stark oblonge (1:5) Gestalt der Quarzkörnerquerschnitte in sb auftritt. mds .

5. Zweiglimmergneis zwischen den beiden Marmormänteln des Hochfeiler zeigt dieselbe Erscheinung an Albitquerschnitten in Lagen sehr verschiedener Korngröße, mit ungeradelten Achsen in reinem sb .

Auch die Glimmer, Muskovit, Biotit (und etwas Chlorit nach Biotit) zeigen keine Spur nichtmolekularer Deformation, sondern schöne Abbildungskristallisation von Stauchfältelung (Polygonalbögen

der Glimmer). Die Kristallisation ist nach und mit der genannten Teilbewegung erfolgt.

Die Glimmer werden gedeutet als Hemiblasten, deren Kristalloblastese zur Abbildung eines vorhandenen *s* mit Stauchfältelung führte.

6. Muskowitglimmerschiefer vom Gneiskontakt im Gliederkar zeigt reines *sb*, Muskovit in *sb* oblong, quer *sb* gedrunge, ferner Quarz mit stark schwankender Korngröße und verzahnten Umrissen. Große Quarzholoblasten zeigen unverlegtes *si* aus kleinen Muskoviten. *nds* fehlt, *mds* ist vielleicht vorhanden.

Ein vorkristallines *s* wurde kristallin abgebildet und bestand aus kleinen Muskoviten und wahrscheinlich auch aus Quarz, welcher in *si* der Quarzholoblasten nicht sichtbar blieb. Sodann kam das Kristallisationsmaximum mit Bildung der Quarzholoblasten und Weiterwachsen des externen Muskovits außerhalb derselben, besonders in *s* als Abbildungskristallisation.

Hier wie in vielen Fällen drängt sich ein Erklärungsprinzip der Schieferung außerhalb des Riecke-Beckeschen in die Überlegung. Ist *s* einmal da (wie in diesem Falle durch *si* erwiesen), so ist die Zirkulation und Zufuhr in *s* leichter als quer zu *s*. Damit läßt sich ein Weiterwachsen von Kristallen vorzugsweise in der Richtung von *s*, eine Verstärkung der Schieferung, auch ohne Druck denken und ohne Umformung eines zuerst vorhandenen isometrischen Kornes in ein in *s* oblonges Korn. Diesen Gedanken halte ich besonders in solchen Fällen für anwendbar, in welchen die Neuentstehung eines Kornes aus den zirkulierenden Lösungen bei Mobilisation gewisser Bestandteile erfolgt. Für manche Gesteine, von welchen gelegentlich hier noch Beispiele gegeben werden, möchte ich also neben das Rieckesche Prinzip noch diesen Gedanken an die Wegsamkeit von *s* für Lösungen stellen als ein die Schieferung nicht nur abbildendes, sondern weiter ausgestaltendes Prinzip.

7. Auch der Marmor (vom Kontakt *ibid.*) mit Biotit und Muskovit in *sb* zeigt eine bei hoher Kristallisation abgebildete Feinschichtung.

8. Ebenso zeigt Graphitglimmerschiefer nächst Gliederferner sichere, kristallisierte Feinschichtung. Schon die Lagen von Erz und *C* in *sb* sind nicht anders deutbar. Die Lagen verschiedener Korngröße aus verzahntem Quarz sind diesem sicheren *ss* parallel und mangels irgendwelcher Streckung und Verlängerung der Körner als *ss* mit Abbildungskristallisation zu bezeichnen.

9. Einige Glimmerschiefer über dem äußeren Kalkmantel des Hochfeiler gegen Süden.

Ein Glimmerschiefer von der Röthelspitzostwand bei Pfunders zeigt starke kristallin abgebildete Faltung eines präkristallinen *s* (wahrscheinlich Feinschichtung). „Sentealm bei Dun“ und „Röthelspitz zwischen den Marmoren“ zeigen *sb* lediglich durch Muskovit und etwas Chlorit zwischen Lagen aus ganz unregelmäßig, isometrischen, verzahnten Quarzkörnern; keine Spur von *nds*. Ebenso gehört ein Biotitglimmerschiefer mit Granaten von der Lapaalm zu diesen ganz vorwaltenden hochkristallinen Typen mit wohlausgebildeten unphyllitischen Glimmern und dementsprechend fehlendem *nds*.

10. Biotitquarzit über dem Kalk gegenüber der Kramerspitze im Sengestal bei Mauls ist gut geschichtet und weniger kristallin. Die Schieferung ist nicht nach Rieckes Prinzip zu erklären, so z. B. die Lagen unregelmäßiger und nicht oblonger Quarzkörner, deren von Lage zu Lage wechselnde Korngröße eben dieses nicht nach Riecke erklärbares ausmacht. Die Biotite sind nicht strenger orientiert und nicht von anderer Tracht als in den Fällen geschichteter Glimmersandsteine ohne Metamorphose, welche ich mir zum Vergleich ansah.

11. Albitgneis mit Karbonat zwischen beiden Marmorlagen des Hochfeiler.

Das Kleingefüge zeigt *sb* ohne *sr*.

Quarz bildet mit oblongen verzahnten Körnern Lagen verschiedener Korngröße.

Muskovit liegt streng in *sh*.

Albit in isometrischen Körnern zeigt weder in bezug auf *si* noch in bezug auf *se* eine Regelung. Von Teilbewegungen ist nur *nd* der Albite bestehend in Drehung mit Verlegung von *si* nachzuweisen.

Ein Tonschiefer mit *ss* aus Quarz und Nadelchen erfuhr Kristallisation. Die Nadelchen sind Holoblasten (schärfste Konturen), die Quarze bereits oblong, sodann findet Fältelung statt; dann die Kristallisation der Albite, welche als Holoblasten alles bisher Vorhandene als interne Reliktstruktur lokal in sich einschließen. Dann erfolgt eine Differentialbewegung im Gefüge, bei welcher sich die Albite drehen und *si* in den Albiten „verlegt“ wird. Diese Drehung erfolgt als eine in bezug auf die Albitkristallisation „parakristalline“ Gefügebewegung. Nach derselben wachsen die Albite weiter. Die Albitkristallisation ist also vor bis nach dieser Gefügebewegung erfolgt. Was aber nun neu hinzukommt, ist ein reliktfreier Saum. Es fehlte die Gelegenheit, weiteres *si* zu umschließen, welches, wie ich annehme, durch die eben erwähnte parakristalline Teilbewegung im Gefüge zerstört war.

Im weiteren Verlaufe fand Abbildungskristallisation des *se* statt, besonders durch Wachstum des Muskovits.

Zur Deutung dieses mit einigen Abweichungen in der unteren Schieferhülle weitverbreiteten Gesteinstypus ist noch einiges anzumerken. Im *si* des Albits kommt zuweilen auch Epidot, Erz, Muskovit bereits vor, wie 1912 in diesem Jahrbuch beschrieben. Dieses *si* ist in verschiedenen Fällen verschieden weit gediehen, bleibt aber gewöhnlich weit hinter *se* zurück, was den Grad seiner Kristallisation anlangt. In manchen Fällen beobachtet man aber in der Schieferhülle Albitisation in Gesteinen, welche auch nach derselben in *se* nicht über den Habitus eines Tonschiefers hinausgeraten sind.

Zuweilen fehlt die voralbitische Fältelung und es ist trotzdem die Fältelung durch reine Abbildungskristallisation gekennzeichnet. Hier ist wahrscheinlich die Fältelung erst in der Phase der Albitverlegung erfolgt und sodann erst kristallisiert, wie reliktfreie Säume am Albit und die Polygonalbögen des gefalteten *se* anzeigen.

Außer Muskovit findet man auch Biotit oft in *se*, ebenso unversehrten Chlorit. Zuweilen aber kommt in tektonischen Fazies dieser Gesteine sehr deutlich *nds* nach der Kristallisation des ganzen Ge-

füges zum Ausdruck: Verflößung der Albite, fluidales Gefüge der zerschmierten Muskovite, Quarzgefügeregel.

Ganz allgemein in der unteren Schieferhülle, besonders sichtbar aber in den eben herangezogenen Gesteinen, beweisen interne Reliktstrukturen das Vorhandensein in *s* geregelter Keime vor der Blastese der entscheidendsten Neubildungen, nämlich der folgenden: Albit, Quarz, Epidot, Hornblende, Biotit, Granat. In diesen Gesteinen war also eine Schieferung schon vor der kristallinen Mobilisation des Gefüges gut ausgebildet, und zwar als Feinschichtung.

Mit dieser Feinschichtung stimmen alle folgenden Ausgestaltungen der Schieferung überein, sind also eben Ausgestaltungen von Feinschichtung. In manchen Fällen ist diese Feinschichtung vor der Kristallisation bereits gefältelt. In solchen Fällen scheint mir die Wirksamkeit des Rieckeschen Prinzips gegenüber der Abbildungskristallisation ganz zurückzutreten. Dagegen scheint mir auch in dieser Gesteinsgruppe das oben erwähnte Prinzip der leichteren Zirkulation in *s* als ein die Schieferung unabhängig von Druckverhältnissen ausgestaltendes wirksam. Vielleicht könnte man dieses Prinzip mitbedenken, wenn man, wie Hinterlechner, von einer „Potenzierung der Schieferung durch Kontaktmetamorphose“ spricht oder mit schwedischen Forschern gewisse Adergneise als Entmischungserscheinungen deutet, welche ebenfalls vorhandenes *s* weiterentwickeln. Alle solchen Möglichkeiten gehören zur Ausgestaltung eines vorhandenen *s* durch molekulare und nichtmolekulare Teilbewegung in *s*.

12. Glimmerschiefer vom Gehänge der Kramerspitze gegen Senges.

An Gefügeelementen sind vorhanden Quarz, Muskovit (fein), Biotit, Epidot und Erz.

Quarz ist in Lagen angeordnet und zeigt oblonge Körner in *sb*.

Erz in Lagen deutet auf Feinschichtung, Muskovit liegt in *sb*, Biotit zum Teil ebenso, zum Teil aber quer zu *s* mit vorbiotitischem *s* als *si*.

nd ist vorhanden als Stauchfältelung. Diese erfolgte nach der Kristallisation der Biotitholoblasten und nach, mit und vor der Kristallisation des Muskovits.

Es war also ein Gefüge da mit Feinschichtung (durch Erz und Opazit noch angedeutet). Es entstanden (vorwiegend quer zu *s*) Biotitholoblasten und umschlossen *si*. Die Blastese von Muskovit in *s* fand statt als Abbildungskristallisation von Feinschichtung. Sodann fand statt *nd*, hauptsächlich als Fältelung. Die Biotite mit ihrer internen Reliktstruktur wurden verlegt (vielfach gedreht). Das vorhandene *sub* wurde durch *nds* noch ausgearbeitet, durch Phyllitisierung der Muskovite.

Die Muskovitkristallisation dauerte aber fort und bildete manche Stauchfalte kristallin ab in Form von Polygonalbögen aus Muskovit.

13. Kalkglimmerschiefer, welcher im innersten Sengestal über dem Kalk und Glimmerschiefer der Sengeser Kuppel folgt, zeigt ein ziemlich regelloses Gefüge aus Kalzit und Quarz zu ungefähr gleichen Teilen und ist ein ausgezeichnetes Beispiel für die typischen Konturen in kristalloblastischen Kalzit-Quarzgefügen. Die Grenze der

Quarkristalloblasten gegen Kalzit ist weichbuchtig und lappig und veranschaulicht die Energie des Quarzes, Tropfen- und Kugelformen im Kalzit zu bilden.

Nachkristalline Beanspruchung wird durch Lamellen und Undulation und durch Trennung der fertigen Muskovite und Biotite deutlich.

14. An einem anderen Glimmerschiefer aus dem Gehänge der Kramerspitze gegen Senges sind als besonders wichtig hervorzuheben größere Epidotholoblasten mit *si* aus länglich tropfenförmigen Quarzen. Dieses *si* ist bei nachepidotischer intensiver Fältelung des Gesteins verlegt worden. Diese lebhaft *nd* im Gefüge hat Muskovit und Chlorit mechanisch gebogen, aber auch nach der Teilbewegung war die kristalline Mobilisation für Glimmer noch so lebendig, daß die vielfach vorhandenen Polygonalbögen die Teilbewegung zu einer jedenfalls vor-kristallinen, d. h. vor Abschluß der Kristallisation erfolgten, stempeln.

Wir fanden also in unseren Beispielen aus der unteren Schieferhülle des Hochfeiler und der Sengeser Kuppel, welche die für unsere Frage wichtigsten Gesteine umfassen dürften, folgendes: Kristalline abgebildete Feinschichtung ist weit verbreitet, parakristalline Teilbewegung häufig. *nd* spielt keine bedeutende Rolle. *nd* ist vor und mit, höchst selten nach der Kristallisation der wesentlichen Neubildungen erfolgt.

Pfitschtal.

15. Zweiglimmeriger Granatglimmerschiefer von Stein. Quarz bildet ungerundete, sehr scharfkantige, in *sb* oblonge Körner ohne Achsenregelung. Dies gilt sowohl innerhalb als außerhalb der Granaten.

Muskovit bildet kleine Schüppchen in *se*; Biotit große Schuppen in *s* und quer *s*, ohne interne Reliktstruktur und ohne selbst an *si* in Granat teilzunehmen.

si der Granaten ist vollkommen unverlegt. An Teilbewegung könnte höchstens etwas *mds* stattgefunden haben. Eine ausgesprochene Abbildungskristallisation von Feinschichtung ist das Bezeichnende.

16. Ein sonst ganz verwandter Typus vom Rotbachspitz am Pfitschjoch zeigt hingegen *nds* nach der Kristallisation: verlegtes *si* der Granaten, welche von *s* fluidal umschlungen sind. Die langgestreckten undulösen Querbiotite nehmen hier im Schriff eine Lage ein mit $001 \perp s$, was man durch Streckung nicht erklären kann. Denn sonst müßte ein Druckminimum die Biotite genau ebenso orientieren wie ein lineares Druckmaximum und man müßte annehmen, daß sich der Biotit einmal \perp zum Druckmaximum stelle, ein andermal \perp zum Druckminimum.

Diese Querbiotite haben unverlegtes *si* aus Opazit.

17. Seidengrauer Zweiglimmerschiefer ibidem mit Zirkon, Karbonat und Orthoklas.

Quarz bildet gleichmäßig große Körner oblong in *s*, Muskovit kleine Schüppchen ungefähr in *s*, ebenso Erz, Zirkon und Biotit parallel verwachsen mit Chlorit.

Viel Turmalin als scharf ausgebildete Holoblasten in *s*. Karbonat in Rhomboedern mit unregelmäßigen Achsen, oblong in *s*, bildet Holo-

blasten, welche nach Turmalin und Biotit entstanden, aber keinerlei *si* enthalten. Sie scheinen im Entstehen die anderen Minerale zu verdrängen.

18. Im Überwassergraben bei St. Jakob steht Chloritquarzit bzw. Glimmerschiefer an, welcher in *sb* oblonge Quarzkörner, Chlorit und Titanit zeigt und namentlich durch Karbonat in *s* deutlich gemachte Feinschichtung.

19. (Fig. 14.) Im Graben nördlich über St. Jakob tritt Biotit-epidotamphibolit als Kontaktmetamorphose aus Amphibolit auf am Kontakt mit Aplit.

Hierbei ist ein sedimentäres *s* durch Erz bezeichnet. In etwas größerer Ferne vom Kontakt ist der Biotit streng in *s* angeordnet, Quarz oblong in *s*. Allernächst dem Kontakt aber ist jederlei *s* verschwunden.

In etwas größerer Entfernung aber ist eine gewisse „Potenzierung“ der Schieferung durch Kontaktmetamorphose (Hinterlechner) tatsächlich bei der Biotitisierung der Hornblende erfolgt und läßt sich als eine Kontaktmetamorphose anderer Art von der regellosen Biotitisierung nächst Aplit unterscheiden.

nds ist vorhanden und hat größere Hornblende (ohne *si*) betroffen.

20. Muskovitglimmerschiefer in demselben Graben zum Teil in extrem tektonischer Fazies.

Das Kleingefüge zeigt *sb* ohne *sr*. Nähere Untersuchung ergibt, daß hier Blastomylonite mit *nds* und *nds* vorliegen. *nds* ist vor Ende der Kristallisation erfolgt.

Der Quarz ist oblong in *s*, Muskovit liegt fast zusammenhängend linealscharf in *s*. Es besteht das charakteristische Bild der Kristallisationsschieferung, welche der Verfasser hier als eine von molekularer und nicht molekularer Teilbewegung in *s* ausgestaltete Feinschichtung auffaßt. Epidot, Turmalin und Zirkon liegen streng in *s*. Größere Quarzkörneraggregate (wahrscheinlich Geröllchen) liegen umflossen von *s*.

21. Was über diesem Gesteine folgt, ist Gneis mit *nds* und *nds*. Am Feldspat wird es sehr deutlich, daß *nds* vor und mit der Kristallisation erfolgte. Wir bemerken einerseits deutliche, mechanische Verflößung von Fragmenten, anderseits gänzliche Kristallisation jeder mechanischen Deformation, so daß keine Glimmerbiegung etc. sichtbar ist. Erz und Quarz bilden *si* in Epidot, so daß wahrscheinlich auch dieses Gestein ein Paragestein mit ausgestalteter Feinschichtung ist.

22. (Fig. 12.) Graphitglimmerschiefer mit Rhätizit und Quarzgeröllchen, Grubenwald, Pfitsch.

Hier ist die Feinschichtung durch Graphit bezeichnet, durch Muskovit und in *sb* oblonge Quarze ausgestaltet. Wo die größeren Quarze noch in Form einer Sedimentärbreccie liegen, ist auch von einem *s* des Muskovits nichts zu sehen. Das *s* des Muskovit und Quarz ist in diesem Gestein nur vorhanden, wo Feinschichtung vorhanden war und solcherart als kristalline Abbildung von Feinschichtung gekennzeichnet.

23. Die Greiner Schiefer aus der Floite (Zillertal) zeigen ausgezeichnetes *s* mit oblongen Quarzen, Hornblende, Muskovit und Biotit in *sb*. Ferner aber auch große Biotitholblasten, welche Granaten einschließen, welche noch jetzt in diesem Gestein in gleicher Größe überall verteilt wird. *si* fehlt diesen Biotiten. Sie gehören, da sie die vollkommen fertigen Granaten umschließen, der späteren Blastese an. Sichere Zeichen für *ds* fehlen. Nachkristallines *ds* läßt sich ausschließen.

24. Dagegen läßt sich *ds* vor und mit der Kristallisation und damit Blastomylonitcharakter sehr gut in der tektonischen Fazies der „Konglomeratgneise“ vom Pfitschjoch nachweisen.

Quarz und Albit sind oblong in *s* bis isometrisch, Biotit liegt in Gestalt größerer und gefranster Fetzen in *s*; Muskovit in *s*.

Die Glimmer zeigen keine näherungsweise Eigenform (wie sonst an diesen Holblasten zu sehen ist), sondern Zerfransung und Siebstruktur. Über die Bedingungen der verschiedenen starken Energie zum reinlichen Auskristallisieren läßt mein Tauernmaterial noch keine Schlüsse zu.

Authigene Turmalinholblasten sind vorhanden. *ds* vor bis mit der Kristallisation ist besonders durch die verflachten „Knöllchen“ illustriert.

Sterzing, Pflersch, Ridnaun.

Es ist zu beachten, daß die jetzt anzuführenden Gesteine 25—33 tektonisch nicht der unteren Schieferhülle angehören, sondern noch über dem Kalkphyllit folgen, welcher die Zentralgneise und ihre Schieferhülle bedeckt.

Die tektonische Stellung von 27 ist nicht klar; 31, 32 sind auch stratigraphisch nicht mit Sicherheit zur unteren Schieferhülle zu rechnen.

25. Im Profile von Schmuders bei Sterzing findet man einige Schiefer, in welchen im Gegensatz zu den weitaus meisten der bisher beschriebenen starke Teilbewegung in *s* nach der Kristallisation die Hauptrolle spielt.

Der liegende Schiefer (Biotit, Chlorit, Quarz, Plagioklas, Epidot) zeigt regellos durcheinandergemetetes *s* ohne irgendeine Regel und mit ganz unbedeutender Rekrystallisation.

Darüber folgt ein Muskovit-Quarzit. Der Quarz ist unscharf konturiert, verzahnt und bildet oblonge Körner bis Lagen in *sr* mit durchgreifender Quarzgefügeregel. Muskovit streng in *sr* als Fetzen. Albit oblong in *sr*. Es handelt sich um einen Phyllitmylonit ohne Reliktstrukturen mit starkem *nds* nach der Kristallisation, wobei die Quarzgefügeregel ausgebildet wurde. Geringe Rekrystallisation.

Nicht so durchgreifend ist die Quarzgefügeregel in dem Biotit-epidotgneis mit Quarz und Feldspatungen, welcher über dem Quarzit folgt. Auch dieses Gestein zeigt stärkste *nds* nach der Kristallisation.

26. (Figur 11) Muskovitglimmerschiefer mit Querbiotit und Granaten (Greiner Schiefer) aus dem obersten Teile des Grabens zwischen Flans und Tschöfs (nördlich Sterzing).

Quarz etwas oblong in *sb*, Achsen ungerichtet. Muskovit und Biotit zum Teil in *sb* bedingen schon die oblonge Quarzkörnerform, da der Quarz nicht quer durch den Glimmer wachsen kann. Auch rein mechanisch dürfte übrigens für den wachsenden Kristall die Wegsamkeit in *s* in sehr vielen Fällen eine bessere sein als quer *s* und also deshalb dieser Weg eingeschlagen werden, wobei *s* weiter ausgestaltet wird. Die Granatloblasten mit *si* (scharfeckige, meist isometrische Quarze, Erz) sind in diesem Gestein sehr deutlich oblong in *s* angelegt, was ich durch die leichtere Zirkulation und Stoffzufuhr in *s* erklären möchte. Es besteht kein Grund, anzunehmen, daß etwa zuerst ein isometrisches Granatkorn vorgelegen hätte oder daß sich Granat überhaupt nach einem Drucke orientiere. Anzeichen von Teilbewegung sind keine vorhanden, *si* ist unverlegt. Das Gestein ist bei mangelnder Teilbewegung ein gutes Beispiel für steigende Abbildungskristallisation älterer Feinschichtung.

27. a) Wald über Gasteig bei Sterzing. Ein Glimmerschiefer mit sehr starken Glimmerlagen (Greiner Schiefer) zeigt *sb* stark ausgearbeitet durch *ds*. Hierbei entstanden an Stelle der Glimmergebälke vielfach Glimmergeflechte. Dementsprechend zeigt auch der in *s* oblonge und verzahnte Quarz lokal die Quarzgefügeregel. Es ist also auch hier *ds* nach der Kristallisation festzustellen.

b) Ein gefalteter Ankeritgrünschiefer, ebendort, zeigt starke *d* (Faltung und *nds*) deutlich nach der Kristallisation. Die Faltung ist gänzlich durch Biegung und Geflechtbildung der Glimmer erreicht. Quarz liegt oblong in *sr*, die Epidote sind zertrümmert.

28. Von den Typen der unteren Schieferhülle, welche an der Schleierwand bei Gossensaß über dem Tribulaundolomit liegen, sind hier zwei anzuführen, welche in das Verhältnis zwischen Kristallisation und Teilbewegung Einblick geben.

a) Ein Albit-Karbonatschiefer (mit Muskovit und Quarz) zeigt *nds* nach der Kristallisation mit Verlegung des bekannten *si* in Albit und Störung des Karbonats. Der unregelmäßig in *s* angeordnete Muskovit ist weniger verletzt.

b) (Figur 9.) Dagegen zeigt ein Amphibolit (Greiner Schiefer) kaum Spuren von Durchbewegung. Feinschichtung ist durch Erz sehr gut bezeichnet. Ankeritisches Karbonat ist parallel hierzu in *sb* oblong gewachsen. Muskovitgeflechte liegen in *s*. Dagegen liegt die Hornblende mit ganz ungerichteten Achsen vor in Gestalt großer Holoblasten mit im allgemeinen unverlegtem *si* aus Erz, Quarz, Chlorit und Muskovit. Ein vor dem Auftreten der Amphibole feingeschichtetes Gestein ohne stärkeres *ds*.

29. Im Garbenschiefer von der Telferweißen liegt Quarz etwas oblong in *s*, Serizitfilz streng in *s*; stark umgewandelte Hornblendeholoblasten mit *si* liegen ebenfalls in *s*. *si* enthält Quarz, wie in *se*, aber nichts von dem reichlichen Muskovit in *se*. *si* ist unverlegt, aber starke *ds* nach der Kristallisation vorhanden und durch fluidale Anordnung der Glimmerfilze und Quetschung der Hornblende erkennbar. Sehr gutes Beispiel für Ausarbeitung kristallisierter Feinschichtung

durch *nds*. Die Kristallisation des Muskovits hat die Zerreißung der Hornblende überdauert und solche Risse verheilt.

30. (Figur 3.) Granatphyllit über dem Tribulaundolomit des „Pferscher Kalkkeiles“.

Dieses Gestein (Muskovit, Quarz, Chlorit, Granat) ist ein Musterbeispiel für intensivste Teilbewegung im Gefüge in Form von Umfaltung und *nds* im gänzlich umgestellten *s*. Auch hier fand die Teilbewegung nach der Kristallisation statt.

Die Kristallisation hatte einen ziemlich hohen Grad erreicht. Dieser Phyllonit ist aus einem Glimmerschiefer hervorgegangen, dessen Glimmer schon gut balkenförmig kristallin war. Das ergibt ein charakteristisch anderes Bild als bei Umfaltung wenig kristalliner Phyllite.

Quarz zeigt intensivstes *sr* mit unscharf konturierten verzahnten Körnern.

Glimmer zeigt Umfaltung mit Zerstörung der Scharniere durch *nds* im umgestellten *s*. In da und dort noch erhaltenen Scharnieren ist auch noch die Balkenstruktur des Glimmers erhalten geblieben im Gegensatz zu dem unscharfen verschmierten Bild der Glimmergeflechte. *ss* durch Erz angedeutet.

31. Glimmerschiefer mit Quersbiotit (und Chlorit) unter dem Tribulaundolomit von Vallming bei Gossensaß.

Quarz scharf verzahnt oblong in *s*, ohne Regel. Besonders einzelne Quarzkörner und Linsen mit grobkörnigem Gefüge und starker Ausplättung in *s* weisen auf vorkristalline *ds*.

Muskovit bildet Geflechte in *s*. Biotitholblasten mit *si* (Quarz) und oft quer *s* gestellt, zuweilen von *nds* deformiert und chloritisiert.

Die Granatholblasten mit *si* (Quarz) zeigen Musterbeispiele für Scharang der Granaten bis zur Entstehung größerer.

Es ist also Feinschichtung durch *si* im Granat und Biotit angedeutet (sehr feinkörniger Quarz). *ds* fand statt. Biotit- und Granatholblasten traten auf. Kristalline Abbildung von *s*. *nds* nach (vielleicht noch mit) der Kristallisation.

Ein zweites Gestein, ebendort, ist gänzlich von *nds* nach der Kristallisation beherrscht. Quarz und Plagioklas liegen scharf verzahnt und zerpreßt in *sr*. Muskovit schlingt sich in trüben, fluidalen Geflechtem um zerpreßte Quarz-Feldspatknollen. Das Gestein kann ein Orthogneis gewesen sein.

32. Granatglimmerschiefer aus dem Alrisstal (Pfersch). Quarz liegt oblong in *s* ohne Achsenregel mit klaren Konturen verzahnt. Muskovit und zum Teil auch Biotit bildet fluidale Geflechte. Außerdem liegt Biotit vor in Gestalt mit Chlorit parallel verwachsener, deformierter Holblasten quer zu *se* mit verlegtem *si* (Quarz). Die Granatholblasten blieben gut erhalten trotz lebhafter *nds* nach der Kristallisation.

33. Giggelberggraben bei Schelleberg. Im oberen Teile dieses Grabens steht phyllitischer Glimmerschiefer an mit *nds* anscheinend aber vor Abschluß der Kristallisation erfolgt. Quarz ist scharf verzahnt, in *s* oblong, ohne Regel. Muskovit bildet fluidale Geflechte in *s*. Größere

Biotite sind dagegen wenig mechanisch beeinflußt. Sie nehmen Lagen ein, welche durch beliebige Drehung von (001) um eine in *s* gelegene Achse entstehen. Granat scharf und unversehrt.

Brenner bis St. Jodok.

Hiermit kehren wir aus der tektonisch höher liegenden, über dem Kalkphyllit folgenden „unteren Schieferhülle“ des Sterzinger Beckens in die über den Gneisen folgende untere Schieferhülle zurück, welcher diese Bezeichnung auch hinsichtlich ihrer tatsächlichen Lagerung zukommt. Nur 35 liegt über dem Kalkphyllit.

34. a) Zweiglimmergneis unmittelbar unter dem Kalk der Kalkwand am Brenner,

Quarz und Plagioklas (nahe Albit) zeigen oblonge Körner in *sb*. Die Glimmer zeigen Gebälke und Polygonalbögen in dem hiernach vor der Kristallisation gefalteten *sb*. Hierbei nähert sich das Gebälk zuweilen etwas einem Glimmergeflecht als Anzeichen nachkristalliner Teilbewegung. Nirgends aber reicht diese als Differentialbewegung der kleinen Faltenbögen quantitativ aus. Es erfolgte also Abbildungskristallisation eines gefalteten *s*. Lokal überdauerte die fältelnde Gefügebewegung die Kristallisation der Glimmer.

b) Amphibolit ebendort zeigt *sb*.

c) Folgende bereits bei anderer Gelegenheit beschriebenen Gesteine des Profils Kalkwand–Landshuterhütte lassen keine nachkristalline Teilbewegung erkennen:

Paragneis und Kalzit zwischen Schlüsseljoch und Flatschspitze; *ds* vor Schluß der Kristallisation.

Blastophyllonit (phyllitisierter Augengneis) vom Gneiskontakt Griesbergalm; *ds* vor Schluß der Kristallisation.

Aplitgneis und Biotitgneis vom Wildseespitz.

35. a) Quarzphyllit, Wechselalm am Brenner, zeigt Quarz, Muskovit und Graphit in guter Feinschichtung. Quarz ist nicht oblong in *s*. Muskovit bildet Geflechte was auf *nds* hinweist.

Greiner Schiefer von der Wechselalm zeigt Quarz unscharf verzahnt oblong in *sr* mit ausgezeichneter Quarzgefügeregel. Letztere also hängt wieder zusammen mit starker *nds* nach der Kristallisation und wie in anderen Fällen mit einer eigenartig wolkigen Ausböschung am Quarz mit anomalen, heinahe an Turmalin erinnernden Interferenzfarben. Dieselbe Teilbewegung hat aus den Glimmern Geflechte mit fluidalem Verlauf gemacht. Unversehrter, authigener Turmalin ist als letzte Bildung wichtig. Erz.

Es war Feinschichtung vorhanden mit Erzlagen und großen Einzelquarzen (Geröllchen?). Sodann erfolgte die Glimmerbildung, dann *nds*, dann die Turmalinbildung.

b) Drei quarzitähnliche, feldspatreiche Gesteine von der Steinalm zeigen stärkste *nds* nach der Kristallisation. Nur in einem Falle ist der Kalzit jünger als diese mylonitisierende Durchbewegung.

36. Wir betrachten nun die Verhältnisse am Sillesschartl, wo eine bedeutende Wiederkehr der hochkristallinen Greiner Schiefer über der untersten Marmorlage vorhanden ist.

a) Der über diesen Schiefeln liegende Quarzphyllit zeigt als Zeichen starker *nds* fluidales Muskovitgeflecht mit Scharnieren. Welchen Grad die Kristallisation vorher erreicht hatte, läßt sich nicht bestimmen. Die durch *nds* ausgearbeitete Feinschichtung ist namentlich durch graphitische Substanz bezeichnet.

b) Schwarzer, gefalteter Albitphyllit wie in der Hochfeilerhülle.

Das Grundgewebe ist ein Geflecht von Glimmern (Muskovit; etwas Chlorit) mit spärlichen Zwischenlagen oblonger Quarzkörner und opazitischer Lagen, welche Feinschichtung bezeichnen.

Nachdem die Kristallisation dieses *ss* einen gewissen Grad erreicht hatte und auch *nd*, Fältelung, schon da und dort begonnen hatte, traten große, amöboid umgrenzte Holoblasten feinstlamellierten Albits auf und umschlossen *si* (Quarz, Graphit, Muskovit), wie es scheint unter teilweiser Aufzehrung der Glimmer und Quarze. Weitere Faltung ging nur da und dort als *nd* mit Biegung der Glimmer vor sich und mit Stauerscheinungen an den Albiten. Wir haben also: *ss, sab; nd* vor und nach der Albitisation. Die starke, voralbitische Fältelung ist nach der Muskovitbildung erfolgt. Die nachalbitische Fältelung ist im Ausmaß unbedeutend. Das Gestein ist ein Beispiel für parakristallin durchbewegtes Gefüge.

c) Auch ein Glimmerschiefer aus dem Sillesschartl zeigt nachmuskovitisches *nds* durch Glimmergeflechte angedeutet.

d) Ein anderer Greiner Schiefer, ebendort, Amphibolit mit Karbonat zeigt mechanisch unversehrtes, regelloses Amphibolgebälk. Es fehlt also jede *nd* nach der Bildung der reliktfreien Amphibole. Auch das Karbonat ist ungestört. Zirkon, Erz, Chlorit und Quarz bilden ein feines *s*-Gefüge, aus welchem sich hinsichtlich eventuell vorkristalliner Teilbewegung nichts entnehmen läßt. Sicher keine Bewegung nach der Kristallisation.

e) An einem Kalkglimmerschiefer läßt sich lokal starke Kataklyse des Quarzes mit unscharfer und scharfer Verzahnung als Zeichen von *nds* feststellen; auch Muskovitgeflechte scheinen mir so aufzufassen. Aber auch hier fand nach *nds* noch Kristallisation statt wie die unversehrten Karbonate und der mit diesen im charakteristischen blastischen (rundlappigen) Kontakt stehende Quarz beweist. Also ein Typ mit vorkristalliner *nds*.

f) Quarzit. Zeigt schwach oblonge Körner ohne Zeichen von *ds*, Feinschichtung durch Lagen größerer Körner, welche als *si* auch durch Granaten ziehen. Diese sind oblong in *s*, ohne daß ein Grund besteht, etwa ihre Ausflachung anzunehmen oder daß sie unter Druck so wuchsen. Hier wie bei Gestein Nr. 26 scheint mir am besten anzunehmen, daß die Granaten deshalb vorzugsweise in *s* fortwuchsen, weil der Gesteinsquerschnitt quer zu *s* mehr Intergranularen enthält als der Schnitt in *s*. Intergranularen im Gesteinsgefüge sind die Körnergrenzen. Wer Zirkulation von Lösung im Gestein annimmt, der kann sich nicht die Kristalle, sondern schließlich nur die jeweiligen Intergranularen als Wege denken, wonach mir die Bedeutung der Richtungen mit reichlicheren Intergranularen zu beachten scheint. Die Wegsamkeit der Intergranularen bei kristalliner Mobilisation des

Gesteins läßt sich auch für andere Fälle als für den hier als Beispiel herangezogenen zeigen, was bei anderer Gelegenheit versucht werden soll.

g) Biotitglimmerschiefer (Greiner Schiefer).

Quarz ist sehr stark oblong in *sb* (bis 1:10) ohne Achsenregel, scharf verzahnt bis glatt in den Umrissen. Muskovithäute in *s* bilden zuweilen Geflechte unscharfer Blättchen, manchmal fluidal angeordnet und weisen so auf *ds*.

Biotit liegt zum kleinen Teile in kleineren Fetzen in *s*, meist in großen Exemplaren oblong in *s* mit Winkel $001:s = 45^\circ$; zuweilen unzulös und mit Zeichen der Pressung $\perp s$. Erz bezeichnet Feinschichtung.

Diese ursprünglich vorhandene Feinschichtung erfuhr Abbildungskristallisation und sodann *ds*, welche als *nds* auch die Biotite verletzte. Jedoch entstand ein sich vielfach idealer Kristallisationschieferung näherndes Bild. Denn die Kristallisation dauerte nach *ds* noch fort, wie besonders die unversehrten Karbonatholblasten zeigen. Dagegen erzielte diese Kristallisation keine Verwandlung der parakristallin deformierten Glimmergeflechte in Gebälke. Es ist für die Gesteine vom Sillesschartl charakteristisch, daß die Karbonat (Kalzit — Ankerit) Kristalloblasten auch dann noch unversehrt sind, wenn die Glimmer deutliche Spuren von *nds* zeigen. Die Mobilisation des Karbonats überdauerte die der Glimmer (Biotit, Chlorit, Muskovit).

h) Zu erwähnen ist noch ein Glimmerschiefer, in welchem *nds* nach der Kristallisation in den fluidalen Glimmergeflechten gänzlich vorherrscht. Der Quarz zeigt starke Kataklyse.

Die Teilbewegung in den tektonischen Fazies vom Sillesschartl ist also selten vor, hauptsächlich mit bis nach der Kristallisation erfolgt, und zwar öfter nach der Glimmerbildung und vor der Bildung der Albit- und Karbonatholblasten.

37. (Fig. 8.) Biotitglimmerschiefer unter dem Marmor der Saxalpenwand.

Allgemein zeigt sich an den großen Biotitholblasten (mit *si*) eine nur durch gewaltsame *nds* überwundene Tendenz des Biotits, quer zu *s* zu wachsen, im großen Gegensatz zu Muskovit. Die Kristallisation des Biotits überdauerte hier *ds*, denn es wachsen ganze Rasen unversehrter Biotite quer zu *s*. Allgemein tritt ferner hervor, daß die Quarzkristalloblasten in nächster Nähe von Biotit viel größer werden.

38. a) Granatphyllit (Greiner Schiefer), Huttnerbergalm, Brenner.

Die Granaten enthalten *si* (Quarz, Erz) als Zeichen von Feinschichtung. Fluidale Faltung von Glimmergeflecht erweist starke *nd* nach der Kristallisation.

b) In Kalkglimmerschiefer, ebendort, hat die nachkristalline Teilbewegung auch noch den Kalzit ergriffen.

c) Ganz dasselbe gilt von den kalkhaltigen Grauwacken.

d) Ebenso hat in Glimmerschiefer mit Querbiotit starke, nachkristalline *nds* die Muskovite zu fluidalen Geflechten gemacht, die Querbiotite zerknetet und das Quarzgefüge geregelt.

Umfaltung mit zerrissenen Scharnieren. Es ist das beste Beispiel für nachkristalline Phyllitisierung eines hochkristallinen Greiner Schiefers. Hierbei ist die mechanische Widerstandskraft der Granaten besonders hervorzuheben.

Für die Gesteine im Bereiche der Huttnerbergalm ist also im Gegensatz zum Sillesschartl *nds* nach der Kristallisation (inklusive Kalzit) das Bezeichnende.

39. Bei der Ploderalpe, Tscheich, zeigt der amphibolitische Grenzgneis keine Spuren nachkristalliner Teilbewegung. Glimmerschiefer (Greiner Schiefer) einige Dezimeter mächtig zwischen diesem Grenzgneis und dem folgenden Marmor zeigt *sb* mit oblongen Quarzen und lokal in Geflechte verwandelten Glimmern. Also Spuren von *nds* nach Glimmer. Aber die Falten mit polygonalem Glimmergebälke erweisen die Teilbewegung als eine von der Kristallisation zeitlich überholte.

Der nun folgende Marmor zeigt unversehrtes *sab* aus lappigem Quarz und aus Kalzit.

40. Schiefereinlage im Zentralgneis bei der Gera-Hütte.

Quarz oblong (bis 1 10) in *s*. In dieser Form bereits im unverlegten *si* der Granaten. Dieses *si* enthält Quarz und Erz, der in *se* reichliche Muskovit fehlt. Ein Paraschiefer mit *sab* ohne Spuren nachkristalliner Teilbewegung.

Von St. Jodok nach Osten.

41. a) Ottenspitze, Schmirntal, Albitglimmerschiefer. Quarz ist in *s* oblong ohne Achsenregel, ebenso in *si* des Albits, aber mit viel kleineren Körnern. Muskovit liegt in *se* als gefälteles Geflecht, in *si* (im Albit) sehr selten als kleine, unversehrte Schüppchen. Albitholoblasten ohne *si* freie Schale. Karbonat in *s* unversehrt.

Es fand also Abbildungskristallisation statt von Feinschichtung unter Ausbildung von oblongem Quarz, Muskovit und Tonschiefer-nädelchen. Sodann Fältelung. Dann Albitisation mit Umschließung des bisherigen *s* als *si*. *se* wuchs weiter begleitet von *nd*: es fanden noch Biegungen im Glimmergeflecht zuweilen Verlegung von *si* statt. Zuletzt ging die Kristallisation des Karbonats vor sich. Parakristalline *nd* fällt also zeitlich zwischen die Kristallisation des Glimmers und des Karbonats.

b) Dagegen zeigt ein Gestein gleicher Zusammensetzung mit Ankeritholoblasten vom Gammerspitz stärkste *nds* nach der Kristallisation.

Man sieht stärkste Kataklyse an Quarz und Albit (ohne die geringste chemische Metamorphose) und ein ausgezeichnetes Beispiel für Verwandlung eines da und dort noch erhaltenen hochkristallinen Glimmergebälks in fluidale Geflechte. Die Ankeritholoblasten haben in diesem Falle das durch die Teilbewegung gebildete *sr* als *si* umschlossen, sind aber auch selbst von *nd* noch etwas mitergreifen.

c) In einem benachbarten noch ankeritreicheren derartigen Glimmerschiefer tritt *nds* nach der Karbonatbildung noch viel deutlicher hervor.

d) Auch ein Greinerschiefer vom Gammerspitz zeigt sehr gut *nds* nach der Kristallisation von Glimmer und Quarz, und zwar starke Umfaltung mit *d* im umgestellten *s*.

e) Gneis vom Hohen Nopf mit stärkster *nds* am Quarz und Muskovit. Reste von schon ziemlich hochkristallinem *sb* (Muskovit?) lassen das Ausgangsgestein dieses Tektonits besser als Gneis bezeichnen denn als Porphyroid, trotz vorhandener Porphyrquarze mit Buchten.

f) Nicht so ausgesprochen nachkristallin ist die Teilbewegung im Kalkglimmerschiefer über dem höheren Marmor des Kahlen Wandkopf (Quarz, Muskovit, Kalzit). Quarz ist scharf verzahnt, Glimmer hält zwischen Gebälk und Geflecht die Mitte. Karbonat ist unverletzt. Starke *ds* zum Teil *nds* ist bezeichnend.

Es ist also *nds* nach der Kristallisation für die Gesteine des Kammes Kahler Wandkopf—St. Jodok das Bezeichnende. Nur die Karbonatkristallisation hat die Teilbewegung bisweilen noch überdauert.

42. (Fig. 1.) Selbst in den Lagen im Zentralgneis des Kahlen Wandkopfes, in phyllitisierten Biotitschiefern und Gneisen herrscht hier die nachkristalline Teilbewegung vor.

Man sieht Quarz oblong, scharf und unscharf verzahnt in *sr*, lokal mit geregelten Achsen. Biotit und Muskovit bilden Fetzen in fluidalen Geflechten. Die Feldspate sind zertrümmert. Es ist hier wie in zahlreichen anderen Fällen von *nds* nach der Kristallisation hervorzuheben, daß diese Biotitphyllonite keine Diaphtorite sind, da ihnen deren mineralogische Kennzeichen fehlen. Man begegnet namentlich bei petrographisch nicht vorgebildeten Geologen einer mißverständlichen Gleichsetzung von Diaphtorit und tektonischer Fazies eines kristallinen Schiefers, weshalb solche Beispiele bemerkenswert sind.

Von Kasern im Schmirntal nach Osten.

43. a) (Fig. 13.) Granatschiefer mit Biotit, Südgrat des Kleinen Kaserer.

Dieses Gestein besteht fast gänzlich aus Granat. Biotit bildet unversehrtes, hochkristallines Gebälk in *sb*, an Granat haarscharf absetzend, wenn er ihn quer trifft. Wachsende Granaten können das ganze Biotit-Quarz-Gefüge zwischen sich schließen als *si*. Quarz zeigt auch bei sicheren Holoblasten, welche ungestört als Füllung von Sprüngen wuchsen, scharfe Verzahnung, deren Auftreten demnach nicht mechanische Einflüsse voraussetzt. Kein Zeichen von *ds* ist vorhanden. Feinschichtung in *se* und in *si* durch Erz, Quarz und wenig Biotit bezeichnet, durchzieht ungestört die Granaten.

Die Feinschichtung wurde durch Biotitgebälk hochkristallin. Granatlagen in *sb* traten auf und schlossen noch Reste von *sb* mit Biotit zwischen sich ein. Sie umwucherten *sb* (ohne Biotit) als *si* vollkommen. Der Biotit von *se* schneidet in solchen Fällen am Granat haarscharf ab (entweder aufgezehrt oder jünger als Granat?).

Sowohl Erz als Quarz und namentlich Biotit sind noch kristallin mobil geblieben als die Granaten fertig waren und von scharfen Sprüngen durchsetzt wurden. Denn diese Sprungnetze sind durch Quarz, Erz und Biotit verheilt.

b) Ebensovienig wie in diesem Gestein ist in benachbartem Kalkglimmerschiefer anderes als kristallisierte Feinschichtung durch Kalzit und Erzlagen bezeichnet nachzuweisen.

Gleiches gilt von Biotitquarzit aus dem Hintergrund des Wildlahnertales (Bachbett).

44. Dagegen zeigen die Gesteine im Liegenden also noch näher am Gneis und die Gneise zwischen Kaserer und Olperer starke *ds* vor und während der Kristallisation.

So zwei Typen vom Südgrat des Kleinen Kaserer. Das eine Gestein zeigt *nds* in Form von Zertrümmerung und jenem körnigen Zerfall der Feldspate, welchen Ohnesorge aus dem Hocheder beschrieb (Verhandlungen der k. k. geol. R.-A.), *nds* ist in diesem Falle älter als die Glimmerkristallisation, im zweiten Fall älter als Glimmer und Karbonat. Dasselbe Verhältnis zwischen parakristalliner Teilbewegung und Bildung unversehrter Glimmer zeigen zwei Gneise aus dem Verbindungsgrat zwischen Kaserer und Olperer und ich führe bei dieser Gelegenheit an, daß mir Herr Dr. Ohnesorge die vollkommene Übereinstimmung meiner Proben von Olperergneis mit jenen Hochedergneisen hervorhob, an welchen er den körnigen Zerfall der Feldspate beschrieb, welche nach Einsicht der Präparate im Sinne dieser Ausführungen als eine besondere Form von *nds* zu bezeichnen wäre.

45. Stellenweise, so im Porphyrgneis der Tuxer Klamm und des Krierkars, findet man auch in den liegendsten Gneisen nachkristalline Teilbewegung ganz vorherrschend neben Gesteinen mit vorkristalliner *nds* (Biotitgneis unter dem Kalk der Tuxer Klamm; Friesenbergscharte, nördl. Friesenbergscharte; Rifflerscharte). Diese Gesteine werden hier nur kurz erwähnt, da sie mit anderen schon im Jahrbuch der geol. Reichsanstalt beschrieben sind. Wie dort ausgeführt, handelt es sich bei den damals beschriebenen Glimmerschiefern und Gneisen des Bereiches St. Jodok—Ost um tektonische Fazies, an welchen *ds* durch fluidale Linien und linsenförmiges Verfachen der Elemente in *s* sehr deutlich wird. Bezüglich der weiter vom Zentralgneis entfernten Gesteine gilt, daß nachkristalline *nds* schon ziemlich große Glimmerkristalloblasten vorfindet und in Geflechte verwandelt (z. B. Gneise von Frauenwand und Tuxerjoch). Dagegen zeigen die gneisnäheren Typen und der Gneis selbst im allgemeinen mehr und mehr vorkristalline und parakristalline Gefügebewegung. Ob in solchen l. c. Blastomylonite genannten Typen, in welchen Kristallisation und *nd* gleichzeitig auftrat, die Kristallisation eine Teilbewegung oder lediglich kristalline Abbildung nach *ds* ist, das wage ich derzeit noch in zahlreichen Fällen nicht zu entscheiden. Wahrscheinlich ist, daß beides vorkommt, aber es scheint mir daß Abbildung (Rekristallisation) nach der Deformation ganz sicherzustellen ist und häufiger vorkommt.

46. Unter dem Marmor des Schmittenberges, an dessen orographisch linker Seite liegt Muskowitgneis mit Umfaltung. Diese zeigt einen Zwischentypus zwischen Polygonalbögen und Glimmerbiegung, welche letztere häufig vorkommt, aber als *nd* der Faltung nicht ausreicht. Im wesentlichen hat diese Umfaltung die Glimmer

schon in gut kristallinem Zustand getroffen und auch größere Glimmerscheite gebogen. Die Umfaltung ist am besten als parakristallin aufzufassen.

Schon im gleichen Gesteine überwiegt aber an anderen Stellen nachkristalline *nds* (fluidale Glimmergeflechte und *sr*) und nur die Kristallisation des Kalzits hat noch nachher stattgefunden.

47. Begeben wir uns nun aus diesen Gneisen unter dem Marmor in die über den Marmor gefalteten Gneise des Höhlner, so finden wir in zahlreichen Schlifften nur noch Muster für gänzlich nachkristalline *nds*. Es sind Mylonite mit starker Kataklase, ausgezeichneter Quarzgefüge, fluidalen Geflechten der Glimmer (auch des Biotit) und Haarspalten (Zugrissen) quer zu *s*. Nur in einem Falle wurde noch unversehrter Quarzit gefunden.

So finden wir in einem letzten Beispiel auch durch die diesmal beschriebenen Gesteine die Regel bestätigt, daß die nachkristalline Teilbewegung mit der Entfernung vom Gneis herrschend wird; eine Regel, deren Ausnahmen mit angeführt wurden. Sie harmoniert damit, daß wir nachkristalline Teilbewegung auch in der über dem Kalkphyllit folgenden ehemals schon hochkristallinen „unteren Schieferhülle“ westlich von den Tauern fort immer antrafen. Im Zusammenhange mit der Tektonik kann man wohl sagen, daß in den ehemals nach Grad und Art der Kristallisation und stratigraphisch der unteren Tauernhülle angehörigen Gesteinen nachkristalline Differentialbewegung um so wichtiger wird, je höher sie tektonisch über den Gneisen liegen.

Schneeberger Zug.

Die stratigraphische Zugehörigkeit dieses altbekannten Schieferzuges zwischen Sterzing und Similaun zur unteren Schieferhülle wurde durch Unterscheidung der ihn zusammensetzenden Glieder fester begründet. Hier werden nur die für unsere Frage dienlichen Gesteine des Schneeberger Zuges erwähnt, welche aber den stratigraphischen Charakter als untere Tauernhülle nebenbei miterweisen mögen um so mehr, als auch der vorkristalline Charakter des Gesteins beachtet wird.

Nicht mit Sicherheit zur unteren Schieferhülle ist jedoch zu rechnen Nr. 50 aus Ratschinges, ein Gneis, welcher vollkommen grauem Ötztaler Gneis aus Pfossen gleicht.

48. Zweiglimmerschiefer im Graben zum Wetzelswald Innerridnaun.

Quarz oblong in *sb*; keinerlei *sr*.

In Granatholblasten unverlegtes *si*. Zeichen für *nd* fehlen.

49. a) Amphibolit unter dem Marmor von Innersridnaun (orographisch linke Talseite).

Feinschichtung ist sehr gut durch Erz bezeichnet und durchzieht unverlegt als *si*, zusammen mit Quarz, die vollkommen regellos angeordneten Hornblendeholblasten. Letztere sind ohne jede Beziehung zu *s* und ohne *s* irgendwie zu stören kreuz und quer gewachsen. Es gibt kein Zeichen für Teilbewegung; sicher keine Bewegung nach der Hornblende.

b) Gleiches gilt von Albitamphibolit, Graben über Bacherbauer, Innerridnaun. Ebenso von Biotitgranat-Amphibolit vom Schneeberg, in welchem letzterem jedoch die Hornblende einigermaßen in *s* liegt, mit Siebstruktur durch reichliche Aufnahme von *si*.

50. Gneis unter dem Marmor von Häusern in Inner-Ratschinges. Dieser Zweiglimmergneis (Biotit und Muskovit) mit chloritisierten Granaten und dunklem Epidot zeigt reines *sb*. Quarz ist oblong in *sb*, aber hier wie in anderen Fällen nur dort, wo Glimmer da ist. In solchen Fällen scheint mir das Prinzip von der besseren Wegsamkeit von *s* dem Rieckeschen hinsichtlich der oblongen Quarze vorzuziehen.

51. a) (Fig. 10). Graphitschiefer mit Rhätizit und Granat, Hangend des Marmors in der Zirmaidscharte Inner-Ratschinges.

Rhätizit und Granat haben die Feinschichtung (Graphit, Quarz) umschlossen als sie schon gefaltet war. Jedoch dauerte die parakristalline Teilbewegung noch fort nach der Holoblastenbildung, wie die verlegte Reliktstruktur erweist.

b) Ein Glimmerschiefer, ebendort, zeigt *si* in Granat (Quarz und Biotit) und in Biotit (Quarz), abgebildete Feinschichtung und hinsichtlich der in *sb* oblongen Quarze ganz dasselbe wie 50. Teilbewegung ungewiß; sicher keine nachkristalline.

52. Hochparigg, Ridnaun. Ankeritschiefer mit Chloritgebälk. Teilbewegung wie in 51 b.

53. Dasselbe gilt hinsichtlich der Teilbewegung von folgenden Gesteinen:

a) Kalkglimmerschiefer von der Schneeberger Weißen (*ss* durch Biotit und Erz).

b) Greiner Schiefer aus dem Pockleitenstollen Schneeberg.

c) Biotit-Hornblendeschiefer. Rauhes Joch, Pfelderstal.

d) Greiner Schiefer (Muskovit, Biotit, Quarz, Kalzit) Pfelders.

e) Glimmerschiefer, Gürtelscharte, Schneeberg; Gneis, Gürtelscharte Schneeberg.

f) Glimmerschiefer mit Granat nach Hornblende. Pfossental.

g) Albitamphibolit, Pfossental, In der Grub. *si* unverlegt in Albit enthält bereits sehr kleine wohlausgebildete Hornblenden, ferner Zoisit, Quarz, Erz und Granat. Beispiel für ziemlich spät einsetzende Albitoholoblastenbildung.

h) Garbenschiefer, Faulwand, Pfossental.

Die älteren großen Garbenhornblenden sind verwandelt in Aggregate von kleiner Hornblende und Biotit zu gleichen Teilen. Granatlagen zeigen vorzüglich Feinschichtung an. Querbiotite, Muskovitgebälk.

i) Zweiglimmerschiefer mit Granaten. Die Granaten zeigen Siebstruktur (Quarz, Feldspat, Muskovit). Sie zeigen jederlei Stadium von Chloritisierung ohne Zusammenhang mit Teilbewegung. Biotit und Muskovit liegen in *sb* mit verschieden stark ausgesprochenem Balkencharakter. Manches macht in diesem Falle vorkristalline *ds* wahrscheinlich. Auch in den anderen Fällen läßt sich diese nicht ausschließen, wenn man Fälle wie den folgenden mit in Betracht zieht.

54. Knollengneis vom Schneeberg, Passeier. Quarz oblong in *sb*, nur bei Körnertrennung durch Glimmer (wie in 50, 51). In diesem Falle eines idealen *sb* ist gleichwohl ein sicherer Schluß auf *ds* möglich durch weitgehend ausgeflachte Quarz-„Geröllchen“. Auch ist in einem Falle vorkristalline bis parakristalline Fältelung vorhanden, welche manche Glimmer der Polygonalbögen noch gebogen hat.

55. Glimmerschiefer von der Gürtelscharte Schneeberg zeigt vorkristalline Fältelung (Polygonalbögen des Glimmers).

56. Im Granatglimmerschiefer mit Biotit und Kalzit vom Gipfel der Faulwand im Pfossental zeigt nur das stark verlegte *si* (Quarz) in Granat die Teilbewegung an, welche sonst aus dem feingeschichteten Gefüge kaum zu entnehmen wäre. Die Teilbewegung fand nach Granat und vor Kalzit statt.

Seltener sind im Schneeberger Zug die Gesteine mit nachkristalliner Teilbewegung. Hierher gehören außer dem bereits unter 27 erwähnten Gestein von Gasteig im Ridnaun folgende.

57. Granatglimmerschiefer Pfossental hinter Vorderkaser.

Die Granaten zeigen einerseits Kerne und Zonen aus Quarz, Erz, Graphit, einmal aber auch gefälteltes *si*. Die Feinschichtung ist kristallin abgebildet, sodann erfolgte starke nachkristalline *nds*, welche alle Bestandteile ergriff.

Dasselbe gilt von Zweiglimmerschiefer mit Granat und Albit.

58. Faulwand, Pfossental.

a) Granatphyllit zeigt neben Glimmergebälk, welches nachkristalline *nds* ausschließt, bereits da und dort Geflechte. *si* zieht aber noch unverlegt durch die kleinen Albite. Die Granaten sind teilweise chloritisiert.

b) Phyllitgneis. Ein ganz ähnliches Gestein mit gänzlich (ohne Deformation!) chloritisierten Granaten und starker, nachkristalliner *nds* im fluidalen Muskovitgeflecht.

Opazit durchzieht als *si* unverlegt große Chlorite, welche wohl ehemaligen Querbiotiten entsprechen und deren Wachstumsart durch Interposition illustrieren: *si* rückt in der Richtung *s* un stetig auseinander.

Es scheint, daß im Schneeberger Zug die Gesteine mit nachkristalliner Teilbewegung randlich gegen das Altkristallin liegen (27, 57, 58). Wie schon an Beispielen erläutert, können die Gesteine dieses Zuges sehr wohl mehr *ds* enthalten als heute, nach der Kristallisation aus dem Gefüge nachweislich ist. Die stetige Tektonik, welche zuweilen (so in der Texelgruppe bei Meran) vollständig geschlossene Falten erkennen läßt, weist ebendahin. Aber selbst wenn man geneigt wäre, die Kristallisation im großen Ganzen als Teilbewegung korrelat zu dieser Tektonik aufzufassen, bleibt folgendes zu bedenken.

Das Wachstum sehr vieler Holoblasten der beschriebenen Gesteine ist keine Teilbewegung in *s* und vermittelt keine Deformation und Anpassung an Spannungstrajektorien etwa nach Rieckes Prinzip. Dies ist zum Beispiel bei Chlorit nach Granat oder nach Hornblende deutlich. Dasselbe fanden wir bei Neubildung der großen

Querbiotite (vgl. auch Weinschenk's Mineralogie unter „Biotit“) der unregelmäßigen Hornblendegebälke, der (isometrischen) Albite, der isometrischen Quarze, der Pseudomorphosen von Biotit mit Hornblende nach Hornblende und von Granat nach Hornblende. Wir fanden also bei einer großen Zahl sicherer Holoblasten in unseren geschieferten Gesteinen mit kristallisierter Feinschichtung, daß ihr Wachstum nicht nur keine von *ss* abweichende Struktur begründet, sondern auch keine Anpassung an Deformationen einzelner Kristalle bedeutet; was von Anpassung an Deformationen des Gesteins begrifflich zu trennen ist wegen der Irrelevanz einer gewissen Fassung des Rieckeschen Prinzips für letztere.

Dies gilt auch von Gesteinen, in denen wir vorkristallines *ds* oder Fältelung finden. Es entspricht der „Abbildungskristallisation“ in solchen Gesteinen, daß deren große *s* verquerende Holoblasten, auch wenn sie während der Blastese des übrigen Gefüges entstanden (durch *si* oft ersichtlich), unregelmäßig bleiben und so auch in tektonischen Fazies Teilbewegung und Kristallisation trennen lassen.

Man könnte es in manchen Fällen vorkristalliner *nd* bedenken, ob nicht die Teilbewegung sozusagen durch Umrühren die kristalline Mobilisation für die folgende Abbildungskristallisation fördere. Aber trotz besonderer Aufmerksamkeit auf solche Fälle finde ich gerade große Holoblasten oft in Gesteinen, deren vorherige Durchbewegung wenigstens nicht nachweislich, manchmal aber sogar höchst unwahrscheinlich ist.

Man hat geologisch (Ptygmatitgebiete) und technologisch Anlaß zu der Annahme, daß die kristalline Mobilisation die Deformierbarkeit der Gesteine steigert. Es wäre aber denkbar, daß hierin nicht die Deformierbarkeit des Einzelkorns durch gerichtete Spannung die wichtige Rolle spielt, sondern die gesteigerte Wegsamkeit der Intergranularen, welche die Orte geringster chemischer und mechanischer Festigkeit werden. Und zweitens wäre es möglich, daß, ohne gestaltenden Einfluß von Spannungstrajektorien auf einzelne Kristalle, zum Ausgleich von Differenzen im allseitigen Druck des Gesteins während der Deformation, korrelat zur Deformation Materialtransporte nach Stellen mit geringerem Druck stattfänden. Dies wäre ein von der Korndeformation zu unterscheidender Fall der Kristallisation als Teilbewegung von Deformationen. Man würde sich mit dieser Kristallisationsbewegung den Verhältnissen in erstarrenden Magmen nähern und auf die Möglichkeit von Differenzierung durch Bewegungen achten können. Man könnte das Auftreten der ptygmatischen Falten verstehen in den Gesteinen, deren Mobilisation sich der Wiedereinschmelzung näherte und in den leicht löslichen Salzen. Denn diese Kristallisationsbewegung würde durch die oben vorausgesetzte Wirksamkeit der Gefügemobilisation sehr erleichtert und mit ihr die Deformierbarkeit.

Rensenzone bei Mauls.

Wir betrachten nun die Fortsetzung der Gesteine von Gasteig gegen Osten. Dabei bewegt man sich wieder an der Südgrenze des Tauernkristallin gegen das Altkristallin, welche wir schon mehrfach

durch starke, nachkristalline Gefügebewegung gekennzeichnet fanden. Tatsächlich finden wir auch für die Tauerngesteine der Rensenszone starke *nds* bezeichnend und in der Mehrzahl der Fälle von der Kristallisation nicht überholt. Die nachkristalline, mehrfach diaphthorische *nds* im Altkristallin dieser Zone wurde schon andernorts vermerkt. Sie wird hier zusammen mit vorkristallin durchbewegten Gesteinen des Altkristallin pag. 551 ff. erwähnt.

59. Ankeritgrünschiefer, Rensen, zeigt unversehrten Ankerit in großen Kristallen, Chlorit sowohl gebogen als in Polygonalbögen. Der Hauptsache nach ist *nd* vor Ende der Kristallisation von Karbonat und Chlorit erfolgt.

60. a) Kalkglimmerschiefer, Furkel bei Pfunders, zeigt *sb* ohne *sr*. Man kann jedoch nach allen Erfahrungen aus der Quarzgefügeregel auf *ds* schließen vor der Kristallisation.

Die Quarzkörner sind isometrisch, wenn sie nicht der Glimmer trennt.

b) Dasselbe gilt von Glimmerschiefer mit etwas Karbonat ebendort.

61. „Knopfschiefer“ von der Plattenspitze, sind durch stärkste *nds* phyllitisierte Gneise und Granatglimmerschiefer, deren Feldspate und Granaten aus den phyllitischen Schieferungsflächen ragen. Die Rekristallisation dieser Gesteine reichte hin, sie festzubinden. Musterbeispiele für Quarzgefügeregel.

62. a) Kalkphyllit von der Plattenspitze zeigt stärkste nachkristalline *nds*, welche das Karbonat (ohne Rekristallisation) betraf, das Quarzgefüge regelte und Lagenquarze erzeugte, welche die Ecken von Albiten umfließen.

b) In anderen Fällen ist das Karbonat unversehrt, also jünger als *nds*, deren Zeichen sonst dieselben sind.

c) Ein Kalkphyllit mit Ankerit und farblosem Augit zeigt den zertrümmerten Augit in Glimmergeflechten schwimmend.

63. a) Gneis bis Quarzphyllit von der Rensenspitze zeigt Chlorit-Muskovitgeflecht, Quarzgefügeregel und *sr*.

b) ebenso Albitgneis von der Grenze zwischen Rensengneis und Kalkphyllit.

II. Phyllite.

Bei der Einförmigkeit dieser Gesteine läßt sich nicht an einzelne Schiffe anknüpfen, sondern nur allgemein Gültiges kurz anmerken.

Die Phyllite des Pfunderer Gebirges sind mittelkörnige Quarzglimmerphyllonite, oft mit Biotit. Diaphthorese wurde nicht gefunden.

Die schon kurz gestreiften Quarzphyllite, welche am Brenner (Sillesköpfl) über den Greinerschiefern liegen, sind kataklastische Phyllonite mit rupturreller Teilbewegung.

Die Phyllite bis zur Schöberspitze im Osten (Schmirntal) gleichen den Pfunderer Phylloniten; nur fehlt ihnen der Biotit und sie sind

im allgemeinen etwas weniger klar kristallin, sozusagen weniger „säuberlich“ kristallisiert. Die Quarzphyllite der Tuxeralpen sind ihrer größeren Menge nach (z. B. Hennensteige, Grindl; ebenso die Vergleichsstücke von Treglwang in Steiermark) stark in *s* bewegte, aber nie hochkristallin gewesene Gesteine.

Angefügt sei hier, daß nach einer Reihe von Schriffen der von mir gesammelten Murauer Kalkphyllite in diesen Gesteinen durchwegs starke, nachkristalline *nds* mit Deformation von Quarz, Glimmer und Kalzit vorhanden ist. Letztere zwei Minerale waren vorher als gute Kristalle ausgebildet. Die Murauer Kalkphyllite sind sämtlich sehr typische postkristalline und mit Zerstörung früheren kristalloblastischen Gefüges (kristallisierte Feinschichtung) nichtmolekular in *s* durchbewegte tektonische Fazies. Ebenso ein Stück Kalkphyllit von Obertauern, wovon allerdings nur 1 Schriff vorlag.

III. Bemerkungen über „altkristalline“ Schiefer.

Die altkristallinen Schiefer südlich der Tauerngesteine zeigen in allen untersuchten Proben mit Ausnahme einiger Intrusiva tektonische Fazies. Man findet gute Beispiele für tektonische Fazies auch ohne Kataklyse, z. B. Zoisitamphibolit vom Passenjoch im Pfundersstal. Außerordentlich starke Durchbewegung des Biotits ohne Chloritisierung und sowohl nach als während der Biotitkristallisation zeigt der Augengneis vom Passenjoch (Blastomylonit, Fig. 2). Diese Teilbewegung erfolgte während der Existenzbedingungen des Biotits und ohne Diaphtorese. Im Altaßtale läßt sich an Blastomyloniten das Nebeneinander von *nds*, *mds* und regenerierender Abbildungskristallisation hervorheben; der Biotit ist chloritisiert.

Die Teilbewegung der Intrusiva im Altkristallin nördlich des Brixner Granits ist meist eine nichtmolekulare und von Diaphtorese begleitet.

Manche der im Handstück von randlichen Tauerngneisen nicht unterscheidbaren Biotitaplitgneise der Rensenzone (so über Rensengranit; unter Kalkphyllit des Fensterlekoß) erwiesen sich als geschieferte Aplite des Altkristallin und unterscheiden sich u. d. M. sehr von den viel grobkörnigeren vorkristallin deformierten Aplitgneisen der Tauernhülle (Saxalpenwand). Es ist jedoch beizufügen, daß in der Rensenzone (Graben östl. v. Pfunders) auch Gneise ohne Unterschied von den Tauerngneisen vorkommen.

An den Tauerngneisen selbst läßt sich beobachten, daß bei gleichen Typen die Gneise in größerer Entfernung vom Hauptmassiv (Navisjoch im Navistal Norden der Gneise) viel stärker korrelat zur Bewegung zersetzt sind als ihresgleichen in größerer Nähe des Hauptmassivs (Gneislage von Dun in Pfunders).

Die Gesteine vom Jaufen zeigen auffallend viel regressive chemische Metamorphose, welche nicht mit Teilbewegung zusammenhängt.

Wichtig ist, daß die reichlich (bis zur Arteritbildung) imprägnierten mineralreichen Glimmerschiefer vom Penserjoch bis Taserbauer bei

Meran neben nachkristalliner auch vorkristalline Teilbewegung (Fältelung bis starke Umfaltung) zeigen und Abbildungskristallisation von *nd* ohne Diaphtorese. Sie gehören in dieser Hinsicht mit den Tauerngesteinen den Laasergesteinen und mit manchen anderen Gliedern der Ötztaler Schiefermasse zusammen (siehe unten).

Dagegen ist die Verfaltung der Kalkkögel mit ihrer Unterlage aus Stubai Schiefen ausschließlich diaphtoritisch erfolgt (Burgstall, Kreiter Graben).

Es ergibt sich aus dem oben Gesagten, daß auch unter den Gesteinen des Altkristallin vorkristalline und nachkristalline Teilbewegung vorkommt. Erstere wurde z. B. mit Bezugnahme auf Stücke vom Ötztalesausgang schon früher gelegentlich vom Verf. erwähnt. Es wird die Aufgabe des nächsten petrographischen Bearbeiters dieser Areale sein, auch im Ötztaler und Stubai Massiv vorkristalline und nachkristalline Deformation zu trennen und darauf zu achten, ob erstere an Intrusionen gebunden sei. Nach dem Einblick in sein Schliffmaterial, welchen ich meinem Freunde H a m m e r verdanke, zeigen die Schriffe „Ortler und Ötztaler Gneise“ ganz überwiegend *sb* durch nachmaliges *nds* vollkommen ausgearbeitet; vielfach spielt *nds* ganz und gar die Hauptrolle und bringt auch hier wieder die Quarzgefügeregel mit sich.

Zuweilen beweist *si* (z. B. Erz in Stauroolith), daß kristallisierte Feinschichtung schließlich mechanisch ausgearbeitet wurde.

Dasselbe gilt fast ausnahmslos von den Schiefen „NO-Viertel des Blattes Glurns-Ortler“. Ausnahmen sind Salisatis, Planail, Straße Matsch—Mals, Spitzige Sun—Plantavillas.

Auch am Material aus der Laasergruppe sieht man vielfach, daß Feinschichtung schon vor der Blastese vorhanden war und für *s* die entscheidende Orientierung gab.

Unter den Laaserschiefern sind nicht selten Beispiele für starke *ds* vor bis mit der Kristallisation (Talfraser Graben bei Göflan, östlich Ast), und für vorkristalline Fältelung (Weißkrantl). Freilich wäre eine eigens auf das Verhältnis zwischen Kristallisation und Gefügebewegung gerichtete Untersuchung der Laaser und Ötztaler Schiefer von Interesse, aber etwas scheint mir schon aus H a m m e r s Material hervorzugehen:

Die Laaser Schiefer zeigen als häufigstes Gefüge *sb* (*sab*, *mds*). Ihre Teilbewegung ist von der Kristallisation überholt.

Die Ötztaler Schiefer zeigen vorwiegend *nds* nach der Kristallisation.

Ausnahmen sind auf Seite der Laaser Schiefer anscheinend randlich vorhanden, z. B. SW-Grat der Vertainspitze mit starker *nds*, Eingang in die Tschengeiser Schlucht.

Vielleicht geologisch wichtiger sind die Ausnahmen auf Seite der Ötztaler Schiefer. Z. B. treten in den Nachbargesteinen des Amphibolits von der Schlinigalm vorkristalline Falten auf. Ebenso hat in einem breiten Streifen, aus dem ich nur die Punkte Ötztaler Hochjoch—Weißkugelgruppe—Elferspitzgruppe nenne, die Kristallisation jederlei Gefügebewegung überdauert, wie wir dies für die meisten Tauernschiefer bezeichnend fanden. Diese Gesteine kommen also, was das Verhältnis zwischen Teilbewegung und Kristallisation anbelangt,

neben die Tauern, Laasergesteine, mineralischen Glimmerschiefer von Pens etc. zu stehen; vielleicht am nächsten neben die letztgenannten. Ob hiermit eine ähnliche stratigraphische Stellung verbunden ist, bleibt derzeit dahingestellt. Näher scheint mir die Frage zu liegen, ob nicht die Intrusionen mit dem vorkristallinen Charakter der Gefügebewegung zusammenhängen, welche sowohl bei den Penser Glimmerschiefern als nach Hammer's mündlicher Mitteilung bei den erwähnten Ötztaler Gesteinen bis zu Arteriten führen.

Vielleicht gelingt es, in den Ötztaler Gesteinen eine Gruppe mit Intrusion und überdauernder Kristallisation durchbewegter Gesteine noch da und dort hervorzuheben und ihre Deformation als eine ältere Tektonik von Bewegungen wie der von Hammer untersuchten Aufschiebung des Elferspitzkristallins auf die Gebilde des Engadiner Fensters zu trennen.

Anhang.

Über Albitisation.

Mit Albitisation kann man die Kristallisation der Albite bezeichnen, ohne damit etwas über Stoffzufuhr zu behaupten. Die Albitisation erfolgt in Gestalt einer lokalen Imprägnation des Grundgewebes mit Albitindividuen. Von einer Imprägnation kann man sprechen, weil die Albitindividuen, wie bekannt, mit weitgehender Schonung des bereits vorhandenen Gefüges wachsen und dasselbe hierbei nicht mechanisch verändern, sondern als interne Reliktstruktur (z. B. Helizitstruktur Weinschenk's) umwachsen, als Dauerpräparat aus der Zeit vor der Albitisation aufbewahren und unter gewissen Vorbehalten einen oft lehrreichen Vergleich mit dem externen Gefüge gestatten.

Die Gestalt der Albitohloblasten ist in der Regel isometrisch, zuweilen geradezu kugelig. In diesem Falle schließen sich die da und dort im Grundgewebe keimenden Kristalle bei gegenseitiger Berührung zu idealer Pflasterstruktur zusammen aus Körnern mit isometrisch polygonalem Querschnitt. Solche Querschnitte entstehen in der Weise, daß etwas vor der Berührung und bei der Berührung sich wachsend begegnender isometrischer Keime vermehrte Stoffzufuhr gegen den Berührungspunkt erfolgt, nach einem in der Gesteinskunde vielfach wirksamen Prinzip. Hierbei entstehen biskuitförmige Stadien, wie bei anderen Konkretionen, welche sich mit wachsenden Oberflächen begegnen.

Die Gestalt der Albite kann aber auch oblong sein. In diesem Falle entspricht der längere Durchmesser der Richtung von *si* im Kristall, ohne daß dieses *si* selbst gedehnt wird. Dies gilt gleichviel, ob nun *si* verlegt oder unverlegt vorliegt. In ersteren Fällen ist es bisweilen um so deutlicher, daß die oblonge Form der Albite auf das Prinzip der leichteren Stoffzufuhr in *s* zurückzuführen ist und keine Anpassung der Gestalt an gerichtete Spannungen bedeutet.

Niemals, weder in den schwachkristallinen noch in den hochkristallinen Albitphylliten noch in den Albitgneisen des von mir untersuchten reichlichen Materials erfolgt die Kristallisation eines Einzelindividuums nachweislich als „tektonoblastische“ Teilbewegung einer

Deformation. Da es sich hierbei um Typen der obersten bis mittleren Stufe Grubenmanns handelt auf deren Kristallisation gerichtete Spannungen am meisten Einfluß hätten, wäre um so mehr hervorzuheben: Die Kristallisation der Albite erfolgt ohne Anpassung ihrer Form an gerichtete Spannungen.

Von solcher Anpassung eines Kristallindividuums an gerichtete Spannungen ist begrifflich zu unterscheiden eine Kristallisationsbewegung, welche in vermehrter Albitbildung in den Kniehöhlen gestauchter Einlagen im Schiefer besteht. Denn bei solcher Kristallisationsbewegung, welche an meinem Material in einem Falle wahrscheinlich ist, paßt sich nicht ein Kristallkorn z. B. nach Rieckes Prinzip der Druckverteilung an, sondern eine bestimmte Substanz gelangt am Orte mit günstigen Druckverhältnissen zum Absatz, wobei Differenzen im ungerichteten Druck und nicht Druckrichtungen das Wichtige für diese Art von Teilbewegung sind.

Diese Kristallisationsbewegung spielt für das Zustandekommen der Schieferung überhaupt keine Rolle, wohl aber als Teilbewegung mancher Deformationen.

Der Zustand des Grundgewebes vor der Albitisation ist im Grade der Kristallisation verschieden.

si besteht auch ganz in der Nähe der Zentralgneise und bei stärkster Albitisation bisweilen nur aus opazitischer Substanz, was freilich in manchen Fällen auch auf eine Aufzehrung von Quarz und Glimmer bei der Albitisation zurückgehen könnte. Bisweilen ist das Gefüge durch Ausbildung von Glimmern oblongen Quarzen, Epidot etc. schon vor der Albitisation ziemlich hochkristallin geworden. Daraus, daß der Entwicklungszustand von *si* im Albit jeweils für größere Gesteinspartien derselbe ist, kann man entnehmen, daß die Bildung der zahllosen im Gestein verstreuten Albite jeweils eine verhältnismäßig gleichzeitige war und eine ganz ausgesprochene Entwicklungsphase des Gesteins bedeutet. Andernfalls hätte man wohl in den verschiedenen Albiten verschiedene Entwicklungsstadien des Grundgefüges zu erwarten, welches ja häufig eine Entwicklung vom Ton-schiefer bis zum hochkristallinen Glimmerschiefer durchlief.

Durchbewegung des Gefüges ist in Gestalt von Fältelung oft schon vor der Albitisation vorhanden. Sie dauert aber gewöhnlich nach, zuweilen auch nachweislich während der Albitisation gleichsinnig oder in einem anderen Sinne fort und erreicht sehr oft erst nach der Albitisation ihren Höhepunkt (verlegtes *si* in den Albiten oder in deren Kern).

Auch die Bewegung der Albite kann durch die Kristallisation anderer Minerale überholt werden und nur noch an der verlegten Reliktstruktur kenntlich sein, wie an vielen Beispielen gezeigt wurde.

Erläuterung der Bilder.

Die in Klammern den Bildern beigegebenen Zahlen entsprechen der Numerierung im Texte.

1. Biotitphyllit im Kalk des Kahlen Wandkopf, Schmirn, Brenner. Tektonische Fazies eines Tauerngneises ohne Diaphthorese. Bildung von Glimmer- (Biotit-) Geflechtem durch *nds* nach der Biotitkristallisation.

2. Zerklüfteter Augengneis; Passenjoch, Pfunderstal; „Mühlwälder Augengneis“. Tektonische Fazies eines „altkristallinen“ Gneises ohne Diaphthorese.

Halbfluidale Struktur des Biotits zwischen den Augen anlässlich einer Durchbewegung mit und nach der Biotitkristallisation.

3. Quarzphyllit mit Granaten über dem Tribulaundolomit, Santigjoch bei Gossensaß.

Tektonische Fazies eines ehemals ziemlich hochkristallinen Glimmerschiefers durch nachkristalline Teilbewegung.

4. Phyllit, welcher den Magnesit von Tux begleitet. Beginnende Albitisation.

5. Albitphyllit. Gamskarspitz bei Hintertux. Oblonge Form der als Imprägnation längs *s* auftretenden Albitindividuen *a*. + Nikols. Dunkelstellung der Albite.

6. Granitgneis, Schloßkopf, Inzing, Inntal. Aus Material Ohnesorge: „vollständig umkristallisierter Granitporphyr.“

Glimmergebälk ungefähr in *s*. *ds* gänzlich von der Kristallisation überholt. Zeigt auch den von Ohnesorge beschriebenen körnigen Zerfall der Feldspate.

7. Glimmerschiefer (Greinerschiefer) über Stranes, orographisch linkes Gehänge des Ridnauntals bei Sterzing.

Scheitform der Glimmer. Als einzige mechanische Läsion des ringsum unversehrten hochkristallinen Gefüges: Pressung des hellen Muskovits in der Mitte durch Biotit (unten); Wachstumsdruck des Biotits.

8. Glimmerschiefer unter dem Marmor der Saxalpenwand am Brenner.

Biotite in *s* bisweilen noch von *ds* ergriffen und Biotite quer *s*, welche, vollkommen unversehrt, Teilbewegung in *s* nach ihrer Kristallisation ausschließen lassen.

9. Amphibolit, Gipfel der Schleierwand bei Goßensaß. Holoblasten von Hornblende, Quarz und Albit durchwachsen mit vollkommen unregelmäßigen Achsen *s*, welches durch Feinschichtung (Erz) bezeichnet ist. Keinerlei *d*.

10. Greinerschiefer, Zirmaidscharte, Ratschings. *s*, Feinschichtung durch Graphit, durchzieht als *si* nur wenig verlegt und verändert den großen Rhätizitholblasten.

11. Greinerschiefer, Graben zwischen Flans und Tschöfs bei Sterzing.

Granaten mit unverlegtem *si* und oblong in *s* infolge besserer Wegsamkeit längs *s*.

12. Graphitglimmerschiefer, Grubwald, Pfitsch. Klastische Form der Quarze in kristallinem Schiefer ohne Kataklase.

13. Granat-Biotitschiefer, Südgrat des Kleinen Kaserer, Schmirntal, Brenner. Unverlegtes *si* in Granaten in der Ausbildung stark abweichend von *se*. Letzteres ist Abbildungskristallisation von Feinschichtung.

Biotitfüllung der meist quer *s* verlaufenden Sprünge im Granat erweist die lange Dauer der Biotitkristallisation unter Bedingungen, welche rupturale Deformation der Granaten zuließen.

14. Biotitschiefer nächst Kontakt mit Aplit, Graben bei St. Jakob im Pfitschtal. Kontaktmetamorpher Amphibolit, dessen Schieferung durch Biotitbildung in *s* gesteigert ist.

Sachverzeichnis.

(Die nebenstehenden Ziffern geben die Seitenzahlen an.)

Abkürzungen 568.	Quarz, Form der Körner 574, 576, 578, 584, 587.
Biotitgeflechte 584.	Quarzgefügeregel 577, 580.
Blastomylonite 585, 591.	Querbiotite 575, 582, 588.
Diaphorite 584, 591.	Steigerung von <i>s</i> 572, 574, 576, 578.
Feinschichtung 570, 573, 574, 576.	Teilbewegung und Kristallisation, Übersichten 567 ff., 574, 575, 582—586, 588, 590—593.
Generationen, zeitliche 570, 571, 573.	Wegsamkeit von <i>s</i> 572, 578, 581, 587, 589, 593.
Granaten, mechan. Widerstand 579.	
Hof um Biotit 570, 582.	
Kristallisationsbewegung 588—9, 593—94.	
Metamorphose ohne Korndeformation 587, 588, 591.	

Inhalt.

	Seite
Einleitung	567 [1]
I. Untere Schieferhülle der Tauern	569 [3]
Hochfeiler und Sengesser Kuppel	569 [3]
Pfitschtal	575 [9]
Sterzing, Pfärsch, Ridnaun	577 [11]
Brenner bis St. Jodok	580 [14]
Von St. Jodok nach Osten	583 [17]
Von Kasern im Schmirntal nach Osten	584 [18]
Schneeberger Zug	586 [20]
Renzenzone bei Mannd	589 [23]
II. Phyllite	590 [24]
III. Bemerkungen über „alkristalline“ Schiefer	591 [25]
Anhang: Über Albitisation	593 [27]
Erläuterung der Bilder	595 [29]
Sachverzeichnis	596 [30]

2. Über Kristallisation und Faltung einiger Tiroler Schiefer.

Einleitung.

Seit 1909 (Verh. d. k. k. geol. R.-A.) war es das in mehreren Veröffentlichungen zum Ausdruck gebrachte Bestreben des Verfassers, auf den Wert einer Betrachtung der Teilbewegungen hinzuweisen und die Teilbewegungen im Zusammenhange mit den tektonischen Deformationen zu betrachten, zu welchen sie gehören. Bei dieser Gelegenheit wurde auf die Betrachtungsweisen der Deformationskunde treibenden Techniker aufmerksam gemacht und für dienlich gehalten, die Betrachtung der Teilbewegungen, zunächst bei einfachen tektonischen Formen, für sich und noch vor einer Debatte über die „gebirgsbildenden Kräfte“ zu betreiben.

Die geologischen Aufnahmegebiete des Verfassers (Zentralalpen) zeigen bekanntlich in hohem Grade „stetige“ Umformungen, das soll heißen Umformungen, bei welchen die Größe der die Teilbewegung ausführenden Teile im Verhältnis zur Größe des deformierten Körpers so gering ist, daß die fließenden Umformungen entstehen, welche man heute in zahlreichen Querschnitten dargestellt findet.

Da die Gesteine der Zentralalpen gewöhnlich geradezu Korn für Korn bewegt sind, war es möglich, schon an verhältnismäßig kleinen durch Dünnschliffe noch studierbaren Umformungen die Teilbewegung im Gefüge zu untersuchen. In vielen Fällen gelingt es, solche einer genauen Untersuchung noch zugängliche Deformationen (durch die Erfahrungen bei der geologischen Aufnahme und wohlüberlegte Auswahl des Materials für die ziemlich teuren Schliffe) mit Sicherheit als Teilbewegungen tektonischer Bewegungen zu erkennen. Man gelangt so vor manche neue Aufgaben, unter welchen ich hier die Frage nach den Beziehungen zwischen Teilbewegung und Kristallisation durch das Studium von Faltungen in kristallinen Schiefen zu fördern versuchte.

In allen Wissenschaften, welche sich mit Gegenständen befassen, deren Querschnittsbild sich mit der Richtung des Schnittes ändert, wird das größte Gewicht auf gute Orientierung der zu untersuchenden Schnitte gelegt. Dagegen gibt es noch große Institute, in welchen auf die Orientierung der Gesteinsschliffe und auf die Vorrichtungen, womit man orientierte Schliffe macht, wenig Gewicht gelegt und ein für manche Fragen unbrauchbares Schliffmaterial hergestellt wird. Die Firma Voigt und Hochgesang, Göttingen, hat auch diesmal nach meinen Tuschmarken gutorientierte Schliffe aus den Falten geschnitten.

Dank den optischen Untersuchungsmethoden, welche im Dienste der Mineraldiagnose unter dem Mikroskop eingeführt wurden, ist man in der Lage, die geringsten Anfänge mechanischer Deformation an Mineralkörnern zu sehen, da die anisotropen gesteinsbildenden Minerale schon vor der Ruptur wohlbekannte Veränderungen ihrer optischen

Verhältnisse erfahren und im Schliß zwischen Nikols in Form von Störungen ihre Interferenz erkennen lassen (z. B. undulöse Auslöschung an Quarz und Glimmer, Zwillingslamellen an Kalzit). Dazu kommt, daß viele Gefüge schon infolge der Kornkonturen mechanisch sehr empfindlich gebaut sind. Es wäre geradezu schwierig, ein Gefüge zu erfinden, welches die geringste Kornverschiebung und schon das Bestreben solcher Gefügebewegungen so ausgezeichnet kontrollierbar macht wie z. B. ein stark verzahntes Quarzgefüge, in welchem unversehrte Quarzkörner lückenlos schädelnahtartig ineinander greifen und keine latente Verschiebung gestatten; oder ein Gefüge, in welchem kreuz und quer gestellte Glimmerblättchen oder Kristallnadeln von irgendeiner Seite kommenden Druck registrieren; oder ein Gefüge, in welchem strauchartig verzweigte Einzelkristalle durch optische Störungen in ihren Zweigen wie mit empfindlichen Fühlern auf jede Bewegung in dem von ihnen durchwachsenen Gefüge reagieren.

So gibt es also unter den Gesteinen zahlreiche, deren Gefügebewegung sich vielseitiger und gründlicher studieren läßt als die Gefügebewegung in Metallen. Übrigens sind sehr viele Fragestellungen der Petrographie und Metallographie gemeinsam nicht nur auf dem Gebiete der Erstarrung, wo das in einem Referat in Links „Fortschritten der Mineralogie“ von anderer Seite übersichtlich gemacht wurde, sondern auch auf dem Gebiete der Deformation, auf welchem die Petrographie sogar manchen Vorsprung besitzt, welchen sie der guten Kenntnis der gesteinbildenden Minerale, der Möglichkeit im Dünnschliffe zu untersuchen, der Mannigfaltigkeit des Materials und den hiermit zusammenhängenden Fragestellungen verdankt. Ist der Spielraum für Experiment und direkte praktische Verwertbarkeit der Ergebnisse auch derzeit ein sehr geringer, so darf man wohl die Bedeutung einer Gefügekunde, welche Teilbewegung und Kristallisation systematisch betrachtet sozusagen einer Petrographie der deformierten Gesteine für die Geologie hervorheben, da es sich ja meist um tektonische Gesteinsfazies handeln wird.

Die Beobachtungen an den der Untersuchung im Schliß zugänglichen Fa'tungen lassen sich übereinstimmend an die mit viel zahlreicheren gewöhnlichen Schliffen erhaltenen Befunde über das Verhältnis der Teilbewegung in s zur Kristallisation anschließen. Demnach gehören in der Regel Faltung und Bewegung in s derselben Durchbewegungs-Phase an. Es ist in der Regel mehr als wahrscheinlich, daß diese Durchbewegung einer tektonischen Hauptphase entspricht.

Was die Faltung betrifft, so wurde vom Verfasser bereits in früheren Arbeiten manches hervorgehoben, was sich aus der technologischen Betrachtungsweise ergibt. Es sei daher hier nur noch kurz erinnert an die Möglichkeit von Biegetrajektorien in Falten, an die Unterscheidung von Faltung und Biegung, an die Abbildung der bei Faltung auftretenden Teilbewegungen und Kräfte (Spannungsdoppelbrechung in Gallerten, aufgedruckte Kreismuster an plastischem Material und an Karton oder Papierpaketen etc.), an Falten, welche mit und ohne Leitung gerichteten Druckes entstanden und ihre Erkennungszeichen (Stauchfaltenregel) an die Bedeutung der Bewegung

in *s* bei Faltung und die Bedingungen dieser Bewegung, an die Bedeutung der relativen Größe der „Gefügeelemente“, welche die Teilbewegungen ausführen. Besonders wäre für das Folgende die „zur Faltung korrelierte Streckung“ in Erinnerung zu bringen, bei welcher die Ausweichung normal zum umformenden Druck erfolgt. Alles Dinge, von denen oft hervorgehoben wurde, daß sie für geologische Profile gerades gut gelten wie für Dünnschliffe. Der Verfasser beabsichtigt alles dies bei späterer Gelegenheit noch lehrhaft zusammenzustellen, ohne bei diesen schrittweisen Berichten über die Fortschritte in solchen Studien jedesmal alles zu wiederholen, um so weniger, als ihm doch scheint, daß manches von der in jenen früheren Arbeiten geübten technologischen Betrachtungsweise derzeit schon eher in der Fachliteratur angetroffen werden kann als damals.

Außerdem weiß der Verfasser, daß sein lieber Arbeitsgenosse und erster Lehrer in der Geologie Dr. O. Ampferer nunmehr Studien in dieser Richtung an seine Arbeit über das Bewegungsbild von Faltengebirgen anzuschließen gedenkt, so daß wir in Anbetracht der zur Eile drängenden Kriegszeit übereinkamen, zunächst unabhängig voneinander unsere Studien niederzuschreiben, hierbei aber zur Vermeidung allzu vieler Parallelismen eine gewisse Arbeitsteilung im Auge zu behalten. Auch ist durch die Arbeiten von Schmidt, Leoben, Belehrung über Teilbewegung in Gesteinen und Metallen zu erwarten. Demgemäß bespreche ich derzeit von meinen allgemeineren Betrachtungen nur das, was unmittelbar zur Deutung meiner Präparate gehört.

Bezüglich einiger Abkürzungen siehe die vorhergehende Arbeit.

Die hier unternommenen Studien schließen sich namentlich an folgende Vorstudien des Verfassers an:

1. Abbildung der bei geologischen Experimenten auftretenden Kräfte und Verschiebungen im Material. Verhandl. der k. k. geol. Reichsanst. Wien 1909, Nr. 16.
2. Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. Tschermaks Mineralog. u. Petrogr. Mitteil. 1911, XXX. Wien.
3. Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1912.
4. Referat über Lächmanns Beiträge zur Plastizitätsfrage. Verhandl. der k. k. geol. Reichsanst. 1912, Nr. 17.
5. Referat über Starcks Tauernstudien. Verhandl. der k. k. geol. Reichsanst. 1913, Nr. 9.
6. Studienreisen im Grundgebirge Finnlands. Verhandl. der k. k. geol. Reichsanst. Wien 1914, Nr. 3.
7. Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. Verhandl. der k. k. geolog. Reichsanst. Wien 1914, Nr. 9.

I. Allgemeinere Bemerkungen.

Vorkristalline Deformationen sind solche, bei welchen die Kristallisation eines oder mehrerer Gefügeelemente die Deformation zeitlich überdauert hat, also nach der Deformation noch stattfand.

Man erkennt im Gefüge solche Deformationen daran, daß die nichtkristallinen Korndeformationen (Biegung, Bruch) entweder fehlen oder, als Teilbewegungen der Deformation betrachtet, quantitativ nicht ausreichen; so z. B. wenn sich bei starker Fältelung in einem hochkristallinen Schiefer ab und zu unter den unversehrten Glimmern, welche die polygonalen Faltenscharniere bilden, gebogene Individuen vorfinden. Wir trachten hier den Fall gänzlichen Fehlens korrelater nichtkristalliner Korndeformationen zu erklären, weil mit den Erklärungsmöglichkeiten für diesen Fall auch die Fälle mit unzulänglichen nichtkristallinen Korndeformationen erledigt sind.

Solche Deformationen mit unversehrtem kristallinem Gefüge können

1. entweder korrelate Korndeformationen der unversehrten Einzelkörner zeigen
2. oder nicht.

Im 1. Fall hat zweifellos die Molekularbewegung, in welcher die Kristallisation besteht, die Rolle einer zur Deformation korrelaten Differentialbewegung gespielt. Es ist zweckmäßig, diesen Fall mit korrelater Korndeformation als die erste der möglichen und beobachtbaren Kristallisationsbewegungen zu unterscheiden von der Kristallisationsbewegung ohne korrelate Korndeformation. Das bekannteste Beispiel für erstere ist die Kristallisationsschieferung Beckes.

Im 2., viel häufigeren Fall, wenn also im unversehrten kristallinen Gefüge eines deformierten, z. B. gefalteten, Gesteins korrelate Deformationen der Einzelkörner fehlen, wurden zwei Möglichkeiten begrifflich unterschieden, welche sich praktisch nicht ausschließen und bei derselben Deformation eine Rolle spielen können.

Diese zwei Entstehungsmöglichkeiten sind: a) kristalline Abbildung der fertigen Deformation (wie irgendeiner anderen Struktur, z. B. Feinschichtung, Fossil). Hierbei folgt die entscheidende, das letzte Gepräge gebende Kristallisation des Gesteins nach der Deformation; zuweilen wohl wie eine mechanische Erstarrung nach einer Phase größerer Beweglichkeit. Es können hierbei entweder die mechanischen Korndeformationen der Deformationsphase durch Umkristallisation verschwinden. Oder es kann die Deformation an wenigkristallinem Material erfolgt sein, welches erst nach der Deformation die Vergrößerung seiner (sedimentär oder durch Deformationen gerichteten) Keime zu größeren Körnern und die Neubildung von Holoblasten erfuhr. Dieser Fall scheint mir nach meinen bisherigen Untersuchungsmaterialien eine wichtige Rolle zu spielen.

b) Es ist möglich, daß eine Kristallisation korrelat zur Deformation als eine Differentialbewegung derselben erfolgt, ohne daß Einzelkörner korrelate Deformationen, z. B. im Sinne des Rieckeschen Prinzips zeigen.

Diese Kristallisationsbewegung ohne korrele Korndeformation spielt eine wichtige Rolle. Hierher gehören die kristallinen Ausheilungen aller tektonischen Rupturen im Gestein, bei welchen bestimmte, bei den jeweiligen Bedingungen gelöste und mobile Stoffe sich an die Orte mit Absatzmöglichkeit begeben. Das absolute Ausmaß solcher Rupturen ist hierbei nebensächlich und wir beobachten begrifflich gleiche Kristallisationsbewegung an Gängen wie an Haarspalten und noch viel feineren Rupturen, deren Verheilung z. B. Jahrb. der geol. Reichsanstalt 1912, pag. 255 ff., beschrieben ist. Wir begegnen ferner nichts neuem, wenn wir nun auch die kristallin regenerierten Blastomylonite hier anschließen und alle Fälle, in welchen Kornrupturen durch die jeweils charakteristische mobile Lösung ausheilen. Oft verändern sich die Zusammensetzung der mobilen Lösung und die Ausscheidungsbedingungen, wie uns zeitliche Mineralgenerationen in kristallinen Schiefen und die Erscheinung der gemischten Gänge lehren, welche letztere auch in Haarspalten zuweilen noch sichtbar ist. In allen diesen Fällen wäre nicht nur die Kristallisation als Differentialbewegung tektonischer Deformationen verschiedensten Ausmaßes zu betrachten, sondern auch zu beachten, daß sich in weitaus den meisten Fällen gleichzeitig hiermit auch eine chemische Entmischung des deformierten Gesteinskörpers vollzieht.

Man kann nun die Frage, wie die chemische Mobilisierung zustande kommt, zunächst beiseite lassen und nicht nach der Auflösung, sondern nach dem Absatz der beweglichen Stoffe fragen. In manchen der oben angeführten Fälle mögen die Orte mit den besten Absatzbedingungen offene Rupturen gewesen sein. Es ist aber in vielen Fällen wahrscheinlich, daß die Deformation nicht bis zu einer offenen Ruptur gedeiht, sondern letztere in statu nascendi, sozusagen bevor sie eine Wunde ist, schon ausheilt, indem an bestimmten, z. B. vor Druck besser geschützten Stellen im Gestein bestimmte Stoffe, sich anreichernd, auskristallisieren; so in den Augenwinkeln der Augengneisfeldspate, an manchen Stellen widerstandsfähiger Faltscharniere etc.

Auf diese Weise kann sich die Kristallisation chemisch und räumlich an Inhomogenitäten des Druckes im Gestein anpassen und zugleich eine Kristallisationsbewegung in unserem Sinne, d. h. eine Teilbewegung einer Deformation sein.

Für die jetzt besprochene Art der Kristallisationsbewegung ist es wesentlich, daß sich die Stoffe an Orten mit günstigen Druckbedingungen absetzen, was schon voraussetzt, daß sie weniger günstige Orte verlassen haben, also wandern und zur Umformung des Gesteins als molekulare Differentialbewegung in Beziehung stehen; ohne daß Druckrichtungen hierbei zum Ausdruck gelangen oder irgendwelche Rolle zu spielen brauchen. Ein Gestein, in welchem nur gewisse Stoffe solche Kristallisationsbewegungen als Teilbewegung einer Deformation ausführen, wird „*teilweise fließend*“ umgeformt; ein Begriff, den das Studium der Gesteinsdeformationen so wenig entbehren kann, wie z. B. den der Abbildungskristallisation.

Es ist nun der Fall denkbar, daß sämtliche für eine Deformation erforderlichen Teilbewegungen in einem Gesteine in Form von Kristal-

lisationsbewegung (mit oder ohne korrele Korndeformation) vor sich gehen und daß sich das Gestein hierbei als eine unter den gegebenen Bedingungen (welche mineralogisch-chemische Verhältnisse und die Deformationsgeschwindigkeit betreffen) zähe Flüssigkeit stetig deformiert. Bis jetzt aber ist mir eine Gesteinsdeformation, durch deren Gefüge dieser Idealfall unzweifelhaft würde, weder unter den mineralogisch einheitlichen noch unter den mineralogisch zusammengesetzten Gesteinen begegnet.

Ja es wird sich im Verlaufe der folgenden Beschreibungen von Falten zeigen, daß sich die Abbildungskristallisation einer fertigen Deformation besser und häufiger nachweisen ließ als während der Faltung erfolgende Umkristallisations- und Ausheilungsprozesse, welche eine Kristallisationsbewegung der Faltung darstellen würden. Und ich glaube, daß man geradezu von einer mechanischen Erstarrung mancher heftig durchbewegten kristallinen Schiefer anläßlich ihrer Kristallisation sprechen darf; da nach derselben das Gefüge viel weniger leicht beweglich war und tatsächlich keine Teilbewegung mehr stattfand. So mag mancher vorkristallin heftig durchbewegte (auch sedimentäre) Teil eines Gebirges in seiner Bewegungsphase die Störung des inneren Gleichgewichts, welche die Kristallisation ermöglichte, erlebt haben und hernach den neuen Bedingungen gemäß kristallin erstarrt sein.

Es ist zu überlegen, welche Beziehungen bestehen zwischen Kristallisationsbewegung ohne korrele Korndeformation und zwischen Kristallisationsschieferung im Sinne Beckes.

Wenn ein Korn an der gepreßten Stelle schwindet und an minder-gepreßten Stellen wächst, so scheint mir dieser Fall theoretisch ebenso möglich wie Kristallisationsbewegung ohne korrele Korndeformation. Der Fall, daß Schwinden und Wachsen am selben Korn erfolgt, ist lediglich ein ohne weiteres möglicher Spezialfall, welcher zur Abbildung von Druckrichtungen nach Beckes Annahme führt. Wenn man nun aber nach Beispielen hierfür sucht, so ist immer im Auge zu behalten, daß es mehrere andere Wege gibt, auf welchen es zur Bildung oblonger Körner kommen kann; so die Wegsamkeit von s für Stoffzufuhr und Weiterwachsen, ferner die Einstellung heterometrischer, gänzlich neugebildeter Kristalle in s schon in statu nascendi, welche letztere mir übrigens nicht immer die bedeutende Rolle zu spielen scheint, welche ihr viele zuweisen. Z. B. verweise ich hier auf die in der Arbeit über „Feinschichtung, Teilbewegung und Kristallisation im Kleingefüge einiger Tiroler Schiefer“ abgebildeten Schiffe aus Hochedergneis (Material Ohnesorge). In solchen sehr verbreiteten Fällen scheint mir weder Einstellung von Neubildungen in s noch Korndeformation nach Becke-Riecke in Frage zu kommen, obgleich es sich um einen gut geschieferten Schiefer handelt, welcher aus einem Granit entstand.

Es gibt eine Definition, welche als zähflüssig einen Körper definiert, der unter dem Einfluß einer konstanten Kraft eine fortschreitende Deformation erleidet. Diese Definition enthält viel Unbestimmtes, selbst wenn man als konstante Kraft die Schwerkraft nimmt,

in welchem Falle Festigkeit oder Flüssigkeit eines Körpers gar von seiner äußeren Form abhängen würden.

Man wird besser überhaupt nicht sagen, ein Körper ist zähflüssig, der andere fest, brüchig etc. etc.

Alle diese Attribute gelten für den betreffenden Körper nur unter bestimmten Bedingungen (Deformationsgeschwindigkeit, Druck, Temperatur), wozu bei Körpern, welche, wie die meisten Gesteine, aus ganz verschiedenen Elementen zusammengesetzt sind, noch weitere Bedingungen kommen. Es ist also irreführend, wenn man, ohne solche Bedingungen zu fixieren, sagt, ein Körper ist so oder so. Besser ist es zu sagen: Ein Körper deformiert sich unter den und den Bedingungen so oder so. Und wer Gefügekunde deformierter Körper treibt, der sagt zunächst besser als alles dies: Ein Körper hat seine Deformation mit so oder so gearteten Teilbewegungen erlitten. Diese können rupturrell oder blastisch oder auch mechanische stetige Deformationen einzelner Gefügeelemente sein. Fügt man solchen Angaben noch die Beschreibung der Gefügeelemente bei, so ist alles gesagt, was man aus dem Gefüge rückschließend über die Deformation eines Körpers sagen kann, während ein im Sinne der oben gegebenen physikalischen Definitionen als zähe Flüssigkeit deformiertes Gestein sowohl ein Mylonit als ein erstarrendes Magma sein könnte oder ein Gestein, dessen Rupturen während der Deformation sukzessive kristallin verheilen. Die Stetigkeit einer Deformation wird um so größer, je kleiner die sich differentiell gegeneinander verschiebenden Gefügeelemente sind, verglichen mit den Ausmaßen des korrelierten deformierten großen Körpers.

Eine besondere Beachtung muß man ferner bei Überlegungen über Gesteinsdeformationen der Zeit schenken. Wenn die betrachtete Deformation in einer gewissen Zeit T vor sich geht, so gehen auch alle zur Deformation gehörigen Teilbewegungen in dieser Zeit vor sich. Die Geschwindigkeit (Weg in Zeit) der Teilbewegungen kann aber eine sehr verschiedene sein. Denn diese Geschwindigkeit hängt sowohl von der konstanten Zeit T ab als von dem in dieser Zeit zurückgelegten Weg, d. h. vom Ausmaß der Teilbewegung. Je kleiner die sich bewegenden Teile, verglichen mit dem zu deformierenden Körper, den sie zusammensetzen, sind, desto geringer wird absolut gemessen ihre Verschiebung gegeneinander, der Weg ihrer Teilbewegung und damit auch bei gleichbleibender Deformationszeit die Geschwindigkeit der Teilbewegung. Diese Beziehung nenne ich die Geschwindigkeitsregel der Teilbewegung.

Wenn sich z. B. ein körniger Gesteinskörper, in welchem bei den gegebenen Bedingungen die Teilbewegung von Korn zu Korn erfolgt, in einigen Tagen oder Stunden in eine Falte legt, so stehen diese Tage und Stunden den Körnern im Gefüge für die Zurücklegung winziger Wege zur Verfügung. Die Körner bewegen sich gegeneinander außerordentlich langsam. Die Geschwindigkeit der Teilbewegung ist in solchen Gesteinen selbst bei ziemlich schneller Deformation eine sehr geringe.

Ist nun eines oder sind mehrere Minerale dieses Gesteines mobil, so daß sie sich lösen und wieder umkristallisieren können, so

wird es bedeutungsvoll, daß sich die Teilbewegungen so langsam vollziehen. Denn hierdurch wird es möglich, daß Auflösung und Kristallisation, welche eine gewisse Mindestzeit beanspruchen, im Gefüge der sich beständig, aber sehr langsam aneinander verschiebenden Körner als Kristallisationsbewegung eine Rolle spielen und mehr oder weniger sogar an Stelle rupturreller Gefügedeformationen treten.

Freilich muß hier angefügt werden, daß in manchen Fällen die Vorstellung kristalliner Regenerations- oder Erholungspausen während der Durchbewegung des Gesteins mehr zum Verständnis des Gefüges beitragen dürfte. Erfolgt die Kristallisation in einer solchen Pause, für deren Dauer die Kristallisationsgeschwindigkeit der Substanz ein Minimum bestimmt, als Ausheilung von Rupturen, welche bei der Deformation erzeugt wurden, so liegt ebenfalls ein Fall von Kristallisationsbewegung vor, wie sie oben erläutert ist. Erfolgt also eine Deformation in einem Gestein, dessen Bestandteile wenigstens zum Teil mobilisiert sind, mit gleichförmiger Geschwindigkeit, so kann diese Geschwindigkeit eine gewisse Größe nicht überschreiten, ohne daß an die Stelle der molekularen Teilbewegung (Kristallisationsbewegung) mehr und mehr die ruptuelle tritt, da Auflösung und Neukristallisation der mobilen Bestandteile eine gewisse Zeit erfordert, aber eine wichtige Rolle für die Ermöglichung der Kristallisationsbewegung spielt, die oben erläuterte Abhängigkeit der Teilbewegungsgeschwindigkeit von der Größe der Teile. Ein Extrem bedeutet der Fall, daß die Teile Moleküle sind.

Schließlich ist noch darauf hinzuweisen, wie eine Faltung vor sich geht, bei welcher weder Korndeformation noch kristalline Mobilisation eine Rolle spielen. Hierfür bietet die Falte Abb. 1, aus gefalteten ungebundenen glazialen Sanden bei Innsbruck ein Beispiel. Von dieser Falte, deren Bau infolge von trockener Behandlung mit dem Gebläse in der Abbildung sehr gut hervortritt, wurde ein Präparat für das Mikroskop durch Aufkleben und Abreißen, wie es Rosenbusch beschreibt, hergestellt. Es zeigte sich, daß die besonders durch Glimmer bezeichnete Feinschichtung bei der Faltung keine Verringerung und Störung erlitt.

II. Faltung der unteren Schieferhülle.

Die Faltungen in der unteren Schieferhülle im weiteren Sinn (einschließlich des Schneeberger Zuges etc.) wurden durch eine größere Anzahl (32) von Faltenquerschliffen untersucht. Wo es sich nicht um irgendwie besonders lehrreiche Fälle handelt, ist im Folgenden nur das Verhältnis zwischen Faltung und Kristallisation angegeben, wobei die Kristallisation aller Minerale gemeint ist, wenn nichts Besonderes bemerkt wird.

Wie zu erwarten, handelt es sich bei diesen Gesteinen in der Regel um eine von der Kristallisation überdauernde Faltung; aber es kommen charakteristische Ausnahmen vor. In sehr vielen Fällen ist nicht nur der vorkristalline Charakter der Faltung, d. h. daß die Faltung von der Kristallisation überdauert wurde, sondern auch

ihr parakristalliner Charakter sicher nachzuweisen, d. h. daß sie nach dem Beginn und vor dem Ende, also während der Kristallisation erfolgt ist. Da es sich hierbei allem Ermessen nach in vielen Fällen um eine gleichsinnige Hauptphase der Kristallisation, nämlich um die „Tauernkristallisation“ handelt, so dürfen diese Beobachtungen wohl als lokale Begründungen der Annahme gelten, daß die tektonische Deformation der unteren Schieferhülle in der Regel in die Zeit ihrer Kristallisation fällt. Diese Regel, welche Weinschenk gebührend betonte, hat, wie eingehende Gefügestudien ergaben, mehrfach charakteristische Ausnahmen.

1. Graphitglimmerschiefer; Faulwand, Pfossental (südl. Ötztaler Alpen).

Die durch Graphitstaublagen gut gekennzeichnete Feinschichtung ist stark gefaltet. Das Gestein ist ohne ersichtlichen Zusammenhang mit dieser Deformation gleichmäßig zersetzt (Bleichung der Biotite, Chlorit an Stelle von Biotit und Granat). Nichts weist darauf hin, daß das Gefüge mit seinen durchwegs fetzenförmig und unregelmäßig umgrenzten Bestandteilen jemals gut kristallin gewesen sei und die geringe relative (im Verhältnis zur Deformation betrachtete) Korngröße schließt eine sichere Beurteilung der Beziehung zwischen Kristallisation und Faltung aus. Es liegt also ein für diese Fragestellung unverwendbarer Fall vor, an welchem nur die Feinschichtung hervorzuheben ist. Das Gestein gehört wahrscheinlich, aber nicht sicher, der unteren Schieferhülle an.

2. Tremolitmarmor; Hintergrund des Pfossentales.

Tremolitlagen und quarzreiche Lagen des Gesteins bezeichnen noch die ursprüngliche Feinschichtung. Diese ist jedoch vollkommen kristallisiert durch Neubildung der kristallographisch scharf umrissenen ($\{100\}$ $\{110\}$) Tremolitstengel, des großkörnigen Kalzitgefüges und des in demselben mit den charakteristischen blastischen, weichen bis tropfenförmigen Konturen schwimmenden Quarzes, zwischen dessen Körnern der Kalzit da und dort nur noch die Rolle eines Zements spielt. Längsschnitte und Querschnitte durch die Falten zeigen, daß die Tremolitstengel fast durchwegs parallel zur Faltenachse liegen, nicht nur im Faltenbogen, sondern auch in den parallelen Schenkeln. Kalzit und Quarz zeigen weder in der Form noch in den Achsen eine dementsprechende Regelung, wofern sie nicht als Zement zwischen Tremoliten oblonge Schnitte zeigen. Das mit Ausnahme geringer Beschädigungen von Tremoliten und undulöser Auslöschung der (gestreiften) Quarzkristalloblasten unversehrte Gefüge der Falten erweist die Faltung als eine vorkristalline, zumindest vor dem Ende der Kristallisation abgeschlossene.

Die Stellung der Tremolite ist am besten als eine Anpassung an das zur Faltung korrele Druckminimum zu bezeichnen, ohne damit genau genug erklärt zu sein.

3. Granatglimmerschiefer; Hintergrund des Pfossentals.

Durch fluidale Muskovitgeflechte, welche zerbrochene Granaten umfließen, ist das Einsetzen der fältelnden Druckbewegung nach der

Kristallisation von Muskovit und Granat erwiesen. Daß die Granaten Holoblasten sind, zeigen ihr Gehalt an scharfeckigen kleinen Quarzkörnchen, welche zwar meistens zonar, zuweilen aber als verlegtes *si* angeordnet sind.

Auch Biotit ist zuweilen von der Durchbewegung berührt, meist aber wohl erhalten. Dies geht, wie gewisse Stellen im Schlicke lehren, zum Teil auf die auch sonst oft zu beobachtende größere Widerstandsfähigkeit des Biotits im Vergleich zu Muskovit zurück und hängt andererseits auch damit zusammen, daß der Biotit hauptsächlich in einzelnen größeren Schuppen im Quarzgefüge liegt. Dieses ist fast unverehrt. Ob mehr infolge der Lokalisation der Teilbewegung im Muskovitgefüge oder infolge überdauernder Quarzkristallisation, ist nicht zu entscheiden.

Sicher aber ist, daß Kristallisation von Biotit (Polygonalbögen) und Quarz (Verheilung der Granatfragmente) noch nach der Umfaltung vorkommt, welche als eine wesentlich nachkristalline, immerhin aber von der Kristallisation etwas überholte Teilbewegung die Glimmerschiefer des hinteren Pfossentales im weiten Ausmaße mit vertikaler Achse umgefaltet hat. Vgl. Abb. 7.

4. Amphibolit; Pfossental.

Dieses enggefaltete Gestein ist ein Muster für vollständig vor-kristalline, durch Abbildungskristallisation wiedergegebene enge Faltung. Keiner der Bestandteile Hornblende, Biotit, Plagioklas, Quarz, zeigt eine der Bewegung entsprechende Deformation.

Die Bildung seltener querer Biotitholoblasten ist in einer Zeit erfolgt, als das ganze übrige Gefüge schon in seiner jetzigen Form vorlag. Quarz-, Erz-, Hornblende sieht man unverändert als unverlegtes *si* durch diese Biotite ziehen, welche demnach zu den letzten Neubildungen gehören. Nur die Hornblende geht bisweilen nicht mit, sondern schneidet an Biotitholoblasten ab, wofür mir die Annahme, daß die Hornblendebildung nach Bildung solcher Biotite weiterging, brauchbar scheint, nachdem die Begründer der modernen Schieferlehre auf die Bedeutung der gleichzeitigen Bildung verschiedener Minerale vielfach hingewiesen haben.

Die Biotite sind zuweilen mit 0·01 \perp *s* sehr oblong in *s* gediehen.

Die Hornblenden stehen mit ihren Achsen nicht parallel zur Faltenachse, so daß keine Andeutung einer zur Faltung korrelaten Streckung da ist. Vgl. Abb. 4.

5. Phyllitischer Glimmerschiefer; Pfossen hinter Vorderkaser.

Dieses Gestein, dessen Feinschichtung durch Graphitstaub gut sichtbar ist, wurde intensiv umgefaltet. Im weiteren Verlauf der Durchbewegung erfolgte Bewegung im umgestellten *s* unter Zerreißung der Scharniere und Linsenbildung aus quarzreicheren Einlagen. Innerhalb dieser Linsen fand, wie die geringere Faltung ihrer Graphitschichten erkennen läßt, nicht so starke Bewegung statt wie in ihrer glimmerreicheren Umgebung. Wahrscheinlich hängt damit zusammen, daß man in ihnen noch besser entwickelte Muskovitschüppchen findet, während aller übrige Muskovit die häufige „phyllitische“ Form hat, welche sich nur bei stärkster Vergrößerung in Schuppen auflöst. Mit

Sicherheit läßt sich an den Fältchen innerhalb der Quarzlinsen feststellen, daß die Kristallisation die Fältelung überdauert hat, ob dies auch hinsichtlich der Bewegung in *s* gilt, ist nicht zu entscheiden.

6. Paragneis mit Feinschichtung durch Graphit und geröllartigen Quarzen. Schneeberg.

Die Umfaltung dieses Gesteins ist von der Kristallisation überdauert, hat aber auch ab und zu an fertigen Glimmern Spuren hinterlassen, so daß man sie als parakristallin bezeichnen kann.

7. Grünschiefer mit Ankerit; Wald über Gasteig im Ridnauntal.

Nachkristalline Faltung. Der reichlich vorhandene Albit in Form ovaloider Körner in fluidalen Biotitgeflechten, welche wohl zur Hälfte Chlorit geworden sind. Vgl. Abb. 3.

8. Glimmerschiefer zwischen den beiden Marmormänteln des Hochfeiler.

Vorkristalline Faltung mit Spuren parakristallinen Charakters: gebogene Glimmer rings umgeben von unversehrtem Gefüge.

9. Granatphyllit, Kar zwischen Rötheck, Pfunders, Hülle des Hochfeiler.

Vorkristalline Fältelung von den Granatholblasten umschlossen und nicht weiter verlegt. Abgesehen von den Granaten geringe Kristallisation.

10. Glimmerschiefer über dem tektonisch höheren Marmor der Röthelspitze, Ostwand, Pfunders, Hülle des Hochfeiler.

Starke Fältelung im allgemeinen durch große unversehrte Glimmer (Muskovit und Biotit) abgebildet, also vorkristallin. Selten korrekte Biegung an Glimmer, als Zeichen parakristalliner Bewegung.

11. Albitphyllit mit queren Biotiten, Gehänge der Kramer Spitze gegen Senges, Hülle der Zillertaler Gneise in der Sengeser Kuppel.

Größere quere Biotitholblasten mit unverlegtem gefälteltem *si* (Feinschichtung durch Graphit, Erz und Quarz) sind nach der Fältelung entstanden.

Ganz dasselbe gilt von Albittholblasten, welche, wie das überhaupt sehr häufig ist, Teile der fertigen Falten durch ein einziges Albitindividuum imprägnieren.

Die Quarzlagen und die spärlich vorhandenen Kalzite sind unversehrt.

Muskovit und die streng in *s* liegenden Biotite sind in den Faltenbögen zuweilen unversehrt, zuweilen etwas gebogen.

Demnach scheint etwas Glimmer bei Beginn dieser im wesentlichen vorkristallinen Fältelung schon vorhanden gewesen zu sein.

An den Albiten ist noch besonders ihre häufig sehr oblonge Form hervorzuheben, welche dem infolge der Fältelung ganz verschieden orientierten *s* parallel und also auch selbst verschieden orientiert ist. Da die Albite jünger als die Fältelung sind, sind sie schon mit verschieden orientierten längsten Durchmessern entstanden. Es ist also für ihre oblonge Form nicht gerichteter Druck, sondern nur der Umstand entscheidend gewesen, daß ein Gestein mit Fein-

schichtung leichter // *s* imprägnierbar ist als quer *s* (Prinzip der besseren Wegsamkeit von *s*).

12. Glimmerschiefer (Biotit, Muskovit), Gehänge der Kramer Spitze gegen Senges, Hülle der Zillertaler Gneise in der Sengesser Kuppel.

Dieses Gestein ist ein sowohl gefaltetes als in größere Falten gelegtes (nach der Regel der Stauchfaltengröße) Muster für parakristalline Faltung. In diesem Falle hat die Faltung eingesetzt, nachdem die Mehrzahl der schönen, übrigens selten chloritisierten Biotite vorhanden war und hat sie gestaucht und zu Falten gebogen, wie besonders an kleineren Falten deutlich wird. In anderen gleichgroßen Faltenbögen bilden ganz gleiche Biotite unversehrte Gebälke, wie sie nur bei Überholung der Faltung durch die Kristallisation als „reliktische“ Falten vorkommen können. Die Faltung ist also in bezug auf Biotit parakristallin.

Dasselbe gilt in bezug auf den in kleineren Individuen kristallisierten Muskovit.

Das aus isometrischen scharfeckigen Körnern bestehende Quarzgefüge zeigt keine der Faltung entsprechende Kataklase, ist also vorkristallin gefaltet. Vgl. Abb. 8.

13. Albitgneis aus der unteren Schieferhülle, Saun bei Sterzing.

Dieses Gestein gestattet einen sehr lehrreichen Vergleich mit dem später vom Wechsel beschriebenen Beispiel vollkommen nachkristalliner Durchbewegung. Denn im Gegensatz hierzu hat in diesem Falle die Kristallisation eine nicht weniger starke Durchbewegung und Umfaltung überdauert. Man findet neben immerhin noch zahlreichen, aber für die Faltenbögen nicht ausreichenden Glimmerverbiegungen viele Stellen, welche noch die wirre Orientierung der zwischen Körnern deformierten Glimmergeflechte zeigen, aber aus unversehrten Blättchen bestehend, also neukristallisiert. Die Quarzkataklasen treten zurück. Die Albite zeigen wie gewöhnlich *si* (Quarz, Muskovit) ohne Biegung.

Demnach hat hier Kristallisation der Feinschichtung und der Albite stattgefunden, sodann Durchbewegung und weiter noch Kristallisation. Die Durchbewegung ist also eine parakristalline. In einem der Präparate wurde ein gefaltetes, schon ziemlich kristallines (oblonge Quarze, Glimmertäfelchen, Epidot) Gefüge durch Imprägnation mit großen Albiten fixiert, nach deren Bildung keine Bewegung mehr stattfand.

14. Rhätizitphyllit mit Graphit; Saxalm, Venna, Brenner.

Die Rhätizite dieses Gesteins erweisen sich durch die reichliche Aufnahme des im Gestein vorhandenen Graphits und durch ihre Garbenform als Holoblasten. Ihre Kristallisation vor der faltenden Durchbewegung des Gesteins ist deutlich, denn sie sind immer in den Faltenbögen ausreichend gebogen und zerrissen. An den selteneren Fällen, in welchen die Rhätizite nicht mit *c* // *s* liegen, läßt sich erkennen, daß die ausgezeichnete Feinschichtung durch Graphit auch die Rhätizite durchziehen kann und daß der Graphit nicht immer nur nach *c* im Rhätizit geordnet ist.

Ferner ermöglicht der Graphitgehalt die Unterscheidung allothigenen und authigenen Quarzes, namentlich tritt das vollkommene Fehlen des Graphits in ovaloiden Quarzkörneraggregaten (Geröllen) in lehrreichen Gegensatz zu der Erscheinung, daß in anderen Quarzkörnerlagen jedes Korn von Graphit umgeben ist, wodurch die klastischen Konturen auch ohne Nikol gut hervortreten. Die neugebildeten Quarze dagegen enthalten selbst Graphit zuweilen sogar als schön erhaltenes *si*. Es gibt nun Fälle, wo solche neugebildete Quarze anlässlich der Faltung zerpreßt wurden. Auch ausreichende Biegung der Glimmer in den Falten ist oft zu beobachten.

Das einzige Mineral, von welchem man sicher sagen kann, daß seine Kristallisation diese im wesentlichen nachkristalline Faltung und Bewegung in *s* überdauert hat, ist Quarz; denn man findet Falten aus gebogenen Glimmern von einheitlichen, nicht entsprechend mitdeformierten Quarzindividuen gänzlich umschlossen. Vgl. Abb. 2.

15. Glimmerschieferlagen in Marmor, Huttnerbergalm, Valsertal, Brenner.

Das Präparat ist ein Querschnitt durch zwei stark gefaltete mit Marmorlagen wechselnde Lagen von Glimmerschiefer.

Sämtliche 5 Gesteinslagen bewegten sich vollständig nachkristallin wie ein fluidaler Brei in dem sich Korn an Korn verschiebt. Dementsprechend fehlt die Regel der Stauchfaltengröße. Es liegt hier ein natürliches Produkt vor, welches eine Faltung von unversehrtem Glimmerschiefer unter Umschluß durch den viel weicherer grobkristallinen Marmor, ohne kristalline Mobilisation, also ein sehr wünschenswertes Experiment vorstellt.

Die Faltung hat eine vollkommen weichfluidale Form ohne andere Elemente der Teilbewegung als die einzelnen Körner. Man würde die Umformung im Experiment als eine eminent „plastische“ demonstrieren, wobei allerdings öfter als es geschieht anzuführen wäre „mit Kornzerbrechung“.

Der Marmor hat gleichmäßig porphyroides Gefüge erhalten; in einer unauflösbaren Grundmasse mit Aggregatpolarisation schwimmen gleichmäßig verteilt die Reste der ehemaligen Körner des Marmors als vollkommen unregelmäßig, bisweilen auch unscharf umgrenzte, immer stark drucklamellierte Kristalle.

Dagegen haben die gleichmäßig in Marmor verteilten Quarzkörner mit ganz wenigen Ausnahmen sich als widerstandsfähig erwiesen, und da sie, von weicherem Marmorgefüge umschlossen, nicht aneinander gerieten, die charakteristischen blastischen Konturen von Quarz in Kalzit beibehalten. Wohl aber kam es zur Bildung von Böhmischer Streifung und Undulation.

Im Glimmerschiefer zeigt das Verhalten der Glimmer nichts Besonderes: sie sind gestaucht, gebogen und in fluidale Geflechte verwandelt.

Die Epidotstengel sind wurmförmig weich gebogen, so daß der Anschein einer stetigen Deformation entsteht. Mit starken Objektiven aber lassen sich stets Unstetigkeiten in der Auslöschung sehen: der

Kristall ist durch feine der Biegung korrelierte Rupturen in optisch verschiedene Felder zerlegt.

Dasselbe gilt bezüglich der Undulation der in *s* oblongen Quarze. Sie zeigen durchwegs Böhmsche Streifung. Es kommt auch der Fall vor, daß ein sehr oblonger Quarz in einer engen Falte vollkommen stetig gebogen ist, ohne daß nur eine Auflösung in Rupturen sichtbar wurde. Das ist die in Anbetracht meiner optischen Hilfsmittel sozusagen „relativ plastische“ Deformation des Quarzes, welcher nicht selten, aber als Teilbewegung gegenüber den anderen Arten von geringer Bedeutung ist. Bemerkenswert aber ist, daß es meines Wissens im Experiment, auch bei den großen Drucken, bisher nicht gelang, Quarz derart plastisch zu deformieren, woraus man auf den bedeutenden Druck schließen kann, unter welchem solche Naturexperimente erfolgten. Das Gestein ist das beste mir bekannt gewordene Beispiel für plastisch gefaltete Quarze.

16. Zweiglimmeriger Gneis unter dem Kalk der Kalkwand am Brenner.

Sicher ist in einigen Falten der vorkristalline Charakter der Faltung in bezug auf Muskovit und Biotit. Außerdem beobachtet man aber in den Faltungen auch mehr oder weniger unzureichende, aber doch sehr deutliche Biegung der Glimmer.

Es ist in diesem Falle nicht sicher zu entscheiden, ob diese Glimmerdeformationen nach der Abbildungskristallisation der anderen Falten erfolgte, ob also die Deformation oder die Kristallisation das länger dauernde Ereignis im Gestein war. Wahrscheinlich ist letzteres, da man unversehrtes Glimmergefüge im Innern von Falten findet, deren äußere Bögen deformierte Glimmer haben. Gewiß aber ist, daß diese deformierten Glimmer schon gut ausgewachsene Exemplare waren.

17. Muskovitglimmerschiefer; Griesbergspitze, Brenner, über dem „Hochstegenkalk“.

Von diesem Gestein gilt dasselbe wie vom eben beschriebenen. Nur spielen die Deformationen der gedrungenen Muskovite eine geringere Rolle, so daß der vorkristalline Charakter der Faltung noch besser hervortritt.

18. Amphibolit mit Gneislage aus dem peripheren Zentralgneis; Ploderahn, Tscheich im Valsertal, Brenner.

Der Amphibolit besteht in der Nähe des Kontakts mit dem Gneis, mit welchem er verfaltet ist, aus Biotit und Epidot zu etwa gleichen Teilen; Chlorit spärlich (sekundär??).

Die Faltung ist hinsichtlich aller Minerale geradezu ideal vorkristallin. Zugleich darf man sie als parakristallin in bezug auf Biotit bezeichnen, da es vorkommt, daß ein großer Biotit rings umgeben vom unversehrten Gefüge der Falte in unzweideutiger Weise der Faltung entsprechend deformiert ist (Biegung und Gleitung in [001]). Dieser Biotit enthält bereits haarscharf kristallisierte Epidote als Einschluß.

Die Verfaltung ist demnach parakristallin.

19. Glimmerschiefer, Gammerspitze bei St. Jodok am Brenner.

Dieses im Handstück an die hochkristallinen Greinerschiefer noch erinnernde Gestein der unteren Schieferhülle ist vollkommen nachkristallin gefaltet. Muskovit und Chlorit.

20. Gneisphyllit im Kalk des Kahlen Wandkopf, Schmirntal, Brenner.

Vollständig nachkristalline Faltung und Phyllitisierung eines Biotitgneises ohne Diaptyreose.

21. Knollengneis, Krierkar b. Hintertux im Liegend des Schmittenberg-Kalkes.

Die Falten sind teils Polygonalbögen, teils treten Glimmerbiegungen hinzu. Parakristalline Faltung wahrscheinlicher als zwei verschiedene Deformationsphasen.

22. Hochstegenmarmor mit gefalteten Lagen kristallinen Hornsteins. Höhlner Tuxertal.

Das Gefüge der gefalteten Marmorlagen zeigt keinerlei Korndeformation, abgesehen von Zwillingslamellen.

Mit dem Verlauf des Falten-Querschnitt getroffenen Systems wechselnder Marmor und Hornsteinlagen stimmen sowohl innerhalb des Marmors als innerhalb des Hornsteins Andeutungen von Feinschichtung überein. So sind im Hornstein die allenthalb gleichmäßig eingestreuten winzigen Kalzitfüllungen der Intergranularräume des Quarzgefüges in diesem Sinne lagenweise etwas dichter gesät. Der faltende Druck ist dieser Schichtung gleichgerichtet erfolgt. Normal zur Schichtung und normal zu diesem Druck hat sich das Quarzgefüge in zweifacher Hinsicht geregelt.

Die als Quarzgefügeregel vom Verfasser schon öfter beschriebene Regelung der *c*-Achsen ist da und dort wahrnehmbar, spielt aber keine bedeutende Rolle.

Durchgreifend aber und als ein seltener Fall sehr hervorzuheben ist die Einstellung der stark oblongen und mit langen Fortsätzen ineinander greifenden Quarzindividuen, welche mit ihren langen Durchmessern normal auf die Schichtung und normal auf die Pressung stehen und so eine auf die Schichtung normale Schieferung herstellen. Das bedeutet einen Fall von echter Clivage in fast reinem Quarzgefüge, welches derzeit so geringe Spuren von Kataklyse zeigt, daß der vorkristalline Charakter dieser Faltungen sicher ist. Demnach wurde hier der Hochstegenmarmor mit seinen hornsteinartigen Einschlüssen vor Abschluß der Kristallisation gefaltet.

Es gibt Stellen im Schliff, wo sich die Quarzkörner nicht mehr berühren, da sich trennender Kalzit zwischen sie mengt. Sobald dies eintritt, ist es mit der oblongen Form der Quarzkörner vorbei. Die Regelung nach längeren Durchmessern findet nur statt, wenn sich die Quarzkörner berühren; vielleicht, weil zur Zeit der Regelung eine Leitung gerichteten Druckes im Kalzitgefüge nicht möglich war. Die Hornsteinfalte zeigt keinerlei Abbildung von Biegetrajektorien. Ihre Clivage ist nach der Meinung des Verfassers ein Fall, welchen wohl

nur Beckes Anwendung des Riekeschen Prinzips erklären kann. Bemerkenswert ist hierbei, daß die Quarzgefügeregel keine Rolle spielt. Dagegen ist es mit dem Gips ersichtlich, daß größere Gruppen sich berührender Körner zu einer jeweils mit den Achsen ähnlich orientierten gelben oder blauen Insel zusammentreten. Diese Inseln sind, wie die Einzelkörner, häufig oblong in s und ebenso mit Buchten und langen Armen ineinander verzahnt. Solche Fälle subparalleler Kornverwachsung erklären sich manchmal, wie andernorts beschrieben, durch mechanische Zerlegung größerer Individuen. Vielleicht spielt in anderen Fällen und auch hier das bekannte Bestreben kristalliner Stoffe, mit möglichst parallelen Achsen zu verwachsen (nämlich aneinander zu kristallisieren oder auch zu verschweißen) eine gewisse Rolle.

Übersicht.

1. Im Schneeberger Zug überwiegt vorkristalline Faltung, parakristalline kommt bisweilen vor, rein nachkristalline wurde nur an der Grenze des Schneeberger Zuges gegen das südlich folgende Altkristallin gefunden.

2. Die untere Schieferhülle der Zillertaler Gneise zeigte in der Hochfeilerkuppel vorkristalline Faltung, weiter westlich in der Sengesser Kuppel vorkristalline und parakristalline.

3. Die untere Schieferhülle westlich und nördlich der Tuxer Gneise zeigte

a) vorkristalline Faltung im Zentralgneis (der Tscheichalm), im Hochstegenkalk (Höhlner im Tuxertal) und noch über dem tiefsten Marmor (Griesbergspitze);

b) parakristalline Faltung (in der tektonischen Einschaltung der Kalkwand am Brenner); über dem tiefsten Marmor, in der über den Hochstegenkalk gefalteten Gneisdecke (Krierkar);

c) nachkristalline Faltung in den Rhätitzischiefen der Saxalm, im tiefsten Marmor und Glimmerschiefer der Huttnerbergalm, im Gneisphyllonit des Kahlen Wandkopf, an der Gammerspitze. In den beiden letzten Fällen handelt es sich wahrscheinlich um Abfaltungen von der Schieferhülle.

In den von der Tauernkristallisation ergriffenen Gebilden der unteren Schieferhülle (im stratigraphischen Sinne) ist also die Faltung im allgemeinen jedenfalls vor Abschluß der Kristallisation erfolgt. Außerdem ist es zuweilen noch nachweislich, daß sie vor der Hauptphase der Kristallisation und wieder in anderen Fällen während der Kristallisation erfolgte. Diese Regel, daß die Faltung von der Tauernkristallisation überdauert ist, hat ihre bereits anlässlich der Besprechung der Bewegung in s hervorgehobenen Ausnahmen: Sie tritt desto mehr zurück, je weiter man sich vom Zentralgneis entfernt (abgesehen von ihrer ausgesprochenen Geltung für den Schneeberger Zug), ferner am Nordrand der Gneise in der Rensenzzone, d. h. am Südrand der gesamten Schieferhülle.

Zur Frage, ob die kristalline Mobilisation, etwa wie in manchen Kontakthöfen, die Faltung begünstigt habe, ergeben die Präparate keinen Beitrag. Die Kristallisation spielt sowohl als Teilbewegung

der Faltung (z. B. Ausheilung von Rupturen) eine Rolle als auch indem sie fertige Falten durch oft sehr ungefüge große Kristalle abbildet. Letztere Rolle scheint mir die wichtigere, ist allerdings auch leichter nachzuweisen, weil bei einer gewissen Größe der Kristalle im Verhältnis zur Falte die nachträgliche Kristallisation ganz deutlich wird.

Es ist also im allgemeinen wahrscheinlich, daß die Kristallisation nach der Deformation in Ruhe erfolgte. Wahrscheinlich bedeutete die Kristallisation mit ihren derben Glimmer- oder Hornblende-Holoblasten oder der fast lückenlosen Imprägnation mit Albit oder Granat oft geradezu die mechanische Erstarrung des Gesteins nach einer Phase größerer Gefügebeweglichkeit.

Jedenfalls machen sowohl die Beobachtungen an s als an den Falten vorsichtig in der Annahme von Kristallisation als Teilbewegung (Kristallisationsbewegung), welche übrigens die Annahme einer nicht überschrittenen Maximalgeschwindigkeit der Deformation verlangt, wenn sie vorwalten soll.

III. Faltung im Altkristallin.

Aus dem Altkristallin wurde eine Anzahl von Beispielen für vorkristalline und für nachkristalline Teilbewegung untersucht, welche letztere in einigen Fällen mit Diaphthorese verbunden war. Nach diesem Gesichtspunkte werden die Gesteine zuletzt geordnet, vorerst aber in anderer Reihenfolge besprochen.

1. Amphibolit vom Gröllnerjoch bei Peus, Sarntal. Von diesem im vorliegenden Querschnitte lebhaft gefalteten Massengestein wurde bereits andernorts hervorgehoben, daß seine starke Durchbewegung in die Zeit vor der vollständigen Erstarrung fiel und von Selbstinjektionen des Gesteins mit sauren Resten begleitet war. Mit diesem Befund im Felde stimmt es gut überein, wenn wir im Schliffpräparat ein Musterbild vorkristalliner Amphibolitfaltung hierin vergleichbar mit dem aus der unteren Schieferhülle des Pfoßentalles beschriebenen Amphibolit vorfinden. Das Gefüge (Hornblende und Plagioklas) besteht trotz der intensiven Faltung in einem dicht geschlossenen Mosaik ohne jede mechanische Deformation der Körner, wenn man von Verbiegungen an Chloritblättchen absieht. Die Hornblende liegt in den Scharnieren nicht parallel mit den Faltenachsen, wie dies bei vorkristallin gefalteten Amphiboliten zuweilen vorkommt. Es ist also kein Zeichen von Streckung vorhanden. Auch scheint mir die Stellung der Hornblende quer zur Faltenachse an und für sich geradezu gegen die Annahme zu sprechen, daß die Kristallisation der Hornblende als Differentialbewegung der Faltung erfolgt sei. Denn es wäre in diesem Falle Parallelstellung zwischen Hornblendestengeln und den Achsen der engen Falten wohl eher zu erwarten.

2. Als Muster eines nachkristallin umgefalteten Amphibolits, dessen starke Teilbewegungen durchwegs rupturrell erfolgt sind, erwies sich der Amphibolit der Breitenau in Steiermark. Auch tritt in

diesem Falle Chloritisierung gänzlich zerquetschter Hornblenden, also Diaphthorese im engsten Zusammenhang mit der Gefügebewegung selbst auf.

3. Andernorts wurde auf die Verfaltung der altkristallinen Unterlage der Kalkkögel bei Innsbruck mit dem Kalkmesozoikum hingewiesen. Dieser Unterlage aus Stubai Gneis wurden an mehreren Stellen Falten entnommen. Übereinstimmend mit der nachkristallinen *n d s* dieser Gesteine wurde gänzlich nachkristalline Umfaltung gefunden bei Proben von der Starkenburger Hütte und aus einer tektonischen Gneiseinschaltung in den Dolomit des Burgstall (Stubai). Mit dieser nachkristallinen Umfaltung ist Diaphthorese verbunden. Dadurch treten diese Gesteine in bemerkenswerten Gegensatz zu später zu beschreibenden Umfaltungen im Altkristallin, welche ebenfalls nachkristallin aber ohne Diaphthorese vor sich giengen (Pustertal s. u. pag. 617). Nicht so einfach liegen die Verhältnisse in den Präparaten, welche vom Sonntagsberg bei der Pichlerhütte, also in einiger Entfernung von der Kalkkögeltrias dem Kristallin entnommen wurden.

Die Falten von der Starkenburger Hütte zeigen serizitische (Muskovit?) Zerschmierung von Feldspaten, Verwandlung der Glimmer in Geflechte und Kataklase des Quarzes. Biotit fehlt, vielleicht war er an Stelle des sehr spärlichen Chlorits vorhanden. Diese Umwandlungen begleiten als *d s* die Umfaltung. Diese Gesteine mag man also Diaphthorite nennen.

In dem stark umgefalteten granat- und staurolithführenden Glimmerschiefer vom Sonntagsberg sieht man herrschend ein Musterbild vor-kristalliner Faltung, deren unversehrte Glimmergebälke keine Beziehung zur Faltung besitzen als die Anordnung in engen Bögen. Von allen anderen hier angeführten Gesteinen aber unterscheidet sich das vorliegende, indem es da und dort wie Inseln im spiegelklar kristallisierten Gefüge Stellen stärkster Diaphthorese zeigt, an welchen fast restlos glimmerig zersetzte große Plagioklaskörner die Hauptrolle spielen. Es liegt also ein Gestein vor, in welchem progressive und regressive Metamorphose in Extremen unmittelbar nebeneinander auftreten.

Welches Verhältnis haben diese Metamorphosen zueinander und zur Teilbewegung im Gefüge? Sind diese Metamorphosen gleichzeitig erfolgt oder wie das Regel ist, die regressive nach der progressiven, oder sind die „diaphthoritisch“ zersetzten Feldspate Reste einer früheren Phase, welche von der progressiven Neukristallisation sozusagen nicht bewältigt wurden?

Betrachtet man mit Bezug auf solche Fragen Mineral für Mineral, so findet man Granaten als frühzeitig gebildete Holoblasten. Darauf weist ein sehr feinkörniges, hauptsächlich aus Quarz bestehendes *si*, welches als alte, noch ungefaltete Feinschichtung die Granaten durchzieht, gänzlich verlegt gegen das jetzige hochkristalline und großkörnige *se*. Ebendahin weisen Fälle, in welchen sich wohl ausgebildete Biotite als unversehrter Rahmen an die Dodekaederflächen des Granaten haarscharf eng anlegten. Frühzeitig erfolgte also in einem fein-

geschichteten Gestein die Bildung von Granatholblasten, bekanntlich ein häufiger Fall.

Anzumerken ist, daß es auch Granaten gibt, welche bereits einen Kern aus entmischtem und chlorisiertem Biotit, Plagioklas und Quarz umschließen. Von den zahlreichen Staurolithen zeigte nur einer *si* (Quarz), was lediglich ihren holblasten Charakter zeigen mag.

Nach Beginn der Kristallisation, nach Bildung der Granaten mit ungefaltetem, jetzt verlegtem *si*, erfolgte noch vor der Hauptphase der Glimmerbildung (Muskovit und Biotit) die Umfältelung. Der parakristalline Charakter dieser Gefügebewegung ergibt sich daraus, daß die von ihr erzeugten Faltenbögen vielfach durch unverkehrte Glimmergebälke abgebildet sind. Nachdem der wesentliche Teil der Umfaltung vorüber war, erfolgte der wesentliche Teil der Glimmerkristallisation.

Eine weitere Phase in der Entstehung dieses Gesteins bildet nun die Kristallisation der Plagioklase. Denn diese Holblasten haben Teile der bereits aus hochentwickelten Biotiten und Muskoviten bestehenden Faltenbögen als unverlegtes *si* umschlossen.

Bis daher zeigt das Gestein progressive Kristallisation und Teilbewegung in einem häufig zu beobachtenden und gut deutbaren Verhältnis. Die nun folgende Gefügebewegung und Diaphthorese erweist sich dadurch als eine jüngere, daß sie augenscheinlich bereits in derselben Form wie die unbeschädigten Holblasten fertig ausgebildete Kristalle ergriff oder, anders gesagt, lokal in dem bisher beschriebenen Gefüge auftrat. Zunächst ist eine lokale, bisweilen sehr intensive nachkristalline Teilbewegung zu unterscheiden, die vorkristalline Deformation durch Bewegung im umgestellten *s* gleichsinnig fortsetzt. Sie braucht sich deshalb zeitlich nicht unmittelbar an dieselbe angeschlossen zu haben, sondern hätte nach der oben gewonnenen Anschauung über die Kristallisation lediglich vorgebildete Bahnen benützt und weiter gebahnt.

Der nachkristallinen Teilbewegung gehören auch heftige Knetungen ganz frischer Biotite und Muskovite an, so daß man keinen ausnahmslosen Zusammenhang zwischen ihr und der Zersetzung behaupten darf. Unzweifelhaft aber scheint mir, daß die Entmischung (Oxydstaub und Sagenit) und Chloritisierung der Biotite, die Verglimmerung der Plagioklase an Sprüngen und bei glimmeriger Zerpresseung und Zerschmierung vielfach im Gefolge dieser Differentialbewegung auftritt, vielleicht nicht als Modus derselben, aber von ihr vorbereitet. Auch die Zerbrechung von Staurolithen, in deren Klüfte Glimmer eingepreßt sind, gehört noch in diese Phase des im Gefüge komplizierten, aber infolge seiner Faltung gut analysierbaren kristallinen Schiefers.

4. Staurolithschiefer aus dem Falbenairtal, Langtaufers.

Dieses Präparat, dessen Material ich meinem Freunde Hammer verdanke, zeigt in den Faltenquerschliffen ein Musterbild nachkristalliner Faltung an einem hochkristallinen Schiefer. Man kann wieder beachten, daß die Diaphthorese durchaus nicht ohne weiteres mit Durchbewegung zu identifizieren ist, denn dieses Gestein enthält

weit weniger Diaphthoritmerkmale als manche andere Gesteine, deren nachkristalline Teilbewegung viel geringer ist.

Die Chloritisierung oder Entmischung des durchwegs sehr stark zerkneten Biotits ist eine Seltenheit und findet in Gestalt rosettenförmiger Aggregate statt ohne direkten Zusammenhang mit der Durchbewegung, wengleich wahrscheinlich im Gefolge derselben. Verglimmerung der Feldspate ist etwas häufiger. Staurolith und Granat haben lediglich Zertrümmerung erlitten. Größere Quarze und Plagioklase erweisen sich durch ein nicht weiter ausdeutbares *si* als Holoblasten. Die auffällig geringe Kataklyse des sonst sehr empfindlichen Quarzes scheint mir darauf hinzuweisen, daß die Quarzkristallisation die Deformation überdauerte. Die in tektonischen Fazies häufige Quarzgefügeregel fehlt.

5. Granat-Staurolith-Glimmerschiefer vom Ederwiesl über Pens im Sarntal.

Dieses Präparat, aus dem stellenweise bis zum Arteritcharakter imprägnierten Glimmerschieferzug Meran—Tauerertal zeigt die größte Übereinstimmung mit dem eben beschriebenen gefalteten Öztaler Glimmerschiefer.

Auch hier ist bei intensivster nachkristalliner Faltung und Bewegung in *s*, welche sich an den beiden Glimmern und Staurolith am stärksten äußert, die diaphthoritische Zersetzung ganz gering, namentlich die Frische stark zerpreßter Plagioklase auffällig. Man findet Zersetzung stark gepreßter Granaten und eine feinstem Serizitgewebe ähnliche Zersetzung der Staurolithe längs Sprüngen und am Rande isolierter Trümmer.

6. Glimmerschiefer, Taserbauer bei Meran.

In dieser Probe aus demselben Glimmerschieferzug liegt ein Beispiel für vorkristalline Falten, vor deren Bögen von unversehrten Glimmern abgebildet sind. Diaphthorese fehlt. Im Kern der Falte herrscht der Pressung entsprechende Quarzgefügeregel, vielleicht ein Hinweis auf grobmechanische Quarzdeformation vor der Neukristallisation. Denn die Regel ist für mylonitische Schieferung charakteristisch. Vgl. Abb. 5.

7. Glimmerschiefer, Penserjoch (Sterzing—Sarntal).

Ganz allgemein und ohne Beziehbarkeit auf die Umfaltung herrscht Chloritisierung und schwache Kataklyse der Quarz- und Feldspatkörner. Die Faltung dürfte nachkristallin sein, jedoch ist das wegen der geringen Korngröße nicht festzustellen. Je geringer die Größe eines Gefügeelements im Verhältnis zur Größe des deformierten Körpers ist, desto geringer und also auch desto schwieriger wahrnehmbar wird der absolute Betrag der Teilbewegung der Elemente gegeneinander. Dieselbe Deformation, welche in einem grobkörnigen Körper zu starken Korndeformationen oder zu dem absoluten Betrage nach großen Verschiebungen der Körner aneinander führt, könnte c. p. dieser Körper bei kleinerem Korn ohne so große Gefügebewegungen erleiden. Nach dieser Regel, welche auch geologisch zum Ausdruck kommt, eignen sich Falten mit sehr kleinem Korn schlecht

für die Entscheidung zwischen vorkristalliner und nachkristalliner Deformation. Im vorliegenden Falle machen nur einzelne größere geknetete Glimmer nachkristalline Faltung wahrscheinlicher.

8. Biotitgneis vom Jaufen zeigt in Gestalt einer spitzen Falte unversehrten Gefüges vorkristalline Faltung.

9. Gelneg bei Mauls. Gefalteter saurer Gang in Biotitgneis. Die Faltung ist vollkommen nachkristallin und mit starker Zersetzung verbunden.

10. Granatamphibolit mit Chlorit. Hintergrund des Altaßtales (Pustertal).

Den Kern der isoklinalen Spitzfalte bildet ein Quarzgefüge aus großen verzahnten Körnern mit geringer Kataklyse. Hieraus ergibt sich mit Sicherheit, daß die Faltung von der Quarzkristallisation überdauert ist.

An den sehr kleinen Körnern von Quarz, Plagioklas, Granat, Zoisit und Hornblende ist nichts Entscheidendes festzustellen. Größere Chlorite, sekundär aus Biotit, sind zuweilen gebogen. Sichere Spuren nachkristalliner Deformation zeigt also nur der Chlorit, doch ist das Verhalten der übrigen Bestandteile wegen geringer Korngröße nicht eindeutig.

11. Gefaltete Granit- und Aplitgänge in altkristallinen Schiefern des Altaßtales (hinteres Altaßtal, orogr. linkes Gehänge).

a) Turmalinaplit liegt als kleiner Lagergang in Glimmerschiefer. Beide werden von einem Granitgang quergeschnitten.

Der Zwickel aus Glimmerschiefer zwischen den beiden Gängen ist stärkstens durchgeknetet und gefältelt. Die Teilbewegung ist eine vollkommen nachkristalline, was besonders Biotit und Muskovit illustrieren. Diaphthorese fehlt.

Gleiches ist überaus deutlich in der jüngsten, granitischen Intrusion; weniger deutlich, wie zu erwarten, an dem älteren feinkörnigen Turmalinaplit. Da die starke Durchbewegung jünger als der Granit ist und also auch jünger als der Aplit, so wird in diesem Falle anschaulich, daß geringe Korngröße geringe Korndeformation begünstigt.

Alle drei Gesteine sind nachkristallin ohne Diaphthorese durchbewegt,

b) Querschliffe durch enggefaltete ptygmatitähnliche Aplitgänge mit sehr turmalinreichen Bändern zeigen deutlich den nachkristallinen Charakter der Faltung. Sowohl im Intrusiv als im Glimmerschiefer fehlt Diaphthorese. Unversehrte Turmaline fallen auf.

Nach diesen Beispielen erscheint nachkristalline Faltung der intrudierten Glimmerschiefer und ihrer Gänge häufig, worin ein Unterschied von den vorkristallin deformierten Ptygmatiten bei manchmal großer äußerer Ähnlichkeit liegt. Hiermit läßt sich die schon viel früher beobachtete (Sambok bei Bruneck etc.) Faltung dieser Glimmerschiefer und ihrer Intrusionen nach der Intrusion gut vereinbaren. Die geringe oder fehlende diaphthoritische Zersetzung der gefalteten Gesteine harmoniert sehr gut mit der Beobachtung an den ohne Diaphthorese durchbewegten und phyllitisierten Augengneisen dieser Zone (Passenjoch).

Fast für das ganze hier aus dem Tiroler Altkristallin untersuchte Material an Schliften durch Falten (ca. 20 Schlifflöcher) ergab sich also nachkristalline Faltung; mit diaphthoritischer Zersetzung (z. B. Stubai Schiefer unter den Kalkkögelu) oder ohne solche (z. B. Pustertal).

In betreff des Verhältnisses der Diaphthorese zur Faltung ergab sich folgendes:

Von gleich stark nachkristallin umgefalteten Gesteinen hat die Diaphthorese manche lokal, manche allgemein aber schwach, manche gar nicht ergriffen, ohne daß in Mineralbestand und Intensität der Durchbewegung die Ursache dieser Verschiedenheit liegen kann. Die diaphthoritische Zersetzung erscheint in vielen Fällen als ein Vorgang, welcher ohne primären Zusammenhang mit der Differentialbewegung (etwa als eine Form derselben), die bereits deformierten Gefüge ergreift. Da dies aber bisweilen an den stärksten durchbewegten Stellen am stärksten geschieht, scheint der Durchbewegung eine die Diaphthorese erleichternde Rolle zuzukommen. Nicht ausgeschlossen ist es, daß in manchen Fällen Zersetzung und Teilbewegung einander gegenseitig wechselseitig steigern und lokalisieren, ohne daß man mit Sicherheit die Diaphthorese als einen Modus der Teilbewegung deuten könnte.

12. Albitgneis von St. Corona am Wechsel.

Mohr hat (1912, Denkschr. d. Akad. d. Wissensch., 88. Bd., pag. 651, *ibid.* 1913, 82. Bd., pag. 330, Fußnote pag. 377) die Frage aufgeworfen und zum Teil bejaht, ob der Tauernhülle und den Wechselgesteinen Albitgesteine und Grauwackengesteine gemein sind. Da übrigens die Albitgesteine der Tauernhülle schon lange von Weinschenk beschrieben waren und später vom Verfasser (Denkschr. d. Akad. der Wissensch. 1911, 82. Bd., pag. 296 ff., Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt 1912, pag. 277 ff.) da ferner vom Verfasser die Wechselgesteine schon direkt mit Tauernhülle verglichen worden waren und beide mit der Grauwackenzone (vgl. 1910 Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt, Nr. 16), so waren Mohrs Fragen schon bejaht, ehe er sie aufwarf. Unter solchen Umständen schien ein Vergleich zwischen der Faltung der Albitgneise vom Wechsel und der Albitgneise der Tauern angebracht.

An mehreren Stellen war bereits von der Gefügebewegung dieser in der unteren Schieferhülle und im Wechselgebiet häufigen Albitgesteine die Rede. Da ich nur bei St. Corona für mich passende schleifbare Faltungen fand, werden erst spätere Untersuchungen ergeben, wie weit für die Wechselgneise das hier erörterte Verhältnis zwischen Kristallisation und Teilbewegung gilt.

Die Quer-Dünnschliffe der Faltungen (Scharniere mit einigen Zentimetern Schenkeldistanz und Höhe) zeigen folgendes:

Die Glimmer (Muskovit und Biotit) zeigen intensive Fältelung und *nd*s nach der Kristallisation. Sie sind verbogen und in fluidale Geflechte verwandelt, welche die augenförmigen Albitkörner umfließen. Die stärkere Knetung der Glimmer an den Scharnierenden ist deutlich. Diese Albite zeigen vollkommen den Habitus der aus der unteren

Schieferhülle beschriebenen auch hinsichtlich ihres *si* (stark oblonge Quarze, Muskovit, etwas Biotit). Dieses ist immer stark verlegt. Außerdem erweisen auch Zerpressungen der Albite, welche in den Scharnieren am stärksten werden, *n d* nach der Kristallisation und korrelat zur faltenden Deformation.

Besonders deutlich wird es an den Quarzen, daß die starke nachkristalline Gefügebewegung eine vollkommen ausreichende Teilbewegung der Faltung ist. Denn die stark kataklastischen Quarze sind dem Drucke in den Faltenknien entsprechend im Stengel zerpreßt und geregelt, wie dies schon an Quarziten vom Verfasser beschrieben wurde.

Ganz wie die Albitgneise der Schieferhülle erlebte dieses ursprünglich feingeschichtete Gestein Kristallisation der Feinschichtung bis zu einem gewissen Grad sodann Albitisation und stärkste nachkristalline *n d s* mit Umfaltung. Vor der Albitisation hat keine Faltung stattgefunden, wie das vollkommen unversehrte und geradlinig laufende *si* zeigt. Zuweilen ist aller oder fast aller Biotit Chlorit geworden. Diese Chloritisierung findet mehr oder weniger ausgedehnt statt in Biotitgeweben, welche bereits unter Herausbildung der Fetzengform der Biotite durchbewegt sind, also als lokale Veränderung nach der Gefügebewegung und nicht unmittelbar abhängig von derselben, etwa nur an den stärksten deformierten Stellen; wie das ja auch vorkommt. Ähnlich wie die Verglimmerung der Albite kann also die Chloritisierung sowohl statisch als in Form einer Deformationsmetamorphose im engeren Sinn auftreten.

Durch die starke vollständig nachkristalline Teilbewegung unterscheidet sich das Gestein von St. Corona von umgefaltetem Albitgneis aus der unteren Schieferhülle am Saun bei Sterzing (vgl. pag. 608), dessen Umfaltung stark von der Kristallisation überholt ist.

13. Granatphyllit und -Glimmerschiefer des Turraachtals, Steiermark. Diese Gesteine sind umgefaltet oder in größeren Falten bis zum Verschwinden der spitzen Scharniere umgefaltet.

a) Umgefalteter Granatphyllit.

Die Granaten zeigen in einem unregelmäßig umrissenen Kern meist nur eine schwache Andeutung der in den Randpartien vorzüglich ausgeprägten internen Reliktstruktur. Diese Kerne könnten entweder primär-klastische Körner sein, was das Fehlen von *si* erklären würde. Oder man kann annehmen, daß das Wachstum der Granatloblasten anfänglich ohne Aufnahme von *si* erfolgte, wofür man genug Beispiele kennt, ohne freilich eine sichere Ursache angeben zu können. Für die zweite Annahme spricht es, daß meistens *si* im Kern nicht ganz fehlt, sondern lediglich bedeutend schwächer ist, *si* besteht aus feingeschichtetem Quarz mit Erz und Opazit, meist gänzlich ungefaltet, manchmal mit beginnender Umfaltung. In solchem Gefüge erfolgte also die Granatbildung und Bildung von Muskovit und viel spärlicheren Biotitlamellen; sodann erfolgte die wesentlich nachkristalline Umfaltung, welche die Glimmerlamellen bog, knickte und an den Granaten staute, welche das ruhige *si* davor bewahrten. Hierbei erhielten zuweilen die Granaten

Risse, welche der auch nach der Durchbewegung noch mobile Quarz verheilte. Bis auf die reliktfreien Kerne der Granaten habe ich gleiches in der unteren Schieferhülle gefunden. Diaphthorese fehlt völlig.

b) Umgefalteter Glimmerschiefer (Muskovit, Biotit, Quarz).

An einem Querschnitt durch eines der vollkommen ausgespitzten Scharniere läßt sich sehr gut vorkristalline und nachkristalline Teilbewegung derselben Deformation trennen. Die zentralen Teile des Scharniers, wenn bei einer so enggeschlossenen Falte mit parallelen Schenkeln der Ausdruck zentral erlaubt ist, zeigen die Umbiegung ausgeführt durch fast durchwegs unversehrte große Biotite, deren Polygonalbögen das typische Bild für eine von der Kristallisation gründlich überdauernde Deformation aufweisen. In den dieses Quarz-Biotitgefüge umhüllenden Bögen zeigen die Glimmer, besonders aber der Muskovit, die Zeichen stärkster nachkristalliner Teilbewegung, Biegung und Glimmergeflechte durch *nds*. Ebenso hat intensive nachkristalline *nds* in den parallelen Faltenschenkeln stattgefunden.

Mehrere Ursachen dürften diese Sachlage bewirkt haben. Der Kern des Scharniers war durch reichlichen Quarzgehalt versteift und bot in seinem mechanischen Schutzbereich dem kristallisierenden Biotit Ruhe vor weiteren Differentialbewegungen. Auch die Muskovite gediehen hier zu großen unversehrten Schuppen. Dagegen nahm der Muskovit außerhalb dieses Bereiches fast die ganze weitere Differentialbewegung auf. Hiermit dürfte zusammenhängen, daß auch in den Muskovitgeflechten noch fast unversehrte Biotitgebälke vorkommen.

Jedenfalls liegt hier ein sehr deutlicher Fall von Umfaltung während und nach der Glimmerkristallisation vor; ohne Diaphthorese.

14. Glimmerschiefer von Ramingstein im Lungau. Vollkommen umgefaltet.

Die Granaten dieses Glimmerschiefers sind sehr oft oblong. Sie nehmen in solchen Fällen zwar verschiedene Stellungen gegenüber *s* ein, stimmen jedoch in der Längsrichtung genau mit ihrem *si* überein, welches gewöhnlich ausgezeichnet sichtbar ist. In einem Gestein mit Feinschichtung und feinem Korn fand also die Kristallisation von Granaten statt, deren zuweilen in oblonge Form wohl durch die leichtere Stoffzufuhr in *s* zustande kam. Diese Feinschichtung vor der Granatbildung zeigt nie eine Spur von Fältelung. Durch die folgende Differentialbewegung im Gestein ist *si* fast stets verlegt. Dagegen ist die Umfaltung von der Kristallisation von Biotit, Muskovit und Quarz überdauert, demnach, wenn man auch den Granat in Betracht zieht, eine parakristalline. An Stelle der Biotite treten bisweilen feinstkörnige Aggregate.

si im Granat enthält außer isometrischem und oblongem, scharf-eckigem Quarz auch noch Erz und schon wohlgebildete Biotitschüppchen. Demnach waren solche schon vor der Durchbewegung vorhanden und wir haben das jetzige Biotitgewebe daraufhin zu betrachten. Dieses erweckt vielfach den Eindruck, daß die Regeneration größerer zer-

störter Biotite zuweilen keine vollkommene geworden ist, sondern an Stelle derselben Aggregate mit Siebstruktur treten. Vielleicht ließe sich diese Vermutung an einem größeren Schriffmaterial beweisen.

Übersicht.

Die Beispiele aus altkristallinen Arealen erlauben folgende Hinweise:

Vorkristalline Faltung erfolgte in den schon vor ihrer gabbroiden Erstarrung durchbewegten Amphiboliten vom Weißhorn im Sarntal, welche hierbei auch Selbstinjektion mit sauren Resten erlitten.

In dem Zuge von Altkristallin nördlich vom Brixner Granit wurde außerdem vorkristalline Faltung noch nachgewiesen in mineralreichen Glimmerschiefern vom Thaser Hof bei Meran und in einem Beispiel vom Jaufen. Bezeichnend aber ist für diesen Gesteinszug nachkristalline Faltung meist ohne zugehörige Diaphthorese (Langtaufers, über Pens, Penserjoch, Mauls) und besonders ist das von den der äußeren Form nach oft Ptygmatiten gleichenden Faltungen der Aplit- und Granitgänge im Glimmerschiefer (Altfalstal) anzumerken.

Nachkristallin mit korrelater Diaphthorese ist die Verfaltung der Stubaier Gneise mit dem Mesozoikum der Kalkkögel. Im Osten wurde in den Amphiboliten der Breitenau (nördl. Graz) nachkristalline Faltung mit Diaphthorese gefunden und im Albitgneis des Wechsel, der sonst den Tauernalbitgneisen vollkommen entspricht, nachkristalline Faltung.

Auch für parakristalline Faltung wurden im Osten (Lungau) Beispiele gefunden.

IV. Faltung in phyllitischen Gesteinen.

Das Material für diese Schriffe wurde folgenden Gebieten entnommen: Quarzphyllit südl. des Brixner Granits (12 Schriffe); Quarzphyllite und Kalkphyllite der oberen Schieferhülle einschließlich der Tuxer Phyllite und ihrer Einlagen sowie der Tarntaler Phyllite (18 Schriffe); Quarzphyllit der Tuxer Voralpen einschließlich Nöblacher Joch und Turrach in Kärnten (7 Schriffe).

Damit, daß die hier zusammengestellten Gesteine im Vergleich zu Altkristallin und unterer Schieferhülle arm an Neubildungen sind und ihr Korn sehr klein ist, wird die Aufgabe, Beziehungen zwischen Kristallisation und Teilbewegung zu untersuchen, zuweilen schwierig, zuweilen unlösbar.

1. Albitphyllit mit gefalteten Quarzgängen, Rienzschlucht bei Brixen.

Im Brixner Quarzphyllit findet man sehr häufig und in verschiedenster Mächtigkeit weiße Quarzgänge, welche mit schlängelnden weichen bogigen Scharnieren stärkstens gefaltet sind, mit ausgezeichnet ersichtlicher Regel der Stauchfaltengröße. Man kann sie insofern „Gänge“ nennen, als sie derzeit mehr oder minder quer zur Schieferung verlaufen. In den bisher untersuchten Schriffen zeigt es sich aber, daß es sich vor der Faltung um Quarzlagen in *s* handelte.

Bei der Faltung auf Druck ungefähr // s wurden solche Quarzlagen, welche zuweilen selbst wieder Feinschichtung durch Wechsel in der Korngröße und Glimmerlagen erkennen lassen, gemäß ihrem ziemlich großen Widerstand zu größeren oder kleineren Falten gestaut nach der Regel der Stauchfaltengröße. Korrelat hierzu wurde die Feinschichtung des Phyllits in winzigen Falten mit oder ohne Zerreißung der Scharniere umgestellt und dieses umgestellte s verläuft nun mehr oder weniger quer zu den Quarzlagen, ist aber nur eine andere Reaktion eines anderen Materials auf ganz dieselbe Beanspruchung des Gesteins, welche die Quarzlagen schlängelte. Dieser Vorgang: Druck ungefähr in s , feinste Umfältelung des Phyllitgefüges und Schlingelung der festeren Einlagen ist etwas in den Tiroler Phylliten und überhaupt in Schiefen weit verbreitetes. Dieselbe Regel der Stauchfaltengröße, welche Profile beherrscht, kommt hier unter dem Mikroskop zum Ausdruck: je geringer die Knickfestigkeit einer Lage, desto kleiner ihre Falten. In diesem Falle treten Extreme, harte Quarzlagen und weiche Phyllit nebeneinander und bedingen das hier beschriebene Bild. Bereits anderen Orts wurden die Folgen noch weiterer Faltung und der Schiebungen in dem nun umgestellten s beschrieben: auch die Scharniere der Quarzgänge zerreißen und lentikuläre Quarzmassen schwimmen in dem umgestellten s . Dieses für Gebiete mit Differentialüberschiebungen (Tauern, Innsbrucker Quarzphyllit etc.) vorherrschende und charakteristische lentikuläre Stadium finden wir im Brixener Quarzphyllit ebenfalls, aber zurücktretend. So daß wir nach dem Verhalten der häufigen lediglich geschlingelten Quarzlagen geradezu eine geringe Verbreitung von Differentialüberschiebungen für den Brixener Quarzphyllit annehmen können. Einfache Zusammenschiebung mit Umstellung von s und entsprechend einem Drucke ungefähr in der Richtung des noch nicht umgestellten s ist sehr häufig.

In welchem Zustande des Gesteins ist nun diese Umfaltung (Quarz) und korrelate Umfältelung (Phyllit) dieser Gesteine erfolgt.

Diese Faltung ist jedenfalls unter Umständen erfolgt, unter welchen die Quarzlagen sich nicht fließend im strengen Sinn, sondern als Körper mit der Fähigkeit zur Leitung gerichteten Druckes umformten. Das lehrt das Vorhandensein der für solche Fragen sehr oft ausschlaggebenden Regel der Stauchfaltengröße mit Sicherheit.

Bei dieser Gelegenheit sei wiederum bemerkt, daß sich ganz dieselbe Überlegung auch für die Frage empfiehlt, ob manche geologischen Profile mit oder ohne Druckleitung zustande gekommen sind, wonach man manchen Schluß auf die Bedingungen (Deformationsgeschwindigkeit, kristalline Mobilisation etc.), unter welchen sie die betreffende Tektonik erhielten, wagen kann.

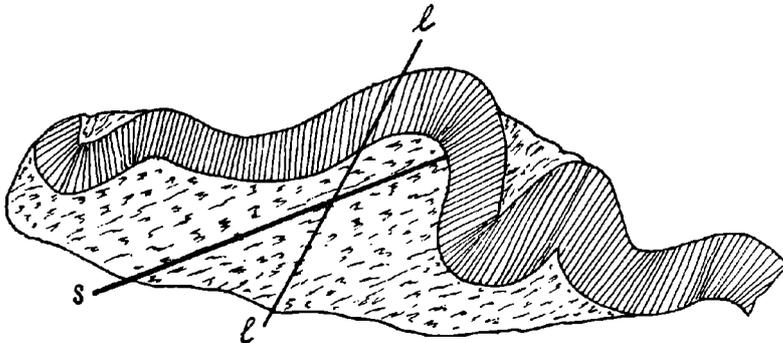
Zunächst wurde ein „Gang“ von 1 cm Mächtigkeit untersucht. Im Querschnitt der Falten findet man als Beleg dafür, daß die Faltung bei festem Quarzgefüge erfolgte, deutliche Zertrümmerung des Quarzes zu feinkörnigem Gefüge an den, den Biegetrajektorien entsprechend, meistgepreßten Innenseiten der Scharniere. Sonst zeigen die Umriss der verzahnten und undulösen Quarzkörner weder im Querschnitt noch im Längsschnitt der Falte Regelmäßigkeiten.

Dagegen zeigen die Quarzkörner eine ausgesprochene Regelung ihrer Achsen.

In dem hier beigegebenen Querschnittsbild Fig. 1 bezeichnen die Schraffen im Quarzgang die Lage von γ' . Der Quarzgang liegt im Albitphyllit, welcher umgefältelt ist, so daß sein s jetzt die in der Zeichnung mit s bezeichnete Lage einnimmt.

In einem Längsschnitt (l in Fig. 1), welcher parallel zur Faltenachse normal auf den faltenden Druck, leider etwas seitlich vom Scheitel des Scharnieres, also nicht als genauer Radialschnitt durchging, findet man die Quarzgefügeregel in ihrer gewöhnlichen Form ausgezeichnet vor. Fast alle Körner dieses Schnittes sind so geregelt, daß die Hauptachsen ungefähr normal auf den Wänden des Quarz-„ganges“ stehen. Die c -Achsen bilden sozusagen einen Rasen mit ungefähr parallelen Halmen (= Schraffen in Fig. 1), ohne daß gedachten Halmen etwa eine oblonge Form der Körner entspräche.

Fig. 1.



Um sich nun die Regelung der Achsen im Faltenquerschnitt vorzustellen, denke man sich, daß unser Achsenrasen zunächst auf einem ebenen Boden wachse, welcher sodann in Falten gelegt wird. Die Halme stehen nun nicht mehr parallel untereinander, aber noch immer senkrecht auf dem nun gewellten und gefalteten Boden.

Diese Anordnung der Achsen zeigt zweierlei.

Sie läßt sich, wenige Stellen ausgenommen, nicht als eine Einstellung der Quarzachsen auf den faltenden Druck auffassen.

Vielmehr erscheint sie als eine schon vor der Faltung vorhandene Anordnung anlässlich der Faltung in die Faltenbögen nur so miteinbezogen, wie die Halme in unserem Beispiel vom Rasen oder wie Tuschmarken, mit welchen wir eine Lage vor der Faltung senkrecht schraffiert hätten, nach der Faltung in den Scharnieren radial angeordnet erschiene. Im Falle einer Anpassung der Quarzachsen an die mit Faltung häufig zugleich auftretende Streckung parallel den Faltenachsen beobachtet man, wie ich anderen Orts beschrieb, daß

Schnitte parallel zur Faltungsachse auffällig viel Querschnitte, aber wenig oder keine isotropen Schnitte aufweisen, weil sich die Quarzachsen mehr und mehr frei bewegen können, aber ohne aus der Querschnittsebene zu gehen. Auch diese Anpassung ist in unserem Falle nicht nachzuweisen.

Die Betrachtung der Quarzlagen hat also ergeben, daß die Faltung jünger ist als die Achsenregel der Quarzkörner und jünger als die Kristallisation des grobkörnigen Quarzgefüges, welches an den Innenseiten der Scharniere zertrümmert wurde.

Wo der Glimmer (Muskovit und Chlorit) mit dem Quarz der Quarzlage in Berührung tritt, zeigt er sogleich bessere kristallographische Ausbildung in Gestalt größerer, meist vollkommen unversehrter Schuppen. Dies tritt besonders in den Kniekehlen der Scharniere hervor. An den Stellen, welche durch die Faltung aus dem umgebenden Gewebe gleichsam abgezwickt wurden, entstanden Nester richtungsloser unversehrter Glimmer, deren Kristallisation nach der Faltung auch daraus sehr gut ersichtlich ist, daß sie Sprünge füllen, welche im Quarzit korrelat zur Faltung entstanden. Es hat also nach der Faltung Kristallisation von Muskovit und Chlorit noch stattgefunden.

Die wie oben erläutert korrelat zur Faltung der Quarzgänge erfolgte Umfältelung des Tonschiefergefüges, an welche sich häufig Bewegung im umgestellten *s* anschließt, zeigt folgende Beziehungen zur Kristallisation. Das Folgende kann zugleich als Beispiel dienen für die Beziehungen einer Clivage in Tonglimmerschiefer zur Metamorphose, welche natürlich nicht immer dieselben sind wie im vorliegenden Gestein, sich aber häufig genug bei mikroskopischer Untersuchung als gut vergleichbare erweisen dürften.

Das älteste, was uns vom Gesteinsgefüge erhalten ist, ist eine Feinschichtung, welche die Albite durchzieht. Dieses im Albit durch Opazit gezeichnete *si* ist zuweilen selbst gänzlich ungestört; an anderen Stellen im Gestein zeigt es bereits beginnende Fältelung. Die Bildung der großen Hauptgeneration von Albit ist in diesen Schliften demnach in einem Stadium erfolgt, als das Gefüge noch wenig oder gar nicht durchbewegt und wenig kristallin war und man trifft in diesen Schliften nur als Seltenheit Albite, welche als jüngere Holoblasten *si* bereits gefältelt und kristallin, so wie es heute vorliegt, umschlossen.

An anderen Stellen des Gesteins aber erfolgte die Albitisation ganz allgemein später, ohne daß man ohne eingehendere Untersuchungen sagen könnte, wovon das abhängt. Die im übrigen ganz gleich ausgebildeten Albite zeigen *si* gefaltet und bisweilen sogar unverlegt und es besteht aus tropfenförmigen, sehr oblongen Quarzen, wie ich solche aus der Schieferhülle der Tauern beschrieb.

Überhaupt ist auch bei dieser Gelegenheit zu bemerken, daß die Albitphyllite des Brixner Quarzphyllits auf das vollkommenste mit dem Quarzphyllit der Hochfeilerhülle übereinstimmen, wie man nunmehr sieht, auch in der Art ihrer Metamorphose.

Zusammenfassend kann man sagen, daß die Fältelung im Gestein bald vor, bald nach der Albitisation begann; für bestimmte Stellen im Gestein aber, was die weitaus größere Mehrzahl der Albite anlangt, entweder nur vor oder nur nach. Fast immer dauert die Fältelung sogar in ihrem wesentlichsten Abschnitt, der vollständigen Umstellung von *s*, nach Bildung der Albite fort (verlegtes *si* der Albite). Dennoch kommen sehr spät gebildete Albite vor, so daß, das ganze Gestein betrachtet, die Fältelung schon vor der Albitisation stattfinden kann, aber die Albitisation häufig wesentlich überdauert. Jedenfalls stehen sich beide Vorgänge zeitlich nahe und fallen vielfach in eine Periode. Eine Anpassung der Albite an die Schieferung ist manchmal zu bemerken, aber nicht sicher zu deuten.

Anschließend an die Albite sind große Chlorite in Gestalt der „Querbiotite“ zu erwähnen, welche die fertigen Albite als Einschlüsse umwachsen haben, also jünger sind als diese. Ferner Granaten mit ungefälteltem, zuweilen auch unverlegtem *si*.

Die Muskovite in der Kleinfältelung sind, besonders wo das Gefüge Quarz enthält, oft sehr deutlich jünger als die Fältelung, was mit dem in den Faltenknien der Quarzgänge Beobachteten übereinstimmt. Teilweise aber wurden die Glimmer von der Fältelung bereits vorgefunden und deformiert. Besonders ist dies der Fall, wo im Anschluß an die Umfaltung Bewegung im umgestellten *s* eintritt (Glimmergeflechte).

Wenn man nun bedenkt, daß die Kristallisation von Muskovit und Albit eine gewisse Zeit braucht, so erscheint hier wie in manchen anderen Fällen eine gleichsinnige Deformation (die Umfaltung) als ein langdauernder Prozeß, welcher nicht kontinuierlich fortläuft, sondern sich in Phasen zerlegen läßt, zwischen welchen das Gestein Zeit hat zur Kristallisation.

2. Quarzphyllit, Flaggertal bei Franzensfeste.

In einem Quarzphyllit (Granaten mit verlegtem *si*) wurde ein etwa fingerbreiter Quarzgang bis zum Parallelismus der Schenkel gebogen. Der Gang selbst zeigt keinerlei Gefügeregel, nur im inneren Scharnier etwas kleinere Körner. Im Phyllit läßt sich an dieser Stelle Kristallisation nach der Faltung annehmen. Die stark oblongen Quarze des zwischen den Faltenschenkeln wie in einem Schraubstock gepreßten Phyllits sind nicht durch diese Pressung erzeugt worden, sondern finden sich schon als *si* in einem Granat im innersten Scharnier, und zwar unter rechtem Winkel zur Phyllitschieferung angeordnet.

3. Quarzitischer Quarzphyllit, Vahrn bei Brixen.

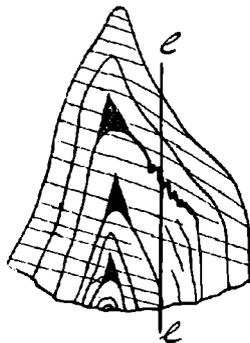
a) Eine feingefältelte Varietät (Muskovit, Quarz, Feldspat) zeigt ausgezeichnete Feinschichtung durch Quarzkörnerlagen verschiedener Korngröße. Diese sind ohne ersichtliche Zerbrechungen gefaltet. Die Faltung ist älter als die Muskovite, welche die Scharniere in Form unversehrter Glimmergebälke umziehen.

b) Eine in größere Falten gelegte biotitreiche Varietät bietet ein gutes Beispiel für eine von der Kristallisation überdauerte De-

formation mit Kristallisationsbewegung. Die Quarzlagen in der Falte zeigen Scharniere, welche außen rund, innen spitz sind. Im Querschnitt sieht man jede nach außen folgende Quarzlagenfalte auf der inneren sitzen wie einen Reiter im Sattel, aber einen Reiter, der den Sattel nicht berührt, sondern sich in den Bügeln hebt, so daß zwischen ihm und dem Pferde ein Raum bleibt, begrenzt vom Sattel und von den Schenkeln des Reiters, ungefähr ein spitzwinkeliges gleichschenkeliges Dreieck (schwarz in Fig. 2). Im Gesteine nun ist dieser Raum gefüllt, besonders durch den Glimmer (Muskovit und Biotit), welcher die Quarzlagen trennt.

Solche Räume entstanden bei der Faltung, indem jede Falte infolge der seitlichen Pressung mit ihren Schenkeln von der, auf welcher sie saß, abglitt, sich also unter Schiebung in s abstaute. Hierbei kann eine gewisse grobmechanische Hineinschürfung von Glimmer

Fig. 2.



in den (wahrscheinlich niemals offenen) Raum erfolgt sein, sicher aber auch Kristallisationsbewegung von Quarz und Glimmer, welche diesen Raum in statu nascendi zur Kristallisation benützten.

Da sich das erst bei der Faltung neugebildete Gefüge in dem besprochenen Raum durch nichts vom übrigen Gefüge unterscheidet, so ist es zum mindesten nicht auszuschließen, daß Kristallisationsbewegung auch bei der Deformation der Quarzlagen selbst eine Rolle gespielt habe.

Wenn es sich darum handelt, die Richtung von γ' und α' in größeren Präparaten zu bestimmen, so kann man diese Richtung γ' am besten während das Präparat u. d. M. liegt mit einer feinen Tuschfeder auf das Deckglas zeichnen an den Stellen, wo eben Gefügeregelung sichtbar ist, wie das in Fig. 1 und 2 durch Schraffen ausgeführt wurde.

Ist die Regelung nicht vollkommen, sondern umfaßt nur die Mehrzahl der Körner, so empfiehlt es sich, durch Heben des Tubus unscharfe Einstellung zu erzeugen, bei welcher das Quarzmosaik mit seinen blauen und gelben Körnern bei Drehung die Mischfarben sozusagen von der gelbsten Stellung bis zu der blauesten zeigt,

welch letztere aufzusuchen leichter fällt als angesichts des scharfeingestellten Mosaiks, in welchem man den Wald vor Bäumen nicht sieht.

Außerdem ergibt die unscharfe Einstellung noch andere Vorteile für das Studium der Gefügekunde. Sie ist für die Wahrnehmung mancher Züge im Gefügebild ebenso zu empfehlen wie die Betrachtung eines pointillistisch gemalten Bildes aus der Entfernung mit unscharfer Einstellung unseres Auges auf die einzelnen Farbflecke des Pinsels. So sehen wir z. B. die einzelnen Quarzkörner im Gipsrot, welche wir gewohnt sind bei scharfer Einstellung allein als Individuen zu betrachten, bei unscharfer Einstellung nicht mehr, dafür aber Gruppen subparallel orientierter Körner, welche sozusagen ein Individuum höherer Ordnung im Gefüge bilden. Gerade in Quarzgefügen läßt es sich sehr oft zeigen, daß diese Individuen höherer Ordnung manchmal rundlich, andere Male auf charakteristische Art durcheinandergreifend vorkommen, so daß man verschiedene Gefüge höherer Ordnung in diesem Sinne festzustellen und zu erklären hat. So bildet, um ein Extrem als Beispiel zu nennen, ein durch und durch ideal geregelter Quarzit ein einziges Individuum in diesem Sinne. Meist aber lassen sich innerhalb desselben doch Individuen höherer Ordnung unterscheiden und der Quarzit ist nicht vollkommen homogen geregelt.

Wenn man nun in einem Schliffpräparat die vorherrschende Richtung von γ' festgestellt hat, so weiß man, daß die Hauptachsen der geregelten Quarze in einer Ebene liegen, welche in der Richtung von γ' senkrecht auf den Schliff errichtet ist. Um aber zu finden, welches die Hauptrichtung der geregelten c -Achsen ist, braucht man noch einen Schliff. Dieser wurde im vorliegenden Falle senkrecht auf den ersten angelegt; die Falte war quer und längs geschnitten worden.

Auch in diesem zweiten Schnitt wird die Richtung von γ' bestimmt und zugleich damit, wie oben gesagt, die Ebene, in welcher die Hauptachsen der Quarze liegen müssen. Man kennt nun zwei Ebenen, von deren jeder man weiß, daß die c -Achsen in ihr liegen müssen. Sind diese Ebenen nichtparallel, wie im vorliegenden Falle, so ist ihre Schnittlinie die vorwaltende Richtung, in welcher die Hauptachsen der Quarze subparallel zueinander gerichtet sind. Diese Methode ist für jedes Gefüge anwendbar, dessen Körner man optisch orientieren und von welchem man Querschnitte herstellen kann.

Im vorliegenden Fall ergab diese Methode, zu deren besserer Durchführung allerdings noch einige große Schriffe nötig gewesen wären, daß ein ganz anderer Fall von Quarzgefüge vorliegt als in den unter 1 beschriebenen Quarzfalten. In beiden Fällen ist die Regelung der Quarze ohne Beziehung zu Biegetrajektorien in der Falte. Im Falle 1 war aber die Regelung älter als die Faltung und die Quarzachsen lagen dementsprechend, wie beschrieben, radial in den Faltenbögen. Im vorliegenden Falle ist die Regelung der Quarze jünger als die Faltung und durchsetzt alle Scharniere ohne jede Beeinflussung durch dieselben, als wären sie gar nicht vorhanden. Das Gestein ist so geregelt, als wäre es ein ungefalteter Quarzit, welchen ungefähr derselbe Druck regelte, der in diesem Falle zuerst zur Faltung geführt hat.

Wie in allen Fällen von Gefügeregelungen, so hätte man auch in diesem Falle zwei Umstände zu berücksichtigen: Entsprechend der Regelung erhält erstens das ganze Gestein mehr oder weniger dieselbe Orientierung in seinen Eigenschaften, welche das einzelne Mineral zum Kristall macht. So sind in diesem Falle elektrisches und thermisches Ellipsoid im geregelten Quarzit so angeordnet wie im Quarz z. B. der längere Durchmesser des thermischen Ellipsoides $\perp s$ und // zum regelnden Druck. Der Elastizitätsmodulus E wird $\perp s$ größer sein als in s , bzw. // zum regelnden Druck größer als \perp dazu. Dasselbe ließe sich von der Zugfestigkeit sagen, falls die Festigkeit des bindenden Zements größer wäre als die der Körner, was aber nicht bekannt ist. Leider fand ich auch keine Angaben über die Druckfestigkeit von Quarz $\perp c$ vor; // c ist sie durch Rinne bekannt gemacht. Anderenfalls ließe sich der zweiten an alle geregelten Gefüge zu stellenden Frage nähertreten, ob das Gefüge aktives oder passives Verhalten während seiner Regelung zum Ausdruck bringt, wonach ich aktive und passive Gefüge unterscheiden möchte. Ist z. B. ein Gefüge so geregelt, daß es sich auf gerichteten Druck beziehen läßt, so gibt es zwei Möglichkeiten. Entweder seine Körner liegen alle so, daß ihre größte Druckfestigkeit oder ihr maximaler Kristallisationsdruck // jenem gerichteten Druck liegt, welcher sozusagen den maximalen Widerstand des Gesteins als Reaktion wachgerufen hat, so z. B. wenn sich wachsende Kristalle so regeln, daß das Gestein eine gewisse Belastung durch Wachstumsdruck aktiv überwindet. Oder die Regelung bedeutet eine Anpassung des Gesteins an den Druck im Sinne sich verringernden Widerstandes im Sinne passiven Nachgebens und Ermöglichung der fortlaufenden Deformation mit kleinster Arbeit.

Die für die Geologie in mannigfaltiger Beziehung fruchtbare Aufgabe, die geregelten Gesteine von den zwei genannten Standpunkten aus zu besprechen, stößt derzeit leider noch allzuoft auf den von Rinne hervorgehobenen Mangel an Feststellungen von Druckfestigkeiten der Minerale. Doch besteht bekanntlich Aussicht, daß dieser Mangel durch das Interesse verschwinden wird, welches die Baumaterialienkunde an solchen Bestimmungen bekommt.

Bemerkenswert ist noch, daß in diesem Falle einer Regelung der Quarzachsen Normalspannungen entscheidend waren. Man ersieht das daraus, daß keinerlei Schiebungen die Falten durchziehen, welche doch älter als die Quarzgefügeregel sind.

Es erfolgte also im vorliegenden Falle eine Faltung mit Bewegung in s und Kristallisationsbewegung zum mindesten bei der Füllung der „dreieckigen Räume“ (s. o.). Die Kristallisation von Glimmer und Quarz überdauerte diese Faltung. Ohne Abhängigkeit von den Faltenformen fand sodann Quarzgefügeregelung statt.

4. Kontaktmetamorpher Quarzphyllit nächst Norit, Astjoch, Pustertal.

Der Quarzphyllit zeigt nächst dem Kontakt besonders starke Faltung und felsitisches Aussehen. Das unregelmäßige Quarzgefüge ist unversehrtes typisches Kontaktmosaik. Der Muskovit hat jede für Phyllite charakteristische Form verloren und bildet feinstkrümelige

Lagen mit Aggregatpolarisation aus zahllosen winzigen regellosen Schüppchen. Diese Lagen dienten als Zufuhrweg für reichlichen Turmalin, welcher sich darin (ohne *si*) ansiedelte, häufig in Gestalt kleiner „Sonnen“.

Vollkommen von der Kontaktmetamorphose überholte Faltung. Die Kristallisation bedeutete hier das Ende der Beweglichkeit, welche zuerst nach den Befunden im Felde in der Nähe des Intrusivs gesteigert war. Abgesehen vom mikroskopischen Bilde genügt hier der Befund im Feld (felsitartig dichtes Gestein aus Phyllit), um zu begreifen, daß dieses Gestein nach anfänglich gesteigerter Beweglichkeit (heftige Faltung) schließlich (in höher kristallinem Zustande) erstarrte.

5. Quarzphyllit (mit Albit), südlich vom Dreihornspitz, Senges bei Mauls.

Faltung wesentlich nachkristallin. Im Quarzglimmergefüge aber auch etwas Abbildungskristallisation.

6. Biotitphyllit (mit Chlorit), nördlich vom Satteljoch, Senges bei Mauls.

Faltung wesentlich nachkristallin. Bildung von großen Chloriten nach der Faltung und Bewegung in *s*.

7. Quarzphyllit, Grat der Weißspitze gegen Gossensaß.

Das Gestein erlitt vollkommene Umfaltung und sodann Linsensbau durch starke Bewegung im umgestellten *s*. Letztere verlief nachkristallin und fluidale Glimmergeflechte bezeichnen ihren Weg. Zwischen diesen aber sieht man Lagen, in welchen die Umfältelung von der Kristallisation überdauert und ausgezeichnet abgebildet ist. So kommt es, daß in solchen Lagen, zwischen welchen die nachkristalline Bewegung in *s* vor sich ging, zahlreiche ganz unversehrte Glimmer quer zum jetzigen *s* auffallen. Es sind das die Glimmer, welche die erste Umfältelung kristallin abbilden. Also Umfaltung wesentlich von der Kristallisation abgebildet. Sodann aber noch mit Verschonung vieler Lagen nachkristalline Bewegung in *s*.

8. Albitphyllit mit Graphit, Nopfspitze, Wildlahnertal.

Dieses Gestein zeigt äußerst feinkörnige, in sich selbst wieder feingeschichtete Quarzlagen, welche, wie bei dem unter 1 beschriebenen Gestein, korrelat zur Umfältelung des Tonschiefers in größere Falten gelegt sind, ohne irgend etwas Bemerkenswertes zu zeigen.

Die Feinschichtung durchzieht als *si* (Opazit, Quarz) die zahlreichen, meist isometrischen Albite. Deren Bildung fand vor der Fältelung statt: gefaltetes *si* ist eine Seltenheit.

Sodann erfolgte die intensive Umfältelung mit anschließender Bewegung im umgestellten *s*. Hierbei wurde *si* verlegt und steht jetzt meist senkrecht auf dem umgestellten *s*. Die Albite selbst treten in Lagen parallel der Feinschichtung dicht gehäuft auf, was wahrscheinlich die Abbildung einer durch Feinschichtung bedingten Inhomogenität bedeutet. In zwei Fällen wurde eine solche Lage gleich den Quarzlagen in größere Stauchfalten gelegt.

Nach der Faltung fand noch etwas Kristallisation statt: Glimmer und *si*-freie Säume an Albiten.

Faltung also im wesentlichen nachkristallin, aber von der Metamorphose (Albitisation!) doch etwas überdauert.

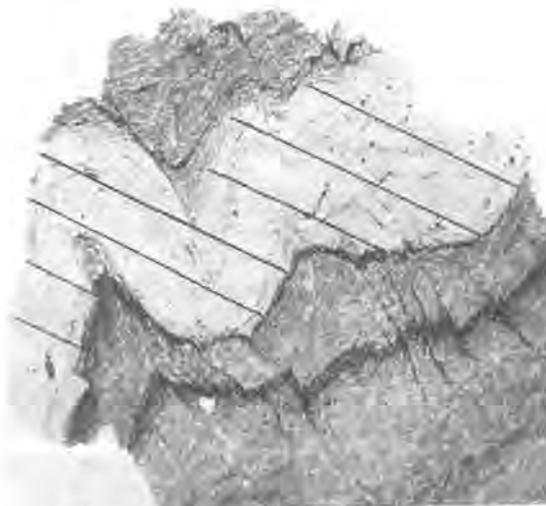
9. Kalkphyllit, Hoher Nopf, Wildlahnertal, Schmirntal, Brenner.

Nachkristalline Faltung, nachweisbar in bezug auf Glimmer und Kalzit.

10. Quarzit, Schöberspitze, Wildlahnertal, Schmirntal, Brenner.

Nachkristalline Faltung, bezüglich Quarz und Glimmer, mit Abbildung von Biegetrajektorien. Beschreibung siehe in Tschermaks Mitteilungen 1911, pag. 288.

Fig. 3.



11. Quarzphyllit, Schöberspitze, Kaserer Tal, Schmirntal, Brenner.

Nachkristalline Faltung bezüglich Quarz und Glimmer. Beschreibung l. c.

12. Quarzphyllit, nördlich von den Kalken der Frauenwand bei Hintertux.

Faltung wesentlich nachkristallin bezüglich Glimmer. Selten und nur im quarzreichen Gefüge unversehrte Glimmerplättchen.

13. Quarzphyllit, nördlich vom Tuxjoch. Ebenso.

14. Quarzphyllit, Hennensteige, Lizum.

Vollständig nachkristalline Faltung bezüglich Glimmer (fluidale Geflechte) und Quarz (stärkste unverheilte Kataklyse, Regelung der Achsen: *c* parallel zum faltenden Druck).

15. Tarntaler Schiefer mit gefalteter quarzitische Lage; Klammjoch, Tarntaler Kögel. (Fig. 3.)

Äußerst feinkörniges Gefüge. In der Quarzitlage geregelt, unabhängig von den Faltenformen, aber im Sinne des faltenden Druckes die Scharniere schneidend. Anscheinend wesentlich nachkristallin. Die Schraffen in Textfig. 3 geben die Lage der Ebene, in welcher γ' liegt.

16. Quarzphyllit des Nöblacher Joches, Brenner.

Wesentlich nachkristalline Faltung mit ausreichender Biegung großer Glimmer. Polygonale Glimmer in Scharnieren selten. („Steinacher Karbon“ der Steinacher Decke.)

17. Quarzphyllit, Steinturrach, Kärnten.

Nachkristalline Faltung bezüglich Muskovit (Geflechte) und Quarz (Kataklyse, Regelung). Nach der Faltung reichliche Bildung unversehrter Chlorite.

18. Quarzphyllit des Vikartales bei Innsbruck.

Schon früher wurde auf die durch Abbildungskristallisation weit überholte Faltung dieses Gesteins hingewiesen (Tschermaks Mitteilungen 1911, Taf. I, Fig. II). Da und dort hat diese Faltung aber auch die Glimmer sehr erheblich deformiert. Sie ist demnach parakristallin, wesentlich vorkristallin.

Bisweilen sind an Stellen mit Muskovitgeflecht nach dessen Bildung noch Querbiotite kristallisiert, welche vom Muskovitgeflecht reliktilsch durchzogen werden (unverlegtes *sz*).

19. Quarzphyllit, Rosenjoch-Penzenböden, Tuxeralpen, Tirol.

Wesentlich nachkristalline Faltung mit geringer Rekristallisation.

20. Quarzphyllit, Ahrntal bei Innsbruck.

Wesentlich nachkristalline Faltung.

21. Kalkphyllit, Sidanjoch, Tuxer Voralpen.

Parakristalline Faltung, von der Kristallisation (Kalzit, Muskovit, Chlorit) stark überholt.

Übersicht.

Unter den Phylliten fallen die wesentlich nachkristallinen Faltungen auf, sowohl in den „tauernkristallinen“ Phylliten der oberen Schieferhülle (Pfundner Gebirge, Steinacher Decke, Einfaltungen in die Tuxer Phyllite) als in den Tarntaler Phylliten und den Tuxer Voralpen, in welchen letzteren jedoch parakristalline Beispiele hinzutreten.

Für die Brixner Phyllite ist parakristalline Faltung charakteristisch.

Bemerkenswert ist der vorkristalline Charakter der Faltung im Kontaktphyllit des Norits vom Astjoch, welches auch für die Kontaktphyllite von Klausen in ihrer ganz den Verhältnissen am Astjoch entsprechenden „Feldstein“-Fazies gelten dürfte.

V. Falten aus dem böhmischen und finnischen Kristallin.

1. „Bittescher Gneis“ F. E. Suess. Boratsch in Mähren. Umgefalteter Hornblendegneis zeigt vorkristalline Faltung. Die Kristallisation von Hornblende und Biotit in den Scharnieren, ebenso die Verwachsungen von Quarz und Feldspat erweisen sich als jünger als die Faltung. Die Zersetzungserscheinungen sind noch jünger und dementsprechend ganz ohne Zusammenhang mit dem Faltungsvorgang.

Auch in einem Biotitgneis mit feinsten Lagenstruktur erweist sich die Faltung als vorkristallin.

2. „Fugnitzer Schiefer“, Fugnitz in Mähren.

Vollkommen vorkristalline Faltung hinsichtlich sämtlicher Bestandteile (Muskovit, Biotit, Quarz, Feldspate).

3. Biotitgneis, Weißenkirchen im niederösterreichischen Waldviertel.

Die den Ptygmatiten Sederholms gleichende Faltung ist ganz und gar vorkristallin in bezug auf alle Minerale (Biotit, Quarz, Feldspate).

In einem Präparat ist Chloritisierung der Biotite ganz unabhängig vom Faltungsakt anzumerken. Von

4. Biotitgneis, Krems a. d. Donau, gilt dasselbe.

5. Biotitgneis von Brändö Harun, westlicher Schärenhof der finnischen Südküste.

Vorkristalline Faltungen. An den Scharnieren der ptygmatisch gefalteten sauren Gänge ist trotz des jetzt unversehrten Gefüges zu bemerken, daß rupturale Teilbewegung ehemals an den Stellen stärkster Pressung zu feinkörnigerem Gefüge führte.

Übersicht.

Alle Beispiele waren vorkristallin gefaltet.

Erläuterung der Bilder.

1. Falte aus ungebundenen, in feuchtem Zustande knetbaren Terrassensanden, Hötting bei Innsbruck. Weder Kornzerbrechung noch Kristallisation hat als Teilbewegung der Faltung eine Rolle gespielt, sondern nur die Verschiebung der Körner gegeneinander, wobei keinerlei Desorientierung derselben aus der sedimentären Feinschichtung erfolgte. Schwellen (Faltenstirnen!) und Schwinden (Schenkel!) der sedimentären Lagen, je nachdem sie parallel oder normal zum faltenden Drucke stehen.

2. Rhätizitphyllit mit Graphit, Saxalm, Venna, Brenner. Nachkristalline Faltung. Gebogene Rhätizite bei r. Siehe Text II, Nr. 14.

3. Grünschiefer mit Albit und Ankerit, Wald über Gasteig im Ridnauntal bei Sterzing. Nachkristalline Faltung. Siehe Text II, Nr. 7.

4. Amphibolit, Pfossental. Vorkristalline Faltung. Siehe Text II, Nr. 4.

5. Glimmerschiefer, Thaserbauer bei Meran. Vorkristalline Faltung. Siehe Text III, Nr. 6.

6. Glimmerschiefer der unteren Schieferhülle, Block, Kalch am Jaufen. Parakristalline Fältelung. Die Faltung ist überdauert von der Kristallisation, vgl. 1. und 2. Faltenbogen, eckig aus mechanisch unversehrten Glimmern; daneben, namentlich im folgenden 3. Faltenbogen rund gebogene Muskovite.

7. Glimmerschiefer, Pfossental - Hintergrund. Parakristalline Faltung. Siehe Text II, Nr. 3.

8. Glimmerschiefer, Kramerspitze, Hintergrund des Sengestales bei Mauls. Parakristalline Faltung. Siehe Text II, Nr. 12.

9. und 10. Albitphyllit, Saxalpenwand, Venna, Brenner. Imprägnation mit Albit in der Faltungsphase.

Die hellen Flächen sind große Albite mit unverlegter interner Reliktstruktur.

In 10 sieht man optisch unversehrten Albit nach dem Prinzip der Wegsamkeit von *s* fortwachsen und so den gefalteten Phyllit durchtränken, ohne Desorientierung seiner Falten. Als Endresultat eines solchen Vorganges sieht man in 9 (linke Hälfte des Bildes) vollständige relikte Faltenbögen in Albit (Verlauf durch zwei Tuschlinien angegeben). Die rechte Hälfte beider Bilder zeigt, daß der Albit die vor der Fältelung umschlossenen Teile des Phyllits vor der Faltung bewahrte. Außerdem auf 9 zwischen den großen Albiten zerbrochener Albit als Zeichen des Andauerns der Bewegung nach der Kristallisation.

Sachverzeichnis.

(Die nebenstehenden Ziffern geben die Seitenzahlen an.)

Aktive und passive Gefüge 628.	Gefüge höherer Ordnung 612, 627.
Anisotropie geregelter Quarzite 628.	Geschwindigkeitsregel der Teilbewegung 603.
Diaphthorese und Faltung 614—19, 621.	Kristallisationsbewegungen 600—2, 613.
Einstellung, unscharfe 626—27.	Kristallisationsschieferung 602, 612.
Empfindlichkeit der Gesteine für Gefügebewegung 598.	Quarzgefügeregel 611.
Erholungspausen, Kristalline, eines durchbewegten Gesteins 604.	Quarzgefügeregelung vor, nach, während der Faltung 623, 627—28, 631.
Erstarrung, Kristalloblastische 600, 602, 613.	Stauchfaltengröße 609, 621—22.
Faltung 598, 604, 622—26.	Stetigkeit der Deformationen 597, 602, 609.
Fließen der Gesteine, „teilweises“ 601—3.	Wegsamkeit von <i>s</i> 633.

Inhalt.

	Seite
Einleitung	597 [31]
I. Allgemeinere Bemerkungen	600 [34]
II. Faltung der unteren Schieferhülle .	604 [38]
Übersicht	612 [46]
III. Faltung im alpinen „Altkristallin“	613 [47]
Übersicht	621 [55]
IV. Faltung in phyllitischen Gesteinen	621 [55]
Übersicht	631 [65]
V. Falten aus dem böhmischen und finnischen Kristallin	632 [66]
Erläuterung der Bilder	632 [66]
Sachverzeichnis	633 [67]

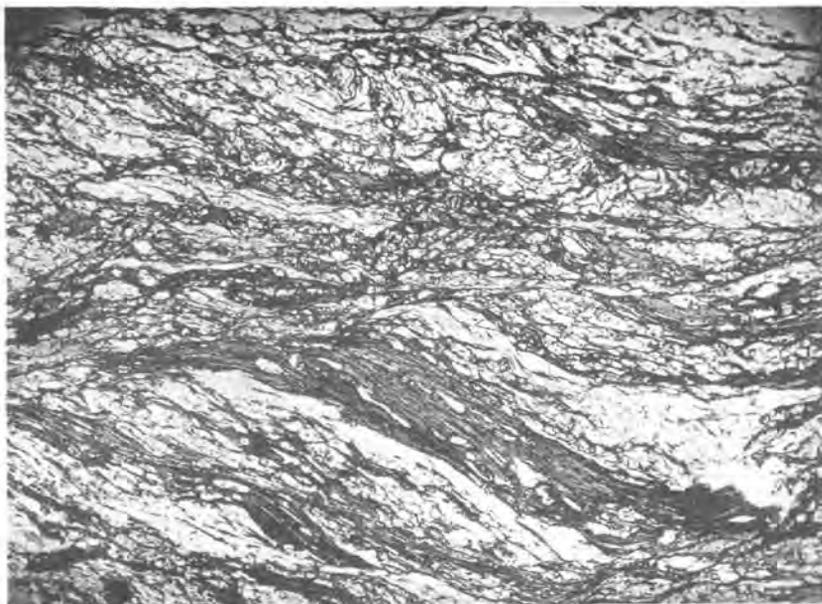


Fig. 1 (42)

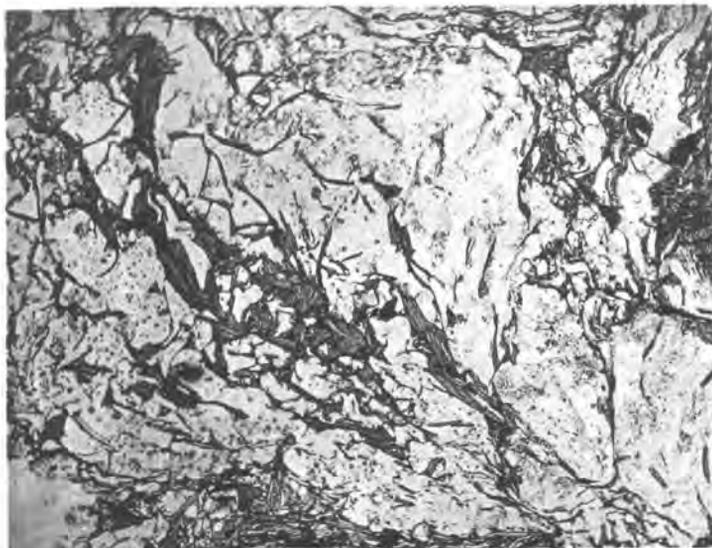


Fig. 2.

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

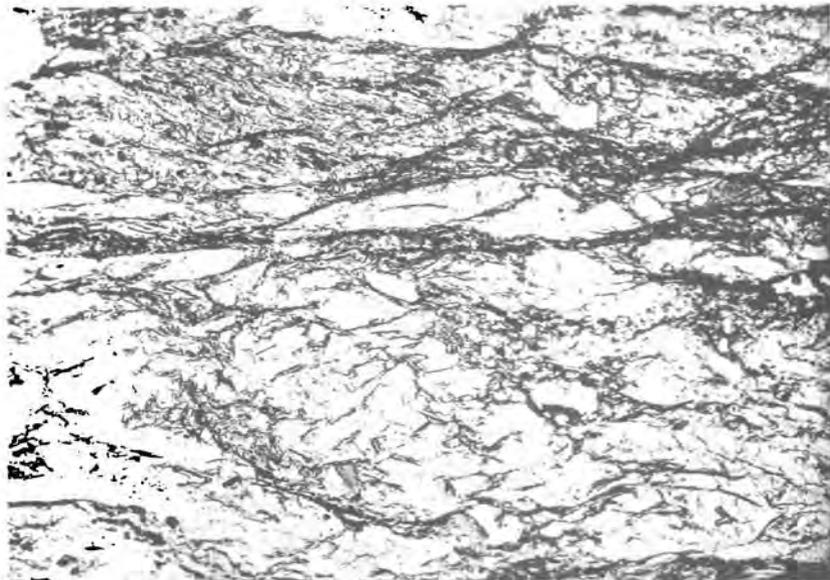


Fig. 3 (30)

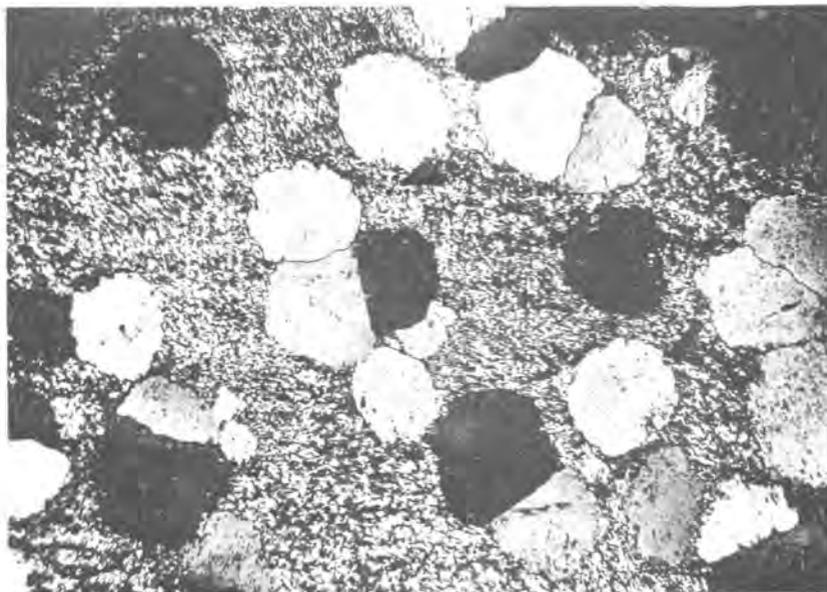


Fig. 4

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

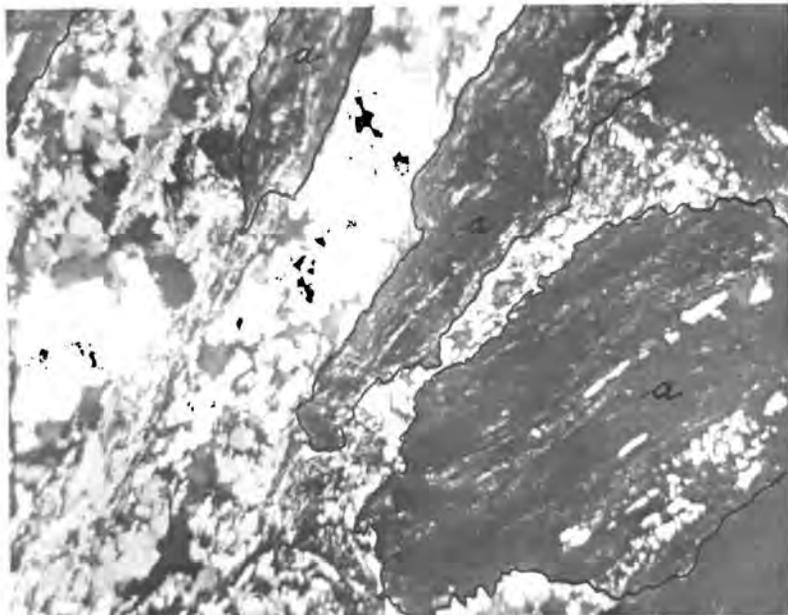


Fig. 5

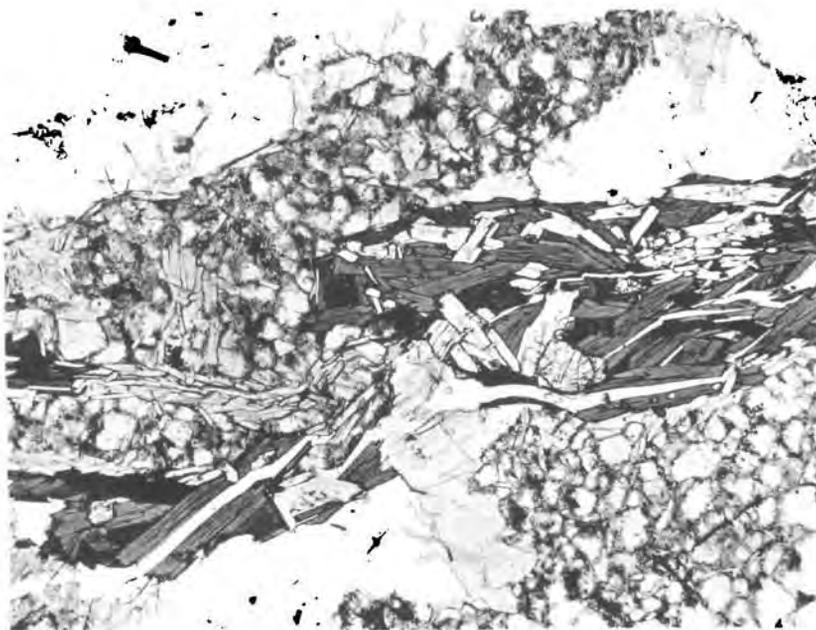


Fig. 6

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien



Fig. 7

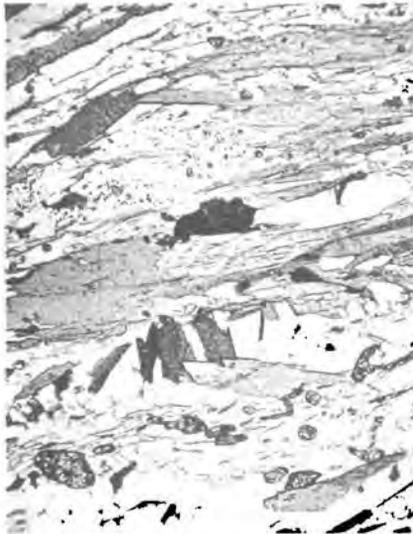


Fig. 8 (37)

Lehrdruck v. Max Jaffé, Wien

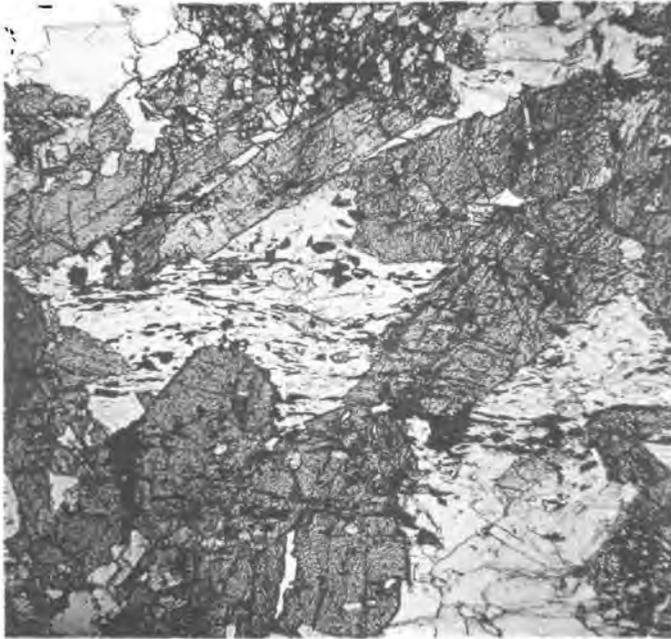


Fig. 9 (28)



Fig. 10 (51)

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

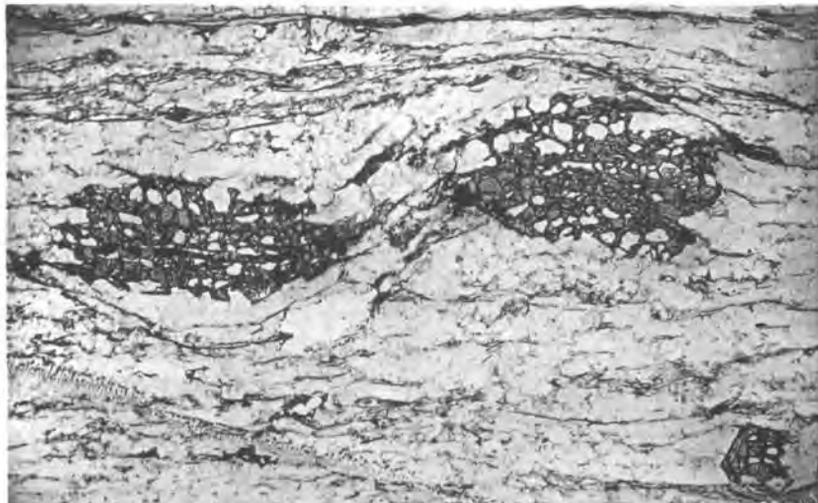


Fig. 11 (26)

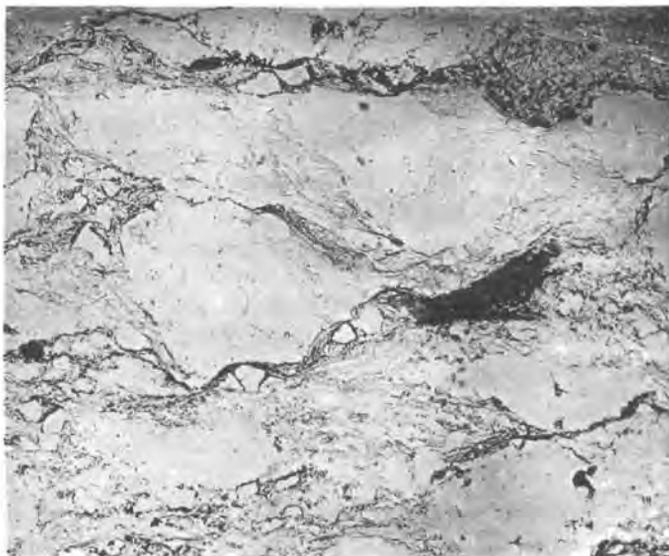


Fig. 12 (22)

Lichtdruck v. Max Juffé, Wien.

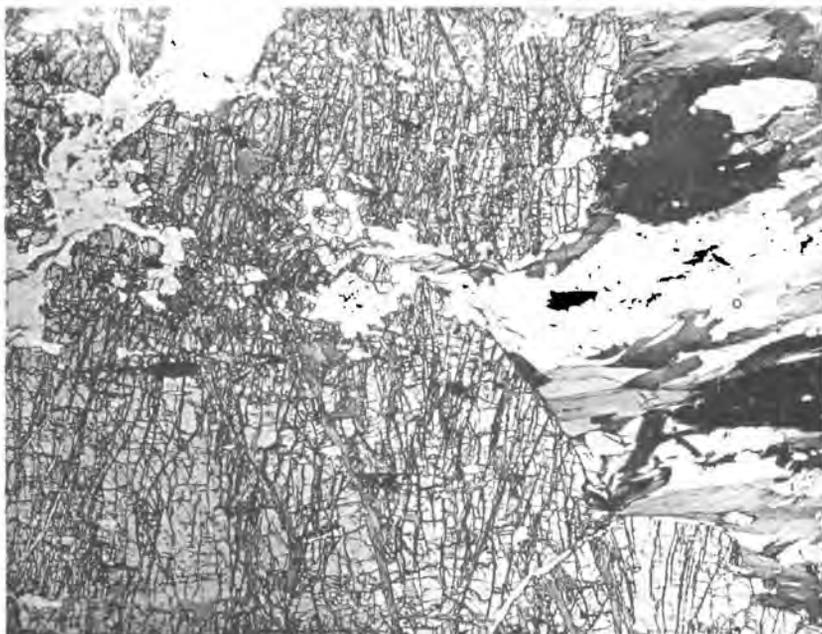


Fig. 13 (43)

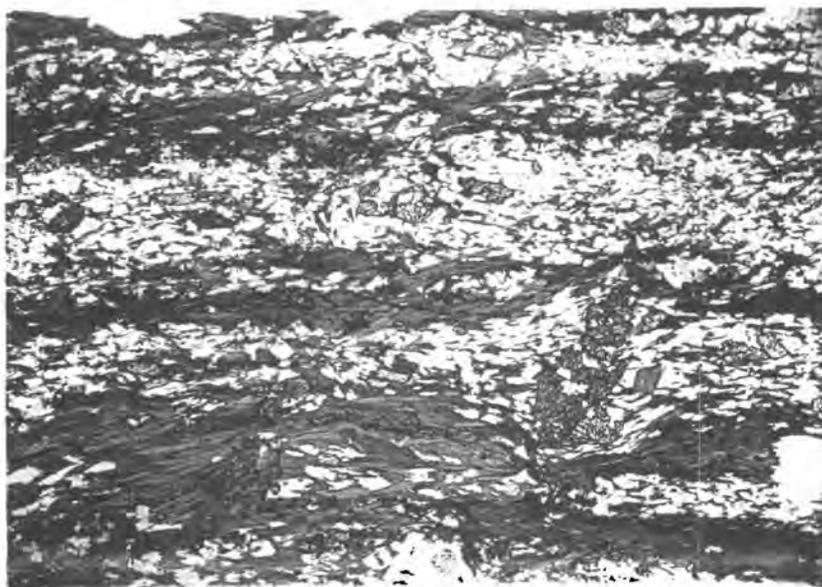


Fig. 14 (19)

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien

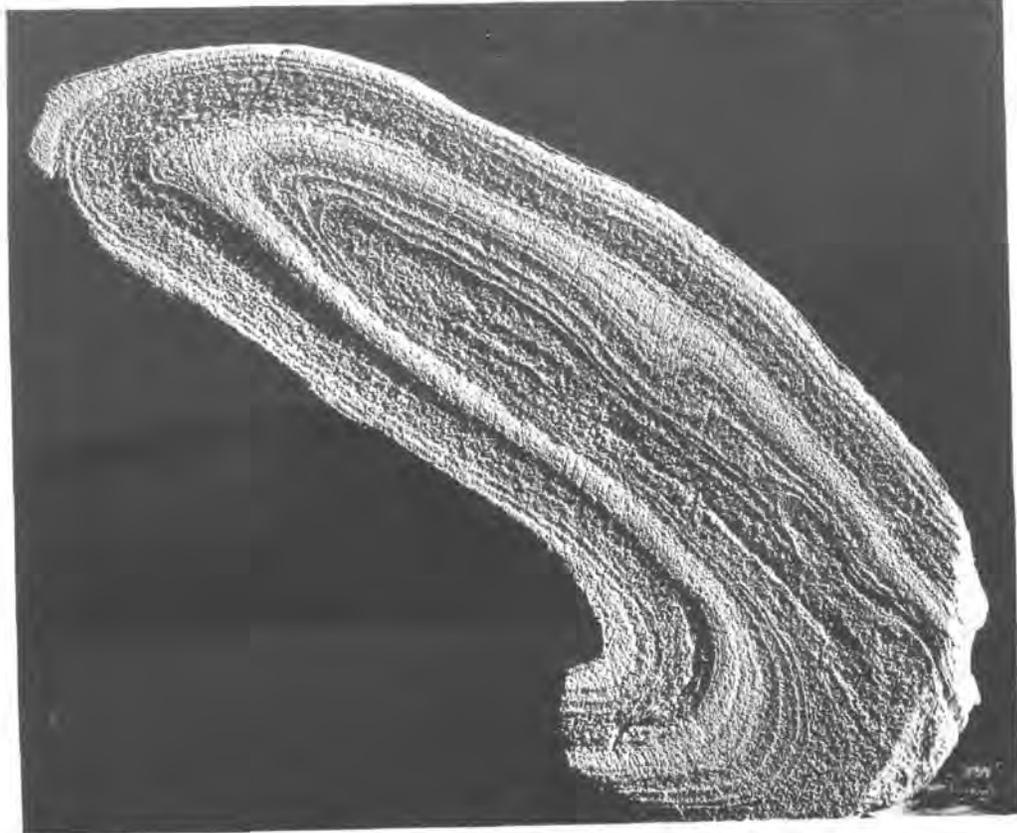


Fig. 1

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

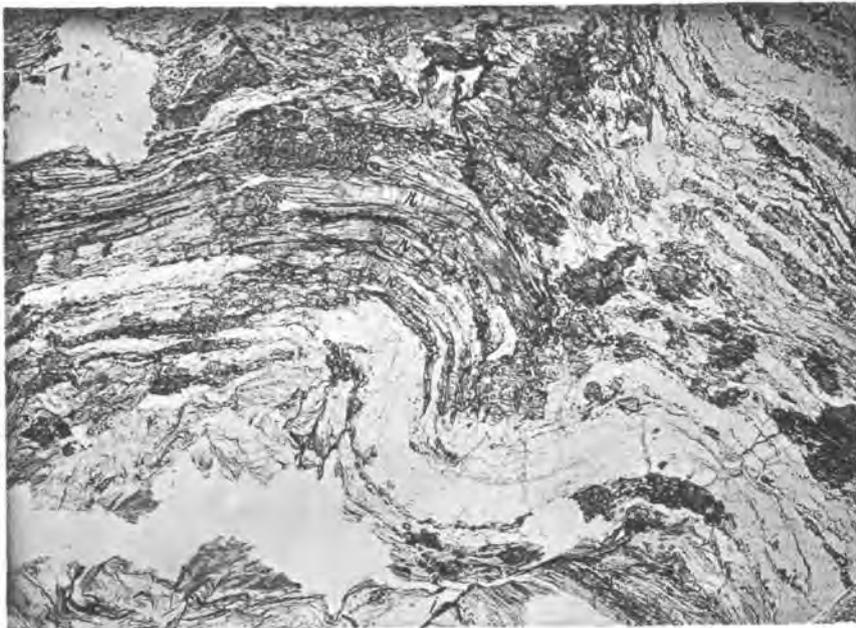


Fig. 2

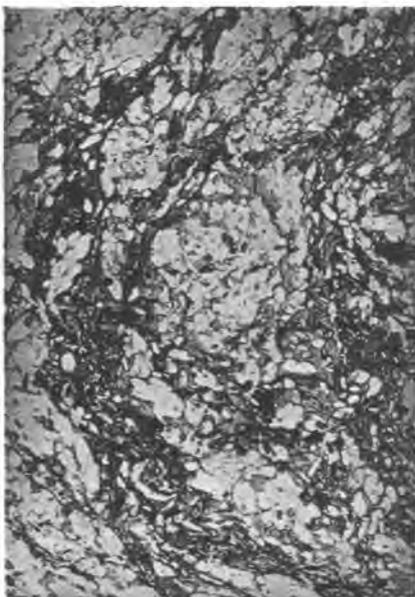


Fig. 3



Fig. 4 Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.



Fig 5

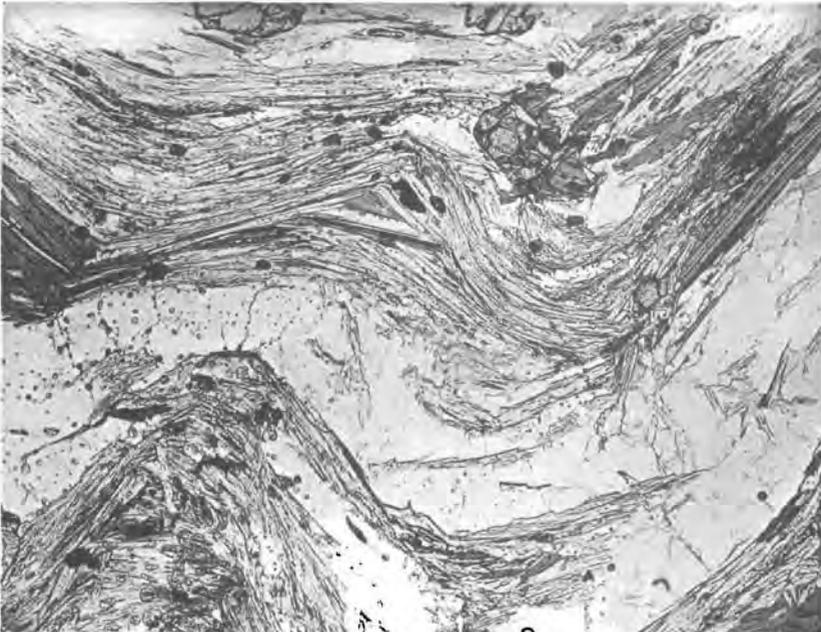


Fig 6

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.



Fig. 7

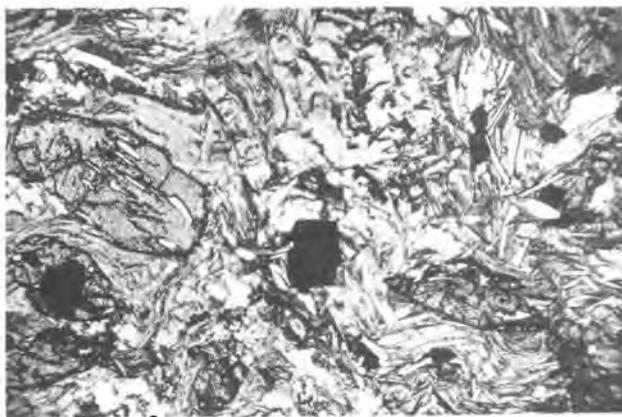


Fig. 8

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien

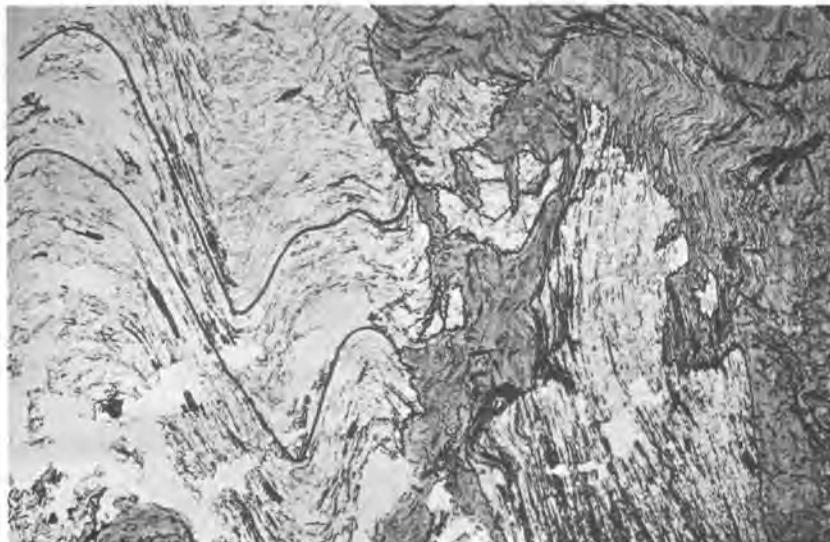


Fig. 9



Fig. 10

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LXIV, 1914.

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23.

Über den marinen Tegel von Neudorf an der March (Dévény-Ujfalú) in Ungarn und seine Mikrofauna.

Von Franz Toula.

Mit einer Textfigur und einer Tafel (Nr. XXXIX).

Herr Dr. Franz Schaffer hat im Jahre 1897 (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, pag. 533--548) zuerst dieses von den „Wienerberger Ziegelwerken“ aufgeschlossene Tegelvorkommen besprochen. Ich besuchte die Grube im darauffolgenden Jahre bei einer Exkursion mit meinen Zuhörern und bearbeitete meine dabei gemachten Aufsammlungen. Die Ergebnisse wurden in den Verhandlungen des Vereines für Natur- und Heilkunde zu Preßburg, XI. (XX.) Bd., Jahrgang 1899 (1900), veröffentlicht.

Bei Dr. Fr. Schaffer sah ich nun im Jahre 1913 ein reiches Schlammungsmaterial, welches von der Gewerkschaft über seine Anregung aus größeren Tegelmengen der im umstehenden Profil (Fig. 1) angegebenen Horizonte I—VI, (man vergleiche Fig. 1 meiner kleinen Abhandlung vom Jahre 1899) erhalten worden war. Auf mein Ansuchen überließ er mir je die Hälfte der Schlammproben, die ich nun der mühseligen Aussuchung und Durchbestimmung unterzog. Die Ergebnisse bringen die folgenden Blätter.

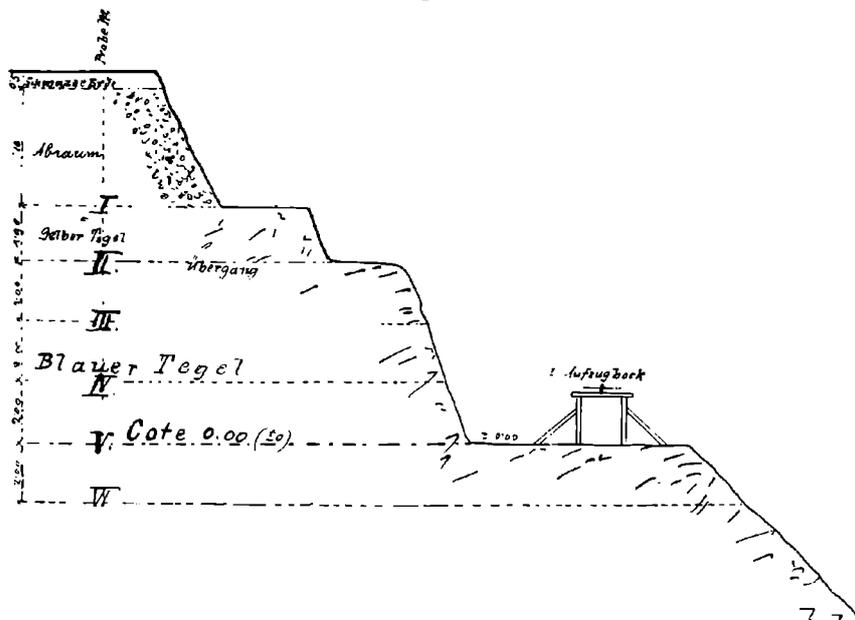
Wenn ich gelegentlich des Fundortes gedenke und ihn als Neudorf (auch Neudörf) an der March bezeichne, so möge mir das nicht wieder verübelt werden. Die Fundstelle ist mit diesem Namen in der Literatur von alters her eingeführt und als ich vor fast fünfzig Jahren den Ort zum erstenmal besuchte, kannte man ihn nur als „Neudörf an der March“.

Die offizielle Bezeichnung des Tegelwerkes lautet: Göztéglagyár Dévény-Ujfalú.

Die mühsame Auslesung der unzähligen Mikrofossilien aus den Schlammungsmaterialien führte der Diener meiner Lehrkanzel Breitenfelner aus, während der Hauptferien 1913. Die Sortierung und Bestimmung nahm alle meine freie Zeit durch mehr als sechs Monate in Anspruch. Meine Augen hätten kaum auszudauern vermocht, wenn mir nicht die Durchführung meiner „Schrumpfungversuche“ (Petermanns geogr. Mitteilg. 1914, II., pag. 8—15) Erholung und Abwechslung geboten hätte.

Bei der Bearbeitung habe ich zuerst die reichhaltigste der Proben, die mit V bezeichnete, in Angriff genommen, weil ich hoffen durfte, dabei die Hauptmasse der Fossilformen des Neudorfer Tegels kennen zu lernen. Dies erklärt auch das Vorkommen näherer Ausführungen gerade bei den Formen dieser Probe, während ich mich bei jenen der anderen Horizonte in vielen Fällen mit der Anführung des Namens begnügen konnte.

Fig. 1.



Nach einer Skizze, welche mir Herr Dr. Schaffer zur Verfügung stellte.

Als leitend für die Gattungsbezeichnung hielt ich mich in der Regel an die Bezeichnungen, welche Brady in dem umfassendsten Foraminiferenwerke (Voyage Chall. Zool. IX, 1884) angewendet hat. In der Anordnung hielt ich mich an die Aufeinanderfolge in einer der neuesten Darstellungen in K. A. v. Zittels III. Auflage der Grundzüge 1910.

In vielen Fällen habe ich den alten Gattungsnamen in Klammern daneben gestellt.

Probe aus Schichte I: „Gelber Tegel“.

In den Schlämmrückständen eine Unmasse von teils körneligen, teils in flachen Formen auftretenden Gipskristallen.

Von organischen Resten wurde nichts aufgefunden.

Probe aus Schichte II.

Die Schlämmrückstände lassen sich als Gipskristallsand ansprechen; die Gipskriställchen der Probe I erscheinen abgerollt und zeigen nur hie und da die flachen Kristalle. Außerdem finden sich nur noch Lignitbröckchen in ziemlicher Menge, aber auch anderweitige Sandkörner, darunter spärliche Kalkbröckchen.

Der Reichtum an Fossilien ist, verglichen mit den tieferen Horizonten, kein sehr großer, doch finden sich immerhin gewisse Formen recht häufig.

Nodosaria (Dentalina) cf. pauperata (d'Orb.) Brady. Ein Stückchen, welches der rezenten Form ohne Spitzchen an der ersten Kammer sehr ähnlich ist (Chall., pag. 501, Fig. 14 b).

Cristellaria aff. intermedia d'Orb. (Vienne, Taf. V, Fig. 3).

Eine nahestehende Form (Taf. XXXIX, Fig. 8) mit kräftiger Nabelschwiele erinnert lebhaft an *Cr. (Robulina) incompta* Rss. (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1851, Taf. IV, Fig. 28). An den mir vorliegenden sechs kammerigen Stückchen ist die Vorderwand der letzten Kammer viel stärker nach vorne gewölbt, wie aufgebläht. Die Nabelschwiele unterscheidet. Brady führt *Cr. intermedia* nicht an.

Cristellaria simplex d'Orb.

Brady führt *Cr. simplex* als Synonym mit *Cristellaria rotulata* Lmk. an. Die von ihm abgebildete Form (Chall., Taf. LXIX, Fig. 13) hat jedoch 14 enge Kammern im Umkreise, während d'Orbigny nur sieben im Text, neun in der Figur (Vienne, Taf. IV, Fig. 27 und 28) angibt. Mein Stück hat deren sieben.

Cristellaria cf. nitidissima Rss.

In der Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1851, Taf. IV, Fig. 25, bildet Reuss aus dem Septarienton eine Form ab, welche sehr ähnlich ist, nur mit etwas breiterer Crista. Mein Stückchen hat sieben Kammern im Umkreise, Reuss zeichnet acht.

Cristellaria cf. inornata d'Orb. Ein Exemplar mit deutlicher Nabelscheibe.

Cristellaria sp. ind.

Drei verschiedene beschädigte Individuen. Eines mit breiter Crista, etwa wie bei *Cristellaria (Robulina) similis d'Orb.* (Vienne, Taf. IV, Fig. 14).

Polymorphina (Guttulina) problema d'Orb.

Ein etwas beschädigtes größeres Stück (1 mm).

Textularia carinata d'Orb. 17 meist beschädigte Exemplare.

Bradys Abbildungen (Chall., Taf. XLII, Fig. 15 und 16) unterscheiden sich von jenen bei d'Orbigny (Vienne, Taf. XIV, Fig. 32—34) durch den in Spitzen und Zacken aufgelösten Randsaum. Mir liegen Stücke mit zusammenhängendem und mit aufgelöstem Saume vor. Die aufgewölbten Kammern sind wohl das beste und beständige Merkmal.

Uvigerina pygmaea d'Orb.

Das Geschlecht *Uvigerina* ist in dem Material der Schichte II am häufigsten vertreten. Aus etwa 1700 Individuen habe ich 100 Stück der typischen *pygmaea*-Form herausgesucht, alle mehr oder weniger gedrungene Individuen, die aber immer recht sehr variieren, was die Anordnung der gerippten Zellen, ihre Größe und Aufgeblätheit anbelangt. Sehr gedrungene kurze Exemplare sind verhältnismäßig seltener. Es sind Formen, die zwischen Bradys beide Typen (Chall., Taf. LXXIV, Fig. 11, 12 und 13, 14) zu stehen kommen.

Uvigerina tenuistriata Rss. var.

Weiters las ich etwa 70 Exemplare aus, welche auf das beste mit der genannten Form aus dem Septarienton von Pietzpuhl übereinstimmen und mit den Figuren bei Brady (l. c. Fig. 4—7). Ich zweifle nicht, daß eine nähere Verwandtschaft mit schlankeren *pygmaea*-Formen bestehen dürfte, wie schon Reuss (Jahrb. 1870, pag. 485) gemeint hat. Es ist dies um so wahrscheinlicher, als unter meinen Stückchen viele sind, die geradezu als gerippt bezeichnet werden müssen. Vielleicht ist die an meinen Individuen sehr häufige Verjüngung der letzten Kammer, die etwas vorgezogen erscheint, ein Unterscheidungsmerkmal, welches zur Aufstellung wenigstens einer neuen Varietät drängen könnte.

Aber auch gegen *Uvigerina asperula* Cz. (1847, Haid. Abh., II., Taf. XIII, Fig. 14 und 15) bestehen zweifellos Übergänge und ebenso zu *Uvigerina semiornata* d'Orb. und *Uvigerina brunnensis* Karr. (Wasserl.-Werk, Taf. XVI b, Fig. 49). Bradys Abbildung dieser Form (l. c. LXX, Fig. 4 und 5) scheint mir etwas anderes darzustellen, etwa eine der Varietäten der *Uv. tenuistriata* Rss. Vielleicht komme ich dazu, das reiche Material der *pygmaea*-Formen der Neudörfler Schlammungen einmal noch näher zu analysieren.

Uvigerina canariensis (d'Orb.) Brady (= *Uv. urnula* d'Orb.). Ein fast glattes Individuum.

Schon 1899 habe ich eine in denselben Formenkreis gehörige Form mit eigenartiger Kammerung (l. c. pag. 12, Fig. 3) hervorgehoben als *Uvigerina neudorfensis* (Taf. XXXIX, Fig. 11). Diese Form liegt mir nun in drei Exemplaren vor.

Bulimina pyrula d'Orb. Acht Exemplare. Mit winzigen Spitzchen unten, also an *Bulimina pyrula spinescens* Brady erinnernd. Aber auch typische Stückchen, wie sie d'Orbigny zeichnet (l. c. Taf. XI, Fig. 9 und 10) fanden sich vor.

Virgulina Schreibersiana Cz. liegt mir in vier Exemplaren vor.

Bolivina dilatata Rss. (vier Exemplare). Lanzettlicher Umriss etwas variabel, die Zahl der Kammern zum Teil größer als es Reuss (Denkschr., I., Taf. XVIII, Fig. 15) angibt. Eines der Stücke sehr zugespitzt, schlanker als es Reuss zeichnet. Bradys Abbildung (Chall., LII, Fig. 21) recht ähnlich, aber nach oben stärker verbreitert.

Globigerina bulloides d'Orb. 68 Exemplare¹⁾. Typische Stückchen neben solchen der Varietäten: *triloba* Rss. und *quadrilobata* d'Orb.

¹⁾ Die Zahlen sind bei fortgesetzter Auslese fast durchwegs größer geworden.

Sphaeroidina bulloides (d'Orb.) Brady = *Sphaeroidina austriaca* d'Orb. (sechs Exemplare).

Discorbina aff. *orbicularis* (Terq.) Brady. Vielleicht eine neue Form. (Taf. XXXIX, Fig. 15.)

Nur vier Exemplare liegen mir vor. Die Oberseite ist kuppelförmig aufgewölbt und läßt eine große Anzahl gedrängt stehender Zellgänge mit sehr schräg verlaufenden Zellgrenzen erkennen (bei etwa 60 maliger Vergrößerung). Am ähnlichsten scheint mir *Discorbina orbicularis* (Terquem) Brady (Chall., pag. 647, Taf. LXXXVIII, Fig. 4—8) zu sein, deren Wölbung flacher, aber sehr variabel zu sein scheint. Von den Formen des Wiener Beckens wäre *Asterigerina planorbis* d'Orb. (l. c. Taf. XI, Fig. 1) zu vergleichen, deren Unterseite ähnlich ist. Die Ränder sind sehr scharf, die Unterseite ist flach gewölbt und läßt fünf Kammern erkennen, mit einem schmalen, aber deutlichen Randsaume, mit seichten Einbuchtungen, wo die Kammern mit ihren flachbogigen Rändern aneinander stoßen. Bei starker Vergrößerung zarte Punktierung und feine radiale Linien zeigend, welche der Zeichner etwas zu schematisiert darstellte; sie tritt im mittleren Teile besonders deutlich hervor.

Truncatulina (*Rotalina*) *Ungerana* d'Orb. sp. (drei Exemplare).

Truncatulina (*Rotalina*) *Dutemplei* d'Orb. sp. (sechs Exemplare)

Die Figur bei d'Orbigny (Vienne, Taf. VIII, Fig. 19—21, stimmt nicht, wohl aber die von Brady gegebene (Chall., Taf. XCV) Fig. 5). Zwei Umkreise und ein mittleres Knöpfchen.

Truncatulina (*Rotalina*) cf. *Kahlebergensis* d'Orb. sp.

Nur ein Kammerumkreis und mittleres Knöpfchen. Unterseite genabelt.

Truncatulina lobatula (Walk. u. Jac.) Brady (vier kleine Exemplare und ein größeres).

Truncatulina (*Rotalina*) *Aknerana* d'Orb. Zwei gute Stückchen mit aufgeblähter letzter Kammer.

Polystomella crispa d'Orb.

Die Abbildungen bei d'Orbigny (Vienne, Taf. VI, Fig. 9—14) stimmen, was die Beschaffenheit der hochaufgewölbten Mitte anbelangt, besser als jene bei Brady (Chall., Taf. CX, Fig. 6 und 7), dort treten wie bei den mir vorliegenden Stücken viele Grübchen auf, während Brady nur sehr wenige und sehr grobe zeichnet. Ein sehr kleines Individuum besitzt eine scharfe Externseite. (Sieben Exemplare.)

Polystomella macella (Ficht. u. Moll) Brady.

Eine flache, in der Mitte vertiefte Form. Eines der Stückchen recht ähnlich der *Polyst. Fichtelana* d'Orb. (Vienne, Taf. VI, Fig. 7), die übrigen aber den von Brady gegebenen Abbildungen (Chall., Taf. CX, Fig. 8, 9 und 11) entsprechend, mit dichter stehenden Kammerreihen. Brady nennt diese Form eine zusammengedrückte Varietät von *Polystomella crispa* d'Orb. Die mir vorliegenden Stückchen in der Größe sehr variabel: von 0·2—0·8 mm Durchmesser. (Acht Exemplare.) *P. Fichtelana* von Brady unter den Synonymen angeführt.

Polystomella aculeata d'Orb.

Ein kleines Individuum mit feinen Spitzen in der Medianebene. Brady (Chall., Taf. CX, Fig. 10) bildet diese Form als Jugendform von *Polystomella macella* Ficht. u. Moll ab.

Nonionina umbilicatula (Montf.) Brady.

Eine der häufigeren Formen. Bradys Zeichnungen (Chall., Taf. CIX, Fig. 8 und 9) ebenso wie d'Orbignys (Vienne, Taf. V, Fig. 15 und 16) weisen gröbere Poren auf, während ich meist nur sehr feine Poren wahrnehme. (25 Exemplare.)

Pullenia sphaeroides d'Orb. spec. (= *Nonionina bulloides* d'Orb.). Nur ein winziges Exemplar.

Brissopsis cf. ottnangensis R. Hörnes (Taf. XXXIX, Fig. 19 u. 20).

Zwei Stachelwarzen, die ich nicht sicher zu bestimmen wage. Die fast kugeligen Warzen mit zentralen Grübchen sind am Grunde mit einem Kranze von winzigen rundlichen Körnchen versehen. Sie sehen etwas anders aus als die Stachelwarzen, wie sie R. Hoernes (Jahrb., 1875, Schlier von Ottnang) Taf. XV, Fig. 2 b, gezeichnet hat, auch im Text erwähnt er den Körnchenkranz bei *Brissopsis ottnangensis* nicht. Freilich ist seine Abbildung nur 3 mal vergrößert, während ich mit 30 maliger Vergrößerung arbeitete. Borstenstacheln mit gitteriger Oberfläche finden sich in Menge, sie sind etwas gröber als jene von Ottnang und die Köpfchen ragen weniger vor.

Von Bryozoën fand ich nur zwei Stückchen vor. Das eine möchte ich als zu *Crisia* gehörig und als

Crisia n. f. bezeichnen (Taf. XXXIX, Fig. 21).

Es ist 1 mm lang und 0.25 mm breit. An den Seiten treten abwechselnd stehend kreisrunde Zellmündungen auf, etwa so wie bei *Crisia Edwardsi* Rss. (Haid. Abh., II., Taf. VII, Fig. 20). Das Ästchen ist beiderseits fein längsgestreift, indem die Zellen höherer Abschnitte sich nach unten fortsetzen. Manzoni's Abbildung von *Crisia Hoernesii* (Denkschr. Wiener Ak., 1878, Taf. I, Fig. 3) ist der Form nach ähnlich, doch zeigt die Oberfläche nur feine Querlinien.

Ein zweites, der Länge nach durchbrochenes Bryozoenästchen möchte ich seiner gedrängt stehenden Zellmündungen wegen zu *Hornera* stellen. Die Zellen sind verhältnismäßig sehr groß.

Reuss hat eine *Hornera seriatopora* (l. c. Taf. VI, Fig. 26) abgebildet, welche Manzoni (l. c. Taf. VIII, Fig. 29) als *Filisparisia* neu abbildete, eine Form mit zahlreichen Zellmündungen. Eine Übereinstimmung mit meinen Stückchen besteht nicht, weshalb ich das letztere als *Hornera* sp. bezeichne.

Von Gastropoden liegt wenig vor. Ein winziges *Cerithium* mag als *Cerithium cf. scabrum* Olivi bezeichnet werden. Es ist jedoch gedrungener und nur mit zwei gekörnelten Spirallinien versehen.

Ein zweites Stückchen zeigt drei glatte (Embryonal-) Windungen von fast kreisförmigem Querschnitte, die folgende trägt drei kräftige Spiralreifen, welche auf eine breite, glatte und muldige Spiralfäche folgen. Die Umgänge scheinen Stufen gebildet zu haben. Das Stückchen ist zu unvollständig, um eine Bestimmung vornehmen zu können.

Probe aus Schichte III.

Die Schlämmrückstände grau, sandig, mit vereinzelt Quarz- und Lignitbrocken und vielen Bruchstücken und Zerreibsel von Bivalven. Braust lebhaft mit Säure und bleibt sehr feiner Sand zurück. Der Gehalt an bestimmbar Fossilien verhältnismäßig gering.

Quinqueloculina sp. (cf. *Q. pulchella* [d'Orb.] Brady).

Ein großes, leider etwas beschädigtes Stück, 2 mm lang, mit Längskanten und Längsstreifen auf der einen Seite der Kammer. Bradys *Miliolina* (*Quinqueloculina*) *pulchella* d'Orb. sp. (Chall., Taf. VI, Fig. 14) hat eine ähnliche Skulptur und ist ebenfalls eine große Form.

Nodosaria (*Dentalina*) cf. *soluta* (Reuss?) Brady.

Nur fünf fast kugelig aufgeblähte, glatte und porzellanartige Zellen (1.2 mm lang). Die Reuss'sche Form (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1851, Taf. III, Fig. 4) zeigt die Zellen voneinander wenigstens zum Teil durch Furchen getrennt.

Neugeboren (Denkschr. d. Wiener Ak., XII, pag. 85, Taf. III, Fig. 7) hat eine *Dentalina* *Reussi* aufgestellt, die der genannten Form sehr ähnlich zu sein scheint, aber offenbar zweierlei Formen umfaßt, von welchen Brady eine (Fig. 17) wohl mit Recht zu seiner *Nodosaria consobrina* d'Orb. gestellt hat.

Cristellaria aff. *simplex* d'Orb. sp. Mit nur sieben Kammern und erhabener Mitte der Scheibe. Fünf Exemplare. Brady stellt diese Form zu *Cr. rotulata* Lam., zeichnet aber (Chall., Taf. LXIX, Fig. 13) 14 Kammern.

Cristellaria cultrata (Montf.) d'Orb. sp. Ein Exemplar.

Cristellaria spec. Vier beschädigte Exemplare.

Textularia carinata d'Orb. Sechs Exemplare. Ein Stück darunter, mit seitlichen Zacken, erinnert an *T. lacera* Rss. aus dem Septarienton. Von Brady als Synonym bezeichnet, ebenso wie die *T. attenuata* Rss. (man vergleiche Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1851, Taf. VI, Fig. 52—54).

Uvigerina pygmaea d'Orb. (und *semiornata* d'Orb.). Elf Exemplare. von typischer gedrungenen Form. Auch fast glatte Varietäten.

Uvigerina sp. (Mündungen fehlen.) Zehn Exemplare.

Uvigerina tenuistriata Rss. 13 Exemplare.

Uvigerina neudorfensis Toul. Zwei Exemplare.

Uvigerina urnula d'Orb. zu *Uv. pygmaea*, nur die ersten Zellen mit Rippchen. Ein Exemplar.

Uvigerina asperula Čž. Nur ein Exemplar, sehr klein.

Uvigerina (?) sp. Stark beschädigt, mit einem spiraligen Knäuel von vielen Anfangszellen (vielleicht neue Form). Ein Exemplar. (Taf. XXXIX, Fig. 12.)

Bolivina dilatata Rss. Nur ein schlankes Exemplar.

Globigerina bulloides d'Orb. Sechs Exemplare.

Discorbina cf. *planorbis* d'Orb. sp. Nur ein Exemplar.

Discorbina sp. ind. Zwei Exemplare.

Discorbina orbicularis (Terq.) Brady (Chall., Taf. LXXXVIII, Fig. 4—8).

Truncatulina cf. lobatula (Walk. u. Jac.) Brady.

Die Oberseite leicht vertieft. Die Innenwindung weniger deutlich als bei Bradys Abbildung (Chall., Taf. XCIII, Fig. 1 a). Nur ein Exemplar.

Anomalina variolata d'Orb. (= *Trunc. lobatula* Brady). Mit leicht vertiefter Oberseite und sechs Kammern im Umkreise.

Truncatulina cf. Dutemplei d'Orb. sp. Ein etwas beschädigtes Exemplar.

Truncatulina Ungerana d'Orb. sp. Nur ein Exemplar.

Spirillina cf. punctata Rss. sp. (Taf. XXXIX, Fig. 14).

Ein kreisrundes, in der Mitte vertieftes Scheibchen mit vielleicht sieben Umgängen, welche dicht bedeckt sind mit zarten winzigen Höckerchen. Es ist keine Punktierung, wie Reuss (Denkschr., I., Taf. XLVI, Fig. 21) bei dem als *Operculina punctata* bezeichneten Stück von Grinzing sagt, sondern eine echte Pustelierung, wie sie etwa Bradys *Spirillina tuberculata* (Chall., Taf. LXXXV, Fig. 14) zeigt. Form und Umgänge stimmen ganz mit jenen der Reuss'schen Art überein. Nur ein Exemplar liegt mir vor, etwa 0.3 mm im Durchmesser.

Truncatulina cf. Ungerana d'Orb. sp. Zwei Exemplare. Ohne Nabel auf der Unterseite. Vielleicht eine neue Form.

Pulvinulina (Rotalina) Haueri d'Orb. sp. Nur ein Exemplar. Die d'Orbignysche Abbildung (Vienne, Taf. VII, Fig. 22—24) stimmt besser als jene bei Brady (Chall., Taf. CVI, Fig. 6 und 7).

Polystomella macella Ficht. u. Moll. Nur ein hübsches Exemplar.

Eine sehr flache Form mit vertiefter Mitte (Brady, Chall., Taf. CX, Fig. 8).

Polystomella Fichtelana d'Orb. (Vienne, Taf. VI, Fig. 7 und 8). Von Brady als Synonym bezeichnet, hat einen scharf schneidigen Kiel, was d'Orbigny als Unterschied anführt. Mein Stückchen zeigt dies nicht.

Nonionina bulloides d'Orb. (= *Pullenia sphaeroides* [d'Orb. sp.] Brady).

Nonionina umbilicatula (Montf. sp.) Brady. Vier Exemplare.

Ein Seeigelwärzchen. Vielleicht *Brissopsis ottnangensis* R. H.

Wärzchen mit Grube und von sieben kleinen Knötchen umgeben (Taf. XXXIX, Fig. 20).

Borstenstacheln, vielleicht von *Brissopsis ottnangensis*. Wo Köpfchen vorhanden sind, diese wenig vorragend. In großer Anzahl vorhanden.

Muschelbruchstücke recht häufig. *Cardium* dürfte darunter sein.

Nur ein Bruchstück einer glatten Schale aus der Wirbelgegend, mit Andeutungen des Schlosses, mit einem schwachen und einem sehr kräftigen Zahne neben einer rundlichen Zahngrube. Ich wage keine Bestimmung, werde jedoch an *Ervillea pusilla* Phil. erinnert.

Eine winzige *Modiola* (0·7 mm der Quere nach). Vielleicht *Modiola cf. Hörnesi* (Reuss) Hörn. (Taf. XXXIX, Fig. 22). Mit kräftigem vorgezogenem Wirbel und scharf ausgeprägten Anwachslineien, aber ohne Streifen. Die Umriss stimmen gut. M. Hoernes gibt eine *Modiola sericea* Br. von „Neudorf an der March“ als sehr selten an, welche im Habitus ganz verschieden ist. Die Reuss'schen Abbildungen (Wieliczka, Taf. VI, Fig. 2—4) stimmen mit der von M. Hoernes gegebenen (Wien, Bd. II, Taf. XLV, Fig. 2) nicht überein. Es wird wohl ein neuer Name aufzustellen sein, etwa *Modiola neudorfensis* n. f.

Gastropoden sind selten, doch findet sich ein überaus schlankes Schälchen, das wohl als eine *Turbonilla* sp. angesprochen werden darf; es sind aber nur die drei letzten Umgänge erhalten, welche 2·2 mm lang sind und zarte Querrippchen und eine zahnlose Mündung erkennen lassen. Ein zweites, viel kleineres Schälchen zeigt auf etwa 0·5 mm Länge viele querverrippte, sehr niedrige und zwei glatte Embryonalwindungen. Ich bezeichne diese winzige Form, die leider beschädigt wurde, als

Turbonilla (?) *neudorfensis* n. f. (Taf. XXXIX, Fig. 23). Sie dürfte sich an *T. pygmaea* Grat. anschließen (M. Hoernes, II., Taf. XLIII, Fig. 32), unten ist die Mündung ausgußartig vorgezogen, der erste Umgang ist glatt und abgerundet.

Von Otolithen liegen neun Stückchen vor, darunter zwei kreisrunde. Fischknöchelchen (Gräten u. dgl.) sind nicht selten.

Herr Dr. R. J. Schubert war so freundlich, die verschiedenen Formen zu bestimmen:

Serranus cf. Noetlingi Kok. juv.?
Box insignis Proh.
Gobius aff. intimus Proh.
Scopelus austriacus Kok.
Scopelus pulcher Proh.
Scopelus sp. (nov. oder juv.).

Probe aus Schichte IV.

Die Schlämmrückstände bestehen vorwaltend aus Foraminiferenschälchen, Muschel- und Lignitbröckchen und spärlichen Quarzsandkörnern. Aus einem Teile der Rückstände habe ich die im nachfolgenden verzeichneten Formen herausgelesen.

Spiroloculina tenuis Cz. sp. Drei Exemplare, etwas sandig.

Spiroloculina cf. nitida d'Orb. sp. Nur zwei am Rande beschädigte Individuen, von fast kreisförmigem Umriss. Durchmesser 2 und 1·5 mm.

Quinqueloculina Aknerana d'Orb. (= *Miliolina semilunum* [Linné sp.] Brady). 30 Exemplare.

Nodosaria (Dentalina) soluta Rss. Vier Exemplare.

Nodosaria (Dentalina) consobrina d'Orb. var. *emarciata* Rss. Elf Exemplare (Taf. XXXIX, Fig. 2).

Nodosaria (Dentalina) sp. Drei Exemplare.

Cristellaria (Marginulina) cf. tenuis (Bornem.) Brady. — (Taf. XXXIX, Fig. 6). Zwei Exemplare (vielleicht neue Form: *Marginulina neudorfensis n. f.*). Seitlich etwas zusammengedrückt. Die ersten Kammern förmlich eingerollt, die weiteren stabartig gestreckt mit zuerst schrägen, dann queren Grenzfurchen. Man vergleiche Brady (Chall., Taf. LXVI, Fig. 21—23), mit mittelständiger Mündung, während sie bei meinen Stücken seitlich, förmlich randständig auftritt, etwa wie bei *Vaginulina legumen Lin.* (Chall., ebend., Fig. 13—15), wo aber die ersten Kammern ganz anders angeordnet sind. Länge 2 mm.

Cristellaria cf. echinata d'Orb. — (Taf. XXXIX, Fig. 7). Zwei ziemlich große Stückchen, mit warzigen, zerstreut stehenden Höckerchen. Zwei weitere Stückchen sind fast glatt, aber mit Andeutungen von Knötchen an den geschwungenen Radialrippen; ohne ausgesprochene zentrale Scheibe, nur eine Verdickung, wo die Rippen zusammentreffen.

Cristellaria cf. cultrata Monf. spec. Zwei Exemplare mit scharfem Kielsaum. Minder gut erhalten (Chall., Taf. LXX, Fig. 7 und 8).

Cristellaria aff. echinata (d'Orb.) Cz. (Vielleicht eine neue Form.) (Taf. XXXIX, Fig. 7.)

Nur ein Exemplar, das ich nur mit Czjžeks Abbildung (Haid. Abh., II, Taf. XII, Fig. 23 und 24) in Vergleich bringen kann. Leider sind die Zacken der Crista beschädigt. Nur die ersten drei Abteilungen des Umkreises sind mit den konzentrischen Streifen versehen, die drei letzten besitzen zerstreut stehende Höckerchen.

Cristellaria simplex d'Orb. Mit schmaler Crista. Drei Exemplare.

Cristellaria spec. Mehrere, mehr weniger beschädigte Formen.

Polymorphina austriaca d'Orb. sp. (= *P. problema [d'Orb.] Brady*). Vier Exemplare. Breite Form.

Textularia carinata d'Orb. Ein paar tausend Exemplare.

In großer Variabilität, was die Umrissse anbelangt, gedrungene und schlanke Formen, der Saum selten fast vollständig, zumeist beschädigt und zum Teil in feine Spitzen aufgelöst. Die Normalform mit vorgewölbten Kammern d'Orbignys ist seltener (Vienne, Taf. XIV, Fig. 32—34). Auch die Formen, wie sie der Bradyschen Darstellung (Chall., Taf. XLII, Fig. 15 und 16) entsprechen, finden sich darunter, wo die Kammern gegen die Umrandungen zurücktreten und wie geöffnet aussehen.

Clavulina communis d'Orb. 30 Exemplare.

Uvigerina neudorfensis Toula. Ein Exemplar.

Uvigerina pygmaea d'Orb. } Viele hunderte von Exemplaren.
Uvigerina tenuistriata Rss. } Typische *pygmaea* s. h., typische *tenuistriata* Rss. s. h.

Uvigerina aperula Cz. weniger häufig.

Seltener sind Formen mit Andeutungen von Dörnchen, wie es Brady bei seiner

Uvigerina brunnensis (Karrer) zeichnet. Karrer spricht nur von einer „etwas wie granulierten, nicht glatten“ Oberfläche.

Alle diese kleinen Formen scheinen eine Art von Polymorphismus der *Uv. pygmaea* vorzustellen, was wieder zu einem speziellen Studium dieser Formengruppe drängen könnte.

Bulimina (Ceratobulimina) contraria Rss. sp. Vier Exemplare.

Bulimina inflata (Sequenza) Brady. Drei Exemplare (verwandt mit *B. Buchana* d'Orb.).

Bulimina ovata d'Orb. Nur ein Exemplar.

Virgulina Schreibersi Cz. 16 Exemplare.

Globigerina bulloides d'Orb. var. *triloba* Rss. Fünf Exemplare.

Sphaeroidina bulloides (d'Orb.) Brady. 118 Exemplare.

Truncatulinen in Hunderten von Exemplaren. Am häufigsten ist

Truncatulina Dutemplei d'Orb. sp. 56 Exemplare wurden ausgelesen.

Bradys Abbildung (Taf. XCV) stimmt mit jener d'Orbignys (Taf. VIII, Fig. 19—21) gewiß nicht überein. Dagegen erinnert sie in der Oberansicht etwas an meine *Tr. Neudorfensis*, ist jedoch sonst eine viel stärker rundlich aufgeblähte Form.

Truncatulina lobatula d'Orb. sp. Nur ein beschädigtes Exemplar.

Truncatulina Neudorfensis n. f. Sieben Exemplare.

Pulvinulina cf. *elegans* d'Orb. sp.

Nur zwei ziemlich beschädigte Stücke liegen mir vor (1 mm Durchmesser). Die Oberseite hoch aufgewölbt, die Umgänge nur angedeutet. Die Unterseite sehr flach gewölbt.

Ein drittes Stück kann ich mit Bestimmtheit als *Pulv. elegans* (d'Orb.) Brady bezeichnen. Es stimmt bestens mit dessen Figuren (Chall., Taf. CV, Fig. 5 a—c). Durchmesser 1·4 mm.

Polystomella crispa Lin. Nur ein gutes Exemplar.

Nonionina umbilicatula (Montf.) Brady (= *N. Soldanii* d'Orb.). Vier Exemplare.

Nonionina Bouéana (d'Orb.) Brady. Nur zehn Kammern. Vier Exemplare.

Echinidenwarze, durchbohrt mit Knötchen im Umkreise. Ein Exemplar. (*Brissopsis*?)

Borstentacheln wie jene von *Brissopsis ottningensis* R. Hoern. liegen in vielen Hunderten von Stückchen vor, einige mit Köpfchen. (Taf. XXXIX, Fig. 19.)

Außerdem nur noch eine nicht näher bestimmbare kleine

Natica in einem Exemplare und eine kleine Schnecke (Taf. XXXIX, Fig. 24), welche an gewisse Paludinen erinnern könnte. Eine sichere Bestimmung wage ich nicht vorzunehmen. Sie ist 2·3 mm hoch und 1·4 mm dick, dünnschalig, hat vier bis fünf Umgänge, diese sind etwas aufgewölbt und feinstens quergestreift. Die Mündung nach oben scharf, nicht gerundet; von einer Spindellamelle ist nichts zu sehen.

Zwei gebogene, sich verjüngende Röhrchen, dünnschalig und bläulich gefärbt, erinnern an *Dentalium entalis* Linn. Eine sichere Bestimmung wage ich nicht vorzunehmen, ebensowenig bei zwei zylindrischen Röhrchen, bei denen man an *Serpula* denken könnte.

Von Otolithen fand ich 13 Exemplare.

Herr Dr. R. J. Schubert bestimmte:

Hymenocephalus labiatus Schub.

Xenodermichthys catulus Schub. (Aus den Pausramer Mergeln, auch von Walbersdorf bekannt.)

Scopelus Kokeni Proh. (Nur ein Fragment.)

Scopelus aff. splendidus Proh.

Scopelus austriacus Kok.

Scopelus aff. pulcher Proh.

Scopelus sp. (nov. od. juv.).

Probe aus Schichte V.

Spiroloculina cf. asperula Karr.

Dem Umriss nach gleichen meine Stückchen, die bis 0·9 mm Länge erreichen, recht sehr der *Spiroloculina asperula* Karrer von Kostej (1868, Taf. I, Fig. 10), während man jedoch bei dieser viel kleineren Form sechs Zellen erkennen kann, ist die Oberfläche meiner Stückchen so dicht sandig, daß man nur die stärker aufgewölbte innerste Kammer noch erkennen kann. Zweifellos ist es eine der Karrerschen Art mindestens sehr nahestehende agglutinierende Form. Die *Quinqueloculina foeda* Rss. (1849, Taf. L, Fig. 5 und 6), mit nur einer und zwei Innenkammern, würde nach dieser Kammerung ähnlich sein, doch ist die Umrißform ohne die scharf vorragenden beiden Enden. Bei Brady finde ich diese Reuss'sche Form übrigens nicht erwähnt.

Biloculina.

Biloculinen liegen mir nur sieben Exemplare vor, von denen nur drei besser erhalten sind, ein größeres und zwei kleine Stückchen. Alle Stückchen dürften in die Formengruppe der *Biloculina depressa* (d'Orb.) Brady gehören. Das größte Stück, 1·3 mm im Durchmesser, ist nur um wenig länger als breit. Die Mundöffnung ist ähnlich jener von *Biloculina ringens* (Lam.) Brady (Chall., pag. 142, Taf. II, Fig. 7 und 8) = *B. turgida* Rss. (Deutsch. Geol. Ges. III., Taf. VII, Fig. 55); besitzt jedoch unten eine Art Schleppe, mit zwei gerundeten Endigungen, ähnlich etwa, wie es R. M. Bagg (Pliocäne und pleistocäne Foraminiferen, 1912, Taf. II, Fig. 1 und 2) von *Biloculina depressa var. murrhina* Schwager von St. Pedro im südkalifornischen Pliocän zeichnete. Beide Enden, Mund und Schleppe, sind von der Vorderseite gut sichtbar. Die Mundöffnung hat einen kräftigen Zahn mit gerundeten Vorsprüngen auf beiden Seiten. Erwähnt sei, daß Baggs Fossil mit der gleichnamigen Form bei Brady nicht übereinstimmt.

Biloculina depressa-lunula d'Orb. Stimmt mit der *Biloculina lunula* d'Orb. (Vienne, Taf. XV, Fig. 22—24) gut überein. Drei besser erhaltene Exemplare und zwei Hälften.

Triloculina tricarinata (d'Orb.?) Brady. Ich erhielt drei Individuen, von welchen zwei etwas beschädigt sind. Länge 2·6, Breite 2 mm. Bradys Abbildung (Chall., pag. 165, Taf. III, Fig. 17) stimmt recht gut, ist aber etwas länger und nach unten ausgezogen, was bei meinen

Stücken nicht der Fall ist. Brady führt als synonym die *Triloculina gibba* d'Orb. an (Vienne, 1846, Taf. XVI, Fig. 22—24), eine Zusammenziehung, welche gewiß viel zu weit geht. Es ist merkwürdig, daß die Abbildungen dieser als ansehnlich groß zu bezeichnenden Art so weit auseinandergehen. Reuss führt sie aus Wieliczka an (1867, Taf. II, Fig. 4), die Abbildungen 4 a und 6 sind aber ganz ausserordentlich.

Quinqueloculina (Miliolina) seminulum Linn. sp. = *Q. Aknerana* d'Orb.

Quinqueloculina Aknerana d'Orb. mit gerundet gewölbter dritter Kammer ist eine häufigere Art in Neudörfel (bei 100 Exemplare), die durch die kantige dritte Kammer sich von *Quinqueloculina triangularis* d'Orb. unterscheidet. Die größten Individuen erreichen etwa 1 mm. Brady (Chall., pag. 157) hat beide und mehrere ähnliche Formen als *Miliolina seminulum* Linn. sp. zusammengefaßt, was wohl die Bestimmung sehr erleichtert, aber die Festhaltung der verschiedenen Formen erschwert.

Nodosaria (Dentalina) soluta Rss.

Sieben Stückchen liegen mir vor. Die letzte Kammer mit lang vorgezogener spitzer Mündung, die Kammern stark aufgewölbt, glatt und glänzend, glasig durchscheinend. Fünf Kammern, etwa 1·1 mm lang. Die von Brady (Chall., Taf. LXII, Fig. 13) abgebildete Form scheint mir am besten übereinzustimmen. Auch vereinzelt viel größere Kammern haben das Aussehen der *soluta*. Bagge hat (Bull. 513, 1912, Taf. XVI, Fig. 7) sehr schön übereinstimmende Stücke aus dem kalifornischen Miocän abgebildet.

Nodosaria (Dentalina) cf. soluta Rss.

Nur wenige Kammern liegen vor, und zwar die letzten mit der Mündung, oder diese mit der vorhergehenden Kammer. Es ist die stark eingeschnürte Form (Reuss, Septarienton, 1865, Taf. II, Fig. 6). Auch von der gedrungenen Form (Reuss, l. c. Fig. 8) liegen zwei Kammern vor.

Nodosaria (Dentalina) pauperata d'Orb. Nur eine letzte Zelle und zwei miteinander verbundene. Dickschalig, glatt und wenig eingeschnürt. Vielleicht von einem und demselben Individuum. Auch zwei viel kleinere Individuen, eines mit fünf Kammern (1 mm lang), stelle ich hierher.

Nodosaria (Dentalina) cf. scabra Rss. (vielleicht *n. f.*) — (Taf. XXXIX, Fig. 5).

Eine sehr zierliche Form, welche durch die kugeligen Kammern an *Dentalina Adolphina* d'Orb. (l. c. Taf. II, Fig. 18) und an *Dentalina scabra* Rss. (1849, Taf. XLVI, Fig. 7) denken ließe. An die erstere Form erinnern vereinzelt Höckerchen an der Unterseite, an die zweite die feinen Rauigkeiten der Oberfläche. Aber auch die *Nodosaria hispida* (d'Orb.) Brady (Chall., Taf. LXIII, Fig. 19) kommt in Vergleich. Mein hübsches Stückchen mit neun Kammern ist aber kaum 0·8 mm lang, also, mit den übrigen verglichen, geradezu winzig. Die beiden erstgenannten Formen finden sich bei Brady nicht.

Nodosuria (Dentalina) cf. obliqua (Linné) Brady. Nur ein Bruchstück mit drei Kammern. Diese nur wenig aufgewölbt, mit kräftigen Längsrippchen, länger als bei den von Brady (Chall., Taf. LXIV, Fig. 20—22) abgebildeten Individuen. *Dentalina bifurcata d'Orb.* (l. c. Taf. II, Fig. 38) hat viel stärker aufgewölbte Kammern. *Nodosaria conspurcata* Rss. (1865, Taf. II, Fig. 19) aus dem Septarienton könnte in Vergleich kommen, hat aber viel kürzere Kammern. (Brady stellt die letztere Form [l. c. pag. 507] zu *Nodosaria hispida*.) Am ähnlichsten ist vielleicht die *Dentalina crebricosta* Neug. (1856, Taf. IV, Fig. 12 und 13) von Lapugy.

Cristellaria gibba (d'Orb.) Brady.

Eine fast glatt erscheinende, fein punktierte Form mit sehr undeutlichen Begrenzungen der wenigen (7) Kammern und schmalem Kielsaume; etwas flacher als *Cr. gibba* der Bradyschen Abbildung. (Chall., Taf. LXIX, Fig. 8, 9.) Mir liegen nur fünf Individuen vor.

Cristellaria aff. torosa Rss. sp. und *Cr. regina* Karr. sp.

Mir liegt nur ein Schälchen vor, welches ich in seiner Skulptur nur mit der *Robulina regina* vergleichen kann, welche Karrer aus dem tertiären Grünsand der Orakeibay bei Auckland (Novara-Werk I., Bd. 2, Taf. XVI, Fig. 6) besprochen hat, eine 3 mm große Form, die sich bei Brady nicht findet. Mein Stückchen mißt dagegen nur 0.5 mm im Durchmesser. Die sieben Kammern sind sehr schräg gestellt und durch bogige Rippen, etwa sechs an der Zahl, verziert. Man könnte auch an *Cr. mammiliga* Karr. (ebend. Fig. 5, Brady l. c. Taf. LXX, Fig. 17) erinnert werden, doch fehlen die Knötchen auf den Rippen und diese sind viel stärker gekrümmt. Der Kielsaum ist schmal. Die Reuss'sche *Robulina torosa* aus dem Oberoligozän ist der Kleinheit nach sehr ähnlich und mit den stark nach rückwärts gekrümmten Rippen versehen.

Cristellaria aff. nitida (d'Orb.) Brady.

Eine kleine Form mit sechs aufgeblähten Kammern, so daß man an *Cristellaria nitida (d'Orb.) Brady* (Chall., Taf. LXX, Fig. 2) erinnert wird. Mir liegt nur ein Exemplar vor, dessen Kielsaum beschädigt ist.

Glandulina laevigata (d'Orb.) Brady.

Es liegen mir mehrere Stückchen der gedrungenen Form (Brady, Chall., Taf. LXI, Fig. 22) vor. Das Spitzchen ist kurz, etwa wie bei *Gl. globulus* Rss. (1863, Taf. VIII, Fig. 94, 95), was besonders bei einem kleinen, kugeligen Individuum zutrifft.

Glandulina (laevigata d'Orb.) elliptica Rss.

Ein schönes, rein eirundes Exemplar mit nur drei Kammern, also der Form bei Brady (Chall., Taf. LXI, Fig. 20) am ähnlichsten, nur viel bauchiger.

Bradys Abbildung, ein am unteren Ende scharf spitziges Individuum, zeigt nur eine Kammer weniger. Die Beschreibung bei Reuss (Septarienton, Jahrb. 1863, pag. 47, Taf. IV, Fig. 29, 30) stimmt auf das beste. Meine Stückchen sind unten mit einem kurzen Spitzchen versehen.

Glandulina globulus Rss.

Die kugelige, kleine Form mit kurzen Spitzchen liegt neben einer sonst ganz ähnlichen, mit sehr niederer erster Kammer, aber ohne Spitzchen vor, welche ich als

Glandulina rotundata Rss. (von Grinzing, Denkschr. I., pag. 355, Taf. XLVI, Fig. 2) bezeichnen möchte. Brady bildet (Chall., Taf. LXI, Fig. 17—19) elliptische Schälchen ab mit vollkommen gerundetem (nicht zugespitztem) unterem Ende, die einigermaßen an die Reuss'sche *Gl. elliptica* erinnern könnten, aber der von Reuss gegebenen Beschreibung seiner *Gl. rotundata* sonst nicht entsprechen. 6 Exemplare.

Von *Gl. laevigata* unterscheiden sich beide Formen durch die niederen Anfangskammern. Drei nahe verwandte Formen.

Polymorphina (Guttulina) austriaca d'Orb. — Brady (Chall., pag. 568) vereinigt diese Form mit *Polym. problema* d'Orb. In meinem Material mehr als 60 Exemplare. Brady hat unter seinen Challengerformen keine typische *P. austriaca* abgebildet. Es mag aber immerhin zutreffend sein, denn die mehr als 50 Exemplare, welche ich bei der ersten Auslese zu *Polymorphina (Gutt.) austriaca* stellte, zeigen eine merkliche Variabilität, ohne aber die Form und Anordnung der Zellen zu verlassen. Es sind schlankere und gedrungene Formen. Die nach unten besonders stark ausladenden weiteren Stücke, ohne die spitze unterste Zelle, scheinen sich in der Tat der *Polymorphina problema* d'Orb. zu nähern, ohne jedoch die starke Aufblähung der Zellen zu zeigen. Sie könnten nur als *P. (G.) austriaca* d'Orb. var. bezeichnet werden. Sieben Exemplare.

Polymorphina (Guttulina) oblonga d'Orb. Die schlanke Form liegt mir nur in drei Exemplaren vor.

Polymorphina (Guttulina) problema d'Orb mit stärker aufgeblähten Zellen fand sich in sechs Exemplaren.

Polymorphina (Globulina) gibba d'Orb. sp. und

Polymorphina (Globulina) irregularis d'Orb. sp.

Nur zwei Exemplare liegen mir von dieser kugeligen Form vor, die vielleicht — es ist sehr schwer, sich zu entscheiden — mit der Varietät *orbicularis* Karrer (Kostej, Taf. IV, Fig. 8) zu vereinigen wären. Ein drittes Stückchen zeigt die Mündung so, wie es d'Orbigny (Vienne, Taf. XIII, Fig. 9, 10) zeichnen ließ. Es sind in dieser Stellung nur zwei fast gleichgroße Kammern sichtbar. Diese Form nannte d'Orb. *Globulina irregularis*. Die Mündungslage ist so eigenartig, daß mir die Vereinigung dieser Form mit *Globulina communis* d'Orb. durch Brady (Chall., pag. 568) nicht glücklich zu sein scheint.

Polymorphina pyrula n. f.

Aus der an *Polymorphina gibba* d'Orb. anschließenden Formen-
gruppe.

d'Orbigny zeichnet diese (Vienne, Taf. XIII, Fig. 13, 14) mit kreisförmigem Querumrisse mit vorgezogener Mündung, Karrer (Kostej, Taf. IV, Fig. 8) aber geradezu kugelig.

Reuss hat von Wieliczka eine *Polymorphina depauperata* namhaft gemacht (pag. 73, Taf. III, Fig. 9), welche seitlich stark zusammengedrückt erscheint. Mein Stückchen kann ich nur birnförmig nennen. Die Mündung ist vorgezogen, am anderen Ende findet sich ein kleines Höckerchen, auf der einen Seite des Umrisses erscheint eine Verschmälerung. Die Kammergrenzen sind nur schwer zu verfolgen, scheinen sich der *Pol. depauperata* anzunähern. Nur ein Stück liegt mir vor, etwa 0.4 mm lang.

Polymorphina sororia Rss.

Auf das beste übereinstimmend mit Bradys Abbildung (Chall., Taf. LXXI, Fig. 15, 16). Eine aus dem Septarienton bekannt gewordene Form. (Reuss, Jb. 1870, Schlicht von Pietzpuhl 1870, Taf. XXVI.) Nur ein Stückchen liegt mir vor.

Textularia carinata d'Orb. Nur 26 Individuen; breite Formen herrschen vor, doch finden sich auch drei Stückchen, welche als sehr schlank bezeichnet werden müssen (Varietät). Diese nähern sich der *Textularia* an, welche Reuss (D. Geol. Ges. III, pag. 84, Taf. VI, Fig. 54) als *Textularia attenuata* bezeichnet hat, von Brady (Chall., pag. 360) aber zu *T. carinata* gestellt wird.

Textularia (Plecanium) abbreviatum d'Orb. sp.

Nur ein sehr stark mit Sandkörnern verklebtes Exemplar liegt mir vor, das auf das beste mit der d'Orbignyschen Form übereinstimmt, sehr breit und dick gebaut ist und die Mundöffnung geradeso darbietet, wie es d'Orbigny (Vienne, Taf. XV, Fig. 3) zeichnet. Reuss (Wieliczka, pag. 47) führt zwar an, daß diese Mundöffnung sehr variabel sei, so daß auch *Plecanium subangulatum* d'Orb. spec. mit halbrunder Öffnung nach seiner Meinung dazu gehört. Brady (Chall., pag. 365) hält diese Form für der *Textularia (Plec.) gramen* d'Orb. sehr nahe stehend (Chall., Taf. XLIII, Fig. 9, 10). Dies mag zutreffen. *Pl. gramen*, *subangulatum* und *abbreviatum* mögen eine Reihe bilden, auf jeden Fall ist die letzte Form aber das äußerste Glied dieser Reihe und sollte noch festgehalten werden. Mein Stück ist übrigens kaum halb so groß wie das d'Orbignysche Original. Daß auch Czjžeks *Textularia (Plec.) Partschi*, wie Reuss meint, „eine Form von *Textul. (Plec.) abbreviatum*“ sei, möchte ich nicht sagen, die Form des Umrisses und die Aufblähung der Kammern und Rundung der Seiten unterscheiden zu auffällig.

Textularia (Plecanium) gramen d'Orb.

Nur fünf Exemplare liegen mir vor. Die *Textularia Partschi* Czjžek (Nat. Abh. II, Taf. XIII, Fig. 22—24) ist wohl am ähnlichsten.

Clavulina communis d'Orb. Gehört zu den häufigeren Formen. Mir liegen etwa 90 Exemplare vor, die größere Zahl aber nur in Bruchstücken. Außer den feinsandigen typischen Stückchen finden sich vereinzelt auch grobsandige, welche an die *Clavulina parisiensis* (d'Orb.) Brady (Chall., Taf. XLVIII, Fig. 15) erinnern könnten.

Uvigerina.

Eine der häufigsten Formen im Tegel von Neudörfl. Viele Hunderte von wohl erhaltenen Individuen liegen mir vor. Große und

kleine, schlanke und gedrungene Formen, solche mit gerippten Kammern und ganz oder fast ganz glatte.

Von den von Brady aufgestellten Arten kommen in Betracht:

Uvigerina canariensis d'Orb. (*U. urnula* d'Orb.) (Chall., Taf. LXXIV, Fig. 1—3).

Uvigerina tenuistriata Rss. (Chall., l. c. Fig. 4—7).

Uvigerina pygmaea d'Orb. (l. c. Fig. 11—14).

Außerdem noch *Uvigerina cochlearis* Karr. und *Uvigerina brunnensis* Karr. (Abh. IX, Taf. XVIb, Fig. 48 u. 49.)

Uvigerina brunnensis Karrer bei Brady (l. c. Taf. LXXV, Fig. 4, 5) scheint mir übrigens etwas anderes zu sein.

Uvigerina pygmaea d'Orb. — (Taf. XXXIX, Fig. 9.)

Von den Hunderten von Exemplaren dieser zierlichen Formen möchte ich nur die auf fast allen Kammern gerippten und aufgeblähten Formen zu der d'Orbignyschen Art stellen, wenn es nicht gewagt ist, bei solchen variablen Formen Arten festzuhalten.

Eine Form, welche so kräftig gerippt wäre, wie sie Brady (Chall., Taf. LXXIV, Fig. 11—14) zeichnet, liegt mir nicht vor. Die d'Orbignyschen Abbildungen sind vielleicht auch nicht ganz glücklich, aber sie erlauben doch die Unterscheidung meiner zahlreichen Stücke. Danach sollte man nur die auf allen Kammern gerippten Exemplare als *Uvig. pygmaea* bezeichnen. Brady stand wohl auch vor derselben Schwierigkeit und hat deshalb d'Orbignys *semiornata* (l. c. Taf. XI, Fig. 23, 24) zu *pygmaea* gestellt.

Reuss (Wieliczka 1867, pag. 76) hat bereits betont, daß man die *U. semiornata* von *U. pygmaea* kaum scharf trennen könne, da auch bei *U. pygmaea*-Formen solche vorkommen, deren letzte Kammern rippenlos sind. Williamson bildet (1857, Taf. V, Fig. 138) eine typische *U. pygmaea* d'Orb. unter den lebenden Formen von Skye und Shetland ab und vereinigt die *Uv. bifurcata* d'Orb. (Mittelamerika) damit. Die letzte Kammer ist bei meinen Stücken typischer Figur ungerippt und fein punktiert. Aber auch die vorletzte Kammer ist bei sonst gleichen Eigenschaften manchmal nur unten gerippt, so daß man sie mit der *semiornata* d'Orb. (l. c., Fig. 23, 24) zusammenstellen möchte. Bei den von mir für typisch gehaltenen Individuen zeigen die ersten Kammern eine in eine Spitze auslaufende Verjüngung, dann schwellen die Kammern rasch an und bedingen die gedrungene, breite Umrißform. Manche Stückchen zeigen vereinzelt besonders stark aufgeblähte Kammern. Neben den gedrungenen Formen finden sich auch schlankere, es wäre aber leicht, beide durch Übergänge zu verbinden. Diese schlankeren Individuen bilden offenbar den Übergang zu *Uv. tenuistriata* Rss.

Die typische, rundliche Form scheint nicht allzuhäufig zu sein. Auch bei diesen rundlich aufgeblähten Formen ist die Stärke der Rippen recht variabel.

Uvigerina pygmaea d'Orb. var.

Ein Individuum gedrungen wie die typische Form, dessen letzte stark aufgeblähte Kammer punktiert ist. Ein anderes Stückchen zeigt zwei punktierte Kammern.

Eines meiner Stücke zeigt die Kammern der einen Seite so übereinander angeordnet, daß sie eine gestreckte Spirale bilden, so daß man an die ansehnliche Form erinnert werden könnte, welche ich von Neudörfel als *Uvigerina neudorfensis* schon beschrieben habe. (Preßburg 1900, pag. 12.) Mein Stückchen aus V ist aber klein und mag zu der Reihe *Uv. pygmaea—tenuistriata* gehören.

Ein Exemplar liegt mir vor, welches sich an die schlanken Formen von *Uvigerina pygmaea* anschließen dürfte. Die Form ist ähnlicher der *Uv. tenuistriata*, doch ist die Länge und die Zahl der Kammern viel geringer (sechs in der einen Stellung). Von den ersten Zellen geht ein ziemlich kräftiger Stachel aus, ähnlich wie es Brady (Chall., Taf. LXXIV, Fig. 24) von einer unbenannt gebliebenen Form, die wohl in der Tat an *Uv. pygmaea* in typischer Form anzuschließen ist, gezeichnet hat.

Uvigerina pygmaea var. *asperula* n. f

Nur ein Stückchen liegt mir vor, welches der von Brady (Taf. LXXIV, Fig. 26) abgebildeten Varietät ähnlich ist, mit Spitzchen auf den Rippen. Die beiden letzten Zellen sind jedoch glatt und stärker aufgebläht.

Uvigerina canariensis (d'Orb.) Brady. (Vgl. *U. urnula* d'Orb.)

Der Typus bei d'Orbigny (l. c. Taf. XI, Fig. 21, 22) ist durch die Rippung der ersten Kammern gut gekennzeichnet. Brady hat diese Form zu d'Orbignys *Uvigerina canariensis* gestellt; die typische Form (l. c. Taf. LXXIV, Fig. 1—3) hat jedoch durchwegs glatte Kammern. Reuss (Wieliczka, pag. 76) stellt nur ganz glatte oder auf den ältesten Kammern gerippte Formen zu *Uv. urnula*. Dies würde sonach der *Uv. canariensis* Brady entsprechen, der *Uv. urnula* mit dieser Form vereinigte.

Uvigerina urnula-asperula Cz.

Form und Größe der *U. urnula*. Auch die letzten Kammern gerippt mit leicht welligem Verlaufe der Rippen, etwa so wie Reuss es (Wieliczka, Taf. IV, Fig. 8) zeichnen ließ, aber noch weniger wellig. Übergänge zu solchen mit geraden Rippen bis zur vorletzten Kammer.

Uvigerina tenuistriata Rss. (Taf. XXXIX, Fig. 10.)

Schlankere Uvigerinen mit zahlreicheren Kammern glaube ich unter diesem Namen zusammenstellen zu sollen. Die Abbildung bei Brady (l. c. Taf. LXXIV, Fig. 6) weist jedoch noch mehr Kammern auf als meine Stücke.

Ein Individuum ist ganz besonders schlank und etwas gewunden. Die ersten Kammern sind gestreift, auf den letzten besonders schlanken Kammern schwächen sich die Rippen ab.

Es wird wohl als var. der *Uv. tenuistriata* Rss. zu bezeichnen sein.

Ein Individuum von länglicher Gestalt fällt durch stärkere Rippung auf. Die Rippen nach oben und unten in feine Spitzchen ausgehend. Ich bezeichne es als *Uvig. tenuistriata* Rss. var.

Uvigerina tenuistriata-pygmaea Rss. (Vielleicht eine neue Form.)

An *Uvigerina pygmaea* d'Orb. anschließend, nur etwas schlanker und mit ungerippten, feinpunktiert erscheinenden letzten aufgeblähten Zellen. Die Variabilität ist ungemein groß. Die Rippen sind manchmal kräftig wie bei der *Uv. pygmaea* und *semiornata*, bald wieder so zart, daß sie fast verschwinden. Von der echten *pygmaea* unterscheidet die geringere Aufblähung des ganzen Gehäuses, freilich hat Williamson (1857, Ray Society, Taf. V, Fig. 138) auch eine schlankere Form abgebildet, aber sie ist gerippt bis zur Mündungsröhre. Die echte *U. tenuistriata* Rss. ist eine länger gestreckte Form. Die Rippchen sind nach unten stärker und laufen in zarte Spitzchen aus, etwa so wie bei Bradys Fig. 14, von der wieder die letzten ungerippten Zellen unterscheiden. Bei einigen Stückchen erscheinen nur die ersten untersten Kammern gerippt, alle anderen sind glatt.

Uvigerina tenuistriata Rss. aff. *asperula* Cz.

Diese Form scheint sehr selten zu sein. Ein Stückchen ist recht ähnlich der Čžžekschen Form von Baden (Haid. Abh. I., Taf., XIII, Fig. 13, 14), nur sind die feinen Rippchen mit unscheinbaren Rauigkeiten besetzt. Im Vergleich mit der Čžžekschen Form sehr klein. Es ist wohl nur eine Varietät der *Uv. tenuistriata*.

Bulimina pyrula d'Orb.

Nur ein recht gutes Exemplar, welches im Umriß mit d'Orbignys Abbildung (Vienne, Taf. XI, Fig. 9 und 10) übereinstimmt, während die Bradyschen Abbildungen (Chall., Taf. L, Fig. 7—10) etwas anders aussehen. Ein Unterschied von der d'Orbignyschen Form besteht in dem Auftreten einer Spitze am unteren Ende, ähnlich etwa jener bei *Bulimina affinis* (d'Orb.) Brady (l. c. Fig. 14) oder *B. elegans* (d'Orb.) Brady (l. c. Fig. 1).

d'Orbigny zeichnet seine *B. pyrula* viel stärker aufgebläht. Meine Stücke sind es zum Teil weit weniger, so daß eine gewisse Annäherung an *Bul. tenera* Rss. (Wieliczka, pag. 78, Taf. IV, Fig. 11 und 12) eintritt.

Bulimina affinis d'Orb.

Nur zwei etwas beschädigte Stückchen stimmen auf das beste mit der von Brady abgebildeten Form (Chall., pag. 400, Taf. L, Fig. 14) überein. *Bulimina ovulum* Rss. aus den Lemberger Kreidemergeln (Haid. Abh., IV., Taf. IV [III], Fig. 9) ist sicherlich eine sehr nahestehende Form, verjüngt sich jedoch in den letzten Kammern so sehr, daß die Verschiedenheit von *Bul. affinis* d'Orb., wie sie Brady zeichnet, auffallend genug ist, um die Zusammenfassung, wie sie Brady vornimmt, zu bezweifeln.

Bulimina aculeata (d'Orb.) Brady.

Nur ein kleines Exemplar liegt mir vor, mit vielen spitzen Fortsätzen an den ersten Kammern. Reuss gibt diese Art als nicht selten im Salzton von Wieliczka an. Die Fig. 8, Taf. LI (Brady, Chall.), ist wohl die ähnlichste Form. Brady gibt sie aus 1000—2700 Faden Tiefe an; sie wird auch von der nordnorwegischen Küste lebend abgegeben. Meine Stücke sind 0.5—0.8 mm lang.

Bulimina inflata (Sequenza) Brady (= *B. Buchana* [d'Orb.] Rss.).

Die von Reuss von Wieliczka abgebildete Form (Wieliczka, pag. 79, Taf. IV, Fig. 10) mit in Spitzen auslaufenden Rippen hat mit meinen besten Stücken größere Ähnlichkeit, als die von d'Orbigny gegebenen Bilder (l. c. Taf. XI, Fig. 15—18). Auch die Abbildung bei Brady (Chall., Taf. LI, Fig. 13) ist wohlgelungen. 91 Individuen liegen mir vor, welche in bezug auf Größe, Aufblähung und Verzierung recht variabel sind. So groß wie die Salztrostückchen ist kein einziges. Meist sind sie nur $\frac{1}{3}$ mm lang und kleiner. Die mir vorliegenden Stücke und die Reuss'schen Formen würden nach Brady als *Bulimina inflata* Sequenza zu bezeichnen sein. Die Entwicklung der Spitzen ist gleichfalls etwas variabel, doch erreicht sie keinesfalls die extreme Ausbildung, wie sie Brady l. c. Fig. 10 und 12 zeichnen ließ. Meine Individuen sind gedrungene Formen.

Bulimina („*Rotalina*“, *Ataxophragmium*) *contraria* (Rss.) Brady. (Neues Geschlecht: *Ceratobulimina*, wird vorgeschlagen.)

Von dieser merkwürdigen Form, ihre Schale erscheint porzellanartig, liegen mir aus Schichte V fünf Exemplare vor, welche wohl in der Größe verschieden sind, aber sonst so vollkommen übereinstimmen, daß an der Zusammengehörigkeit nicht zu zweifeln ist. Sie variieren von 0.2—0.5 mm.

Die von Reuss aus dem Septarienton von Hermsdorf (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1851, pag. 76, Taf. V, Fig. 37) als *Rotalina contraria* abgebildete und beschriebene Art stimmt auf das beste überein. Schon Reuss führt an, daß die Mündungslage, als Schlitz senkrecht auf dem Rande der letzten Kammer, dem Verhalten bei *Rotalina* (z. B. *Rot. Brongniarti* d'Orb., Vienne, Taf. VIII, Fig. 22—24) widerspricht. Brady hat (Chall., pag. 409, Taf. LIV, Fig. 18), weil *Bulimina* eine ähnliche Mündungslage aufweist, diese Form als *Bulimina* von einigermaßen anormalem Charakter bezeichnet. Er stellt die Abbildung neben *Cassidulina* (!). Karrers *Ataxophragmium simile* (Jahrb. 1868, pag. 6, Separatabdr., Taf. I, Fig. 1) von Kostej ist gewiß eine sehr ähnliche Form, doch sind die Kammern etwas anders gestaltet.

Reuss hat Formen mit ähnlicher Mündung, aber von gestreckter Gestalt zuerst (Lemberger Kreide, Haid. Abh., IV., 1851) als *Bulimina* betrachtet (*B. obesa*, *Presli* und *obliquum*), die er später (Sitzungsber. XLIV, pag. 331) als *Ataxophragmium* bezeichnete. Das Geschlecht selbst hat er (ebend. pag. 383) aufgestellt, als eine der sandig-kieseligen Gattungen.

Meine Stücke lassen keinen Zweifel übrig, daß die Hermsdorfer Septarientonart damit übereinstimmt oder doch am nächsten steht. Nur die schärferen Abgrenzungen der Kammern könnten unterscheiden, was wieder mit Bradys Zeichnung besser stimmen würde. Von der Form von Kostej unterscheidet die geringere Anzahl der gedrungeneren Kammern. Ich folge der Zusammenfassung durch Brady, wengleich ich von der Zugehörigkeit zu *Bulimina* nicht überzeugt bin. Vielleicht führen mich weitere Exemplare zur Aufstellung eines neuen Geschlechtes. In der Tat habe ich diese Art auch in den anderen Schichten wieder

aufgefunden, und zwar in vollkommener Übereinstimmung und mit Ausnahme der Größenverschiedenheiten immer von gleicher Gestaltung. Dies bestärkte mich in meiner Meinung, daß man diese Form als einen eigenen Gattungstypus aufzustellen berechtigt erscheinen könnte, für welchen es sich empfehlen würde, entweder den Namen *Ataxophragmium* wieder aufzunehmen oder, um sowohl das auffallendste Merkmal, die spirale Anordnung der Kammern, hervorzuheben, als auch die Ähnlichkeit der Mündung mit *Bulimina* festzuhalten, den neuen Namen *Ceratobulimina* zu wählen, da die porzellanartige Schale von den sandigen *Ataxophragmium*-Formen unterscheidet.

Virgulina Schreiberi (Cz.) Brady.

Nur vier Exemplare liegen mir vor. Nach Reuss häufig im Salztou. Czjžek führt sie von Baden und Möllersdorf an. Sie findet sich aber auch in Lapugy, im italienischen Pliocän, nach Brady lebend in allen Meeren in Tiefen von 10—3000 Faden.

Globigerina bulloides d'Orb.

In meinem Material aus Schichte V finden sich nur 26 kleine Individuen. Bei allen Stücken liegt die Mündung an der letzten größten Kammer. Die Formen mit kugelig aufgeblähten Kammern möchte ich etwa nach dem Vorgange Bradys (Chall., pag. 593, Taf. LXXVII und LXXIX, Fig. 3—7) alle zu *Glob. bulloides* stellen und die mit inniger aneinandergewachsenen Kammern etwa wie Brady als *Glob. bulloides* var. *triloba* (Rss.) Brady bezeichnen (6—8 Stückchen). Die kleinen letzten Zellen sind bei meinen Stückchen nicht immer erhalten geblieben, was wohl zum Teil auf die ungemün gebrechliche Beschaffenheit der zarten Schälchen zurückzuführen ist.

Globigerina bulloides d'Orb. var. *quadrilobata* d'Orb.

Ein Stückchen, welches vollkommen mit der *Glob. quadrilobata* d'Orb. (Vienne, Taf. IX, Fig. 7 und 8) übereinstimmt.

Sphaeroidina austriaca d'Orb. (nach Brady = *Sphaeroidina bulloides* d'Orb.).

Eine der häufigsten Formen, die in größeren (zirka 0.5 mm) und kleineren (bis 0.2 mm) Exemplaren vorliegt und immer nur je nach der Lage unter dem Mikroskop drei oder zwei Kammern darbietet. Etwas über 600 Exemplare liegen mir vor. Diese Übereinstimmung so zahlreicher Individuen, die man nur in größere und kleinere unterscheiden könnte, ist gewiß eine sehr auffallende Tatsache, besonders wenn man sie in Vergleich bringt mit den von Reuss (Denkschr. d. W. Ak. I, Taf. LI, Fig. 3—19) zur Darstellung gebrachten zahlreichen Formen, die alle als *Sphaeroidina austriaca* zusammengefaßt werden und fast durchwegs den mehrkammerigen Formen zugehören, welche J. Czjžek (1847, Haidingers Abb., pag. 149, Taf. XIII, Fig. 35—38) als *Sexloculina Haueri* bezeichnet hat. Brady (Chall., pag. 620, Taf. LXXXIV, Fig. 1—7) hat die *Sphaeroidina austriaca* d'Orb. *Sphaeroidina variabilis* Rss. (Z. D. G. 1851, Taf. VII, Fig. 61—64 aus dem Septarienton), *Sphaeroidina austriaca* Rss. (l. c.) und *Sexloculina Haueri* Cz. (l. c.) mit *Sphaeroidina bulloides* d'Orb. zusammengefaßt. Die Konstanz in der Ausbildung so vieler Individuen bei Neudorf an der March (Deveny-Ujfal) führt mich dazu

d'Orbigny (l. c. pag. 284) beizupflichten, daß *Sphaeroidina austriaca* von *Sphaeroidina bulloides* verschieden sei. Brady führt eine typische Form von *Sph. austriaca* nicht an, was er gewiß getan hätte, wenn er sie lebend gefunden hätte. Das Modell von d'Orbignys *Sph. bulloides* (es liegt auch in den Sammlungen meiner Lehrkanzel) ist sicher von einer anderen Form, wie auch die diesem Modell näherkommenden Czjžekschen Formen und jene aus dem Septarienton von Helmstedt (Reuss, l. c.), welche der nach Reuss im Wieliczkaer Salzton so überaus häufigen mehrkammerigen Form entsprechen dürfte. Die von d'Orbigny (Vienne, pag. 284, Taf. XX, Fig. 19—21) gegebenen Abbildungen sind nicht ganz glücklich ausgefallen oder es sind die Kammern dieser Nußdorfer Formen wirklich weniger tief einschneidend begrenzt als es bei den mir vorliegenden zahlreichen Stücken von Neudörf der Fall ist.

Sphaeroidina bulloides d'Orb.

Nur zwölf Exemplare lassen die größere Anzahl der Kammern erkennen, welche nötig, sie zu der zweiten Form zu stellen

Spirillina aff. vivipara (Ehrenbg.) Brady. (Wohl eine neue Form.)

Mir liegt nur ein Scheibchen von 0.7 mm Durchmesser vor, aus zahlreichen, zuerst sehr feinen, dann ziemlich derb werdenden Umgängen bestehend, welche nicht vollkommen kreisförmig sind. Auf der einen, in der Mitte vertieften Seite der Scheibe erscheinen die drei letzten Umgänge auf der einen Hälfte etwas gestört, auf der anderen gleichfalls in der Mitte vertieft; grubige Vertiefungen treten auf den Spiralen auf. Das Stückchen wird sich wohl an die *Spirillina vivipara (Ehrenberg) Brady* (Taf. LXXXV, Fig. 1) am besten anreihen lassen, an welcher man jedoch von der Gliederung kaum Andeutungen (l. c. Fig. 4) wahrnimmt, noch weniger bei den anderen recht zahlreichen Abbildungen bei d'Orbigny, Reuss, Williamson und Brady.

Truncatulina lobatula d'Orb. (= *Anomalina variolata d'Orb.*)

Diese Art ist recht häufig (ich habe etwa 150 Exemplare ausgesucht). Die fast scheibenförmigen Gehäuse sind oben flach oder leicht vertieft, unten leicht aufgewölbt. Die Kammern (7—9 im Umkreise) aufgebläht mit großen Grübchen. Brady stellt diese Form zu *Truncatulina lobatula d'Orb.* (Walker u. Jacobs *Nautilus spiralis lobatus*), doch unterscheidet die auf beiden Seiten fehlende mittlere Spirale, welche d'Orbigny (Taf. IX, Fig. 22) und Brady (Taf. XCIII, Fig. 1) zeichnen. Dadurch würde meine Form der *Anomalina badensis d'Orb.* (Taf. X, Fig. 1—3) ähnlich, von welcher jedoch der scharfe Rand unterscheidet. Brady hat all die verschiedenen Formen als *Planorbulina* zu vereinigen vorgeschlagen, woran er jedoch in den Beschreibungen nicht festzuhalten vermochte und in der Tat muß *Planorbulina* auf die vielkammerigen Formen beschränkt werden. d'Orbigny führt (pag. 171) seine Art als selten von Nußdorf an, Brady aber als synonym mit *Truncatulina lobatula d'Orb.*

Drei gute Exemplare liegen mir vor, welche mit der d'Orbignyschen Form (Vienne, Taf. IX, Fig. 24—25) auch in der Anzahl der Kammern (acht im Umkreise) gut stimmen. Brady (Chall., Taf. XCII, Fig. 10, Taf. XCIII, Fig. 1, 4, 5). Es ist eine Varietät der obigen Form.

Truncatulina (Anomalina) aff. Wüllerstorfi Schwager. (Vielleicht neue Form.) (Taf. XXXIX, Fig. 18.)

Nur ein Stück liegt mir vor, welches auf der einen, flach aufgewölbten Seite die Umgänge verfolgen läßt, etwa so, wie es Schwager (Novara-Werk II., Taf. VII, Fig. 105 und 107) bei seiner *Anomalina Wüllerstorfi* von Kar Nicobar aus dem Pliocän gezeichnet hat, eine Form, welche Brady (pag. 662, Taf. XCIII, Fig. 8 und 9) zu *Truncatulina* gestellt hat.

Die Oberseite zeigt zwölf durch glatte und glänzende Scheidewände umgrenzte grobpunktierte Kammern, mit ebenfalls glattem und glänzendem Randsaum. Die inneren Umgänge sind nicht deutlich zu verfolgen. Brady zeichnet (Chall., Taf. XCIII, Fig. 8 und 9) neun oder zehn Kammern. Nur Fig. 9 käme eigentlich in Vergleich, bei Fig. 8 ist die Unterseite stark aufgewölbt, was den Schwager'schen Figuren nicht entspricht. Die Unterseite meines Stückes ist flach gewölbt und deutlich genabelt. Durchmesser 0.4 mm.

Truncatulina aff. Aknerana Brady (nicht d'Orb.). Vielleicht eine neue Form.

An die obigen Formen schließe ich eine kleine *Truncatulina* mit *granosa*-Charakter, aber mit ungemein zierlich aufragenden glatten geschwungenen Rippen und mit rundlichen Knötchen, etwa so wie es Brady bei seiner *Truncatulina Aknerana* zeichnet (Chall., Taf. XCIV, Fig. 8b), die sich dadurch von der d'Orbigny'schen *Aknerana* (Vienne, Taf. VIII, Fig. 13—15) unterscheidet. Sechs Exemplare.

Truncatulina (Rotalina) Ungerana d'Orb.

In flachen Formen vorliegend, die sich der d'Orbigny'schen Zeichnung (Vienne, Taf. VIII, Fig. 16 und 17) annähern, aber durch die glatten Kammergrenzen an die *Trunc. Wüllerstorfi Schwager* annähern. Die körnelige Mitte der Oberseite und der ausgesprochene Kiel lassen mich die Form als *Tr. Ungerana (d'Orb.) Brady* bestimmen (Chall., Taf. XCIV, Fig. 9).

Truncatulina granosa Rss. sp. var. verwandt mit *Tr. Ungerana d'Orb. sp.*

Sehr zierliche Schälchen. Brady hat die beiden Formen vereinigt, ob mit vollem Recht ist fraglich. *Tr. Ungerana* ist genabelt, *Tr. granosa* ungenabelt. Reuss führt sie aus dem Septarienton von Hermsdorf bei Berlin an (Z. D. Geol. G. 1851, pag. 75, Taf. V, Fig. 36). Die mir vorliegenden Stückchen sind ungenabelt. Auffallend ist die Aufblähung der letzten Kammer und die deutlich ausgesprochene glatte Umrandung der Kammern. Die Knötchen auf der Mitte der etwas aufgewölbten Oberseite sind geradezu gehäuft. Mir liegen 40 Individuen vor. *Truncatulina granosa* Hantken (Clav. Szab.-Sch., pag. 74, Taf. X, Fig. 2) ist von der Reuss'schen Form (Z. D. Geol. G. 1851, Taf. V, Fig. 36) ganz verschieden. Brady führt sie nicht an.

Truncatulina Ungerana d'Orb. var. radiata n. v. (Taf. XXXIX, Fig. 16.)

Die flach gewölbte Oberseite mit glatten Scheidewänden am ersten Umgänge, die inneren Umgänge undeutlich, die Mitte grob ge-

körnelt, ähnlich etwa wie bei *Tr. margaritifera* Brady (Chall., Taf. XCVI, Fig. 2). Die Oberfläche der aufgewölbten Unterseite mit glatten, glänzenden und speichenartigen Rippen. Ein glatter Kielrand. Diese vorragenden glatten Speichen unterscheiden ganz bestimmt. Bei dem einen und anderen Stückchen ragen die Körner hoch auf.

Truncatulina Dutemplei d'Orb. in typischer Entwicklung.

Hantken hat (Clav. Szabói-Schichten, Budapest, 1875, pag. 71) auf die große Verschiedenheit dieser Form hingewiesen, besonders in bezug auf die Anzahl der Kammern im Umkreise. Auch Reuss hat dies schon viel früher hervorgehoben und gemeint (Denkschr. der Wiener Ak., XXV., 1866, pag. 160), daß die Wienerbeckenformen nicht nur acht Kammern, sondern auch bis zwölf derselben aufweisen. Auch die Wieliczkaer Vorkommnisse zeigen bis zehn Kammern. Hantken gibt an seinen Stücken (Taf. VIII, Fig. 5) 13 Kammern an.

Es ist daher vielleicht interessant, daß die in der Größe etwas verschiedenen 519 Stücke, welche ich aus der Schicht V ausgelesen habe, der d'Orbignyschen Angabe entsprechend nur sieben bis acht Kammern im Umkreise aufweisen.

Das von Brady abgebildete Stück (Chall., Taf. XCV, Fig. 5) aus 1070 und 1900 Faden Tiefe ist eine viel stärker aufgeblähte Form, mit zweieinhalb Umgängen, gerundeten Oberrandkanten und ganz kleinen mittleren Knöpfchen auf der Oberseite, während meine Stücke auch in dieser Beziehung der d'Orbignyschen Form entsprechen. Bradys Form weicht somit von der d'Orbignyschen Art immerhin beträchtlich ab. Die Variabilität meiner so zahlreichen Stücke ist recht groß: Durchmesser von $1\frac{1}{2}$ bis wenig über 1 mm; die Windungen der Oberseite lassen zumeist schon den zweiten Umgang verwischt erscheinen, was vorherrscht, während an anderen, etwas weniger häufigen Stückchen auch der zweite Umgang deutlich zu verfolgen ist, die scharfe Randkante ist konstant vorhanden, ja ab und zu strebt sie sogar eine Art Randsaum an und auch die mittleren Knötchenverdickungen sind immer deutlich entwickelt. Der allgemeine Habitus stimmt jedoch überein.

Die lebende Form Bradys ist meiner Meinung nach eine besondere mit der miocänen verwandte Form, aber nicht dasselbe. *Truncatulina affinis* Cz. sp. mit nur sechs Kammern unterscheidet sich nur durch das fehlende mittlere Knöpfchen der Oberseite. *Truncatulina Dutemplei* Rss. aus dem Septarientou dagegen weicht durch die zahlreichen, also viel engeren Kammern viel weiter ab. *Truncatulina Dutemplei* Rss. von Wieliczka mit neun bis zehn Kammern wäre demnach eine näherstehende Form der Reihe.

Truncatulina aff. praecincta Brady.

In die Verwandtschaft *Truncatulina Ungerana* d'Orb. dürften etliche Stücke gehören, welche an der meist nur flach aufgewölbten Unterseite die Kammerscheidewandlinien als erhabene kräftige Rippen aufweisen, etwa so wie sie Brady bei Karrers *Rotalia praecincta* zeichnet. Während aber das Original von Kostej nur acht solche Rippen trägt (Kostej, Taf. V, Fig. 7), zeichnet Brady (Chall., Taf. XCV, Fig. 1 und 2) deren elf, was meinen Stücken entspricht, die

jedoch viel weniger hoch sind als die Bradyschen Typen, sondern in ihrer Form mehr an *Truncatulina Ungerana* erinnern. Bradys Originale sind schon auf der Unterseite viel weniger hoch aufgebläht, meine aber geradezu flach zu nennen. Die Oberseite zeigt bei einigen meiner Stücke bis drei Umgänge, während andere in der Mitte verwischt erscheinen. Es ist geradezu unmöglich, die Dinge sicher auseinander zu halten.

Truncatulina aff. Kalembergensis d'Orb. sp.

Mir liegen vier Individuen vor, welche auf der Spiral-(Ober-)Seite auf das allerbeste mit d'Orbignys Zeichnung (Vienne, Taf. VII, Fig. 19) übereinstimmen: Sieben punktierte Kammern im Umkreise und ein Kielsaum. Nur der „starke Nabel-Eindruck“ auf der konvexen Unterseite fehlt, er ist mit Schalensubstanz erfüllt. Die knopfartige Erhöhung in der Mitte der Oberseite ist überaus groß und hoch aufgewölbt. Reuss stellte sie (Wieiiczka, pag. 87) zu *Pulvinulina*.

Truncatulina neudorfensis n. f. (Taf. XXXIX, Fig. 17.)

Mir liegt ein bis auf die letzte Kammer gut erhaltenes Stück vor. Die flach trochiform aufgewölbte Oberseite läßt drei Umgänge gut und weitere in der Mitte verfolgen. Der letzte Umgang zeigt nur sechs grob punktierte, mit hellen glatten Rippen aneinandergrenzende Kammern. Die gewölbte Unterseite weist nur sechs Kammern im Umkreise auf. Nabel ist keiner sichtbar. Bradys als *Tr. Haidingeri* bezeichnete Form, die auch aus dem Mittelmeer angegeben wird (aus 90 bis 360 Faden Tiefe), besitzt eine größere Anzahl von Kammern im Umkreise (acht oben, neun unten) und ist oben flach gewölbt. Mir liegen zwölf Schälchen vor, nur bei einem ist der Nabel wenigstens angedeutet. Die glatten porzellanartigen Rippen, die besonders auf der Oberseite scharf hervortreten, erinnern an die Zeichnung, welche F. Karrer (Kostej, Taf. V, Fig. 7) von seiner *Rotalia praecincta* gegeben hat. Brady (Chall., pag. 667, Taf. XCV, Fig. 1—3) stellte sie zu *Truncatulina*. Sie hat eine große Zahl von Kammern (zwölf) im Umkreise. Auch die *Truncatulina lucida* Rss. (1865. Septarienton, Taf. IV, Fig. 15) mit neun Kammern dürfte zu den verwandten Formen gehören, ebenso die schon genannte *Tr. (Rotalina) Haidingeri d'Orb.* (l. c. Taf. VIII, Fig. 7). Bei einzelnen meiner Individuen ragt in der Mitte eine Art Knöpfchen auf. In allen übrigen Eigenschaften stimmen meine zwölf Stücke auf das beste überein, auch darin, daß allen leider die letzte Kammer fehlt. Durchmesser bis 0.9 mm.

Truncatulina neudorfensis n. f. var.

Nur ein ziemlich großes Stückchen (0.9 mm Durchmesser), mit vier erkennbaren Umgängen, die beiden letzten durch einen scharfen stufenförmigen Bau auffallend und mit deutlichen sechs bis sieben Zellen im Umkreise, die Kammern der beiden letzten Umgänge sehr verkleinert, etwa so, wie es Brady bei seiner Varietät von *Tr. Haidingeri d'Orb. sp.* (Chall., Taf. XCV, Fig. 6) zeichnen ließ, einer Form mit 14 Kammern im Umkreise, wobei die Kammern von der letzten an gegen rechts hin einander folgen, während sie bei den anderen Formen in entgegengesetzter Anordnung auftreten. Die Kammern der Varietät sind daher von den Anfangskammern an gegen links, die

bei den anderen nach rechts gewunden. Diese Verschiedenheit in den Wachstumsverhältnissen findet man auch bei den *Planorbulina*-(*Truncatulina*-)Arten bei Brady. Vom Anfange an nach rechts gewunden sind z. B. *Truncatulina refulgens* Montf. (Taf. XCII, Fig. 7 und 8), *Truncatulina lobatula* W. u. J. (Taf. XCIII, Fig. 1 a), *Anomalina foveolata* Brady (Taf. XCIV, Fig. 1), *Anomalina ammonoides* Reuss (Taf. XCIV, Fig. 2 und 3), *Anomalina grosserugosa* Giebel (Taf. XCIV, Fig. 4 a und 5 a), *Truncatulina praecincta* Karr. (Taf. XCV, Fig. 1 und 2), *Truncatulina Dutemplei* (d'Orb.) Brady (Taf. XCV, Fig. 5 a¹), *Truncatulina tenera* Brady (Taf. XCV, Fig. 11), *Truncatulina rosea* d'Orb. (Taf. XCVI, Fig. 2).

Vom Anfange an nach links gewunden sind dagegen:

Truncatulina tenuimargo Brady (Taf. XCIII, Fig. 2 a und 3 a), *Truncatulina Aknerana* d'Orb. (Taf. XCIV, Fig. 8 a), *Truncatulina Ungerana* d'Orb. (Taf. XCIV, Fig. 9 a²), *Truncatulina Haidingeri* d'Orb. (Taf. XCV, Fig. 7 a), *Truncatulina pygmaea* Hantken (Taf. XCV, Fig. 9 a)

Mir scheint diese Verschiedenheit des Wachstums wert, besonders betont zu werden, um so mehr, wenn sie, wie bei meinen Individuen bei sonst ganz gleich gebauten Stücken auftreten.

Rotalia Soldanii d'Orb.

Nur zwei Stückchen in schöner Übereinstimmung mit d'Orbigny's Abbildung (Vienne, Taf. VIII, Fig. 10 und 11).

Polystomella crispa (Linné) d'Orb.

Von dieser schönen Form liegt mir nur ein recht gut erhaltenes Schälchen vor. Es ist beiderseits flach gewölbt wie bei d'Orbigny (Vienne, Taf. VI, Fig. 12), in der Mitte mit feinen Grübchen versehen. Brady (Chall., Taf. CX, Fig. 6 und 7) zeichnet unter diesem Namen eine stärker aufgeblähte Form mit einem fast glatten „Nabelkreisel“, was mehr an d'Orbigny's *Polystomella flexuosa* (ebenda Taf. VI, Fig. 15 und 16) erinnert, eine Form, welche Brady aber mit *P. crispa* vereinigt hat.

Nonionina Bouéana d'Orb.

Kommt nur vereinzelt vor: Eines der Stücke, ganz typisch wie es von Brady (Chall., Taf. CIX, Fig. 12 und 13) abgebildet wird, mit zahlreichen (13 bis 14) Kammern im Umkreise und der körneligen Zentralpartie. Ein anderes der hierher gestellten Individuen nähert sich sehr der typischen d'Orbigny'schen Form (l. c. Taf. V, Fig. 11 und 12). Bei anderen sind die Abteilungsrippen der Kammern weniger ausgeprägt.

Nonionina communis d'Orb.

Zuerst dachte ich an *Nonionina Bouéana* d'Orb.; die viel raschere Verjüngung nach einwärts und die geringere Anzahl der Kammern drängten mich jedoch zu der Form *Non. communis* d'Orb. und Brady (pag. 730, Taf. LIX, Fig. 14—16). Reuss (Oberoligocän, Sber. 1868)

¹) Bei d'Orbigny (Taf. VIII, Fig. 19) nach links gewunden.

²) Bei d'Orbigny (Taf. VIII, Fig. 16) nach rechts gewunden, auch sonst von Bradys Type verschieden (siehe oben).

stellte sie als synonym zur *Non. Bouéana d'Orb.* Das Fehlen des Nabels scheint mir jedoch immerhin ein gutes Unterscheidungsmerkmal zu sein. Auch Brady bezeichnet *Non. communis* und seine *N. scapha* als der *Non. Bouéana* nahestehende Formen und folgt bei der *Non. communis* dem Reuss'schen Vorgange. Eine sehr veränderliche Formengruppe.

Nonionina umbilicatula Montagu. (N. Soldanii d'Orb.).

Bei geringer Vergrößerung glatt erscheinend; die feine Punktierung tritt erst bei stärkerer (30 maliger) Vergrößerung unter dem Mikroskop hervor. Der tiefe Nabel charakterisiert die winzige schön gerundete Form. Ich las 79 Exemplare aus.

Pullenia (Nonionina) sphaeroides (d'Orb. sp.) Brady.

Nur ein winziges Stückchen liegt mir vor. *Nonionina bulloides d'Orb.* (l. c. Taf. V, Fig. 9 und 10) wird von Brady (Chall., Taf. LXXXIV, Fig. 12 und 13) als *Pullenia sphaeroides d'Orb. sp.* (= *Non. bulloides d'Orb.*) bezeichnet, da er beide Formen vereinigt. Mein Stückchen entspricht der *P. sphaeroides*.

Stachelborsten, die zu *Brissopsis* gehören könnten, finden sich in großer Menge (Taf. XXXIX, Fig. 19).

Turbonilla pusilla Phil.

Nur ein Stückchen mit fünf Umgängen stelle ich zu dieser Art (M. Hörnes, Taf. XLIII, Fig. 30), obwohl diese fünf Umgänge auf 1·5 mm Länge fallen. Ein anderes Stückchen zeigt nur die Embryonalwindungen und den darauf folgenden Umgang mit acht kräftigen Rippen.

Paludina cf. Schwartzi Frfld.

Nur ein Stückchen liegt mir vor, welches mit der Beschreibung bei M. Hörnes (W. B., I, pag. 589) nicht übel stimmen würde. Auch die Größe 1·8 mm kommt nahe.

Cancellaria sp., aff. C. inermis Pusch.

Zwei sehr kleine Stückchen (2·3 mm lang), so daß nur die kleinsten bei M. Hörnes (Wiener B. I, Taf. XXXIV, Fig. 13) zu vergleichen sind. Das Ausgebüdete etwas beschädigt. Läßt zwei Spindelaltchen erkennen. Eine Grunder Form.

Eine für mich unbestimmbare Gastropodenspindel.

Rissoa cf. Partschii M. Hörn.

Nur ein etwas abgeriebenes Exemplar liegt mir vor. Skulptur des letzten Umgangs erscheint kräftiger.

Scutum (?) oder Patella (?) sp. (n. f. ?). (Taf. XXXIX, Fig. 25.)

Nur ein Schälchen mit beschädigten Rändern liegt mir vor. Die Oberfläche ist mit Radialrippen versehen. Feine konzentrische Linien auf der Schale. Die Spitze scheint nach vorn gekrümmt zu sein. Auch die Innenseite ist fein radial gestreift. Von einem Muskeleindruck kann ich nichts wahrnehmen. Erhaltene Länge 1 mm.

Cythere (oder Cytherella) spec. (n. f. ?). (Taf. XXXIX, Fig. 27.)

Nur eine kleine Klappe liegt mir vor. Sie ist länglich elliptisch, ziemlich stark aufgebläht, in der Mitte wenig eingeschnürt und oben seicht muldig vertieft. Die Oberfläche erscheint glatt und glänzend. An der etwas verbreiterten Vorderseite ist ein deutlicher schmaler Saum vorhanden. Die Aufblähung am Hinterende am stärksten. Die

Länge bei 0·8 *mm*, die größte Höhe etwa 0·3 *mm*. Ich vermag die Form mit keiner mir bekannten Art in Übereinstimmung zu bringen. Wird wohl eine neue Form sein. — Reuss hat eine ähnliche Schale als *Cytherina tenuis* aus dem Sarmat des artesischen Brunnens und aus dem Tegel von Meidling angeführt. Seine Beschreibung stimmt jedoch nicht. Keine der zahlreichen Formen von Wieliczka stimmt überein. — Ein zweites, später aufgefundenes Individuum ist mit beiden Klappen vollständig erhalten. Die Oberfläche vollkommen glatt, wie porzellanähnlich. Außerdem liegen zwei einzelne Klappen vor, welche im Umriß fast symmetrisch geformt und mit feinen Stacheln bedeckt, aber nach dem hinteren Ende stark verschmälert sind. Ich wage keine Bestimmung. —

Cythere sp. Vielleicht eine neue Form.

Cythereis aff. *hystrix* Rss.

Nur ein Schälchen liegt mir vor. Die Oberfläche gewölbt mit Höckerchen und Stacheln, ohne randliche Zusammendrückung. Am Rande stärkere Stacheln.

Cypridina (*Cythereis*) aff. *asperrima* Rss. (Wohl eine neue Form.)
Taf. XXXIX, Fig. 28.

Ein vollständiges Exemplar. — Eine wohlerhaltene Klappe stimmt mit der Reusschen Abbildung (Haid. Abh. III, Taf. X, Fig. 5) recht gut, doch ist von einer „Längsfurche“ auf der hinteren Hälfte nichts wahrzunehmen und auch ein so wohlausgeprägter Saum ist nicht vorhanden.

Von Otolithen fand ich die folgenden von Herrn Dr. R. J. Schubert bestimmten Formen:

Scopelus Kokeni Pr.

Scopelus austriacus Kok.

Macrurus ellipticus Schub.

Otolithus sp. nov. oder Jugendexemplar (sehr klein).

Probe aus Schichte VI.

Cornuspira neudorfensis n. f. Taf. XXXIX, Fig. 1.

Drei bis auf das Zentrum sehr wohlerhaltene Individuen von 1·5—3 *mm* Durchmesser. Sehr regelmäßig aufgerollt, auf beiden Seiten vertieft, mit gerundeter Externseite. Bei dem kleinsten Stückchen sind zwölf Umgänge bestens erhalten, bei dem größten nur 11, bei dem mittleren nur 7. *Staches Cornuspira elliptica* (Novara, I, II, pag. 101, Taf. XXII, Fig. 2) hat 8—10 Umgänge, welche weniger gleichmäßig in der Ebene gewunden sind (Fig. 2b). Bei dem mittleren meiner Stückchen nehmen die äußeren 7 Umgänge ganz allmählich in der Röhrendicke ab, die inneren aber sind ohne Übergang, viel dünner. Dies ist auch bei dem größten Stücke ganz deutlich. Die Umgänge sind involut, ähnlich so wie bei *Operculina involvens* Rss. (Denkschr. W. Ak. I., pag. 370, Taf. XLVI, Fig. 20), welche jedoch nach der Zeichnung eine flache Externseite besitzt und auch die Verjüngung der inneren Umgänge nicht zeigt.

Von einem vierten Individuum sind nur die inneren Umgänge erhalten.

Biloculina simplex d'Orb. (= *B. ringens* [Lam.] Brady.) 9 Ex.

Eine mit einer Art Schleppe der Mündung gegenüber wird als Varietät zu bezeichnen sein.

Quinqueloculina Aknerana d'Orb. (= *Miliolina seminulum* [Lin.] Brady).

Die Seitenkanten etwas schärfer gerundet als bei der Type d'Orbignys (Vienne, Taf. XVIII, Fig. 18.) Etwas variable Form, auch in der Größe. 62 Ex.

Quinqueloculina foeda Rss. Nur zwei Exemplare.

Nodosaria (Dentalina) consobrina d'Orb. (Taf. XXXIX, Fig. 2).

Diese *Dentalina* mit sehr dünnen und langen Kammern liegt mir gut erhalten nur in einem Stücke vor, an einem 2·6 mm langen zweiten sind nur drei solche Kammern vorhanden. Die ersten Kammern anderer Stücke sind viel kürzer und die erste zum Teil fast kugelige Kammer trägt eine Mündungsspitze, etwa so, wie es Neugeboren (Lapugy, Taf. III, Fig. 15) zeichnet. Zwölf Stücke stelle ich hierher. Eines derselben zeigt als eigenartige Anomalie eine kugelige Anfangskammer mit Spitzchen, daran eine zweite mit einem seitlich stehenden Spitzchen, an welche sich dann die anderen längeren Kammern in üblicher Weise anschließen. Als wäre beim Wachstum in erster Zeit eine Störung eingetreten. Das ganze Stückchen ist 2·5 mm lang und besitzt außer den zwei deformierten noch vier normale Kammern.

Ein Stück mit langgezogener letzter Kammer erinnert mich durch die stark gewölbten Kammern etwas an *Dentalina Scharbergana* Neugeboren von Lapugy.

Nodosaria (Dentalina) elegans d'Orb. (= *Nodosaria [Dentalina] filiformis* [d'Orb.] Brady).

2·8 mm lang mit 14 Kammern und scharfer Spitze.

Nodosaria (Dentalina) sp. aff. hispida d'Orb. (Taf. XXXIX, Fig. 3, 4.)

Wohl eine neue Form, die als *Dentalina neudorfensis* n. f. bezeichnet werden könnte. Ich las über hundert Exemplare aus. Eine der häufigsten Formen, mit fast kugeligen Kammern, deren Oberflächen mit sehr zarten Rauigkeiten, winzigen Spitzchen bedeckt ist, wodurch sie an *Nodosaria (D.) hispida* d'Orb. (Vienne, Taf. I, Fig. 24—25) erinnert. — Bradys (Chall. Taf. LXIII, Fig. 12—16) Abbildung, Fig. 16, würde am nächsten zu stehen kommen. Die Kammern meiner Form sind einander gleichmäßig nahe gerückt. Die mit Stachelspitze versehenen Stückchen dieses in einzelnen Fällen ungemein lange Spitzchen ausgesprochen exzentrisch, förmlich an der Seite. (34 Exemplare.) Die Rauigkeiten treten an einzelnen Individuen sehr zurück, so daß sie fast glatt aussehen. Dieses Zurücktreten läßt sich in allen Abstufungen verfolgen.

Von Dentalinen liegen auch zahlreiche Bruchstücke vor, darunter solche von ansehnlich großen Exemplaren.

Cristellaria calcar d'Orb. Ein großes beschädigtes Exemplar.

Cristellaria gibba (d'Orb.) Brady. Vier Exemplare. (Chall., Taf. LXVIII, Fig. 8.)

Ein wenig aufgewölbtes Exemplar.

Cristellaria (Robulina) cf. articulata Rss. sp.

Zwei Exemplare, eines größer und eines kleiner, mit aufgeblähten Kammern. Mit sehr schmalen Saum, wie ihn Brady zeichnet (Chall., LXIX, Fig. 11), Reuss (Sb. 1863, Taf. VI, Fig. 63, pag. 53) jedoch weder erwähnt noch abbildet. Viel kleiner als die Septarienton-Exemplare.

Cr. (Robulina) cf. depauperata Rss. (ebenda Taf. VI, Fig. 68).

Septarientonform. Brady erwähnt sie nicht. Mein Exemplar besitzt sechs Kammern (bei Reuss vier bis fünf) und ist weniger aufgebläht.

Cr. (Robulina) cf. nitida Rss. (ebenda Taf. VI, Fig. 66).

Ein Exemplar mit acht Kammern, wie es Reuss zeichnet. Im Text (pag. 54) werden neun Kammern angegeben. Gehört wohl mit *Cristellaria inornata* d'Orb. (sieben Kammern), *Cr. austriaca* d'Orb. (zehn Kammern) und *Cr. rotulata* (Lm.) Brady (Chall., Taf. LXIX, Fig. 13) (14 Kammern) in eine Formengruppe. Die Mittelscheiben besitzen alle diese Formen. Der Name *Cr. nitida* war schon früher angeführt (d'Orbigny 1826), aber keine Abbildung gegeben worden. Bradys *Cr. nitida* d'Orb. ist etwas anderes, eine Form, die an die *Cr. articulata* Rss. erinnert.

Cristell. spec. ind. Sieben Exemplare.

Glandulina cf. rotundata Brady var.

Reuss bildet eine an *Gl. laevigata* anschließende Form von Grinzing ab. Mein Stückchen ist der Abbildung bei Brady sehr ähnlich (Chall., Taf. LXI, Fig. 19), besitzt jedoch unten ein kurzes, aber deutliches Spitzchen, wird also der langgezogenen Form von *laevigata* Brady (Chall. Taf. LXI, Fig. 20) ähnlich. Vielleicht eine Zwischenform. Auch die *Gl. elliptica* Rss. (Sb. 1863, Taf. III, Fig. 29—31) ist ähnlich, hat jedoch kein Spitzchen. Brady hat sie zu *laevigata* gestellt.

Glandulina laevigata d'Orb. und *rotundata* Rss.

Dreizehn größere und kleinere, stark aufgeblähte Exemplare. Diese Form hat Reuss (Denkschr. I., Taf. LXVI, Fig. 2) *rotundata* genannt. Mir liegen Exemplare mit kurzem Spitzchen und solche vor, die unten gerundet, der Reuss'schen Form gleichen.

Polymorphina (Guttulina) cf. amygdaloides Rss.

Vielleicht eine neue Form. Nur zwei Exemplare. Septarientonform. Der Umriß ist fast breit elliptisch, die unterste der drei sichtbaren Zellen ist etwas aufgewölbt, gleicht im Umrisse mehr der Abbildung bei Brady (Chall., Taf. LXXI, Fig. 13), doch lassen sich nur drei Kammern erkennen, wie bei der Reuss'schen Form (Z. D. Geol. G. 1851, Taf. VI, Fig. 47). Auf jeden Fall dürfte mein Stückchen in die Gruppe der von Reuss aus dem Septarienton von Helmstedt abgebildeten Formen gehören, von welchen die *Guttulina inflata*, dem Umrisse nach, am ähnlichsten wäre, auch in der starken Aufblähung.

Polymorphina austriaca d'Orb. (= ? *problema* Brady).

Zwanzig schlanke und gedrungene Formen, wie sie Brady abbildet.

Polymorphina (Globulina) cf. aequalis d'Orb. sp.

Etwas stärker aufgebläht als d'Orbignys Type (Vienne, Taf. XIII, Fig. 11 und 12); nicht bei Brady; dürfte sich aber der *Pol. rotundata (Bornem.) Brady (Chall., Taf. LXXIII, Fig. 7 und 8)* nähern. Zwei Exemplare; ein drittes noch stärker aufgebläht.

Polymorphina oblonga d'Orb. Nur ein Exemplar.

Textularia carinata d'Orb.

Mit in Spitzen aufgelöstem Randsaum. Breite und schlanke Formen. 23 Exemplare.

Clavulina communis d'Orb. 28 Exemplare.

Uvigerina pygmaea d'Orb.

Von dieser so variablen Form suchte ich 20 Exemplare, gedrungene, typische und schlanke Formen, heraus. Fünf Exemplare mit besonders zahlreichen Kammern bilden wohl eine besondere Varietät.

Bulimina Buchana d'Orb. Sechs Exemplare.

Bulimina affinis d'Orb.

Bulimina cf. pyrula d'Orb.

Das etwas beschädigte kleine Exemplar mit scharf ausgesprochenen Spitzchen ist wohl eine Varietät der *Bul. pyrula*.

Bulimina (Ceratobulimina n. gen.) contraria Rss. liegt mir in sieben Exemplaren vor.

Chilostomella ovoidea. Rss.

Nur zwei Stückchen. Reuss führt sie von Grinzing und aus dem Wieliczkaer Salzton an.

Globigerina bulloides d'Orb. var. triloba d'Orb.

Vier Exemplare.

Sphaeroidina bulloides d'Orb.

Eine der häufigsten Formen. Habe nicht weniger als 238 zumeist ganz kleine Exemplare herausgelesen.

Truncatulina lobatula. W. u. Jon. 63 Exemplare. Kleine Formen.

Truncatulina Ungerana d'Orb. 4 Exemplare.

Truncatulina Dutemplei d'Orb.

70 Exemplare mit Mittelknöpfchen. Die d'Orbignysche Type. Bradys Form ist etwas anderes, vielleicht mit *Tr. Aknerana* und *Tr. Soldanü d'Orb.* in eine Gruppe gehörig.

Truncatulina neudorfensis n. sp.

16 Exemplare. Eine gewisse Ähnlichkeit hat *Rotalia praecincta Karrer* von Kostej (Sber. 1868, Taf. V, Fig. 7). Diese hat jedoch nur zwei wohlgekammerte Umgänge und einen weiten tiefen Nabel, was bei meiner Form nicht zutrifft.

Truncatulina cf. praecincta (Karr.) Brady.

Drei Exemplare mit stark aufgewölbter Unterseite.

Pulvinulina Partschana d'Orb. sp. Zwei wohlerhaltene Exemplare.

Nonionina umbilicatula (Montf.) Brady (= *Nonionina Soldanii d'Orb.*) 24 Exemplare.

Der Nabel ist enger als bei Bradys Type (Chall., Taf. CIX, Fig. 8). Einige meiner Exemplare haben eine stärker aufgewölbte letzte Kammer.

Nonionina tenuistriata Rss. Vier feingestreifte Exemplare.

Nonionina bulloides d'Orb. (= *Pullenia sphaeroides [d'Orb. sp.] Brady*).

(Chall., Taf. LXXXIV, Fig. 12). Elf sehr kleine Exemplare. (0·25 mm), förmlich kugelig.

Stachelborsten von *Brissopsis ottningensis R. Hörn.*

In ein paar tausend Exemplaren.

Dentalium? sp. ind.

Zwei winzige porzellanartige Röhrchen, 1 mm lang. Ein leicht gekrümmtes, bläulich gefärbtes Röhrchen von 1·7 mm Länge will ich auch hierherstellen, obwohl mir eine Bestimmung nicht rätlich erscheint.

Delphinula? n. f. (Taf. XXXIX, Fig. 26.)

Ein sehr zierliches Schneckchen (0·9 mm breit), mit nur $2\frac{3}{4}$ Umgängen, davon $1\frac{1}{2}$ ungeziert embryonal, darauf folgen zuerst nur angedeutete, dann bald schärfer werdende, weit voneinander abstehende Querrippchen, etwa 14 auf dem Umgange, die gegen den mit Sand erfüllten Nabel sehr kräftig werden. Der Querschnitt des Umganges fast kreisrund. Zum Vergleiche zog ich *Delphinula rotellaeformis Grat.* (M. Hoernes, I., Taf. XLVI, Fig. 6) herbei. Eine geradezu überraschende Ähnlichkeit der Skulptur besteht bei *Scissurella depressa Rss.* (Sb. Wiener Ak. 1860, Taf. VII, Fig. 7 c). Doch fehlt meinem Stückchen jede Andeutung einer Spalte oder Spaltfurche, so daß die Annäherung an *Delphinula* besteht. An der kreisrunden Mündung ein breiter ebener Saum, etwa wie bei *Scalaria*.

Turbonilla sp. ind.

Nur drei Umgänge und die wohlerhaltene, entfernt stehende Embryonalwindung. 1·2 mm lang.

Cytherina cf. recta Rss. (Haid. Abh. IV. Taf. VIII, Fig. 11 und 12.)

Ähnlich der glatten Form von Ottning. Ein Exemplar, in der Mitte etwas eingeschnürt. Auf der Oberfläche erscheinen bei starker Vergrößerung feine, stumpfe runde Höckerchen, was an *Cyth. tumida Rss.* erinnert, deren Umriß jedoch ein ganz anderer ist.

Von Otolithen liegen 9 Stückchen vor:

Scopelus aff. Kokeni Proch.

Scopelus austriacus Kok.

Scopelus cf. pulcher Proch.

Gonostoma? spec. (Fragment).

Außerdem ein winziges scharf zugespitztes braunes (Fisch-) Zähnen.

Die Mikrofauna der Tegel in der großen Ziegelei von Neudorf an der March (Deveny Ujfalv).

[33]

Ueber den marinen Tegel von Neudorf an der March.

	Gattungen und Arten ¹⁾ (Die Anordnung der Gattungen nach Zittel 1910)	Schichtenlagen					Vorkommen in Liesing (800 Meter Bohrung)	
		II	III	IV	V	VI		
1	<i>Spirillina</i> aff. <i>vivipara</i> (Ehrb.) Brady. (Viell. neu)	—	—	—	+	—	—	Taf. XXXIX, Fig. 13.
2	" cf. <i>punctata</i> Rss.	—	+	—	—	—	—	Taf. XXXIX, Fig. 14.
3	<i>Cornuspira</i> <i>neudorfensis</i> n. f.	—	—	—	—	3	—	Taf. XXXIX, Fig. 1.
4	<i>Spiroloculina</i> <i>tenuis</i> Cz. sp.	—	—	3	—	—	—	
5	" cf. <i>nitida</i> d'Orb. sp.	—	—	2	—	—	—	
6	" cf. <i>asperula</i> Karr.	—	—	—	+	—	—	
7	<i>Biloculina</i> <i>depressa</i> (d'Orb.) Brady.	—	—	—	3	—	—	
8	" <i>simplex</i> d'Orb. (= <i>B. ringens</i> [Lam.] Brady)	—	—	—	—	9	514 m	
9	<i>Triloculina</i> <i>tricarinata</i> (d'Orb.) Brady	—	—	—	3	—	—	
10	<i>Quinqueloculina</i> cf. <i>pulchella</i> d'Orb.	—	—	+	—	—	500—600	
11	<i>Aknerana</i> d'Orb. (= <i>Miliolina</i> <i>semilunum</i> [Linné] Brady)	—	—	30	100	62	310—600	
12	" <i>foeda</i> Rss.	—	—	—	—	2	350—588	
13	<i>Nodosaria</i> (<i>Dentalina</i>) <i>pauperata</i> (d'Orb.) Brady	+	—	—	3	—	—	
14	(<i>Dentalina</i>) cf. <i>solva</i> (Rss.?) Brady	—	5	4	7	—	—	
15	(<i>Dentalina</i>) <i>consobrina</i> d'Orb.	—	—	—	—	+	—	Taf. XXXIX, Fig. 2.
16	(<i>Dentalina</i>) <i>consobrina</i> d'Orb. var. <i>emarciata</i> Rss.	—	—	11	—	—	500—600	
17	sp.	—	—	+	—	—	—	
18	(<i>Dentalina</i>) cf. <i>scabra</i> Rss. (Viell. neu)	—	—	—	+	—	576—600	Taf. XXXIX, Fig. 5.
19	(<i>Dentalina</i>) cf. <i>obliqua</i> (Lin.) Brady	—	—	—	+	—	—	
20	(<i>Dentalina</i>) <i>elegans</i> d'Orb. (= <i>N. [D.] filiformis</i> [d'Orb.] Brady)	—	—	—	—	+	480—600	Taf. XXXIX, Fig. 3.
21	" (<i>Dentalina</i>) aff. <i>hispida</i> d'Orb. (Viell. neu)	—	—	—	—	100	—	<i>Dent. neodorfensis</i> n. f.
22	<i>Cristellaria</i> <i>simplex</i> d'Orb.	+	5	—	—	—	—	Taf. XXXIX, Fig. 4.

¹⁾ Wo mehr als 1 Exemplar, wird die Anzahl der ausgelesenen Individuen angegeben, im übrigen nur das Vorkommen (+) überhaupt.

	Gattungen und Arten (Die Anordnung der Gattungen nach Zittel 1910)	Schichtenlagen					Vorkommen in Liesing (600 Meter Bohrung)	
		II	III	IV	V	VI		
23	<i>Cristellaria</i> aff. <i>intermedia</i> d'Orb.	+	—	—	—	—	—	Taf. XXXIX, Fig. 8.
24	" cf. <i>nitidissima</i> Rss.	+	—	—	—	—	—	
25	" cf. <i>inornata</i> d'Orb.	+	—	—	—	—	—	
26	" sp. ind.	3	4	—	—	7	—	
27	" (<i>Marginulina</i>) cf. <i>tenuis</i> (Bornem.) Brady (Viell. neu)	—	—	2	—	—	—	<i>Cr. (M.) neudorfensis</i> n. f. Taf. XXXIX, Fig. 6.
28	cf. <i>echinata</i> d'Orb. .	—	—	2	—	—	—	Taf. XXXIX, Fig. 7.
29	aff. <i>echinata</i> d'Orb.	—	—	2	—	—	—	
30	cf. <i>cultrata</i> Mntf. sp.	—	+	2	—	—	—	
31	<i>gibba</i> d'Orb. (Brady)	—	—	—	5	4	—	
32	" aff. <i>torosa</i> Rss. und <i>regina</i> Karr. sp.	—	—	—	+	—	—	
33	" aff. <i>nitida</i> (d'Orb.) Brady	—	—	—	+	+	—	
34	" (<i>Robulina</i>) <i>articulata</i> Rss.	—	—	—	—	2	—	Form aus dem Sept.-Ton.
35	" (<i>Robulina</i>) cf. <i>depauperata</i> Rss.	—	—	—	—	+	—	
36	<i>Glandulina</i> <i>laevigata</i> (d'Orb.) Brady	—	—	—	h	+	500—600	
37	" <i>elliptica</i> Rss.	—	—	—	+	—	—	Form aus dem Sept.-Ton.
38	" <i>globulus</i> Rss.	—	—	—	+	—	—	
39	" <i>rotundata</i> Rss.	—	—	—	+	13	557—585	
40	<i>Polymorphina</i> (<i>Guttulina</i>) <i>austriaca</i> d'Orb. sp. (? = <i>P. problema</i> [d'Orb.] Brady)	—	—	4	60	20	470—600	
41	" (<i>Guttulina</i>) <i>oblonga</i> d'Orb.	—	—	—	3	+	310—600	
42	" (<i>Guttulina</i>) <i>problema</i> d'Orb.	—	—	—	6	—	500—565	
43	" (<i>Globulina</i>) <i>gibba</i> d'Orb.	—	—	—	2	—	—	
44	" (<i>Globulina</i>) <i>irregularis</i> d'Orb.	—	—	—	+	—	500—585	
45	" <i>pyrula</i> n. f.	—	—	—	+	—	—	
46	" <i>sororia</i> Rss.	—	—	—	+	—	—	
47	" (<i>Guttulina</i>) cf. <i>amygdaloides</i> Rss.	—	—	—	—	2	—	
48	" (<i>Globulina</i>) <i>aequalis</i>	—	—	—	—	3	—	
49	<i>Uvigerina</i> <i>pygmaea</i> d'Orb. .	100u. +	11	s. h.	s. h.	20	850—600	Taf. XXXIX, Fig. 9a—d.

	Gattungen und Arten (Die Anordnung der Gattungen nach Zittel 1910)	Schichtenlagen					Vorkommen in Liesing (600 Meter Bohrung)	
		II	III	IV	V	VI		
50	<i>tenuistriata</i> Rss. (var.)	70	13	s. h.	s. h.	—	—	Taf. XXXIX, Fig. 10 a u. b.
51	<i>tenuistriata-pygmaea</i>	—	—	—	+	—	—	
52	<i>asperula</i> Cz.	—	+	h.	—	—	273—600	
53	<i>tenuistriata-asperula</i>	—	—	—	+	—	—	
54	<i>canariensis</i> (d'Orb.) Brady	+	—	—	+	—	—	
55	<i>neudorfensis</i> n. f.	3	2	+	—	—	—	Taf. XXXIX, Fig. 11.
56	<i>urnula</i> d'Orb.	—	+	—	—	—	350—600	
57	<i>urnula-asperula</i>	—	—	—	+	—	—	
58	" <i>spec.</i> (Vielleicht neu).	—	+	—	+	—	—	Taf. XXXIX, Fig. 12.
59	" <i>cochlearis</i> Karr.	—	—	—	+	—	273—341	
60	" <i>brunnensis</i> Karr.	—	—	—	+	—	514—600	
61	<i>Textularia carinata</i> d'Orb.	17	6	s. h.	26	23	188—600	
62	" (<i>Plecanium abbreviatum</i> d'Orb. sp.)	—	—	—	+	—	556—600	
63	" (<i>Plecanium gramen</i> d'Orb.)	—	—	—	5	—	614—576	
64	<i>Clavulina communis</i> d'Orb.	—	—	30	90	28	470—600	
65	<i>Bulimina pyrula</i> d'Orb.	8	—	—	+	+	310—600	
66	" <i>inflata</i> (Sequenza) Brady (= <i>B. Buchana</i> [d'Orb.] Rss.)	—	—	3	91	6	—	
67	<i>ovata</i> d'Orb.	—	—	+	—	—	—	
68	<i>affinis</i> d'Orb.	—	—	—	2	+	—	
69	<i>aculeata</i> (d'Orb.) Brady	—	—	—	+	—	—	
70	(<i>Ataxophragmium</i>) <i>Ceratobulimina</i> n. g. <i>contraria</i> (Rss.) Brady	—	—	4	5	7	—	Schlage vor, diese Form als neue Gattung: <i>Ce-</i> <i>ratobulimina</i> zu be-
71	<i>Chilostomella ovoidea</i> Rss.	—	—	—	—	2	—	zeichnen.
72	<i>Virgulina Schreibersi</i> Cz.	4	—	16	4	—	557—568	
73	<i>Bolivina dilatata</i> Rss.	4	+	—	—	—	—	
74	<i>Globigerina bulloides</i> d'Orb.	68	6	5	26	4	188—600	
75	<i>Sphaeroidina bulloides</i> (d'Orb.) Brady (<i>Sphaer.</i> <i>austriaca</i> d'Orb.)	6	—	118	600	238	430—600	

	Gattungen und Arten (Die Anordnung der Gattungen nach Zittel 1910)	Schichtenlagen					Vorkommen in Liesing (600 Meter Bohrung)	
		II	III	IV	V	VI		
76	<i>Sphaeroidina bulloides</i> , typische Form	—	—	—	12	—	—	
77	<i>Discorbina</i> aff. <i>orbicularis</i> (Terqu.) Brady (Viell. neu)	4	+	—	—	—	—	Taf. XXXIX, Fig. 15.
78	" cf. <i>planorbis</i> d'Orb. sp.	—	—	+	—	—	—	
79	<i>T. uncatulina</i> (Rotalina) Ungerana d'Orb. sp.	3	+	2	+	4	430—500	
80	(Rotalina) Ungerana var. <i>radiata</i> n. var.	—	—	—	+	—	—	Taf. XXXIX, Fig. 16.
81	(Rotalina) <i>Dutemplei</i> d'Orb. sp.	6	+	56	500	70	254—600	
82	(Rotalina) <i>Kahlebergensis</i> d'Orb. sp.	+	—	—	4	—	430—530	
83	(Rotalina) <i>Aknerana</i> d'Orb. sp.	2	—	—	(+aff.)	—	341—350	Wohi neue Form in V.
84	<i>lobatula</i> Wa. u. Jac. (= <i>Anomalina</i> <i>variolata</i> d'Orb.)	4	—	+	150	63	600	
85	" <i>neudorfensis</i> n. f.	—	—	7	+var.	16	—	Taf. XXXIX, Fig. 17.
86	" <i>elegans</i> d'Orb. sp.	—	—	2	—	—	—	
87	" aff. <i>Wüllerstorfi</i> Schwager	—	—	—	+	—	—	Taf. XXXIX, Fig. 18.
88	" <i>granosa</i> Itss. sp. var.	—	—	—	40	—	—	
89	" aff. <i>praecincta</i> Brady	—	—	—	+	3	—	
90	<i>Pulvinulina</i> <i>Haueri</i> d'Orb.	—	+	—	—	—	530—557	
91	" <i>elegans</i> d'Orb. sp.	—	2	—	—	—	—	
92	" <i>Partschana</i> d'Orb. sp.	—	—	—	—	2	500—600	
93	<i>Rotalia</i> <i>Soldanii</i> d'Orb.	—	—	—	2	—	576—585	
94	<i>Polystomella</i> <i>crispa</i> d'Orb.	7	—	+	+	—	254—350	
95	" <i>macella</i> (Ficht. u. Moll.) Brady	8	+	—	—	—	—	
96	" <i>aculeata</i> d'Orb.	+	—	—	—	—	—	
97	" <i>Fichtelana</i> d'Orb.	+	—	—	—	—	—	
98	<i>Nonionina</i> <i>umbilicatula</i> (Monf.) Brady (= <i>N.</i> <i>Soldanii</i> d'Orb.)	25	4	4	71	24	810—600	
99	" <i>Bouéana</i> (d'Orb.) Brady	—	—	4	+	—	557—600	
100	<i>Pullenia</i> (<i>Nonionina</i>) <i>sphaeroides</i> d'Orb. sp. (= <i>N.</i> <i>bulloides</i> d'Orb.)	+	+	—	+	11	430—500	

	Gattungen und Arten (Die Anordnung der Gattungen nach Zittel 1910)	Schichtenlagen					Vorkommen in Liesing (600 Meter Bohrung)	
		II	III	IV	V	VI		
101	<i>Brissopsis cf. ottnangensis</i> R. Hoern.	2	h. h.	h. h.	h. h.	h. h.	500—600	Ott nang. Taf. XXXIX, Fig. 19 u. 20.
102	<i>Crisia</i> sp.	+	—	—	—	—	—	Taf. XXXIX, Fig. 21.
103	<i>Hornera</i> sp.	+	—	—	—	—	—	
104	<i>Cardium</i> sp. ind.	—	+	—	—	+	—	
105	<i>Ervilia pusilla</i>	—	+	—	—	—	—	
106	<i>Modiola cf. Hoernesii</i> Reuss (viell. neue Form)	—	+	—	—	—	—	Taf. XXXIX, Fig. 22.
107	<i>Dentalium entalis</i> Län.	—	—	+	—	—	—	
108	" (?) sp. ind.	—	—	—	—	+	—	
109	<i>Scutum</i> ? (oder <i>Patella</i>) spec.	—	—	—	—	+	—	Taf. XXXIX, Fig. 25.
110	<i>Delphinula</i> (?) n. sp.	—	—	—	—	+	—	Taf. XXXIX, Fig. 26.
111	<i>Natica</i> sp. ind.	—	—	+	—	—	—	Taf. XXXIX, Fig. 24.
112	<i>Paludina Schwarzii</i> Frfld.	—	—	—	—	+	—	
113	<i>Rissoa cf. Partschii</i> M. Hoern.	—	—	—	—	+	—	
114	<i>Turbonilla pusilla</i> Phil.	—	+	—	—	+	500—588	
115	" <i>neudorfensis</i> n. f.	—	+	—	—	—	—	Taf. XXXIX, Fig. 23.
116	<i>Cerithium cf. scabrum</i> Olivi	?	—	—	—	—	243—588	
117	<i>Cancellaria</i> sp. (aff. <i>C. inermis</i> Pusch.)	—	—	—	2	—	—	
118	<i>Cythere</i> sp. (n. f. ?)	—	—	—	2	—	—	Taf. XXXIX, Fig. 27.
119	<i>Cytherina cf. recta</i>	—	—	—	—	+	588	Ott nang.
120	<i>Cythereis aff. hystrix</i>	—	—	—	—	+	500—600	Taf. XXXIX, Fig. 28.
121	Ziemlich häufig fanden sich Fischknöchelchen (Gräten u. dgl.)	—	+	—	—	—	—	
122	<i>Otolithus: Hymenocephalus labiatus</i> Schub.	—	—	+	—	—	514—585	
123	" <i>Xenodermichthys catulus</i> Schub.	—	—	+	—	—	—	
124	" <i>Scopelus Kokeni</i> Proch.	—	—	+	+	+	556—600	
125	" <i>Scopelus aff. splendidus</i> Kok.	—	—	+	+	+	—	
126	" <i>Scopelus austriacus</i> Kok.	—	+	+	+	+	514—588	
127	" <i>Scopelus pulcher</i> Proch.	—	+	+	—	+	565—576	
128	" <i>Scopelus</i> sp. (nov. oder juv.)	—	+	+	+	—	—	
129	<i>Macrurus ellipticus</i> Schub.	—	—	—	—	+	—	
130	<i>Gonostoma</i> (?) sp. Fragment	—	—	—	—	+	588—600	
131	<i>Serranus cf. Noellingi</i> Kok.	—	+	—	—	—	—	
132	<i>Box insignis</i> Proch.	—	+	—	—	—	—	
133	<i>Gobius aff. intimus</i> Proch.	—	+	—	—	—	—	

Bei Arten, welche auch aus dem Material der Liesinger 600 Meter-Bohrung vorliegen, wurde die Tiefe ihres dortigen Vorkommens angegeben. Wenn man diese Angaben betrachtet, so ergibt sich, daß die große Mehrzahl dieser 39 Arten, und zwar 34 in Tiefen von 300 *m* an gefunden wurden und nur 5 in geringerer Bohrtiefe.

Aus Tiefen von 500—600 *m* stammen 17 Arten, also fast die Hälfte jener 39. Nur zwei Arten haben sich in den obersten Schichten mariner Natur (in Liesing etwa in der Tiefenlage der heutigen Adria, zwischen 188 und 228 *m* Tiefe) gefunden, es sind dies: *Textularia carinata* d'Orb. und *Globigerina bulloides* d'Orb., welche die ausdauerndsten Arten sind, da beide bis in 600 *m* Tiefe angetroffen wurden.

Daraus wird sich wohl schließen lassen, daß die Tegel von Neudorf an der March den tieferen Horizonten des Bohrloches von Liesing entsprechen dürften, das sind jene, welche Anklänge an den Schlier erkennen lassen, was den Schlußfolgerungen entspricht, welche ich in meiner ersten Veröffentlichung über das Tegelvorkommen von Neudorf an der March (Verhandl. d. Ver. f. Natur- und Heilkunde, Preßburg, XX Bd. 1899 [1900]) ausgesprochen habe.

Die aus den Schlämmpfen dieses Fundorts bekannt gewordene Fauna läßt sich durch Hinzufügen jener Arten leicht vervollständigen, welche ich in meiner ersten Arbeit darüber anführen konnte.

Die Foraminiferen werden um 9 Formen auf 109 vermehrt:

Biloculina bulloides d'Orb. var. *truncata* Rss.

Triloculina neudorfensis Toula verwandt mit *Tr. tricarinata* d'Orb.

Quinqueloculina Josephina d'Orb.

Quinqueloculina Aknerana d'Orb.

Quinqueloculina Hädlingeri d'Orb.

Quinqueloculina triangularis d'Orb.

Quinqueloculina Bronnana d'Orb.

Quinqueloculina Juleana d'Orb.

Nonionina perforata d'Orb.

Dazu kommen noch Echinodermen:

Schizaster spec.

Cidaridites spec.

Stacheln aus der *Brissomorpha*-Gruppe.

Eine Wurmröhre.

Serpula (?) *spec.*

Von Conchiferen 15 Arten, wovon nur wiederholend als typische Schlierarten genannt werden sollen: *Pecten denudatus* Rss., *Lucina sinuosa* Don., *Tellina ottnangensis* R. Hoern. und *Solenomya Doderleini* Mayer.

Von Gastropoden 52 Arten.

Dann noch die beiden Pteropoden:

Vaginella lapugyensis Kittl. und
Spirialis spec.

Mich wunderte nicht wenig, in meinen reichhaltigen Schlammrückständen keine einzige Pteropodenschale aufgefunden zu haben, während ich an Ort und Stelle, wenigstens von der *Vaginella*, eine Unzahl auffinden konnte.

Schließlich wären dem Verzeichnisse noch zwei Arten von *Cancer spec.* anzufügen und von Fischen:

Oxyrhina xyphodon Ag.

Lamna elegans Ag.

Otolithus (Gadus) elegans Kok.

Macrurus Kokeni Toulà und

Schuppen von *Meletta sp.*

Die Fauna besteht sonach im ganzen bis nun aus 222 Arten.

Inhalt.

	Seite
Probe aus Schichte I: „Gelber Tegel“	. 636 [2]
Probe aus Schichte II	. 637 [3]
Probe aus Schichte III	641 [7]
Probe aus Schichte IV	643 [9]
Probe aus Schichte V	646 [12]
Probe aus Schichte VI	662 [28]
Übersichtstabelle.	
Die Mikrofauna der Tegel in der großen Ziegelei von Neudorf an der March (Deveny Ujfalu)	667 [39]
Schlußbemerkungen	672 [38]

Tafel XXXIX.

Franz Toula:

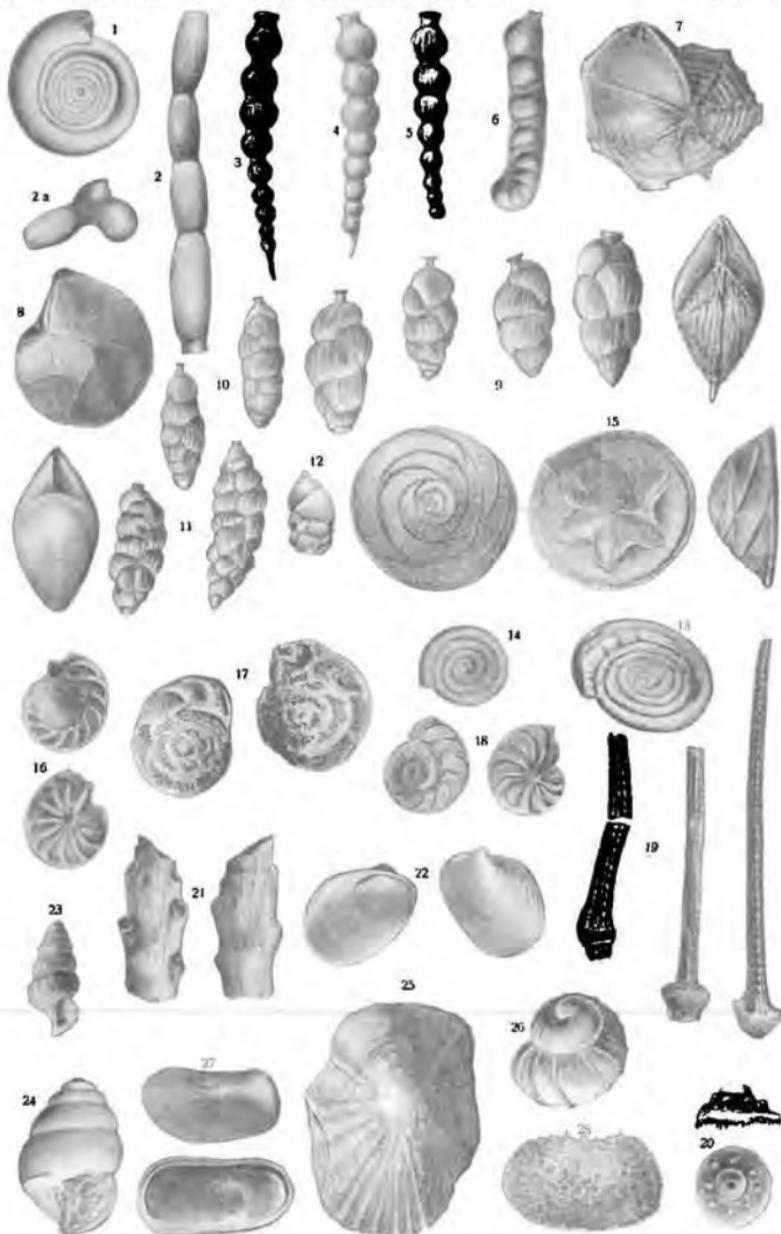
Kleinfauuna von Neudorf an der March.

Erklärung zu Tafel XXXIX.

- Fig. 1. *Cornuspira neudorfensis* n. f. VI. (Schichte.)
 Fig. 2. *Nodosaria (Dentalina) consobrina* d'Orb. (2a Anomalie.) VI.
 Fig. 3. *Dentalina* cf. *hispidata* d'Orb. VI.
 Fig. 4. " cf. *hispidata* d'Orb. (Vielleicht eine neue Form „*D. neudorfensis*“). VI.
 Fig. 5. " cf. *scabra* Rss. (Vielleicht eine neue Form.) V.
 Fig. 6. *Cristellaria (Marginulina) aff. tenuis* (Born.) Brady. IV. Vielleicht n. f. *Marginulina neudorfensis* n. f.
 Fig. 7. *Cristellaria echinata* (d'Orb.) Cz. IV.
 Fig. 8. " aff. *incompta* Rss. II.
 Fig. 9 a—d. *Uvigerina pygmaea* d'Orb. Eine Formenreihe. II—V.
 Fig. 10 a—b. " *tenuistriata* Rss. Zwei Formen. II—VI.
 Fig. 11. *Uvigerina neudorfensis* Toul. Zwei Formen. II—IV.
 Fig. 12. " spec. (Abnorme Form.) III.
 Fig. 13. *Spirillina* aff. *vivipara* (Ehrenb.) Brady V.
 Fig. 14. " cf. *punctata* Rss. III.
 Fig. 15. *Discorbina* aff. *orbicularis* Brady. II. (Vielleicht eine neue Form.)
 Fig. 16. *Truncatulina Ungerana* d'Orb. var. *radiata*. V.
 Fig. 17. " *neudorfensis* n. f. IV—VI.
 Fig. 18. " (*Anomalina*) aff. *Wüllerstorfsi* Schwager. V.
 Fig. 19. Borstenstacheln von *Brissopsis ottungensis* R. Hörn. V.
 Fig. 20. Warze viell. von *Brissopsis ottungensis* R. Hörn. V.
 Fig. 21. *Crisia* sp. (n. f.) II.
 Fig. 22. *Modiola* cf. *Hoernesii* Rss. (Vielleicht als *Mod. neudorfensis* n. f. zu bezeichnen.) III.
 Fig. 23. *Turbonilla neudorfensis* n. f. III.
 Fig. 24. An *Paludina* erinnernd. Neue Form. IV.
 Fig. 25. *Scutum* (?) sp. Neue Form? V.
 Fig. 26. *Delphinula* (?) Neue Form? VI.
 Fig. 27. *Cythere (Cytherella)* sp. Neue Form? V.
 Fig. 28. *Cythereis* aff. *hystrix* Rss. V.

Die Zeichnungen hat der Assistent meiner Lehrkanzel Herr Dr. Roman Grengg ausgeführt, und zwar doppelt so groß als sie die Tafel bietet. Die meisten der Figuren erscheinen nun in 30:1, nur Fig. 1 in 10:1, Fig. 23 in 50:1, Fig. 24 in 15:1 und Fig. 15 in 60:1.

Die Originale befinden sich in den Sammlungen der Lehrkanzel für Geologie an der k. k. Technischen Hochschule in Wien.



Geselcheit von Dr. R. Gregg.

Lichtdruck v. Max Jaffe, Wien

Über einige Brachyuren aus der Trias und dem Dogger der Alpen.

Von E. Stolley in Braunschweig.

Mit einer Tafel (Nr. XL).

Triasische Brachyuren waren bisher völlig unbekannt, paläozoische gehören zu den größten Seltenheiten. Sieht man von dem ganz unsicheren *Gitocrangon granulatus* Richter¹⁾ aus devonischem Grauwackenschiefer Thüringens, der eher ein primitiver macrurer Krebs als ein brachyurer sein könnte, ab, sowie der nicht minder unsicheren karbonischen *Brachypyge carbonis* Woodward, so bleiben an geologisch alten Vertretern dieses Tribus nur die durch Gemmelaro²⁾ ausführlich beschriebenen und gut abgebildeten Gattungen *Oonocarcinus* und *Paraprosopon* aus permischem Fusulinenkalk Siziliens, sowie *Hemitrochiscus paradoxus* Schauroth³⁾ aus dem Zechstein von Pöbneck als unzweifelhaft hierhergehörige und zugleich besonders interessante Formen übrig. Von *Paraprosopon* ist bisher nur eine sehr seltene Art, *P. Reussi* Gemm., bekannt, während die drei Arten von *Oonocarcinus*, *O. insignis* Gemm., *O. Geinitzi* Gemm. und *O. anceps* Gemm., an den sizilianischen Fundorten recht häufig gefunden worden sind.

Zwischen den permischen Brachyuren und den jurassischen Prosoptoniden klappte daher eine weite Lücke, welche die gesamte Trias und einen großen Teil der Juraformation umfaßte. Diese Lücke wird nun zum wesentlichen Teile durch die Feststellung zweier neuer Brachyurengattungen in der oberen alpinen Trias, und zwar den grauen, der norischen Stufe zugerechneten Kalken des Siriuskogels bei Ischl im Salzkammergut, ausgefüllt. Die vorliegenden, im folgenden beschriebenen Stücke gehören der Sammlung des mineralog.-geolog. Instituts der Techn. Hochschule zu Braunschweig und wurden von dem verstorbenen Oberlandesgerichtsrat Deecke in Braunschweig gesammelt.

¹⁾ Beiträge zur Paläontologie des Thüringerwaldes. 1848, pag. 42, Tafel 2, Fig. 1—4.

²⁾ I crostacei dei calcari con fusulina della valle del Fiume Sosio nella Provincia di Palermo. Napoli 1890, pag. 22—29, Tafel III und V, Fig. 2.

³⁾ Zeitschrift d. deutsch. geolog. Ges., 1854, Bd. VI, pag. 558, Tafel 22, Fig. 1 a—g.

1. *Cyclocarcinus serratus* gen. nov. sp. nov.

(Tafel XL, Fig. 1 a und b, Fig. 2.)

Drei Exemplare der Art liegen vor, deren Größe etwas verschieden ist. Das größte mißt 12 mm, die beiden kleineren etwa 9 mm im Durchmesser, sowohl der Länge nach wie quer. Der Kephalothorax hat fast die Form einer Halbkugel; nur erscheint diese etwas nach hinten in die Höhe gezogen, so daß die Höhe größer als die Hälfte des Durchmessers ist, die größte Höhe nicht in der Mitte, sondern etwas nach hinten gerückt liegt, und der Abfall dort etwas steiler als nach vorn und den Seiten ist. Die ursprüngliche Höhe des größten, etwas eingedrückten Exemplares (Fig. 1) ist auf etwa 8 mm zu schätzen, die des nächstkleineren (Fig. 2) beträgt fast 6 mm. Trotz der Abweichung der Form des Panzers von einer regelmäßigen Halbkugel erscheint die Gestalt doch sehr gleichmäßig gerundet, so daß es zunächst schwierig war, die Stirnregion als solche zu erkennen und dadurch die richtige Stellung des Kephalothorax zu finden. Bei genauer Prüfung sieht man aber doch sehr wohl die leicht vorge-schwungene Kontur des Stirnrandes, welcher einen breiten flachen einheitlichen Bogen von zirka 8 mm Länge bildet und beiderseits an seinen Enden in einer kleinen Einbiegung die Region der Augenhöhlen schwach erkennen läßt. Letztere sind offenbar sehr klein und dadurch nur schwach sichtbar. Beiderseits der Augen verlaufen die Ränder dann in gleichmäßig rund geschwungenem Bogen nach hinten und schließen sich wieder zusammen, ohne einen besonderen unterscheidbaren Hinterrand zu bilden. Das Bezeichnendste für den ganzen Thorax ist nun eine Besetzung der Ränder, außer dem Vorder- und Stirnrand, mit sägeartigen Zähnen, die ganz schwach jenseits der kleinen Augenhöhlen beginnen, allmählich an Stärke und an scharf dreieckig zugespitzter Gestalt zunehmen, in einer schärfsten Spitze dominieren, um dann in etwas schwächerer Ausbildung nach hinten weiter in geschlossener Linie rundum zu verlaufen. Ob man die stärkste Spitze dabei als Grenze von Vorder- und Hinterseitenrand oder als solche zwischen Hinterrand und Hinterseitenrand deuten soll, ist nicht zu entscheiden und auch wohl nicht wesentlich für die Beurteilung des Panzers.

Es fehlt nämlich völlig an einer Lobierung des Kephalothorax; nicht eine einzige der bekannten Regionen des Brachyurenpanzers ist zu unterscheiden, höchstens daß man an dem größten Exemplar eine ganz leichte Vorwölbung der breiten Stirnregion sehen könnte; aber den beiden kleineren Stücken fehlt auch diese, und Gewicht ist auf sie offenbar nicht zu legen. Es fehlen daher infolge dieser negativen Eigenschaft auch die bezeichnenden Charaktere der Gliederung des Brachyurenthorax. Eine Umbiegung des Thorax zu Branchiostegiten habe ich trotz sorgfältigster Versuche der Freilegung solcher nicht beobachten können, sondern überall nur einen scharf gegen das Muttergestein abschneidenden Rand mit der charakteristischen Säge-zahnbesetzung.

Die Oberfläche des Thorax zeigt eine gleichmäßig verteilte feine Granulierung, bei der ganz feine, nur mit der Lupe sichtbare Granulen zwischen größeren stehen.

Der primitive Charakter der neuen Form ist unverkennbar: Keine Teilung des Thorax in unterscheidbare Regionen ist sichtbar, keine Scheidung des Thoraxrandes in Hinterrand, Vorder- und Hinterseitenränder; nur der Stirnrand ist durch eine leichte Verwölbung oder durch die Einbiegung an den Augenhöhlen als solcher unterscheidbar. Die Zähnelung des Thoraxrandes ist die einzige hervorstechende Eigenschaft.

Beim Vergleich mit bekannten Formen können nur die geologisch älteren, permischen Arten des Genus *Oonocarcinus*, sowie *Hemitrochiscus paradoxus* Sch a u r o t h in Betracht kommen. Letztere, dem Thüringischen Zechstein entstammende Form wurde von Sch a u r o t h¹⁾ benannt und abgebildet, später von H. B. Geinitz²⁾ ausführlicher behandelt und auch von Q u e n s t e d t³⁾ mehrmals wiedergegeben. Am zuverlässigsten und eingehendsten ist die Beschreibung, welche H. B. Geinitz unter wesentlicher Änderung der ursprünglichen Diagnose Sch a u r o t h's auf Grund besseren Materials dieser wichtigen kleinen Art gibt. Die Ähnlichkeit in der Gestalt des Thorax mit unserer Art ist groß, auch die Breite des Stirnrandes und die Anordnung der Augenhöhlen ist ähnlich, ebenso die Granulierung der Thoraxoberfläche. Andererseits zeigt sich bei *Hemitrochiscus* trotz seines höheren geologischen Alters schon eine Andeutung von Lobierung des Thorax, die bei *Cyclocarcinus* völlig fehlt. Eine Verzierung des Thoraxrandes hinwiederum fehlt bei *Hemitrochiscus*, ist dagegen die auffallendste Eigenschaft von *Cyclocarcinus*. Schließlich ist *Hemitrochiscus* wesentlich kleiner als die neue Form der oberen Trias. Eine Vereinigung der letzteren mit dem permischen *Hemitrochiscus* erscheint daher nicht angängig.

Größer noch sind die Unterschiede, welche unsere Art von *Oonocarcinus* aus dem permischen Fusulienkalk Siziliens trennen. Die drei Arten Gemellaros, *O. insignis*, *O. Geinitzi* und *O. anceps*, haben einen viel ovaler geformten Kephalothorax mit ausgeprägter Trennung des Randes in einzelne Teile; sie besitzen ferner eine, wenn auch schwache, so doch unverkennbare Lobierung des Panzers, zeigen eine stark entwickelte Rostralplatte und lassen auch schwache Branchiostegiten erkennen. Andererseits entbehren diese Arten eine Verzierung der Thoraxränder durch Zähnelung. Eine Vereinigung von *Cyclocarcinus* mit *Oonocarcinus* ist demnach völlig ausgeschlossen. Es ergibt sich daher die Notwendigkeit, eine neue Gattungsbezeichnung zu schaffen; als solche habe ich nach der Form des Kephalothorax den Namen *Cyclocarcinus* und nach der Zähnelung des Randes, dem augenfälligsten Merkmal, die Artbenennung gewählt.

Die Diagnose der Gattung *Cyclocarcinus* fällt vorderhand mit derjenigen der einzigen Art *C. serratus* zusammen und ist folgende:

Kephalothorax klein, halbkugelig gewölbt, ohne Andeutung von Loben oder Regionen. Thoraxrand gleichmäßig, fast kreisförmig um-

¹⁾ Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges., 1854, Bd. VI, pag. 553, Taf. 22, Fig. 1.

²⁾ Die animalischen Überreste der Dyas. Leipzig 1861, pag. 28, Taf. 10, Fig. 4.

³⁾ Handbuch der Petrefaktenkunde. 3. Aufl. 1865, pag. 403, Taf. 31, Fig. 26.

laufend, nur der Stirnrand wird durch die kleinen seitlichen Augenhöhlen als solcher gekennzeichnet und hat die Form eines breiten, flachen Bogens. Hinter den Augenhöhlen beginnt eine zunächst schwache, dann an Stärke zunehmende Zähnelung des Randes, welche sich nach hinten wieder abschwächt. Branchiostegiten anscheinend nicht vorhanden.

Cyclocarcinus serratus erscheint durch seine Eigenschaften fast noch primitiver als *Hemitrochiscus* und besonders als *Oonocarcinus*, obwohl letztere beiden geologisch ältere Formen sind. Abgesehen davon liegt seine Bedeutung darin, daß er der erste brachyure Krebs der Triasformation ist und die bisherige Lücke durch ihn erheblich verkleinert wird. Freilich bleibt diese noch recht groß, wenn man in Betracht zieht, daß *Cyclocarcinus*, *Hemitrochiscus* und *Oonocarcinus* sich von den gleichzeitig mit ihnen lebenden Prosoponiden, *Mesoprosopon* und *Paraprosopon*, sehr stark unterscheiden und daß man bis zur oberen Kreide und zum untersten Tertiär hinaufsteigen muß, um in den *Raninoidae* Formen zu finden, welche weit mehr äußere Ähnlichkeit mit diesen geologisch alten Gattungen besitzen, als mit den Prosoponiden des Jura. Es erscheint aber völlig ausgeschlossen, *Cyclocarcinus* etwa einer anderen Gruppe der Kruster zuzurechnen als den Brachyuren. Seine Ähnlichkeit mit dem permischen *Hemitrochiscus* entkräftet wohl auch die Bedenken, welche v. Zittel¹⁾ gegen die Einreihung dieser letzteren Gattung unter die Brachyuren hatte, zur Genüge.

Einzig Art *Cyclocarcinus serratus* gen. nov. sp. nov., in einem Exemplar im grauen Kalkstein der norischen Stufe am Siriuskogel bei Ischl im Salzkammergut gefunden. Abbildungen auf Tafel XL, Fig. 1 a u. b, 2. 1 a Kephalthorax von oben, 1 b von der Seite, 2 ein kleineres Exemplar von der Seite. Sämtliche Figuren in doppelter Größe. Originale in der Sammlung des mineralog. geolog. Institutes der herzogl. technischen Hochschule zu Braunschweig in Kollektion Deecke.

2. *Mesoprosopon triasinum* gen. nov. sp. nov.

Taf. XI., Fig. 3 a—d.

Nur ein einziges Exemplar liegt vor. Die Länge des kleinen Kephalthorax beträgt 7 mm und ist gleich der größten Breite, welche im Beginn des hinteren Körperdrittels liegt und jederseits durch einen spitz vorragenden, an dem Originalstück etwas beschädigten Dorn deutlich gekennzeichnet ist. Diese Dornen machen die Breite größer als der eigentliche Panzer sie besitzt, welcher ohne dieselben eine etwas länglich ovale Form hat. Von der Region der größten Breite an findet nach vorn eine allmähliche, durch eine leicht geschwungene Kontur bezeichnete Verschmälerung des Panzerchens statt, während die Umrißlinie sich nach hinten rasch, doch abermals durch je einen Dorn unterbrochen, zusammenzieht, so daß eine scharfe Trennung in Hinterseitenränder und den eingebuchteten Hinterrand eintritt. Dadurch wird der Umriß der Hinterregion des Kephalthorax eckig und der Gesamtumriß gewinnt einen fünfseitigen Charakter.

Tritt uns also hierdurch in der äußeren Gestalt eine höhere Differenzierung entgegen, als der oval geformte *Paraprosopon Reussi*

¹⁾ Handb. d. Paläontologie, Bd. II, pag. 701 u. Anm. pag. 717.

des Perms sie besitzt, nähert sich also die Gestalt mehr den jüngeren Prosoponiden der Juraformation, so findet das Gegenteil hinsichtlich der Lobierung der Oberseite des Kephalothorax statt. Hier sieht man anstatt der durch Furchen deutlich abgegrenzten Regionen, wie sie schon das permische *Paraprosopon* und, wenn auch in anderer Weise, besonders die jüngeren Prosoponiden besitzen, nur eine schmale Mittelregion in der Längsrichtung des Kephalothorax stark herausgehoben und jederseits durch eine sie begleitende Furche begrenzt. Dieser Mittelwulst verläuft bis in das hintere Ende des Kephalothorax und verliert sich dort allmählich nahe der Einbuchtung des Hinterrandes. Eine Querteilung fehlt sowohl in diesem Mittelwulst als auch auf den Seiten des Panzers vollständig; ebenso entbehrt die Oberfläche auch jeglicher Granulierung, sie ist vollkommen glatt und nicht etwa durch ungünstige Erhaltung abgerieben. Die Stirnregion ist nicht ganz tadellos erhalten; es scheint, als sei der bis ganz nach vorn sich erstreckende Mittelwulst des Thorax an seiner Spitze beschädigt und habe ursprünglich ein wenig über die seitlichen Partien vorgeragt, vielleicht als eine den Umriß deutlich beeinflussende kleine Spitze der Stirn. Eine scharfe Abgrenzung der Augenhöhlen beiderseits dieser schmal vorragenden Stirn ist auch nicht zu erkennen; dagegen sind die Grenzen des breiten Umschlages der Branchiostegiten sehr gut sichtbar und zeigen, daß nicht nur die Seitenränder umgeschlagen sind, sondern in gleicher Weise auch der eingebuchtete Hinterrand.

Den im vorstehenden beschriebenen kleinen Prosoponiden der Gattung *Prosopon* H. v. Meyer zuzurechnen, ist nicht angängig; ebenso wenig kann er mit dem permischen *Paraprosopon* Gemm. aus permischem Fusulinenkalk Siziliens vereinigt werden. Von beiden Gattungen scheidet ihn der Mangel einer Lobierung, das Fehlen aller der bekannten, durch Furchen bestimmter Art getrennten Regionen des Kephalothorax der normalen Brachyuren. In dem medianen Längswulst kann man eine solche nicht sehen, da dieser ganz einheitlich und ununterbrochen von der Stirn bis zum Hinterrand verläuft und keine Spur einer Trennung in Stirn-, Magen- und Herzregion erkennen läßt. Dieser Unterschied vermag gegenüber den jüngeren differenzierteren Prosoponiden des Jura und des Neokom nicht zu verwundern, da ein primitiverer Charakter der geologisch älteren Typen nichts Ungewöhnliches an sich hat; wohl aber fällt dieser Umstand gegenüber dem noch älteren *Paraprosopon* des Perms ins Gewicht, dessen Lobierung zwar etwas andersartig als bei *Prosopon* und *Oxythyreus*, aber kaum minder differenziert ist. Freilich gibt es unter den Rami-noideen der Kreide und des Tertiärs auch Panzer, welche von einer Trennung in Regionen so gut wie nichts erkennen lassen, ohne daß man diese Familie der Brachyuren darum als niedriger organisiert als die übrigen Familien dieser Ordnung ansieht. Gleichwohl bleibt diese negative Eigenschaft unserer triadischen Form bemerkenswert und trennt sie von *Prosopon* wie von *Paraprosopon*.

Andererseits ist nicht zu verkennen, daß der Umriß des kleinen Thorax mit seiner vorn verschmälerten, nach hinten verbreiterten, durch zwei Paar laterale Dornen gekennzeichneten Kontur eine stärkere Differenzierung als *Paraprosopon* besitzt und sich durch diese Eigen-

schaft mehr den jüngeren Prosoptoniden nähert, obwohl letzteren nicht gerade eine solche durch Dornen markierte Trennung von Vorder- und Hinterseitenrändern und von Hinterrand und Hinterseitenrändern eigentümlich ist, sondern mehr eine Verzierung der Vorderregion des Kephalothorax durch Spitzen, Ecken und Dornen. Die Größe des Panzers unserer Art steht zwischen derjenigen des sehr kleinen *Paraprosopton* und der von *Prosopton*, beziehungsweise *Oxythyreus*.

Ich habe für diese neue Form wegen ihrer in gewisser Weise vermittelnden Eigenschaften, die jedenfalls in ihrem geologischen, obertriadischen Alter unzweifelhaft ist, in paläontologischer, phylogenetischer Hinsicht freilich weniger klar in die Erscheinung tritt, die Gattungsbezeichnung *Mesoprosopton* gewählt und sie nach ihrem geologischen Vorkommen *M. triasinum* genannt. Die Diagnose der Gattung *Mesoprosopton* fällt, da bisher nur das eine hier beschriebene Exemplar vorliegt, mit den Hauptcharakteren der Art *Mesoprosopton triasinum* zusammen und ist die folgende:

Kephalothorax klein (zirka 6 mm), mäßig gewölbt. Der ovale Umriss durch zwei Paar Dornen in der Hinterregion des Panzers verbreitert und fünfeckig gestaltet, dadurch zugleich Trennung in Vorderseitenränder, Hinterseitenränder und Hinterrand; letzter eingebuchtet. Ein schmaler, kräftiger medianer Längswulst läuft von der schmalen Stirn bis nahe an die Bucht des Hinterrandes. Eine eigentliche Lobierung des Kephalothorax fehlt. Der Umschlag des Panzers zu Branchiostegiten ist sowohl an den Seitenrändern wie am Hinterrande breit. Stirn und Augenhöhlen sind wenig markiert. Die Oberfläche ist glatt, ohne jede Granulation.

Einzigste Art *Mesoprosopton triasinum* gen. nov. sp. nov., in einem Exemplar im grauen Kalkstein der norischen Stufe am Siriuskogel bei Ischl im Salzkammergut gefunden. Abbildungen derselben auf Taf. XL, Fig. 3a—d. 3a Kephalothorax von oben, 3b von unten, 3c von hinten, 3d von der Seite, sämtliche Figuren in doppelter Größe.

Das Original befindet sich in der Sammlung des mineralog.-geolog. Instituts der Herzogl. Techn. Hochschule zu Braunschweig in Kollektion De e c k e.

3. *Prosopton Vilsense* sp. n.

(Taf. XL, Fig. 4a und b.)

Bei vorliegender Gelegenheit füge ich hier die Beschreibung eines echten *Prosopton* an, das ich schon im Jahre 1890 in den bekannten Doggerkalken mit *Waldheimia pala*, *Rhynchonella Vilsensis* und *Hecticoeceras hecticum* von Vils bei Füssen in Tirol in einem ohne Zweifel einer neuen Art angehörigen Exemplar sammelte.

Der längliche und stark gewölbte Kephalothorax besitzt eine Länge von 10 mm bei einer größten Breite von 6 mm und ungefähren Höhe von 4 mm. Die größte Breite liegt im hinteren Drittel und nimmt nach vorn allmählich, aber nur wenig ab, so daß im vorderen Drittel noch 5 mm Breite gemessen werden. Die Gesamtform erscheint daher fast rechteckig, zumal da eine vordere Rostralspitze fehlt. Das Rostrum bleibt nämlich auch in seiner vordersten Region ver-

breitert, indem eine mittlere Furche es dort derart zweiteilt, daß beiderseits ein etwas vorragender Lappen gebildet wird, unter dem seitlich die Augenhöhlen liegen. Diese werden nach hinten durch einen stark ausgebildeten dornartigen, schräg nach vorn gerichteten Vorsprung des Kephalothorax begrenzt. Die Querfurchen der Thoraxoberfläche sind tief eingeschnitten, und die Regionen heben sich deutlich und stark gewölbt, zum Teil geradezu buckelartig voneinander ab. Die Magenregion als ganze ist deutlich dreieckig mit spitz vorgezogenem Vorderende, das durch eine seichte Furche noch von dem rundlichen Hauptteil geschieden wird. Die seitliche Furchenbegrenzung dieser Region ist deutlich ausgeprägt; die beiden Furchen laufen nach vorn zu der das Rostrum zerteilenden Medianfurchen spitz zusammen. Seitlich des Hauptteils der Magenregion erscheint die Leberregion ebenfalls geteilt, in einen hinteren Teil, der neben dem Hauptteil der Magenregion liegt, und einen vorderen Teil, der sich neben dem vorderen Fortsatz der Magenregion befindet; eine seichte Furche liegt dazwischen. Nach vorn schließen sich, wiederum durch eine seichte Furche abgetrennt, die seitlichen lappenartigen Vorsprünge des Rostrums an, und seitlich des hinteren Leberlappens erhebt sich dann der die Augenhöhle hinten begrenzende dornartige Vorsprung und reicht bis zu gleicher Höhe wie der vordere Leberlappen. Die Nackenfurche selbst, welche den gesamten vorderen Teil des Panzers abgrenzt, ist tief eingeschnitten und verläuft nicht in einfacher Querlinie, sondern beiderseits etwas schräg rückwärts, so daß sie hinter der Magenregion einen stumpfen Winkel bildet. Ihr nahe und völlig parallel zieht die hintere Querfurchen, welche aber in der Mitte des Schildes nicht wie die vordere einen stumpfen Winkel bildet, sondern hier auf die stark buckelartig sich erhebende Herzregion trifft und sich vorn bogenförmig um diese herumlegt. Zugleich verbindet eine ziemlich breite Längsfurche in dieser Mittelregion des Panzers die beiden Querfurchen miteinander und bewirkt mit diesen zusammen eine deutliche Zweiteilung der schmalen Mittelregion in zwei längliche seitliche, stark hervortretende Lappen, die wie die Furchen schräg seitwärts nach vorn gerichtet und in der Mitte durch eine ganz seichte Furche noch wieder schwach geteilt sind. Die schon erwähnte kleine Herzregion stellt den höchsten Punkt des Panzers dar; sie spitzt sich nach hinten rasch dreieckig zu und besteht hier eigentlich nur aus einer kleinen warzenartigen Erhebung, die von dem Hauptbuckel der Herzregion durch eine seichte Furche abgetrennt ist. Seitlich erheben sich jenseits der die Herzregion seitlich begrenzenden und spitz nach hinten zusammenlaufenden seichten Furchen die beiden großen und gewölbten Kiemenlappen. Der Hinterand des Panzers besitzt eine deutlich nach vorn vorspringende Einbuchtung.

Die Oberfläche des Kephalothorax ist durch sehr kräftige Warzen stark skulpturiert, und die genannten Regionen heben sich durch ihre Besetzung mit solchen noch besonders stark heraus. Auf den seitlichen Teilen der hinteren Kiemenlappen werden die Warzen kleiner, sonst sind sie auf allen Regionen und Lappen sehr stark entwickelt. Auch in der hinteren Querfurchen stehen schräg seitlich der Herzregion

beiderseits einige kleinere Wärzchen, und die den Hinterrand begleitende, die Kiemenlappen hinten begrenzende Furche trägt in ihrer Mitte, nahe der tiefsten Einbuchtung des Hinterrandes, eine Warze, um welche vorn herum die hintere Furche sich beiderseits zum spitzen Ende der Herzregion wendet.

Prosopon Vilsense ist durch die geschilderten Eigentümlichkeiten von sämtlichen bisher beschriebenen Prosoponiden wohl unterschieden. Am nächsten steht ihr noch nach Gesamtform des Kephalothorax und Ausbildung der Furchen und Regionen das oberjurassische *Prosopon ornatum* H. v. Meyer¹⁾, wie es loc. cit. Taf. 23, Fig. 26 abgebildet ist. Doch sind die Unterschiede augenfällig. Auch *Prosopon pustulatum* Quenstedt²⁾ aus dem Oerlinger Tal ist ähnlich, aber keineswegs übereinstimmend.

Das einzige Exemplar von *Prosopon Vilsense* stammt, wie schon erwähnt, aus dem alpinen Doggerkalk von Vils bei Füssen in Tirol und befindet sich in der Sammlung des Mineralog. Museums und Instituts der Universität Kiel. Abbildungen auf Taf. XL, Fig. 4a und b in doppelter Größe, 4a von oben, 4b von der Seite.

Die Bedeutung dieser neuen Art liegt wesentlich im Fundgebiet und im Horizont, denen dasselbe angehört. Aus dem Dogger, und zwar des außeralpinen französischen Gebietes, ist bisher nur eine Art, *Prosopon hebes* v. Meyer im mittleren Dogger von Crune, bekannt geworden. Alle übrigen Arten der Gattung entstammen, mit Ausnahme des neokomen *Prosopon tuberosum* v. Meyer, dem oberen Jura der Alpen und des mitteleuropäischen Gebietes. Durch den Fund des *Prosopon Vilsense* im Brachiopodenkalk von Vils in Tirol, der besonders durch *Hecticoceras hecticum* als oberer, der Kellaway-Stufe entsprechender Dogger festgelegt wird³⁾, ist einerseits eine Lücke geschlossen, andererseits die erste alpine Doggerform der Gattung bestimmt worden, die sich in ihrem Gesamthabitus näher an geologisch jüngere Malmformen, als an das ältere *Prosopon hebes* anschließt.

Beiläufig sei schließlich darauf hingewiesen, daß in Zittel's Handbuch und Grundzügen der Paläontologie die Abbildungen von *Prosopon pustulatum* Quenstedt und *P. aculeatum* v. Meyer vertauscht sind. Im übrigen ist zu bedauern, daß Moericke⁴⁾ in seiner Monographie der Stramberger Crustaceen, die wesentlich Prosoponiden behandelt, der Beschreibung der einzelnen Arten keinen Hinweis auf bestimmte Abbildungen der älteren Autoren beigegeben hat, zumal da die Abbildungen Moericke's sich zum Teil auffallend von den entsprechenden Figuren der ersteren unterscheiden, ohne daß darauf im begleitenden Text hingewiesen wäre.

¹⁾ H. v. Meyer, Die Prosoponiden (Palaeontographica, Bd. 7, Cassel 1859—61, pag. 183 ff.).

²⁾ Quenstedt, Handbuch der Petrefaktenkunde, 3. Aufl., Tübingen 1866, pag. 403, Taf. 31, Fig. 22.

³⁾ Cf. A. Rothpletz, Geologisch-paläontologische Monographie der Vilsener Alpen (Palaeontographica, Bd. 33, 1886).

⁴⁾ W. Moericke, Die Crustaceen der Stramberger Schichten (Palaeontographica, Supplement II, Abt. 6, Stuttgart 1897).

Tafel XL.

E. Stolley:

**Über einige Brachyuren aus der Trias und dem Dogger
der Alpen.**

Erklärung zu Tafel XL.

Fig. 1 *a, b* und Fig. 2. *Cyclocarcinus serratus* gen. nov. sp. nov. aus norischem Kalk des Siriuskogels bei Ischl, in doppelter Größe.

Fig. 1 *a* von oben gesehen, 1 *b* von der Seite.

Fig. 2. Kleineres Exemplar von der Seite.

(Originale in der Braunschweiger Hochschulsammlung.)

Fig. 3 *a—d*. *Mesoprosopon triasinum* gen. nov. sp. nov. aus norischem Kalk des Siriuskogels bei Ischl, in doppelter Größe.

Fig. 3 *a* von oben gesehen, 3 *b* von der Unterseite, 3 *c* von hinten, 3 *d* von der Seite.

(Original in der Braunschweiger Hochschulsammlung.)

Fig. 4 *a* und *b*. *Prosopon Vilsense* sp. nov. aus oberem Dogger von Vils bei Füssen, in doppelter Größe.

Fig. 4 *a* von oben gesehen, 4 *b* von der Seite.

(Original in der Kieler Universitätsammlung.)

Sämtliche Abbildungen nach rein photographischen Wiedergaben der Originale.



1 a



1 b



4 b



2



4 a



3 c



3 a



3 d



3 b

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien