Die jüngeren, miozänen Ablagerungen im südweststeirischen Becken und dessen Tektonik.

Von A. Winkler.

(Mit 3 Textfiguren.)

Vorbemerkung.

Die geologischen Untersuchungen im Bereiche der marinen Miozänablagerungen des südweststeirischen Beckens wurden bereits im Jahre 1912/13 von mir begonnen, dann nach Unterbrechung durch den Krieg in den Jahren 1920 bis 1928 fortgesetzt. Sie waren mit der geologischen Neuaufnahme des Spezialkartenblattes Marburg (österreichischer Anteil) verbunden. Über die Schichtgliederung und Verbreitung der älteren, miozänen Süßwasserablagerungen im südweststeirischen Becken wurde in einer größeren Arbeit in den Denkschriften der Akademie der Wissenschaften Wien 1927 (101. Bd.) bereits ausführlicher berichtet. Auf diese Arbeit und insbesondere auf die in derselben enthaltene und auch beim Lesen vorliegender Mitteilung vorteilhaft heranzuziehende geologische Kartenskizze Südweststeiermarks sei hier verwiesen. Über den an das Gebiet der Süßwasserschichten östlich angrenzenden, von mittelmiozänen Marinablagerungen eingenommenen Raum, sowie über die jungtertiäre Tektonik des südweststeirischen Beckens überhaupt soll hier im Rahmen einer etwas ausführlicheren, vorläufigen Mitteilung berichtet werden.[1]) Eine abschließende Beschreibung des südweststeirischen Tertiärgebietes soll erst nach Beendigung der geologischen Aufnahme auch auf dem Kartenblatte Marburg erfolgen. —

Es wird kaum ein Tertiärgebiet in Österreich geben, welches sich durch eine solche Mannigfaltigkeit von Schichtfazies, altersverschiedenen Horizonten und durch eine so junge, komplizierte Tektonik auszeichnet, wie es speziell in der östlichen Hälfte des südweststeirischen Beckens der Fall ist. Leider geht gerade durch dieses Gebiet jetzt die österreichisch-jugoslawische Grenze, was die Begehungen nicht unwesentlich behinderte.

Die geologischen Vorarbeiten, die sich auf den in Rede stehenden Teil des südweststeirischen Tertiärbeckens und auf dessen Tektonik beziehen, sind schon in dem in obzitierter Denkschriftenarbeit enthaltenen Literaturverzeichnis angegeben. Nach den ausgezeichneten, grundlegenden Arbeiten

[1]) Bisher wurden von mir über das „marine" Gebiet nur kurze Mitteilungen veröffentlicht, welche in den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1924 („Über neue Studienergebnisse im Tertiärgebiet von Südweststeiermark") und im Anzeiger der Akademie der Wissenschaften Wien 1926, Nr. 23, enthalten sind. Im Rahmen einer allgemeinen Übersicht wurden die jungmiozänen Bildungen Südweststeiermarks in meiner Studie „Zur geologischen und geomorphologischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen in der Miozänzeit" (Geologische Rundschau, Bd. XVII., Heft 1, 1928) behandelt.

Friedrich Rolles und den Ergänzungen D. Sturs sind es vor allem die Studien V. Hilbers gewesen, welche sich mit dem hier besonders in Betracht gezogenen, mittelmiozänen Marinbereich Südweststeiermarks beschäftigt haben. Im Texte wird auf die speziellen Arbeiten der vorgenannten Autoren und auf einige andere Publikationen noch mehrfach Bezug genommen werden.

Die der Studie beigegebenen Profile mußten, um mit dem für Textfiguren zur Verfügung stehenden Raume auszukommen, naturgemäß sehr bedeutend schematisiert werden.

A. Die regionale Gliederung des südweststeirischen Tertiärbeckens. (Fig. 1.)

Vom geologischen Standpunkt — und bis zu einem gewissen Grade auch von morphologischen Gesichtspunkten aus — lassen sich im südweststeirischen Tertiärgebiet drei Bereiche voneinander scheiden:

1. Das im SW gelegene, auch morphologisch recht selbständige Hügelland der von Schlier aufgebauten westlichen Windischen Büheln,[1]) mit scharf akzentuiertem, tief zerschnittenem Relief.

2. Das mehr nordöstlich gelegene, bis an das „Sausalgebirge" und an die Mur heranreichende, vorwiegend marine Konglomeratgebiet des Kreuzberges, dessen höchste Erhebung sich bis über 600 *m* aufschwingt.

3. Das im SW gelegene Eibiswald-Wieser Becken, aus ältermiozänen Süßwasserschichten aufgebaut, das nach N hin unmerklich und untrennbar in das aus marinen Grunderschichten bestehende Florianer Hügelland[2]) übergeht.

Daran schließt sich das ganz im W (noch westlich des Eibiswald-Wieser Beckens) gelegene, kristalline, zum Teil aber mit rinnenartig eindringenden Jungtertiärschichten bedeckte Ostgehänge der Koralpe, an dem junge Sedimente bis zu Seehöhen von über 1100 *m* hinauf zu verfolgen sind.

B. Das Schliergebiet der Windischen Büheln. (Fig. 1.)

Die miozänen Ablagerungen der Windischen Büheln wurden von V. Hilber treffend als „mittelsteirischer Schlier"[3]) bezeichnet. Nur der westlichste Teil des ausgedehnten Schlierbereiches liegt auf österreichischem Boden. Der Schlier fällt hier von dem aus kristallinen, paläozoischen und mesozoischen Bildungen aufgebauten Poßruckgebirge gegen N und NO hin ab. An der Basis des Schliers treten am Nordostabfall des Poßruck (schon auf jugoslawischem Boden), im Raume von St. Kunigund—St. Urbani—Marburg, dunkel gefärbte, vorwiegend als Sandsteine, sandige Tone und Mergel ausgebildete Schichten auf, die ihrer Fazies nach sehr an den Flysch erinnern. Ich habe sie im

[1]) Vgl. hiezu J. Sölch, Die Windischen Büheln, Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Wieu 1919, Bd. 62, Heft 5/6.

[2]) J. Sölch (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien 1920) bezeichnet das ganze südweststeirische Becken als „Florianer Hügelland".

[3]) Das Alter der steirischen Braunkohlen. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien, I. Bd. 1908, S. 76.

Jahre 1913[1]) unter der Bezeichnung „basale marine Mergel und Sandsteine“ als Basalglied des Miozäns hervorgehoben. Zweifellos gehört

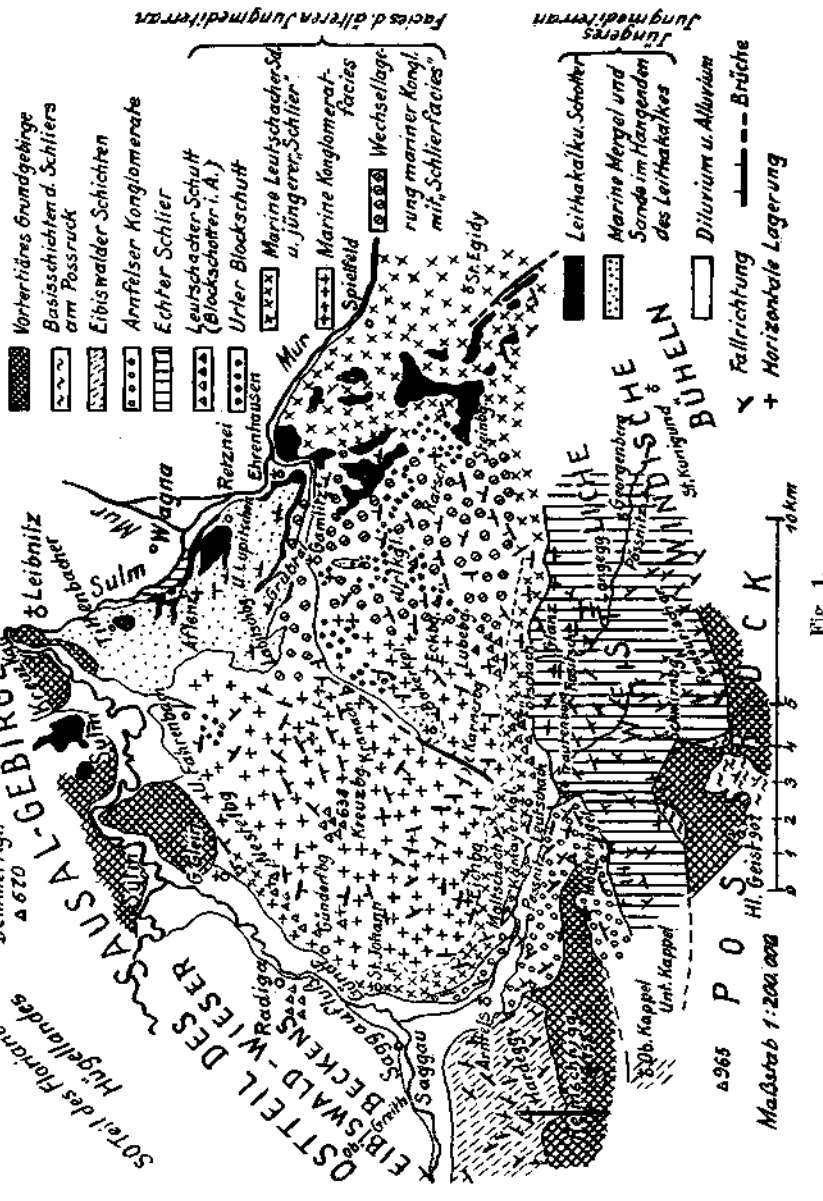


Fig. 1.

dieses älteste Schichtenglied der Beckenfüllung zum jüngeren Tertiär. Ich möchte aber die Frage, ob es sich hier, wie es mir am wahrscheinlichsten

[1]) Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt Wien 1913, 63. Bd., S. 515.

erscheint, um basal-miozäne Ablagerungen oder um ein oberoligozänes Schichtenglied handelt, noch offen lassen. Durch die Funde von Seeigelresten bei St. Kunigund und durch neue Funde bei Marburg a. d. Drau[1]) konnte das marine Bildungsmedium dieser, früher als Süßwasserschichten angesprochenen Komplexe festgelegt werden.

An dem Nordgehänge des Poßruck konnte ich in der Gegend von Heiligengeist einen Komplex dunkler und auch bunt gefärbter Tone und Sandsteine feststellen, welchen ich bereits in der Denkschriftenarbeit, S. 116—117, kurz beschrieben habe. Ich halte diese Schichten für Äquivalente der weiter östlich einsetzenden, basalen marinen Mergel und Sandsteine. So wie die letzteren (bei Marburg), so enthalten auch diese Ablagerungen (nördlich von Heiligengeist) lagenweise reichlich Gerölle von Bacherporphyriten.

Teils über den letzgenannten Bildungen, teils unmittelbar über dem vortertiären Grundgebirge, teils über einer Konglomeratbasis lagert der mittelmiozäne Schlier auf.

Die Arnfelser Konglomerate. An dem gegen O versinkenden kristallinen Sporn des Remschnigg, der einer aus dem Schlier auftauchenden Antiklinale entspricht, treten mächtige (zirka 200—300 *m*) Konglomerate als Basalglied des Schliers auf. Ich habe sie als „Arnfelser Konglomerate" bezeichnet. Diese Konglomerate sind — eine Antikliuale bildend — am Montehügel bei Leutschach prächtig erschlossen und werden hier gegen S und O hin deutlich von dem zunächst mehr sandig entwickelten, dann aber typisch mergelig ausgebildeten Schlierschichten überdeckt.[2]) An der Grenze zwischen Konglomerat und sandigmergeliger Bedeckung stellen sich harte Sandsteinbänke ein, welche auch anderorts häufig die Arnfelser Konglomerate begleiten.

Auf der Nordseite des Remschnigg ziehen sich diese Arnfelser Konglomerate über Maltschach und Arnfels bis in das Saggautal fort. Südwestlich und westlich von Arnfels tauchen unter ihnen, wie ich schon in der zitierten „Denkschriftenarbeit" auseinandergesetzt und durch ein Profil erläutert habe,[3]) feinkörnig ausgebildete, limnische höhere Eibiswalder Schichten auf.

An der Straße Maltschach—Leutschach ist am Südgehänge des Kamayer Kogels eine harte, etwa 20 *m* mächtige Konglomeratmasse, überlagert von festen, bankigen Sandsteinen, aufgeschlossen, welche ihrem Aussehen und ihrem Geröllbestande nach den Arnfelser Konglomeraten entspricht. Ihre südöstliche Verlängerung, über das Peßnitztal hinweg, führt auch zu den in gleicher Richtung heranstreichenden, höheren Konglomeratbänken des Montehügels (Arnfelser Konglomerate). Gegen W bricht die Konglomeratbank des Kamayer Kogels inmitten des von jüngeren Sandbildungen eingenommenen Terrains ab. Ich vermute, daß hier an einem Bruche eine Heraushebung der Arnfelser Konglomerate aus ihrer jüngeren Umgürtung erfolgt ist, wodurch das sonst unmotivierte Auftreten dieser charakteristischen Konglomerate innerhalb

[1]) A. Winkler, Verhandlungen der Zoologisch-Botanischen Gesellschaft, Wien 1928, 78. Bd., S. 59—62.

[2]) Vgl. Profil in Denkschriften, 101. Bd., S. 120.

[3]) Loc. cit. S. 118, Fig. 8.

der den Arnfelser Konglomeraten auflastenden, marinen Sande erklärt wäre.

Auf den ausgeprägten Schichtrhythmus der Arnfelser Konglomerate und auf die ihnen eigentümliche Geröllzusammensetzung habe ich ebenfalls bereits in der Denkschriftenarbeit verwiesen.[1]) Sie erscheinen vorherrschend aus Kalkgeröllen von mesozoischem Habitus, aus Verrucano- und Grödner Sandsteingeröllen, aus verschiedenartigen Phyllit- und Schiefergeröllen, Quarz-, Grüngestein-, Porphyr- und Porphyriteinschlüssen zusammengesetzt, während kristallines Material, speziell unzweifelhaftes Koralpenmaterial, nur untergeordnet beigemengt ist.

Ich fasse die Arnfelser Konglomerate[2]) als einen Schuttkegel auf, welcher gegen das im Vordringen begriffene Schliermeer hinein, von WSW oder SW her, vorgebaut wurde. Bemerkenswert ist das Auftreten einer durch besonders zahlreiche Porphyritgerölle gekennzeichneten Schotterlage am Montehügel bei Leutschach. Die so überaus reiche Beteiligung mesozoischer Einschlüsse am Geröllbestand, das Auftreten der typischen südalpinen Porphyr- und Verrucanogerölle, der im Nordwest-Bacher verbreiteten Porphyritgerölle, der Eozäneinschlüsse[3]) usw. sind ein sicherer Beleg für die südwestliche Herkunft des Geröllmaterials, welches — nach der Mächtigkeit und Ausdehnung des Schuttkegels zu schließen — von einem größeren Fluß aufgeschüttet worden sein muß. Ich vermute in letzterem einen Vorläufer der Drau und habe das Arnfelser Konglomerat wegen seiner Geröllherkunft als karinthischen Schuttkegel bezeichnet.

Durch die starke Zementierung ihrer Lagen, durch die ausgesprochen zyklische Schichtgliederung und durch die scharfe, bankweise Sonderung zwischen Konglomeraten und Sandsteinen einerseits und festeren, sandigtonigen Bänken andererseits sind die Arnfelser Konglomerate gegenüber den jüngeren mittelmiozänen marinen Schotter- und Konglomeratablagerungen charakterisiert, welch letzere eine stärkere Vermischung von Sand und Schotter aufweisen. Im Terrain bilden die Arnfelser Konglomerate infolge ihrer guten Biudung akzentuierte und durch Steilhänge ausgezeichnete Kuppen (z.B. schroffe Kuppe des Montehügels bei Leutschach).

Über das Bildungmedium — ob im Süß- oder Salzwasser — liegen keine strikten Beweise vor. Ein bei Arnfels von mir aufgefundenes Schalenbruchstück, zu *Ostrea* oder *Unia* gehörig, ermöglicht keine Entscheidung; das im übrigen feststellbare vollständige Fehlen von Versteinerungen deutet hingegen mindest auf starken Süßwasserzufluß im Bildungsbereiche hin.

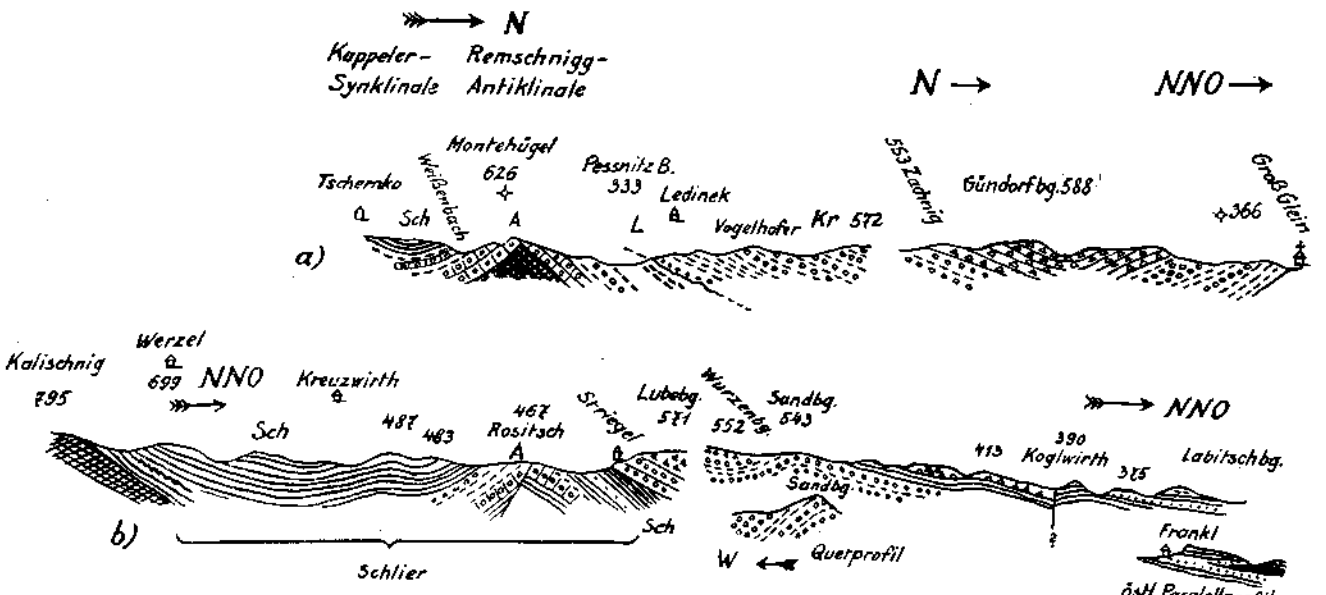
Der Schlier. Der Schlier bildet in dem von mir näher untersuchten Gebiete eine wohl über 1000 *m* mächtige, sehr einförmige Schichtfolge, die sich aber durch das Auftreten von marinen Wurmresten (kalkige, kleine Annelidenröhren, mit Sand erfüllte Wurmgänge) und durch schlecht erhaltene Schalenreste und Foraminiferen als marine Bildung zu erkennen

---

[1]) Loc. cit. S. 118.

[2]) W. Petrascheck würdigte die von mir vorgenommene Abtrennung der Arnfelser Schotter und hielt diese für eine Deltabildung. (Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten VII. Die tertiären Senkungsbecken am Ostfuße der Alpen, S. 17.)

[3]) Vgl. hiezu R. Jäger, Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1914.


N
Kappeler-Synklinale
Remschnigg-Antiklinale
N →
NNO →
Montehügel
626
Tschernko
Weißenbach
Sch
A
Pessnitz B.
333
Ledinek
L
Vogelhofer
Kr 572
553 Zachnig
Gündorfbg. 588
366
Groß Glein
a)
Kalischnig
795
Werzel
699
NNO
Kreuzwirth
Sch
487
483
467
Rositsch
A
Striegel
Lubebg.
571
Wurzenbg.
552
Sandbg.
543
NNO
413
390
Koglwirth
375
Labitschbg.
Sandbg.
Sch
b)
Schlier
W
Querprofil
Frankl
östl. Paralellprofil

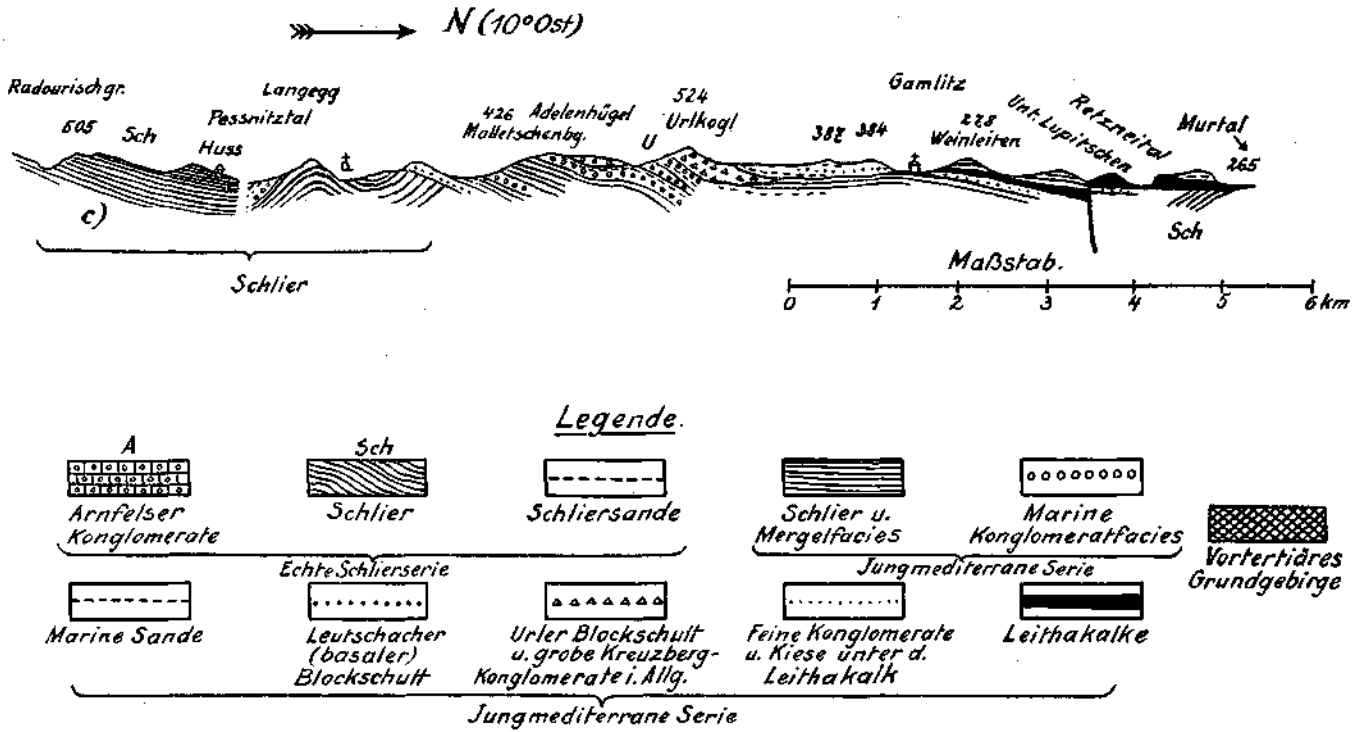


Fig. 2.

A = Arnfelser Konglomerate. *Sch* = Schlier. *L* = Leutschacher Schutt. *Kr* = Kreuzbergkonglomerate (marin). *U* = Urler Blockschutt.

gibt. Im übrigen ist auch diese Ablagerung sehr fossilarm. Dies ist wohl auf die speziellen Faziesverhältnisse im Ablagerungsbereiche (teilweise die Nähe des unter Süßwasserzufluß stehenden Deltagebietes, teils der durch starke Sedimentzufuhr beunruhigte Grund eines schlammigen Wattenmeeres) zurückzuführen. Foraminiferen wurden im Schlier des untersuchten Gebietes durch R. Jäger[1]) nachgewiesen.

Verdrückte Seeigelreste (wahrscheinlich zu *Brissopsis* gehörig) fand ich bei Georgenberg, schlecht erhaltene marine Bivalvenschalen *(Cardita?)* bei Langegg auf.

Im tieferen Teil der Schlierfolge sind — noch über dem Niveau der Arnfelser Konglomerate — Einschaltungen von Geröllschichten im Mergel vorhanden, die von „Wülste" führenden Sandsteinen begleitet werden und einzelne Lagen enthalten, die gelegentlich an den Flysch erinnern. Eine solche Konglomeratlage, von analoger Geröllzusammensetzung wie die Arnfelser Schotter, ist auf der Höhe südlich des Schlosses Trautenburg aufgeschlossen; eine weitere, auf einige 100 *m* Erstreckung verfolgbare Bank ist in etwas höherem stratigraphischen Niveau beim „Schmutz" der Spezialkarte (auf dem Rücken jenseits, nördlich der Ruine Schmierenberg) eingeschaltet. Weiter östlich taucht bei der Kuppe „Rositsch" (OSO von Fötschach) eine feste, mächtigere Konglomeratlage in Form einer Antiklinale aus dem Schliermantel auf. Sie weist ebenfalls vorherrschend mesozoische Kalkgerölle auf, enthält aber auch einzelne Gneiseinschlüsse (darunter turmalinführende Pegmatite, wie sie auf der Koralpe vorkommen). Noch in Langegg erscheint — nahe der österreichisch-jugoslawischen Grenze — eine feinkörnige, Kalkgerölle führende Konglomeratlage im tieferen Schlier.

Wie nicht anders zu erwarten ist, nimmt die Geröllgröße und die Mächtigkeit der eingeschalteten Konglomeratbänke gegen O hin ab. Diese grobklastischen Einschaltungen erscheinen auf die tieferen Teile des Schlier beschränkt. Die mächtigen Schlierablagerungen, welche in dem über 5 *km* langen Profil des Radourischgrabens (österreichisch-jugoslawischer Grenzgraben) aufgeschlossen sind, haben trotz genauer Begehung nicht eine einzige Konglomerateinschaltung im Schlier erkennen lassen.

Die Tektonik des Schliergebietes der westlichen Windischen Büheln. Die geologische Aufnahme hat in Übereinstimmung mit W. Petrascheck[2]) das Resultat ergeben, daß im Schliergebiet der westlichen Windischen Büheln ein ausgesprochener Faltenbau vorliegt, der trotz mannigfacher Detailkomplikationen im großen und ganzen klar hervortritt. Auf Grund meiner bisherigen Begehungen ergibt sich nachstehender tektonischer Bauplan:

Vom Nordteil des Poßruck löst sich der aus altkristallinen Gneisen und Myloniten, sowie aufgelagerten paläozoischen(?) Sedimenten gebildete Höhenrücken des Remschnigg ab, der einer jungen, mittel- spätmiozänen Antiklinale entspricht. Am Montehügel bei Leutschach senkt sich diese Antiklinale mit ihrer Achse stark gegen O ab. Der tertiäre Mantel, hier

[1]) Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt Wien 1914. Die größte Anzahl der dort angegebenen Fundpunkte gehört jedoch jüngeren, schlierähnlichen Sedimenten des Jungmediterrans an.

[2]) A. a. O., S. 20.

zunächst von Arnfelser Konglomeraten (= Basis des Schliers) gebildet, schließt sich über dem Grundgebirge. Die Antiklinale läßt sich aber vom Montehügel noch weiter nach O verfolgen, wo sie an dem vom Lubeberg gegen „Peßnitz" zu ansstrahlenden Höhenrücken, auf der Kuppe „Rositsch" und — am nächst westlichen Höhenrücken — beim „Wolenigg", klar erkennbar ist. Hier tauchen an der Antiklinale die tieferen Konglomeratlagen[1]) im Schlier empor. Auch noch an dem nächst östlich gelegenen Höhenrücken zwischen Ober- und Unterglanzberg konnte die Antiklinale an dem Verlauf des Schichtfallens festgestellt werden. Sie löst sich hier aber schon in Teilfalten auf.[2])

Zwischen dieser Remschnigg-Antiklinale und dem mächtigen, sehr breiten Poßruckgewölbe schaltet sich eine Synklinale ein, die sich zwischen „Schloßberg" (südlich von Leutschach) und Unterkappel in einer breiteren Einfaltung von Schlier zwischen Grundgebirge ausprägt (Kappeler Synklinale). Bei Zurückweichen des Poßruckrandes östlich der Linie des Heiligengeistbachtales (Leutschach S) erweitert sich diese Syklinale gegen O bedeutend, so daß die sich ausweitenden Schlierschichten eine gegen O geöffnete Nische bilden. Beiderseits der Straße Leutschach—St. Georgen herrscht hier südöstliches Einfallen, während südlich der Straße, im Radourischgraben und an den zahlreichen Höhenrücken östlich von Schmierenberg, Nordostfallen festzustellen ist. Ein schönes Teilgewölbe im Schlier ist unmittelbar nördlich der Straße Peßnitzsattel—St. Georgen, etwa 1·5*km* oberhalb des Finanzhauses, am nördlichen Talgehänge zu sehen. Gegen O hin scheinen sich — auf jugoslawischem Boden — die Falten abzuschwächen und einem schwachen Nordfallen Platz zu machen.

So klar auch der Faltenbau im Schliergebiete ausgeprägt ist, so selten sind doch die Erscheinungen von Teilfaltungen. Die Tektonik ist eben meist über das Ausmaß einer großwelligeren, faltigen Zusammenbiegung der Schichtenplatte nicht hinausgekommen. Doch stellen sich Differentialfaltungen, speziell in der Nähe der Auflagerung des Schliers auf das Grundgebirge, offenbar als Begleiterscheinung etwas stärkerer, örtlicher Bewegungen, ein. Eine solche Stelle findet sich an der Wegkreuzung beim Kreuz nördlich des „Lube", an den Gehängen südöstlich von Schmierenberg. Im obersten Teil des Radourischgrabens sind die Schliermergel und Sandsteine, dort wo sie dem Grundgebirge aufruhen, stark verdrückt und verquetscht und von Harnischen durchsetzt: Anzeichen, daß ihre Auflagerung einer Teilbewegung entspricht. Auch im mittleren Teil des Radourischgrabens stellen sich, unterhalb des Gehöftes Kreps, in Kleinfalten gelegte Schlierschichten ein, wobei die Achsen der Faltungen in nordnordwestlicher Richtung streichen. Wahrscheinlich markieren sie eine hier im Schlier durchziehende Teilschuppung, welche auch für die scheinbar enorme Mächtigkeit der einheitlich gegen O einfallenden Schlierkomplexe in diesem Profil eine tektonische Deutung abgeben dürfte.

[1]) Diese aufgerichteten und im Kern der Falte bruchförmig zerstückelten Konglomerate habe ich schon 1913 beobachtet, damals jedoch als eine Einklemmung von hangenden Konglomeraten an einem Bruch gedeutet (Jahrbuch 1913, S. 552).

[2]) Wahrscheinlich entspricht diese Falte jener, welche W. Petraschek (Kohlengeologie" VII. S. 20) in seinem schematischen Profil von Possruck über die Windischen Büheln ohne nähere Lokalisierung zeichnet.

Die Schliersynklinale, welche sich im Gebiete des Weißenbaches (südwestlich von Leutschach) zwischen dem Remschnigg (bzw. dessen östlichen Vorposten, dem Montehügel) und dem eigentlichen Poßruckgebirge einschaltet, hebt sich gegen W zu (bei Oberkappel) heraus. Es ist klar, daß diese mächtige, feinkörnige Schlierfazies, die hier mit steil aufgerichteten Schichten in die Luft ausstreicht, ursprünglich eine viel weitere Verbreitung gehabt haben muß und jedenfalls den Poßruck zum guten Teil überdeckt hat. Es unterliegt daher auch keinem Zweifel, daß die schon lange bekannte, in der Synklinale von Faal — St. Lorenzen, südlich der Drau gelagerte, steil aufgerichtete Schlierfolge den Gegenflügel zu jener am Poßrucknordgehänge darstellt. Beide Schlierbereiche sind erst durch junge Aufwölbung und anschließende Abtragung über dem Scheitel des Gewölbes voneinander getrennt worden.

C. Beziehungen zwischen Schlier (Arnfelser Konglomeraten) und jungmediterraner Marinserie.

Eine für die stratigraphische Deutung des südweststeirischen Miozäns wichtige Frage bildet jene nach den Beziehungen des Schliers, bzw. seiner Arnfelser Konglomeratbasis zu den nördlich vorgelagerten, zwischen Saggau und Mur gelegenen mittelmiozänen Marinschichten und deren Konglomerateinschaltungen. So sehr auch beiden Bereichen gewisse Faziesglieder gemeinsam sind, so erweisen sie sich doch im großen und ganzen voneinander auch in fazieller Hinsicht verschieden und sind in zeitlicher Hinsicht voneinander abzutrennen.

Während die Arnfelser Konglomerate gegen O und SO hin normal unter den Schlier hinabtauchen, erscheinen sie gegen N (NW) hin auf der Strecke Leutschach—Arnfels—St. Johann von der abweichend zusammengesetzten Serie mariner, fossilführender Sande, lockerer Konglomerate und Schotter überdeckt, die allenthalben kristalline Blockschotterlagen eingeschaltet zeigen. Diese letztere Schichtengruppe erweist sich bereits als ein Glied des höheren Mittelmiozäns (Jungmediterrans).

In analoger Weise läßt sich im Raume östlich von Leutschach die Auflagerung der jungmediterranen, schotterführenden Tegelserie über dem typischen Schlier erkennen. Hier gleichen sich aber durch Zurücktreten der feiner werdenden Schotterbänke und durch die Einschaltung auch schlierähnlicher Sedimente in der hangenden Serie die Unterschiede beider Komplexe mehr und mehr aus.

Nirgends haben sich Anzeichen für eine Schlier- und jungmediterrane Serie trennenden Störung erwiesen; vielmehr war an zahlreichen Stellen die ungestörte Auflagerung der letzteren über ersteren festzustellen. Dagegen haben sich eine ganze Anzahl von Erscheinungen ergeben, die es fast zur Gewißheit machen, daß zwischen Schlier (Arnfelser Konglomerate) und jungmediterraner Marinserie eine (tektonische) Diskordanz einzuschalten ist.

Hiefür kömen folgende Gründe angegeben werden:

1. Der Schlier der Windischen Büheln stellt sich, wie aus der Fig. 2 (S. 6—7) zu ersehen ist, durch seinen ausgesprochenen Faltenbau in einen

gewissen Gegensatz zu der zwar ebenfalls zusammengebogenen, aber ersichtlich weniger kräftig gefalteten „jüngeren Marinserie". Wäre die Faltung des Schliers zur Gänze (oder auch nur zum größeren Teil) jünger auch als die „Marinserie", so wäre es nicht zu verstehen, warum (z. B. im Profil Lubeberg—Peßnitz) nicht auch grobe, kristalline Gerölle führende Schotter und Konglomerate als Einfaltungen im Schlierbereiche auftreten sollten, was nicht der Fall ist. Der Schlier bildet gewissermaßen einen für sich abgeschlossenen Faltenbau, dem die aufgelagerte und schwächer verbogene, z. T. aber auch schlierähnliche „jüngere Marinserie" gegenübersteht.

2. An der vermuteten Trennungslinie beider vorgenannter Komplexe habe ich an den Aufschlüssen östlich des Gehöftes Striegel eine ausgesprochen diskordante, taschenförmige Einlagerung von Schotter und Sand in die liegenden sandigen Mergel feststellen können. Wenn auch ähnliche Diskordanzen noch innerhalb der „jüngeren Marinserie" gelegentlich zu beobachten sind, so scheint mir doch die Feststellung einer solchen in der auch durch den Unterschied in der Schichtlagerung angedeuteten Grenzzone von Schlier und „Jungmediterran" nicht bedeutungslos.

3. In dem Gebiete zwischen Leutschach und Fötschach treten an der Basis der Jungmediterranserie kristalline Blockschotter (z. T. mit sehr grobem Blockwerk versehen) auf, die einen deutlichen Gegensatz gegen das südlich davon ausgebreitete, gefaltete Schlierterrain darstellen, in welch letzterem solche Einschaltungen nicht zu erkennen sind.

4. In dem Profil vom Malletschenberg über Glanz gegen Oberglanzberg konnte ein scharfes, unvermitteltes Abstoßen sehr steil gelagerter (z. T. saiger aufgerichteter, z. T. mit 70—80° S einfallender typischer Schliermergel) an aufgelagerten, flach geneigten sandigen Mergelschichten beobachtet werden, welch letztere nahe ihrer Basis eine Geröllage mit bis kopfgroßen Gneiseinschlüssen vom Koralpentypus eingeschaltet enthalten. Hier drängt sich die Vorstellung der diskordanten Auflagerung einer höheren (z. T. auch noch schlierähnlich entwickelten) Serie über stärker gestörte typische Schlierbildungen unmittelbar auf.

5. Handgreiflich wird die Diskordanz zwischen beiden Serien auch beim Steinwirte westlich von Leutschach. Hier sind NNW streichende, mit etwa 20° nach O einfallende, feste Arnfelser Sandsteine vorhanden, welche von flacher gelagerten (etwa WNW streichenden) Marinsanden mit kristallinen Blockschottereinschaltungen überlagert werden. Die letzteren übergreifen hier zweifellos diskordant die Arnfelser Sandsteine.

6. Die jungmediterrane Marinserie enthält viele Gerölleinschlüsse von Sandsteinen, Konglomeraten und festen Mergeln jungtertiären Alters, die stellenweise in zahlreichen Exemplaren aufgesammelt werden können. Zweifelsohne hat zur Aufschüttungszeit der Marinserie eine starke Abtragung der älteren miozänen Bildungen stattgefunden.

7. Vor allem erscheint aber die Auffindung von Konglomeratgeröllen, die haargenau Arnfelser Konglomeraten gleichen, nahe der Auflagerungsgrenze der „Marinserie" über den Arnfelser Schichten, auf den Höhen nördlich des Schlosses Arnfels, von Bedeutung. Hier wurde eine ganze Reihe derartiger Funde gemacht.

8. Schließlich ergeben sich weiter im W, an den Ostgehängen der Koralpe, sichere Hinweise für eine weitgehende, tektonische und Erosionsdiskordanz zwischen dem älteren Miozän und den z. T. in dieses eingelagerten, dort fluviatilen Äquivalenten der jungmediterranen Serie.

Alle diese Feststellungen und die eingangs erwähnten allgemeinen Beziehungen zwischen Schlier (Arnfelser Konglomerate) und jüngerer Marinserie führen mich zur Auffassung, daß zwischen die Ablagerung beider eine Faltungsphase (= Stille's „steirische Phase“ [1]) einzuschalten ist, während welcher eine weitgehende Abtragung der Schlier- und Süßwassersedimente erfolgt ist. Die hernach übergreifenden, jüngeren Marinbildungen lagerten sich an der Nordflanke der Remschnigg-Antiklinale den hier damals bereits bloßgelegten Basisbildungen des Schliers (Arnfelser Konglomerate) auf. Die erste, maßgebliche Aufrichtung der Faltengewölbe am Poßruck und Remschnigg geht demnach schon in die Zeit vor dem Jungmediterran zurück.

D. Beziehungen zwischen Schlier und Eibiswalder Schichten.

Ein schwieriges und umstrittenes Problem bildet die Frage nach den Beziehungen des mittelsteirischen Schliers zu den Eibiswalder Schichten. In meiner ersten Arbeit vom Jahre 1913 nahm ich im wesentlichen eine zeitliche Äquivalenz von Schlier und Eibiswalder Schichten an. W. Petrascheck (Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1915) vertrat dann die Auffassung, daß der Schlier im wesentlichen jünger als die von ihm später als aquitan angesehenen Eibiswalder Schichten wäre, wenngleich auch er eine teilweise Äquivalenz nicht ausschließt. In meinen späteren Veröffentlichungen betonte ich, daß unter den Arnfelser Konglomeraten, also auch unter der Schlierfolge, schon höhere Eibiswalder Schichten liegen, was zugunsten von Petrascheck's Auffassung spricht; daß aber doch vermutlich mit einer zeitlichen Äquivalenz von Teilen des Schliers mit den Eibiswalder Schichten zu rechnen sein dürfte.

Die Begehungen der beiden letzten Jahre haben nun hier noch genauere Anhaltspunkte ergeben:

Die Aufschlüsse westlich von Arnfels, insbesondere jene in meiner Denkschriftenarbeit beschriebenen am Höhenrücken von Hardegg [2]), machen es zunächst zur Gewißheit, daß die Arnfelser Konglomerate und somit mindestens ein beträchtlicher Teil des Schliers jünger sind, als der unter ersteren gelagerte Teil der mächtigen Eibiswalder Schichten. Nach der Aufnahme handelt es sich bei den Eibiswalder Schichten nicht nur um die weit über 1000 *m* mächtigen, unteren Eibiswalder Schichten (Fluviatilserie), sondern auch um mehrere hundert Meter mächtige, mittlere Eibiswalder Schichten, welch letztere erst gegen oben hin spärliche Einschaltungen von

[1]) H. Stille (Die Bedingungen der Gebirgsbildung, Berlin 1926) stellt, W. Petrascheck folgend, die Hauptdiskordanz in ein etwas höheres Niveau, an die Grenze von (jungmediterranen) Schottern und Leithakalken. Wie noch gezeigt werden wird, herrscht aber zwischen den beiden letztgenannten ein konkordanter Verband. Zwischen Schlier und marinen Konglomeraten vermutet Stille nach Petrascheck eine Vorphase der steirischen Gebirgsbildung.

[2]) Loc. cit., p. 118. Übrigens schon 1913 von mir erwähnt.

feinkörnigen Konglomeratbänken mit Kalkgeröllen enthalten. Die Begehungen im Hügellande zwischen unterer Saggau und Sulm (im Raume Oberhaag—Saggau—Radiga—Gleinstätten) haben nun ergeben, daß die hier auftretenden, an südalpinen Kalkgeröllen reichen Konglomerate und Schotter samt ihren sandig-tonigen und sandigen Zwischenlagen als Fortsetzung der Arnfelser Serie aufzufassen sind, in deren streichender Verlängerung sie liegen. Leider verhüllt der breite Talboden des Saggauer Tales den unmittelbaren Zusammenhang. In diesem nordwestlichen Verbreitungsbereich der „Arnfelser Konglomerate" nehmen neben reichlich eingeschalteten Geröllagen Kiese, sandige Tone und Sande einen stärkeren Anteil. Auch die Größe der Geröllkomponenten zeigt ersichtlich eine Abnahme gegenüber dem Raum von Arnfels-Leutschach an.

Die Verfolgung der schotterreichen Serie im Saggau-Sulm-Winkel westwärts bis an das flözführende „Wieser Terrain" heran hat ergeben, daß sich die Konglomeratlagen bei St. Ulrich und Obergreith in die Schichtfolge der höheren Eibiswalder Schichten derart einschalten, daß sie mit den oberen Lagen der mittleren Eibiswalder Schichten und — soweit erkennbar — auch mit den tiefsten Teilen der oberen Eibiswalder Schichten in Beziehung treten; also ihre Hauptentwicklung etwa an der Grenze dieser vorgenannten Komplexe besitzen (Konglomerate bei der Kirche von St. Ulrich, im unmittelbaren Kontakt mit dem Wieser Flöze; Konglomerate am Höhenrücken Thomakogel — Kote 407, östlich von St. Ulrich; Konglomerate von Obergreith).

Das allmähliche Auskeilen der Arnfelser Konglomerate gegen W hin, in den höheren Eibiswalder Schichten, zeigt an, daß das Hauptaufschüttungsgebiet des Schuttkegels weiter östlich, im Raum von Arnfels-Leutschach, gelegen war und daß nur einzelne, besonders starke Vorstöße ihre Geröllmassen auch noch in den Bereich des (östlichen) Eibiswalder Beckens hineingelangen lassen konnten. In letzterem wurden im übrigen vorherrschend limnische Absätze, Sande und Tone mit seltenen Quarzkieslagen, niedergelegt. Unter dieser Annahme ist also mit dem Vordringen eines südalpinen Schuttkegels in das weststeirische Becken aus südwestlicher Richtung zu rechnen, welcher sich besonders in der Grenzphase zwischen mittleren und oberen Eibiswalder Schichten zwischen dem westlichen, rein limnischen Bereich des Eibiswald-Wieser Beckens und der östlich gelegenen marinen Region der Windischen Büheln vorgebaut hat, in welch letzterer das Schliermeer schon in allmählichem Vordringen begriffen war,[1] während es in das eigentliche südweststeirische Becken erst zur Ablagerungszeit des Florianer Tegels (Grunder Schichten) gelangt ist.

Die von mir im Hügelland nördlich der Sulm, an der Grenze zwischen oberen Eibiswalder Schichten und marinen Grunderschichten, aufgefundenen, kalkgeröllführenden Kiese und feinkörnigen Konglomerate[2]),

[1]) Ich möchte es aber durchaus für möglich halten, daß in den Windischen Büheln tiefere Schlierkomplexe auftreten, die noch unter das Niveau der Arnfelser Konglomerate hinabreichen. Allerdings konnten hiefür noch keine sicheren Beweise gefunden werden.

[2]) Siehe Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, Bd. 101, S. 112 (Profil). Die dort geäußerte Vermutung, daß gerade diese Lagen dem Hauptniveau der Arnfelser Konglomerate entsprächen, halte ich jetzt nicht mehr für wahrscheinlich.

welche also in etwas höherem Niveau auftreten, gehören wohl der letzten Phase dieser südlichen Geröllvorschüttung, bevor das Grundermeer in das südweststeirische Becken eingedrungen war, an.[1])

Diese Beobachtungen, welche die Lagerung der marinen Grunderschichten und z. T. der oberen Eibiswalder Schichten über den Arnfelser Konglomeraten, u. zw. über deren höchsten Lagen, aufzeigen, bekräftigen meiner Meinung nach die Auffassung, daß die marinen Grunderschichten des Florianer Hügellandes zeitliche Äquivalente der höheren Teile der echten Schlierbildungen der Windischen Büheln darstellen, welch letztere ebenfalls den Arnfelser Konglomeraten aufruhen, während die tieferen Teile des Schliers hingegen den oberen Eibiswalder Schichten äquivalent wären.[2])

E. Die jungmediterrane „Marinserie" und ihre Tektonik.

Der zwischen unterer Sulm, unterer Saggau, Peßnitz und dem Nordsaum der Windischen Büheln gelegene „Marinbereich" wird in seinen westlichen und südlichen Teilen von vorwiegend konglomeratisch-schottrigen Ablagerungen, in seinem Nordostteil von marinen Mergeln, Sanden und Leithakalken gebildet, ohne daß indessen eine scharfe Grenze zwischen beiden Räumen besteht. Die Mannigfaltigkeit der Fazies ist innerhalb der „Marinserie" eine sehr große und der Wechsel derselben ein rascher; Lagen groben Blockwerks, wie es nur von Wildbächen transportiert zu werden pflegt, hier aber auch inmitten des Marins auftritt, bildet das eine Extrem in der Ablagerungsreihe, während ein anderes durch Mergel der Schlierfazies gegeben erscheint. Unter diesen Umständen ist es schwierig, eine weitergehende Gliederung innerhalb der Marinserie, deren Mächtigkeit ich auf 500—600 *m* schätzen möchte, durchzuführen. Die nachfolgenden Darlegungen stellen einen Versuch in dieser Richtung dar.

a) Die marinen Konglomerate und Schotter.[3]) Diese Bildungen sollen an drei Profilen, von W nach O fortschreitend, besprochen werden.

1. Profil. Im Raume östlich von Arnfels bei Leutschach und Maltschach, bilden Sandablagerungen, die von sandigen Tegeln und Tegeln begleitet werden, die über die Arnfelser Konglomerate übergreifende Schichtfolge („Leutschacher Sande").[4]) Sie sind zum wesentlichen Teil aus der Abspülung der kristallinen Randgebirge (Koralpe) hervorgegangen. Seltene Blockschotterlagen, mit bis über kopfgroßen Gneisblöcken (Koralpengneise, Turmalinpegmatite, Marmore etc.) sind nördlich von Maltschach, dann westlich von Leutschach (oberhalb des

---

[1]) Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, 101. Bd., S. 112—116.

[2]) Damit erscheint, wie ich in den letzten Jahren schon mehrfach angedeutet habe, meine vor 15 Jahren, am Beginn der Studien, angenommene Gleichzeitigkeit von „Florianer Tegeln" und „marinen Konglomeraten" aufgegeben.

[3]) In meiner ersten Arbeit (Jahrbuch 1913) hatte ich die Abtrennnng der „marinen" Konglomerate des Jungmediterrans, die ich damals als „Grunder Konglomerate" bezeichnete, von den Arnfelser Konglomeraten noch nicht durchgeführt.

[4]) Vgl. Winkler, Geologische Rundschau 1926, Bd. XVII, Heft 1, S. 60.

Steinwirtes), am Eichberge usw. innerhalb der Schichtfolge zu beobachten. Wie Fig. 2, Prof. *a* (S. 6) erkennen läßt, folgen erst darüber, konkordant, die sehr mächtigen Schotter- und Sandmassen, welche die Hügel im Gebiet von Eichberg bis weit über den Kreuzberg hinaus zusammenfügen („Kreuzbergschotter"). Sowohl die Sande, wie die auflastenden Konglomerate und Schotter sind (vermutlich von wenigen Lagen abgesehen) mariner Entstehung. In den Sanden fand ich schon 1913[1]) marine Fossilreste. In den Schottern und Konglomeraten sind solche an zahlreichen Punkten zu beobachten, u. zw. vorherrschend Austern und Turritellen (nördlich Zellweiß, beim Vogelhofer, bei Kreuzhammer, beim Mohri, südlich des Kreuzberges, bei der Franzlkapelle, südöstlich von Nestelberg usw.).

Die einige hundert Meter mächtigen Schotter bilden zwischen Leutschach (Maltschach) und Großklein eine Synklinale, deren jüngere Kernschichten, am Kreuzberg und am Gündorfberg erhalten, sich durch besonders grobe Beschaffenheit des Geröllmaterials auszeichnen. Die Schichtausbildung dieser, über den basalen Sandmassen gelegenen Schotterserie ist durch einen vielfach recht unregelmäßigen Wechsel von Blockkonglomeraten und Schottern (mit reichlich sandigem Zwischenmittel) und von marinen Sanden und Sandsteinen, nur untergeordnet auch sandigen Tegeln, gekennzeichnet. Die Geröllzusammensetzung der Schotter ist eine wechselnde. Vorherrschend treten „gemischte Schotter" auf, in denen südalpines, kalkreiches Geröllmaterial mit zentralalpinem (Koralpengerölle) gemischt ist. Vielfach sind aber auch, als unvermittelte Einschaltung, Geröllagen mit reinem Koralpenmaterial entwickelt, welche dann meist mehrere Dezimeter Länge erreichende Gneis-, Glimmerschiefer-, Pegmatit- und Granatglimmerschiefereinschlüsse enthalten. Solche sind z. B. auf der Kuppenhöhe des Kreuzberges und an dessen Nordabfall, dann auf der Kuppe beim Zachnig, östlich von St. Johann, bei Nestelberg (Kote 517), östlich von Gündorf (Ratzberg) usw. erschlossen.

Die an südalpinem Material reichen Lagen zeigen, ähnlich wie die Arnfelser Konglomerate, eine massenhafte Einstreuung von Verrucanobreccien, blaugrauen und hellen Kalken und Dolomiten der Trias, Crinoidenkalken und anderen rötlichen Kalken von Jurahabitus, Rudistenkalken, zahlreichen miozänen Sandsteinen und Mergeln, sowie vielen Grünschiefern, Serpentinen, Phylliten, Quarzporphyren und grünen Porphyren in ihrem Geröllbestand. Auch die kalkalpinen Schotterkomponenten erreichen gelegentlich Kopfgröße und darüber; Anzeichen, daß sie von einem transportkräftigen Fluß herbeigeschafft wurden. Sowohl das kalkalpine, wie besonders das kristalline Material muß von sehr nahe gelegenen Flußmündungen her dem Meeresstrand überantwortet worden sein. Von der Koralpe müssen sich zeitweise weit herabsteigende Wildbäche mit dem aus SW kommenden Schuttkegel eines kalkalpine Gerölle mit sich führenden Flusses vereinigt haben. Den letzteren fasse ich als ein Wiederaufleben des karinthischen Flusses der Arnfelser Phase auf und bezeichne die von ihm gebildeten, marinen Schottermassen als mediterrano-karinthisches Delta.

[1]) Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1913, S. 529.

2. Profil. Fig. 2, Prof. *b* (S. 6). Östlich der durch den Karnerbergsattel und das obere Gamlitzbachtal gekennzeichneten Senke treten gewisse Abweichungen im Faziesbild ein. Östlich von Leutschach sind an der Basis der jungmediterranen Marinserie mächtigere Koralpenblockschotter entwickelt, welche ich bei Kote 412, östlich von Leutschach, beim Sturm und insbesondere bei Fötschach aufgeschlossen fand. Sie bilden speziell bei letzterer Örtlichkeit kompakte, aus großen Gneisblöcken zusammengefügte, feste Schotterbänke, wie sie nur unmittelbar von einem Wildbach aufgeschüttet worden sein können. Östlich von Fötschach scheinen aber auch diese Blocklagen in marine Mischschotter überzugehen. Bei Fötschach beobachtete ich kristalline Riesenblöcke, welche eine Länge von fast 2 *m* erreichen.

Ich möchte diese, auf etwa 2 *km* verfolgbare Schuttlage als „Leutschacher Schutt" besonders hervorheben. Offenbar stellt er ein weiter westlich nicht mehr entwickeltes, zeitlich einem Teil der Diskordanz zwischen Arnfelser Schichten und Jungmediterran entsprechendes Sediment dar.

Über dem Leutschacher Schutt folgen Sand- und Tegel(Mergel)-schichten (= Äquivalente der „Leutschacher Sande" des vorigen Profils), die ihrerseits wieder von mächtigen, kalkgeröllreichen (und gemischten) Schottern überdeckt werden. In dieser letzteren Serie stellt sich am Lubeberg über marinen, durch angebohrte Gerölle als solche gekennzeichneten Lagen eine bis über kubikmetergroße Blöcke enthaltende Schuttlage ein. Sie deutet ein abermaliges weiteres Vorgreifen eines zentralalpinen Schuttkegels im jungmediterranen Meer an.

Für noch etwas jünger betrachte ich jene kalkalpinen und Gneisgeröll enthaltenden Schotter und Sande, welche, z. T. recht grob ausgebildet, auf den Höhen zwischen Wurzen- und Karnerberg aufgeschlossen sind. Als jüngste Bildungen in diesem Bereiche möchte ich schließlich die durch marine Fossilien, Pectenschalen usw. charakterisierten Sande und Konglomerate bei der Bakerkapelle ansehen, welche schon ein Abflauen der groben Sedimentation erkennen lassen. Wahrscheinlich sind diese letztgenannten Schichten bereits Äquivalente der weiter östlich gelegenen Leithakalke.

Ich vermute, daß die westliche Begrenzung der in diesem Raum auftretenden höheren Lagen der Marinserie gegen die westlich der Straße Gamlitz-Karnerberg verbreiteten tieferen Niveaus der jungmediterranen Konglomerate durch einen, dem oberen Gamlitztal folgenden Bruch bedingt ist (siehe Kartenskizze Fig. 1).

3. Profil. Fig. 2, Prof. *c* (S. 7). Ein Durchschnitt durch die jungmediterrane Schichtfolge in dem noch weiter östlich gelegenen Gebiete, der etwa in der Richtung von Glanz gegen Gamlitz geführt wird, zeigt (siehe Fig. 2) eine mächtigere feinkörnige Basisserie, welche, hier schon schlierähnlich geworden, in sandigen Mergeln und Feinsanden ausgebildet vorliegt und durch gelegentliche Kalk- und Gneisgerölle führende Schottereinschaltungen ausgezeichnet ist. An ihrer Basis liegt die schon vorhin erwähnte, grobe kristalline Blöcke enthaltende Schotterlage nördlich des Maletschenberges. Bei Kote 504, südöstlich des Blaski, stellen sich die mächtigeren Schotter- und Konglomeratlagen (Mischschotter) ein, die durch das Auftreten angebohrter Gerölle ihre marine Entstehung bekunden.

Dieser mannigfaltigen, aus vielfachem Wechsel von Schottern, Sanden und schlierähnlichen Mergeln bestehenden Folge lagert ein im Raume zwischen Wurzenberg, nördlich Lube, am Eckberg, von hier zum Urlkogel, zur Höhe 510, zum Steinberg und schließlich nordwärts bis Gamlitz und Ehrenhausen hinaus verfolgbarer, kristalliner Blockschotterhorizont auf, für welchen ich seinerzeit die Bezeichnung „Urler Blockschutt" vorgeschlagen habe. Er ist, wie ich gegenüber einer älteren Angabe richtigstellen möchte, bereits in einem etwas höheren Niveau der jungmediterranen Marinserie eingeschaltet. Bei Ratsch sind, wie schon Hilber mitgeteilt hat[1]), mitten im Blockschutt marine Fossilien festzustellen (*Ostrea, Spondylus* usw.). An dieser Stelle geht also die von W heran zu verfolgende Fluviatilserie in ein marines Delta über.

Genaue Begehungen im Gebiete des Urlkogels haben gezeigt, daß die Blockschotter in einer Erosionsrinne eingelagert sind. In der Breite der letzteren sind die Schuttmassen in größerer Mächtigkeit (über 100 *m*) festzustellen, während sie nördlich derselben nur als ganz dünne Lagen von Blockschotter zwischen den feinkörnigen Marinsedimenten erkennbar sind. Analoge Beobachtungen machte ich an den Nordhängen des Steinberges, wo ich auch eckige, größere Blöcke des unterlagernden Marinkonglomerats im kristallinen Blockschotter auffand.

Das gesamte Faziesbild der bisher besprochenen (tieferen) Teile des Marinkomplexes läßt sich auf Grund der bisherigen Ergebnisse dahin zusammenfassen, daß nach einer durch eine Diskordanz gekennzeichneten Störungs- und Abtragungsphase, in welcher der in Rede stehende Raum anscheinend völlig trockengelegt war und denudiert wurde, ein Vorgreifen des Meeres stattgefunden hat[2]), wobei in den westlichen Teilen sandiges, kristallines Abschwemmungsmaterial („Leutschacher Sande"), weiter östlich schlierähnliche Tegel und Mergel im Wechsel mit feinem südalpinen Kalkgeröllmaterial aufgehäuft wurden. Sodann wurde dieser marine Ablagerungsbereich von dem stärker vordringenden Schuttkegel des mediterran-karinthischen Deltas mächtig überschottert (Geröllmassen des Kreuzberggebiets), wobei sich ein steter Kampf zwischen den Schuttkegeln und den marinen Einflüssen feststellen läßt. Mehr gegen O nimmt die Mächtigkeit der eingeschalteten Schotterlagen ab und schlierähnliche Sedimente, nur mit gering mächtigen Kies- und Kleinschotterlagen versehen, treten an ihre Stelle.

In der zeitlich unmittelbar anschließenden, nächstfolgenden Phase gewinnt das Vordringen der Schuttkegel, speziell auch jener von der Koralpe her, an Raum und schließlich wird für eine kurze Zeit der ganze Meeresboden bis in die Nähe der Mur hinaus (Gebiet von Gamlitz, Ratsch und Ehrenhausen) trockengelegt. Damals bildeten sich auch seichte Rinnen am trockengelegten Meeresgrunde, in denen sehr grobes, bis über Kubikmeter großes Blockwerk enthaltendes, kristallines und mesozoisches Geröllmaterial hinausgeschafft werden konnte (Phase des „Urler Blockschuttes").

[1]) Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark 1912, 49. Bd., Graz 1913.

[2]) Vor den Beginn desselben wäre die Entstehung des „Leutschacher Schutts" zu setzen.

b) Der „höhere" Teil der jungmediterranen Serie. Nach dem Höhepunkte der zweiten marinen Regression, die durch das weite Vordringen des (Urler) Blockschuttes gekennzeichnet ist, macht sich eine Transgression des Meeres geltend, die sich in einem Zurückdrängen der Schuttkegel und in der Ablagerung von Leithakalken, Feinsanden und Tegeln ausprägt.

Die Auflagerung dieser typisch marinen Sande und Tegel auf die Konglomerate ist in den Profilen westlich des Labitschberges, dann bei Unterfahrenbach und vor allem in den Aufschlüssen südlich von Gamlitz zu sehen (Fig. 2, Prof. *b* und *c* auf S. 6/7). Im Raume südlich von Gamlitz stellen sich über den Blockschottern, gröberen Konglomeraten und Sanden hauptsächlich aus Quarzkiesen und Kleinschottern bestehende feste Bänke[1]) ein, die im Hangenden innig mit Leithakalk verknüpft sind. Sie enthalten neben vorherrschenden Quarzen zahlreiche Porphyritgerölle, viele Schiefereinschlüsse vom Typus des paläozoischen Sausalschiefers und seltene Kalke. Ein Teil des Materials (Schiefer) dürfte durch die Brandung von einem nahen, jetzt verdeckten nördlichen Ufer entnommen worden sein.

In dem auf Fig. 3 abgebildeten Detailprofil (Steinbruch an der Straße Ehrenhausen—Gamlitz, 1 *km* westlich ersteren Ortes) ist deutlich zu sehen, wie über schräggeschichtete Lagen (Deltaschichtung) sich horizontale Bänke auflegen, die schon Nulliporenumkrustungen aufzeigen.[2]) Auf diesen Aufschluß hat offenbar W. Petrascheck Bezug genommen und eine (tektonische) Diskordanz zwischen Konglomerat und Leithakalk angenommen. Die genaue Untersuchung des nunmehr besser erschlossenen Schichtbildes zeigt aber, daß hier primäre Schrägschichtung vorliegt.

Die aus der Literatur bekannten Sande bei der Kochmühle bei Ehrenhausen gehören ebenfalls diesem, an Bryozoen, Balanen, Pectiniden und Ostreen reichen Niveau an der Basis der Leithakalke an. Darüber legt sich dann eine einheitliche (z. T. noch Geröll führende) Leithakalkplatte auf, welche wiederum von Mergeln bedeckt wird, die das Hügelland zwischen Gamlitz, Unter-Lupitschen und Retznei zusammensetzen. Westlich von „Grubtal" breiten sich über den Mergeln noch mächtigere, fossilführende Marinsande aus, die wohl die jüngsten, noch erhaltenen marinen Sedimente im südweststeirischen Becken darstellen. Im tieferen Teil dieser Serie, innerhalb der feinkörnigen Konglomerate, liegt das Flöz von Gamlitz, dessen in den Begleitschichten enthaltene Konchylienfauna V. Hilber eingehend beschrieben hat.[3]) Es ist bedeutend jünger als die Flöze der Eibiswalder Schichten.

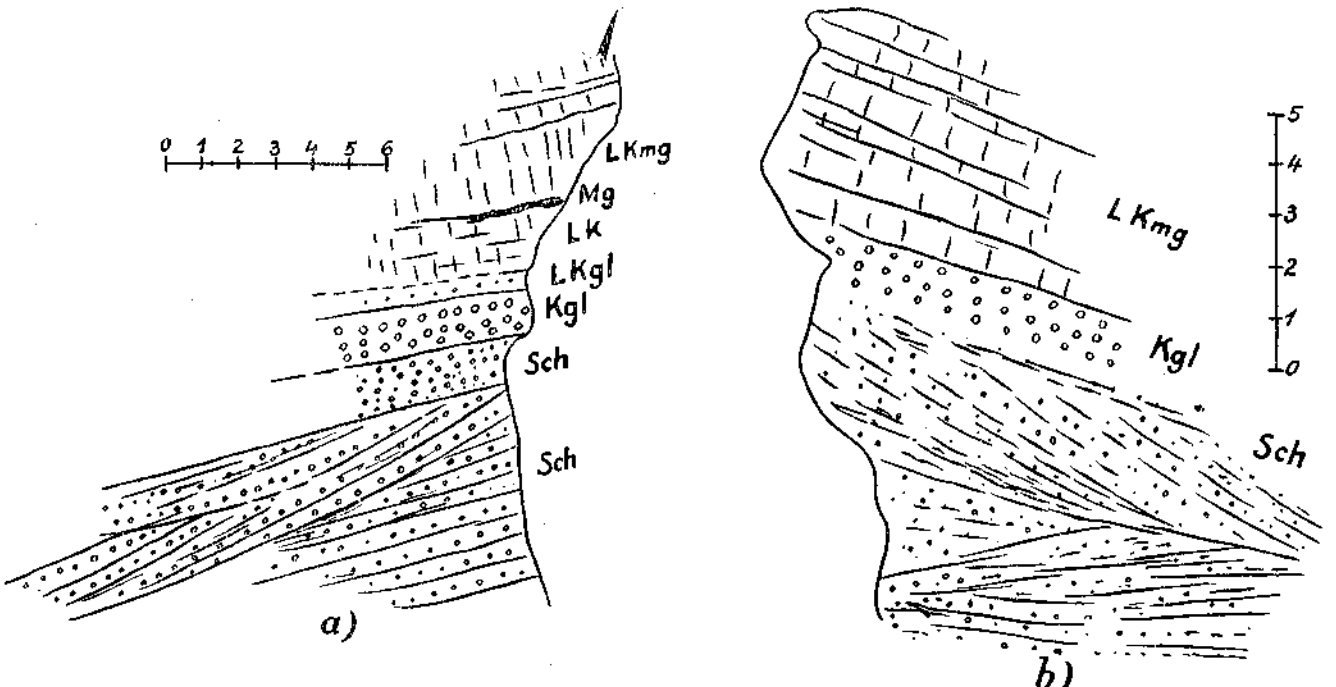
Die Riffentwicklung im jungmediterranen Meer setzte im untersuchten Gebiete erst in weiter östlich gegen die Mur zu gelegenen Teilen ein, offenbar dort, wo eine zu weitgehende Trübung des Meerwassers nicht mehr vorhanden war und hiedurch eine ungünstige Beeinflussung des Wachstums der Nulliporen nicht mehr zur Geltung kam.

---

[1]) Vgl. auch V. Hilber, Die Miozänschichten von Gamlitz. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1877.

[2]) Eine tektonische Diskordanz ist hier bestimmt nicht vorhanden, wie die Deltaschichtung mit wechselnder Fallrichtung der Bänke anzeigt.

[3]) Loc. cit.



Eig. 3.

Sch = Schotter. *Kgl* = Konglomerat. *Lkgl* = Konglomerat mit reichlich Nulliporen. *LK* = Nulliporenkalk (Leithakalk). *LKmg* = Nulliporenkalk mit Mergelzwischenschaltungen. *Mg* = Mergellage.

In den Aufschlüssen der Weinleiten bei Gamlitz ist deutlich zu sehen, wie das allmähliche Vorgreifen der Nulliporen zuerst durch Überkrustung einzelner Gerölle erfolgte, bis sich schließlich eine kompakte Masse von Leithakalk darüberbreitete. In den Aufschlüssen im Grubtal ist über einer Lage von gewachsenem Riffkalk eine durch eine Austernbank angedeutete Abrasionsfläche zu sehen, über welche sich geschichtete, umgelagerte Leithakalke auflegen.

Als Gegenflügel der auf der Nordseite des unteren Gamlitztales gegen N absinkenden Leithakalke treten bei Aflenz (südlich von Leibnitz) wieder mächtige Lithotamnienmassen zutage, die in einem größeren, neuen Steinbruch (Retznei) und in zahlreichen alten „Römersteinbrüchen" z. T. unterirdisch abgebaut werden. Hier wird der auch technisch bekannte „Aflenzer Stein" gewonnen, ein feiner, zerriebener, sehr gut zementierter Leithakalk. Bei Retznei bilden etwas sandige Mergel[1]) mit Schotterlinsen das unmittelbar Liegende der Leithakalke. Die letzteren gehen allmählich aus den Geröllmergeln hervor.

Nördlich von Aflenz, bei der Ziegelei von Wagna, ruht der Leithakalk in flacher Lagerung über aufgerichteten, mit 20 bis 25° SO einfallenden echten Schliermergeln, welche verdrückte Brisopsis- und Wurmreste enthalten. Ich betrachte diese Stelle als einen weiteren Beleg für die schon weiter im S (Nordsaum der Windischen Büheln) festgestellte Diskordanz zwischen Schlier und jungmediterraner Serie. Hier findet offenbar ein Übergreifen der höheren Schichtglieder des Jungmediterrans unmittelbar über gestörten Schlier statt, welch letzterer hier nochmals aus seiner jüngeren Umhüllung auftaucht.

Unweit nordwestlich von Aflenz sind beim Tittenbacher (südwestlich von Leibnitz) prächtige, schon von Rolle erwähnte, miozäne Korallenkalke entwickelt, die hier einem wahren mächtigen Korallenriff am Südostsaum des paläozoischen Sausalgebirges entsprechen. Sie erscheinen gegen SW hin von auch fossilführenden Marinsanden bedeckt. An den Höhen von Seggauberg, welche aus einem Sockel von paläozoischen Schiefern bestehen, erscheinen angelagerte Brandungsbreccien (aus Schiefermaterial zusammengefügt), die ich dem Jungmediterran zuzähle.

Das eigentliche Sausalgebirge, welches sich nördlich der Sulm erhebt, von welchem jedoch einzelne Schollen durch diesen Fluß abgetrennt erscheinen, wird, wie schon V. Hilber,[2]) H. Leitmeier[3]) und K. v. Terzaghi[4]) beschrieben haben, von jungmediterranen Marinbildungen, die als Korallenkalke, marine Sande und Mergel ausgebildet sind, überkrustet. Zwischen der Hauptmasse der Sausalschiefer, welche den Demmerkogel zusammensetzen, und der östlichen Schieferscholle am Kreuzkogl[5]) zieht ein Tertiärstreifen durch, den ich trotz späterer

[1]) Anders aussehend als die typischen Schliermergel!

[2]) Die Miozänenablagerungen um das Schiefergebirge usw. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1878.

[3]) Geologie vom Kainberg im Sausal. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark. Jahrgang 1907. Zur Geologie des Sausalgebirges, ebendort 1908.

[4]) Geologie von Flamberg im Sausal. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, Jahrgang 1908.

[5]) Nicht zu verwechseln mit dem „Kreuzberge".

tektonischer Verstellungen als Ausfüllung einer alten Talrinne auffassen möchte. Hier tritt an der Basis der Leithakalke und Sande ein Zug groben Schotters auf, welcher eine von den bisher erwähnten Geröllmassen abweichende Zusammensetzung aufweist. Es sind vorwiegend paläozoische Sandsteine, sandige Dolomite, Kieselschiefer, schwach metamorphe Kalke, verschiedene Sandsteine vom kretazischen Aussehen usw., ein Material, welches seine Herkunft aus dem Bereich des Grazer Paläozoikums und der Kainacher Gosau nahelegt. Ich vermute, daß hier die Einmündung eines von N kommenden Flußlaufes in das Jungmediterranenmeer vorliegt.

Zum Schlusse sei noch daran erinnert, daß in der hier durchgeführten Gliederung den marinen Konglomeraten, die ich 1913 mit den Grunderschichten Weststeiermarks (Florianer Tegel) parallelisiert hatte, eine etwas höhere Position zugeschrieben wird. Diese Abweichung habe ich bereits in der Studie „Über jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrand der Alpen" (Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien 1914) vermutungsweise zum Ausdruck gebracht und später in vorläufigen Mitteilungen vertreten. Die seit 1914 betonten Beziehungen zwischen marinen Konglomeraten und auflastenden Leithakalken haben durch die spätere geologische Aufnahme eine volle Bestätigung erfahren.

Für die ursprüngliche Voraussetzung (Jahrbuch 1913) einer zeitlichen Äquivalenz der „marinen Konglomerate" mit den Grunderschichten Weststeiermarks (Florianer Tegel) waren die engen Beziehungen der marinen Konglomerate bei Gamlitz mit den kohleführenden, nach Hörnes eine Grunderfauna enthaltenden Schichten des Labitschberges bei Gamlitz maßgebend. Jedoch hatte der Bearbeiter der Fauna V. Hilber selbst ursprünglich die engeren Beziehungen der Konchylien zu jenen der zweiten Mediterranstufe hervorgehoben und ist zu vermuten, daß hier eine Brackwasserfazies des Jungmediterrans vorliegt. Der Lagerung nach schließen sich die Schichten des Labitchberges jedenfalls eng an die jungmediterrane Serie an, von der sie nicht abzutrennen sind. Daher entfällt das Argument, welches seinerzeit für eine Gleichzeitigkeit der Schichten des Labitschberges, somit auch der unterlagernden Konglomeratserien mit dem Florianer Tegel Weststeiermarks, die stratigraphisch tiefer liegen, ins Treffen geführt werden konnte.

Es muß übrigens erst Aufgabe künftiger Untersuchungen sein, festzustellen, ob die Grenze zwischen echtem Schlier (bezw. Florianer Tegel) und der jungmediterranen Serie, wie sie hier auf Grund der Lagerungsverhältnisse vorgeschlagen wird, auch mit der paläontologischen Scheide von helvetischer (Grunder-) und tortonischer Marinfauna zusammenfällt. Es wäre an und für sich die Möglichkeit nicht auszuschließen, daß die helvetische Fauna eventuell noch zur Ablagerungszeit der tieferen Teile des Jungmediterrans gelebt hat und erst allmählich durch die tortonische Fauna verdrängt wurde.

c) Die Tektonik des Jungmediterrans. Die jungmediterranen Ablagerungen haben noch eine kräftige Störung erfahren. Im großen und ganzen bilden sie eine breite, flache Synklinale, deren Achse zwischen Gamlitz und Retznei durchzieht. In der westlichen Fortsetzung erscheint sie gegen S verschoben und deutet sich in der Richtung südlich von

Krannach über den Kreuzberg nach St. Johann an. Dort, wo die Ablenkung der Synklinale gegen S hin stattfindet, scheint — entlang dem obersten Teil des Gamlitztales — eine Bruchstörung durchzuziehen, an welcher ein Absinken des östlichen Flügels eingetreten ist. An dieser Linie tritt auch ein ausgesprochenes, NNO-NS-Streichen hervor.

Westlich von Retznei bildet ein Bruch die Südbegrenzung der Leithakalkplatte von Aflenz. Er geht, wie man in den Weingärten beobachten kann, westwärts in eine Flexur über. Zahlreiche kleinere Sprünge, wie sie deutlich im Kleingraben (südlich von Großklein) und an anderen Stellen zu beobachten sind, ergänzen das Bild der Lagerungsstörungen. Zwei Detailstörungen (beim Pettauer südlich des Karnerberges und oberhalb „Striegel", nordöstlich von Leutschach) habe ich bereits in meiner Arbeit vom Jahre 1913 (S. 551, 554) abgebildet.

Westlich des Saggautales (Strecke Großklein—Arnfels) ist die jungmediterrane Serie, die sich gegen W heraushebt, bereits fast völlig der Abtragung zum Opfer gefallen. Nur der Birkkogel bei Radiga wird von einer Anhäufung kristalliner Blockschotter gebildet, die anscheinend eine Art synklinaler Einbettung innerhalb des durch Arnfelser Schichten gekennzeichneten Bereiches darstellen.

In ihrer Gesamtheit lagert die jungmediterrane Serie mit ihrer schotterreichen Basis vermutlich diskordant dem Schlier (Arnfelser Konglomeraten) und Eibiswalder Schichten auf. Dagegen haben sich, wie schon angegeben, keine Anzeichen für das Vorhandensein einer Diskordanz zwischen den „Konglomeraten" und dem Leithakalk ergeben, wie es von W. Petrascheck vermutet worden war.

d) Die Sedimentationsbedingungen der jungmediterranen Serie. Die jungmediterranen Ablagerungen Südweststeiermarks stellen durch das Erscheinen groben, gelegentlich bis über Kubikmeter großen Blockwerks ein sehr eigentümliches Sediment dar. Das Auftreten sehr zahlreicher, aus diesen Ablagerungen herausgeschwemmter Riesenblöcke, welche man allenthalben in den Tälern des Saggau-Sulmgebietes antrifft,[1]) hat Hilber seinerzeit veranlaßt, hierin Moränenablagerungen eines alten Koralpengletschers zu sehen, eine Auffassung, welche er selbst später (1913) aufgegeben hat.

Die große Mächtigkeit der Schuttkegel und Deltabildungen des Marinbereichs spricht für eine dauernde Senkung des Bodens während ihrer Ablagerung. Es ist naheliegend, diese tektonische Bewegung als Begleiterscheinung jener Aufwölbung anzusehen, welche Koralpe, Poßruck-, Remschnigg- und Radelgebiet zu Beginn des Jungmediterrans betroffen und dort die starken Abtragungen auch der ältermiozänen Ablagerungen eingeleitet hat. Diese Denudation hat an der Koralpe — wie die zahllosen Gerölleinschlüsse von Gneisen und anderen kristallinen Gesteinen, sowie von miozänen Sandsteinen, Konglomeraten und Tonen beweisen — auch noch während des Jungmediterrans fortgewirkt. Die weite Verbreitung der groben Geröllmassen, insbesondere das Auftreten kristalliner Blockschotter läßt schließen, daß damals das Gefälle der von

[1]) Vergleiche hiezu die Kartenskizze bei „Hilber" („Die erratischen Blöcke usw.") in Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1879.

der Koralpe her in das Meer einmündenden und in den Regressionsphasen am trockengelegten Meeresgrund weiter vordringenden Bäche ein bedeutendes gewesen sein muß. Findet sich doch gröbstes Blockwerk aus Koralpenmaterial noch bis zu 50 *km* von seiner Ursprungsstätte aufgehäuft.[1])

Fürs erste erscheint die weitere Verbreitung marine Fossilien enthaltender Blockschotterlagen, die den ausgedehnten Raum zwischen Arnfels—Groß-Klein—Leutschach und Ehrenhausen einnehmen, recht merkwürdig, da es doch klar ist, daß ein Transport des Geröllmaterials im marinen Bildungsmedium nur auf naheliegende Distanzen möglich erscheint. Aus den Begehungen hat sich aber, wie ich schon an anderer Stelle[2]) ausgeführt habe, das Resultat ergeben, daß die marine Fossilien enthaltenden blockführenden Konglomerate des W (Kreuzberggebiet) mit jenen des O (Ratsch, Steinberg, Urlkogel und Höhen südlich von Ehrenhausen) nicht vollkommen gleichaltrig sind. Im wesentlichen sind die Blockschotter des Kreuzberggebietes, wie bereits angegeben, etwas älter als jene der letztgenannten Örtlichkeiten anzusehen. Das gelegentlich erkennbare Auftreten der Blockschotter in Erosionsrinnen zeigt an, daß zu ihrer Bildungszeit das Meer weit zurückgewichen war und daß damals durch ein — offenbar tektonisch belebtes — kräftiges Gefälle der weite Abtransport des Schuttes ermöglicht war. Zeitweise war also der eigentliche Gebirgsfuß weit nach dem O hinaus vorgeschoben und durch diesen Vorgang offenbar in gewissen Phasen ein wildbachartiges Gefälle in den eingeschnittenen Erosionsrinnen bis an die Mur hinaus gewährleistet.

In der abnormen Sedimentation der jungmediterranen Zeit spiegelt sich das ungemein mannigfaltige Bild des Kampfes zwischen Festland und Meer, zwischen fluviatilen Schuttkegeln und marinen Ablagerungen auf einem in lebhafter tektonischer Ausgestaltung — teils in Aufwölbung, teils in Absenkung — begriffenen Landscholle wieder.

Die im unteren Saggau-Sulmgebiete gewonnenen Ergebnisse finden in Beobachtungen an den Osthängen der Koralpe ein schönes Gegenstück.

C. Die Tektonik im Bereiche der ältermiozänen Süßwasserschichten des südweststeirischen Beckens.

Auf die jüngermiozäne[3]) Tektonik in südweststeirischen Becken sei hier der Vollständigkeit halber kurz Bezug genommen. Sie soll später ebenfalls in einer abschließenden Arbeit ausführlicher behandelt werden.

Die früher erwähnte Remschniggantiklinale bildet das Rückgrat, welches den östlichen und westlichen Teil des südweststeirischen Beckens als einheitliches Element verknüpft. Im tertiären Schichtbereich, der die Nordflanke der Remschniggantikinale bildet, liegen die Verhältnisse etwas kompliziert. Die der Remschniggwölbung unmittelbar angelagerten

[1]) Daß für die Herkunft des Blockschuttmaterials im wesentlichen nur die Koralpe selbst in Betracht kommt, habe ich in meiner Mitteilung „Erwiderung an A. Aigner" (Zeitschrift für Geomorphologie 1927, S. 141—148) näher auseinandergesetzt, worauf hier verwiesen sei.

[2]) Geologische Rundschau, XVII. Bd. 1926, Heft 1, S. 54—56.

[3]) Die ältere miozäne Tektonik habe ich bereits in meiner „Denkschriftenarbeit" eingehender besprochen.

und zunächst noch wie das Grundgebirge O—W streichenden Schichten nehmen in einiger Distanz von letzterem eine nordwestliche Streichrichtung an. Eine solche beherrscht den Raum zwischen Montehügel, Arnfels und Hardegg. Noch weiter von der Antiklinale, gegen Krast und Adelsdorf zu, biegt das Streichen bogenförmig in die nördliche und nördnordöstliche Richtung um. Eine nördliche und nordnordöstliche Streichrichtung herrscht auch weiter gegen SW, in Kohlberg und Altenbach, vor.

In dem erwähnten Umlenken der Schichten aus der Ostwest- in die Nordwest- und Nordrichtung prägt sich zweifelsohne die muldenförmige Heraushebung der Kreuzbergsynklinale an derem südwestlichen Ende aus, wie es auch zwischen Arnfels, St. Johann und Großklein an dem Hervortauchen der hier nördlich bis nordnordwestlich streichenden Arnfelser Schichten unter der Marinserie zum Ausdruck kommt. Infolge dieser schrägen Ablösung von gegen NO einfallenden Schichtstreifen von der Remschniggantiklinale treten an derselben gegen W hin (bei Hardegg, Altenbach und Pongratzen) immer tiefere Horizonte an das Grundgebirge heran. So tauchen hier unter den Arnfelser Schottern höhere (mittlere) Eibiswalder Schichten, sodann untere Eibiswalder Schichten und schließlich auch der Radelschutt auf. Bei Kohlberg stellt sich eine N—S streichende Bruchstörung ein, an welcher höhere Eibiswalder Schichten gegen Grundgebirge abgesunken sind.

In der Gegend von Oberhaag vollzieht sich das Umlenken des Schichtenstreichens aus der Nordwest- in die Westsüdwestrichtung, wie sie dann weiterhin an der Nordflanke des Radels vorherrscht, wobei die Konturen eines kristallinen und paläozoischen Sporns durch den bogenförmigen Schichtverlauf im Tertiär gewissermaßen abgebildet werden.

Die miozäne Remschniggantiklinale setzt sich, wie angegeben, westwärts über den Raum von Pongratzen, über den Kapunerkogel bis zum Heiligendreikönigberg in die Radelantiklinale fort, in welch letzterer, bei Untertauchen des Grundgebirges, der Scheitel und die Flanken des Gewölbes von basalmiozänem Radelschutt und Eibiswalder Schichten gebildet werden. Am Kamm des im Kapunerkogel bis 1049 *m* Seehöhe aufsteigenden Höhenrückens herrscht flacheres Nordfallen, an den Nordhängen steil nördliches Einfallen der Schichten vor, welches auch — allmählich zu flacherer Lagerung übergehend — von den auflagernden Eibiswalder Schichten mitgemacht wird.

Auf der Südseite des Radelkamms sinkt das Konglomerat an einem Bruche ab. Dessen Verlauf ist auf der Südflanke des Heiligendreikönigberges genau festgestellt. Dagegen besteht die hier von A. Kieslinger (Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt 1928, S. 40)[1]) angegebene Überschiebung im Tertiär nicht zu Recht, wie eine solche in diesem Raume überhaupt nicht nachweisbar ist. Diese gegen das Drautal zu gerichteten Absenkungen erklären die Tiefenlage des Radelschotters im Drautal bei Mahrenberg, worauf schon Kieslinger verwiesen hat. (Kieslingers „Draugraben“)[2])

[1]) Das von A. Kieslinger in der eben erschienenen Arbeit: Geologie und Petrographie der Koralpe, IX. (Sitzungsberichte, 137. Bd., S. 519) gezeichnete Profil durch den Hl. Dreikönigsberg ist unrichtig. Die Ergebnisse meiner genauen Begehungen in diesem Raume werden demnächst in diesem Jahrbuch mitgeteilt werden.

[2]) Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, 137. Bd., 7. Heft, S. 522.

Das westliche Ende der Radelantiklinale wird durch eine westlich des Radelbaches schräg durchziehende Bruchstörung gebildet, auf die ich schon 1914[1]) hingewiesen habe. Sie verläuft in ostnordöstlicher Richtung. In dem Hohlweg, welcher auf dem wasserscheidenden Kamm westlich des Radelpasses führt, ist sie schön aufgeschlossen. Untere Eibiswalder Schichten stoßen scharf am diaphthorisierten Grundgebirge[2]) ab, wobei eine Lage graphitischer Lettenschmiere die Grenze bildet. Auch die tertiären Tone sind im Kontakt verdrückt und verquetscht. Die „Radelstörung" trennt den südöstlich (ostsüdöstlich) gelegenen tertiären Radelbereich von der nordwestlich anschließenden, vorwiegend kristallinen Masse der südöstlichen Koralpe ab.

Die am Radelkamm steil aufgerichtete, nordfallende Schichtfolge legt sich gegen das Saggautal zu flacher. Noch jenseits dieses Flusses ist ein schwaches nördliches-nordnordwestliches Einfallen zu konstatieren,[3]) welches im Raume südlich von Wies in söhlige Lagerung, bzw. in ein schwaches Gegenfallen übergeht. In dem anschließenden produktiven Terrain von St. Ulrich-Schönegg herrscht ebenfalls noch flaches, nördliches und nordnordwestliches Fallen vor, während sich weiter östlich, bei Obergreith und Praratheregg, nordwestliches-westnordwestliches Einfallen geltend macht. Schließlich ist noch weiter östlich, bei St. Georgen und Haßlach, im Bereiche der Arnfelser Konglomerate, SW-Einfallen kenntlich.

Über die Lagerung der Schichten in dem zwischen Weißer und Schwarzer Sulm gelegenen Raum, welcher das bekannte Bergbaugebiet von Wies, Pölfing, Brunn, Steieregg, Bergla und Kalkgrub umfaßt, geben die bergmännischen Aufschlüsse sehr genaue Auskunft. In den Profilen, die G. Hießleitner (Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch 1926) und ich (in der Denkschriftenarbeit) gegeben haben, ist die Lagerung der Schichten zur Darstellung gebracht, wobei sich ein Anschmiegen des Schichtfallens, vom Gebirgsrand weg im allgemeinen an Steilheit abnehmend, an den kristallinen Sporn zwischen Vordersdorf und Schwanberg feststellen läßt. Aus dem Verlauf des letzteren resultiert dann ein nördliches-nordöstliches Einfallen. Einzelne, meist N—S streichende Sprünge sind aus dem Bergbaugebiet seit langer Zeit bekannt und von Hießleitner näher beschrieben worden.

An zwei Stellen dringen ältere Miozänabsätze in das Kristallin der Koralpe ein. Bei Wernersdorf-Unterfresen[4]) und dann bei Mitterstraßen, westlich von Eibiswald. A. Kieslinger hält beide Zonen unter Anerkennung nachträglicher, tektonischer Verstellungen für verschüttete Täler eines vormiozänen Reliefs. Ich beabsichtige auf diese Frage später noch einmal eingehender zurückzukommen, möchte aber meine, bei den bisherigen Begehungen gewonnene Auffassung dahin präzisieren, daß zwar ein unruhiges Hügellandrelief von den Sedimenten der Eibiswalder Stufe zugedeckt wurde, daß aber die allgemeinen Umrisse der beiden vorgenannten, in die südliche Koralpe eindringenden Tertiärschollen teils durch junge Verbiegungen, teils durch Brüche bedingt erscheinen, also nicht erwiesen sei, daß die Verbreitung der eingreifenden

[1]) Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, Wien 1914, S. 261.

[2]) Vgl. bezüglich des Grundgebirges A. Kieslinger, Geologie und Petrographie der Koralpe, I. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien 1926. 135. Bd., 1. Heft, S. 25.

[3]) Vgl. hiezu Prof. 2 und 3 auf Taf. I in meiner Denkschriftenarbeit.

[4]) Vgl. hiezu Kieslinger, Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1924, Nr. 10.

jungen Sedimente mit dem Verlaufe und der Ausdehnung der „vorniozänen" Talungen sich deckt. So ist meiner Meinung nach die Nordbegrenzung der Miozänscholle von Mitterstraßen zum größeren Teil durch einen Bruch gebildet, den ich auch an einer Stelle (westlich des Themmel) aufgeschlossen sah. Auch das Abstoßen der Eibiswalder Schichten gegen das Kristallin am Eichberge, westnordwestlich von Eibiswald, möchte ich nach dem im Bachbette aufgeschlossenen Harnisch für tektonisch halten. An der Nordost- und Ostflanke des Wernersdorfer Beckens erscheint die Begrenzung der jungen Schichten durch ein Herausheben der Sedimente über dem auftauchenden Grundgebirge, nicht aber durch eine Anlagerung an eine alte Talwand gegeben. In andern Fällen lassen leider die ungünstigen Aufschlüsse keine sichere Entscheidung zu. Daß auch die Eibiswalder Schichten westlich des Radelpasses an einem scharfen Bruche gegen das Grundgebirge abstoßen, wurde bereits erwähnt.

d) Die „Klippen" am Nordgehänge des Radels. Am Nordgehänge des Radels treten im Bereiche der unteren Eibiswalder Schichten nahe deren Auflagerungsgrenze auf den Radelschutt einige Gesteinsklippen auf, welche teils von Kalken, teils von stark diaphthorisierten Schiefergesteinen gebildet waren. Als westlichste taucht südlich von St. Anton (nördlich und nordwestlich des Radelpasses) eine Scholle diaphthorisierten Kristallins (vgl. A. Kieslinger loc. cit. und Verh. 1928, Jahresbericht) aus dem Tertiär auf. Auf eine andere Klippe, jene beim Bergweiß, südlich von Eibiswald, wurde ich zuerst durch Dr. A. Kieslinger vor Jahren aufmerksam gemacht. Westlich davon fand ich dann eine zweite „Kalkklippe", ferner eine weitere am Gehänge nördlich von Pongratzen (südlich des Moser). Daran schließt sich gegen O hin eine aus Schiefermaterial bestehende Klippe (beim Wutty) und schließlich der größtenteils von tertiären Ablagerungen umsäumte Vorsprung alter Schiefergesteine im Raume nordöstlich von Pongratzen an, der den erwähnten Sporn zwischen Radel und Remschnigg bildet.

Ich habe seinerzeit[1]) diese Klippen als Aufbrüche des Grundgebirges gedeutet und vermutet, daß hier ein Aufragen des alten Untergrundes statthat, welches dem oberen Rande der (zurückgewitterten) Bruchkante entspricht, an welcher sich der gewaltige und mit Riesenblockwerk versehene Schuttkegel des Radelkonglomerates angelagert hat. Durch eine Grundgebirge und Mantel gemeinsam erfassende Schichtaufrichtung ist es dann, meiner Meinung nach, bei der Abtragung zu einer Bloßlegung dieser steilen Anlagerung des Blockschutts an das Grundgebirge unter der abgetragenen Decke der über die Bruchstufe transgredierenden unteren Eibiswalder Schichten gekommen.

Das tatsächliche Auftauchen des Grundgebirges an der westlichsten (Radelpaß) und östlichsten (nordöstlich von Pongratzen) Scholle ist unbezweifelbar. Auch meine neuen Beobachtungen sprechen ferner unzweifelhaft dafür, daß entlang der Schichtgrenze von Radelschutt und Eibiswalder Schichten, an der die kleineren sogenannten „Klippen" angereiht sind, das Grundgebirge in sehr geringer Tiefe vorauszusetzen ist. Denn während die Hauptmasse des Radelschuttes und der Eibiswalder Schichten aus zwar im allgemeinen sehr grobem, aber doch meist gut gerun-

[1]) Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien 1927, S. 98.

detem Material besteht und in demselben jene Gesteine als Geröllkomponenten vorherrschen, die im mittleren und nördlichen Teil der Koralpe anstehen (Augengneise, Pegmatite, Amphibolite, Schiefergneise usw.), tritt gerade im tiefsten Teil der Eibiswalder Serie eine auffällige Anreicherung von Gesteinen auf, wie sie nach Kieslinger's Untersuchungen den südlichsten Teil der Koralpe und nach jener von mir z. T. das östlich anschließende Remschniggebirge charakterisieren (diaphthorisierte Schiefergesteine, Kalkgesteine usw.).

Die eckige und kantige Beschaffenheit des Materials von zahlreichen, in diesem Grenzniveau auftretenden Lagen weist auf ihre Bildung durch von N kommende Muhren oder durch Gehängeschutt (Bergstürze) hin. Jedenfalls muß das anstehende Grundgebirge in unmittelbarer Nähe dieser Blocklagen sich befunden haben. Die kleineren „Klippen" stellen aber, wie spezielle Untersuchungen gezeigt haben, nichts anderes, als solche niveaubeständige Schuttanhäufungen dar. Nur eine einzige dieser Gesteinsschollen, die Schieferpartie beim Bergweis,[1]) verdient nach Ausdehnung die Bezeichnung „Klippe"; alle übrigen sind nur Schuttbreccien aus einheitlichem Material.[2])

Im Speziellen sei auf den Kalkschutt verwiesen, der, mit großen Blöcken versehen, zu einer Breccie verfestigt, die Blocklage beim Bergweiß bildet, dann auf die analoge Kalkbreccie beim Moser nördlich von Pongratzen und auf die aus Schieferblöcken und Kleinschutt bestehende Bank nördlich des Wutty, nördlich Pongratzen. Sowohl bei der Scholle beim Weiß wie bei jener von Pongratzen lassen die Aufschlüsse unzweifelhaft erkennen, daß die kalkigen, tertiären Blockbreccien eine normale Einschaltung innerhalb der Eibiswalder Schichten darstellen. Die Auffassung, daß sich an der Grenze zwischen Radelschutt und Eibiswalder Schichten ein sehr nahes Grundgebirge markiert, welches ja nicht unweit östlich in der Schieferscholle nordöstlich von Pongratzen und westlich vom Radelpaß auch zutage tritt, ist daher voll begründet.

Meine neueren genaueren Beobachtungen an den „Klippen" haben also ergeben, daß das tatsächliche Auftauchen des Grundgebirges nur für die Scholle von Pongratzen und für jene nördlich des Radelpasses, nicht aber für die „Klippen" von Weiß, für jene beim Wutty usw. angenommen werden kann, da an den letztgenannten Örtlichkeiten die Gesteine als Blockbreccien in die Schichtfolge der Eibiswalder Serie (nahe ihrer Untergrenze) eingebettet erscheinen. Auch diese letzteren kleinen Klippen sind zwar die Anzeichen des unmittelbar darunter zu vermutenden, jedenfalls spornartig die Schichten durchragenden Grundgebirges, nicht aber, wie seinerzeit vermutet, der Beweis für ein völliges Auftauchen desselben.

A. Kieslinger[3]) hat in neuester Zeit die Klippen am Nordgehänge des Radels als tektonische Schubschollen gedeutet und ihr Auftreten an von ihm angenommene Überschiebungsflächen geknüpft. Das Beobachtungsbild bietet aber hiefür keinerlei Anhaltspunkte. Im Gegenteil lassen

[1]) Im Liegenden einer Kalkschuttbreccie auftretend.

[2]) Daher erledigen sich die von A. Kieslinger (loc. cit. und Sitzungsber. d. Akad., Wien 1928, H. 7, S. 518) an diese „Klippen" geknüpften tektonischen Folgerungen.

[3]) Jahresbericht in Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1928, Nr. 1, S. 40 und Sitzungsber. d. Akad. 1928, S. 518.

die Aufschlüsse in der Nähe der vorgenannten sogenannten „Klippen" das Fehlen irgendeiner durchgreifenden Störung, ja soweit festgestellt werden konnte, meist selbst unbedeutender Verschiebungsklüfte erkennen. Tektonisch zerdrückte Gerölle, wie sie an solchen Stellen zu erwarten wären, sind nirgends zu beobachten und schließlich zeigen die Kontakte der Kalkbreccie sowie ihr Gefüge, daß sie einer primären, ungestörten Einschüttung in die Eibiswalder Schichten ihre Entstehung verdankt, mit welchen sie sogar wechsellagert.[1]) Um in dieser Frage, welche nunmehr in den Bereich der Diskussion gerückt wurde, das gesamte Beobachtungsmaterial eingehender darlegen zu können, beabsichtige ich hierüber demnächst eine mit Profilen versehene Mitteilung zu veröffentlichen.[2])

D. Die jungmediterranen Ablagerungen am Ostsaum der Koralpe.

(Schwanberger Schutt.)

Wie ich schon in meinen früheren Mitteilungen betont habe, haben die Begehungen am Ostabfall der Koralpe das interessante Ergebnis gezeitigt, daß tiefe, mit grobem Blockschutt erfüllte Rinnen in das Gebirge eingreifen und hier zum Teil sogar ganze Höhenrücken zusammensetzen, die bisher für Gneis angesehen worden waren. Von solchen Bildungen waren bislang nur die Tertiärablagerung bei Sankt Oswald bekannt, die Rolle erwähnt, Stur auf seiner geologischen Karte eingetragen und Hilber als Moränenrest gedeutet hatte.

Ich habe feststellen können, daß diese mit grobem Blockschutt erfüllte Zone sich von St. Oswald noch über den ganzen Krumhachrücken in größerer Mächtigkeit bis zu Kote 1069 hinan verfolgen läßt. Über Kubikmeter großes Blockwerk von Gneis, Pegmatit, Amphibolit usw. ist an vielen Stellen darin zu sehen, daß auch hier meist eine Rnndung der Komponenten erkennen läßt. Es liegt hier eine mächtige Schuttmasse vor, die aus den inneren Teilen der Koralpe herausgeschafft, aber noch innerhalb des heutigen Gebirges liegen geblieben ist. Vielfach herrschen 20 bis 30 *m* mächtige, kompakte Schotterlagen vor; häufig schalten sich Grobsandlagen ein, die aus der Umschwemmung des Grundgebirges hervorgegangen sind und seitlich auch in grobe Blockschotter übergehen. Gelegentlich findet man den glimmerreichen, braunen Sanden einzelne, bis über Kubikmeter große Blöcke eingeschaltet.

Von St. Oswald ostwärts konnte die Blockschuttablagerung zuerst auf der Nordseite, dann auf der Südseite des Haderniggtals bis zum Aiblkogel, zum Koglegg und zum Annenberg verfolgt werden, in welch letzterem Raume sich eine bedeutende Verbreiterung des Ablagernngsbereichs einstellt. Auch die Kuppe westlich der Arbeiterhäuser von Eibiswald ist der Hauptsache nach von Blockschutt gebildet. G. Hießleitner hat ferner die weitere Fortsetzung des Blockschutts am Rosen-

[1]) Diese primär in die Eibiswalder Schichten (Radelschutt) eingeschlichteten Schuttbreccien der „Pseudoklippen" lassen sich z.T. über 1 *km* Länge im Streichen verfolgen, immer ohne Störung gegen die Liegend- und Hangendschichten begrenzt!

[2]) Gelegentlich einer nach der Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Wien von mir geführten Exkursion zur Klippe beim Bergweiß konnten sich die Teilnehmer von der primären (nicht tektonischen) Einschaltung der Kalkblöcke an den Aufschlüssen überzeugen.

berge, nördlich von Eibiswald, ermittelt und einen kleinen Denudationsrest derselben noch nördlich der Schwarzen Sulm auf der Kreuzberg benannten Kuppe (nördlich von Wies) aufgefunden.

Im Becken von Wernersdorf und südöstlich von Schwanberg sind von Hießleitner und mir Blockschuttbildungen festgestellt worden. Auch liegen sie, wie ich feststellen konnte, auf der Höhe südlich der Werksgebäude von Kalkgrub. Hier überdecken sie deutlich diskordant die durch den Bergbau gut aufgeschlossenen Eibiswalder Schichten als eine nach der Teufe nicht hinabgreifende, flach auflagernde Schichtdecke.

Vor allem habe ich aber gewaltige Blockschuttmassen im Raume westlich von Schwanberg feststellen können, wo sie den Gressenbergrücken bis an den Lenzkogel hinauf zusammensetzen und mit einem noch weiter westlich gelegenen, kleinen Rest über 1100 *m* Seehöhe hinaufreichen. Die Verbreitung des Blockschutts ist der meiner Denkschriftenarbeit beigegebenen Übersichtskarte zu entnehmen.

Am Annenberg liegen die Blockschotter — selbst noch eine tektonische Neigung aufweisend — diskordant über unteren Eibiswalder Schichten, die mit steilerem Einfallen unter sie hineinziehen. Am Rosenberg nördlich von Eibiswald konnten Hießleitner und ich übereinstimmend zeigen, daß die Blockschotter in einer tiefen, in die mittleren Eibiswalder Schichten eingeschnittenen Rinne ruhen. Hier stoßen die Blockschotter an beiden Flanken der alten Talung an der feinkörniger ausgebildeten, sandig-tonigen Eibiswalder Serie ab. Südlich von Schwanberg (Kalkgrub) läßt sich erkennen, daß der Blockschutt diskordant den oberen Eibiswalder Schichten aufruht, während er nordöstlich Schwanberg das Hangende der letzteren scheinbar konkordant überdeckt. In diesem Raume stellen sich nämlich über den oberen Eibiswalder Schichten sandig-schottrige Bildungen ein, die ich als die westliche Fortsetzung der Grunder Schichten (Hasreiter Sande und Florianer Tegel) des Florianer Hügellandes ansehen muß.[1])

Da also der typische Blockschutt diese Grunder Äquivalente überlagert, ist er jünger als letztere und selbstverständlich auch jünger als der Gesamtkomplex der Eibiswalder Schichten. Ich stelle ihn in die jungmediterrane Serie. Die mehrere hundert Meter Mächtigkeit erreichenden Blockschottermassen lagern, soweit sie nicht am Saum des Gebirges den Eibiswalder Schichten (und Grunder Äquivalenten) aufruhen, in tiefen, vor ihrer Entstehung gebildeten Hohlformen des kristallinen Gebirges.

Der Ablagerung des Blockschuttes ist eine kräftige Belebung des Reliefs vorangegangen. Dies und auch der Abtransport und die Aufhäufung so mächtiger grober Schuttmassen nötigt zur Annahme gleichzeitiger, stärkerer tektonischer Schollenbewegungen. Durch die letzteren wurde zunächst nach Ablagerung der Eibiswalder und Grunder Schichten der Gebirgsfuß durch eine stärkere Hebung in den tertiären Bereich der Eibiswalder Schichten an der Ostflanke des Gebirges weiter hinausgerückt und gleichzeitig tiefe Rinnen in das Grundgebirge und dessen östliche Sedimentvorlage eingeschnitten. Der kristalline Schutt dürfte damals wohl erst

---

[1]) Vgl. meine ausführlicheren Darlegungen in der „Denkschriftenarbeit", 101. Bd., S. 112—116.

weit draußen im Vorland niedergelegt worden sein. Dies ist vermutlich der Fall gewesen, als im unteren Saggau-Sulmgebiete die Erosionsdiskordanz entstand, der kristalline Leutschacher Blockschutt und vielleicht auch noch die auflastenden tieferen Teile der jungmediterranen Schotter- und Mergelserie gebildet wurden (Leutschacher Sande).

Später griff die Senkung offenbar westwärts gegen den Fuß der Koralpe vor und bezog den letzteren in die Senkung ein. Jetzt wurden die vorher gebildeten Talrinnen wieder mit mächtigen, kristallinen Schottermassen aufgefüllt. Wahrscheinlich fällt diese Phase mit der Aufschüttung der Hauptmasse der Kreuzbergkonglomerate, möglicherweise auch noch mit jener der sandig-mergelig-kalkigen Bildungen des höheren Jungmediterrans zeitlich zusammen.

Jedenfalls bilden die an der Koralpe nachgewiesenen mächtigen Schuttablagerungen ein vollkommenes Analogon zu den groben, z. T. aus gleichartigen Geröllen zusammengefügten Schuttbildungen im Marinbereich des Saggau-Sulmgebietes. Das Verbindungsstück beider Räume ist durch junge Aufwölbung des inzwischen gelegenen Terrains durch die Denudation im weitgehenden Maße abgetragen worden, so daß die einst zweifellos vorhandene, beide Bereiche miteinander verknüpfende Grobschotterdecke entfernt wurde. Jedoch deuten die kristallinen Blockschuttreste bei Radiga (westlich der unteren Saggau) von O her und jene am Kreuzberg (nördlich von Wies) und auf den Höhen südöstlich von Deutschlandsberg von W her die einstige Verbindung an.

Die Schuttrinnen des Jungmediterrans am Ostgehänge der Koralpe treten teilweise mit eingreifenden Schollen von Eibiswalder Schichten zusammen (z. B. Zone Eibiswald—St. Oswald, Schwanberger Becken). Da letztere meiner Auffassung nach tektonische Einbiegungen oder Einsenkungen darstellen, die im wesentlichen schon vor Ablagerung des Blockschutts eingetreten waren, kann geschlossen werden, daß eben die mittelmiozänen Bewegungen es gewesen sind, die den Verlauf der Blockschotterrinnen vorgezeichnet haben. Entlang der tektonischen Einbiegungen und Einbrüchen hätten sich zu Beginn des Jungmediterrans Erosionsrinnen gebildet, um bald hernach wieder mit mächtigem Blockschutt aufgefüllt zu werden.

Zusammenfassung.

In dieser Studie, welche die vorläufigen, aber schon im Verlaufe längerdauernder Untersuchungen erzielten Ergebnisse über das jüngere Miozän des südweststeirischen Beckens zusammenfaßt, wurde der Versuch unternommen, die stratigraphische Gliederung, wie ich sie in kurzen Vorberichten bereits skizziert hatte, zu begründen und einen Überblick über die junge Tektonik zu entwerfen.

Da über die Morphologie des in Rede stehenden Gebiets bereits in der Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1928 berichtet wurde,[1]) wurde hier nicht weiter darauf eingegangen, zumal eine aus-

[1]) Über die Zusammenhänge zwischen geologischer und geomorphologischer Gebirgsentwicklung am Südostende der Zentralalpen. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, Berlin 1928, Nr. 7/8.

führliche Darstellung der Landformung auch in der abschließenden Studie über Südweststeiermark enthalten sein soll.

In stratigraphischer Hinsicht wurde darauf verwiesen, daß die Studien die Frage nach den Beziehungen des Schliers zu den Eibiswalder und Grunder Schichten einer Lösung nähergebracht haben. Der Schlier der westlichen Windischen Büheln hat sich als ein zeitliches Äquivalent der höheren (oberen) Ebiswalder Schichten und der diesen auflagernden Grunder Schichten (Florianer Tegel, Hasreiter Sande usw.) Weststeiermarks erwiesen; möglicherweise vertritt er auch noch etwas tiefere Horizonte der Eibiswalder Schichten.

Zwischen dem Bereich des Schliers und jenen der Eibiswalder Schichten wurde zeitweise der „karinthische" Schuttkegel der „Arnfelser Konglomerate" vorgebaut, dessen größte räumliche Ausbreitung in der Grenzphase zwischen mittleren und oberen Eibiswalder Schichten anzusetzen ist, während dessen Vorläufer vom Ende der Ablagerungszeit der unteren Eibiswalder Schichten an erkennber ist.

Die mächtige Schichtgruppe des „jüngeren Mediterrans" wurde gegen die Serie der Eibiswalder Schichten und gegen jene des eigentlichen Schliers schärfer abgegrenzt. Eine an verschiedenen Anzeichen erkennbare tektonische Diskordanz trennt das ältere vom jüngeren Mittelmiozän (Jungmediterran). Auch am Aufbau des Jungmediterrans nehmen — besonders in den östlichen Teilen — schlierähnliche Sedimente wesentlich Anteil, die allerdings meist sandiger ausgebildet sind und mit marinen Konglomeraten in Wechsellagerung stehen.

In der „jungmediterranen Serie" konnte eine Gliederung in Einzelhorizonte angebahnt werden. Als deren Basis erscheinen bei Leutschach fluviatile, aus Koralpenmaterial bestehende Blockschuttbildungen, die ich als „Leutschacher Schutt" bezeichne. Sie werden von marinen, sandig-mergeligen Sedimenten („Leutschacher Sande") überdeckt, die in den westlichen Windischen Büheln in geröllführende „Schlier"-Sedimente übergehen.

In der darüber folgenden, mächtigeren Serie der marinen „Kreuzbergkonglomerate", einer aus Grobschotter und Sanden bestehenden Schichtgruppe, die sich gegen O hin ebenfalls mit schlierartigen Sedimenten verzahnt, dringt die grobklastische Entwicklung weiter nach O hinaus vor. Aus dieser Sedimentfolge wurde der „Urler Blockschutt", in dessen Bildungszeit grobes kristallines Material, z. T. fluviatil, weit nach O hinaus (bis zur Mur heran) aufgehäuft wurde, besonders herausgehoben.

Die wieder durch das Vordringen des Meeres gekennzeichneten „höheren Bildungen" des Jungmediterrans mit ihren Leithakalken, marinen Sanden und Mergeln bilden den Abschluß der im wesentlichen in sich konkordanten Sedimentfolge des Jungmediterrans.

An den Osthängen der südlichen Koralpe wurden von mir in den letzten Jahren aufgefundene, tief in das Gebirge eindringende Wildbachschuttablagerungen („Schwanberger Schutt") als zeitliche Äquivalente des Jungmediterrans, speziell der Kreuzbergkonglomerate angesehen.

In tektonischer Beziehung wurde versucht, die Auswirkungen einer mittelmiozänen (vorjungmediterranen) Bewegungsphase von jener der Obermiozän-Nachmiozänzeit zu scheiden.

Der mittelmiozänen Störungsphase (= steirische Phase Stille's) wurde im wesentlichen die Faltung des Schliergebietes der Windischen Büheln wie auch der anschließenden Remschnigg-Radelantiklinale und des breiten Poßruckgewölbes zugeschrieben. Eine kräftige Aufwölbung der Koralpe und ihres Saumes geht in dieselbe Zeit zurück. Durch diese Bewegungen, bzw. schon durch ihre Vorläufer wurde der mächtige Gewölbebau am Südsaum des weststeirischen Beckens angelegt und weitergeführt, welcher auch die früher bestandenen Abdachungs- und Entwässerungsrichtungen umgekehrt hat.

Eine Fortdauer stärkerer Bewegungen — aber wohl schon als epirogenetisch anzusprechen, — wurde während der ganzen Ablagerungsdauer des Jungmediterrans vorausgesetzt, welche von einem Vorgreifen der Senkung am Ostsaum der Koralpe begleitet war. Der Transport groben Blockschutts von der Koralpe bis weit nach O hinaus steht hiemit zweifelsohne in Zusammenhang.

Der obermiozänen Störungsphase, die wahrscheinlich ins Sarmat fällt, wurde die synklinale Zusammenbiegung der marinen Konglomerate im Saggau—Sulmgebiet, zahlreiche Bruchstörungen (Retzneibruch, Egidyer Bruch, Karnerbergbruch usw.) zugeschrieben und eine Weiterbildung der südlichen Randantiklinale vorausgesetzt.

Das Fortwirken epirogenetischer Bewegungen (Spezialundationen) ist, wie ich an anderer Stelle nachzuweisen suchte,[1]) an morphologischen Indizien, insbesondere an dem Verhalten der Flußläufe bis in sehr jugendliche Zeiten hinein vorauszusetzen.

Bezüglich der am Nordgehänge des Radels im Tertiär auftretenden, sogenannten Klippengesteine, die von anderer Seite irrtümlich als „tektonische Klippen" gedeutet wurden, wurde betont, daß sie nur teilweise (große Scholle von Pongratzen und nördlich Radelpaß) — wie ursprünglich vermutet — Aufbrüche des „Grundgebirges" darstellen, daß aber bei den anderen kleinen „Klippen", welche diesen Namen übrigens gar nicht verdienen, sichere Beweise für ihre primär-sedimentäre Einschaltung in die tiefste „Eibiswalder Serie" (als Bergsturzmaterial und Muhrenschutt) bestehen. Sie stammen von einem verdeckten, aber in ganz geringer Tiefe unter den Klippen vorauszusetzenden „Grundgebirge" ab. Sowohl die Beschaffenheit des Materials wie die klaren Verbandsverhältnisse lassen eine tektonische Einschuppung der Klippen vollständig ausschließen.

Die jüngeren Ablagerungen des südweststeirischen Miozänbeckens stellen durch ihre Mannigfaltigkeit im Faciesbilde, durch ihre komplizierte Gliederung und ihre namhaften Störungen der Auflösung große Schwierigkeiten entgegen, die sich nur bei geduldiger, schrittweiser Arbeit überwinden lassen; sie bieten aber auch die Möglichkeit, interessante stratigraphische und sedimentologische Ergebnisse auf dem Boden des tief zergliederten und mühsam begehbaren südsteirischen Hügellandes herauszulesen.

---

[1]) Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft Berlin, Abhandlung Nr. 4, 1926.

Gefügestudien an Kalktektoniten.

Von **Elfriede Felkel**, Innsbruck.

(Mit 64 Textfiguren; Legende hiezu am Schluß der Arbeit.)

Einleitung.

Die nachstehende Arbeit wurde in der Arbeitsgemeinschaft des mineralogisch-petrographischen Instituts der Universität Innsbruck 1926/27 unter der Leitung Prof. Sanders ausgeführt und 1928 teilweise ergänzt. Sie behandelt die passive Gefügeregelung von mittelkörnigen Kalktektoniten als einen Teil des von Sander und W. Schmidt festgehaltenen Programms, das den weiteren Ausbau und die besonders auf geologisch-genetische Fragen gerichtete Anwendung der Gefügeanalyse bezweckt. Die Entwicklung dieses Programms ist dem „Rückblick auf die Entwicklung einiger Begriffe der neueren Gesteinskunde" I und II, L. 19 (siehe das folgende Verzeichnis), zu entnehmen.

Literatur zur Gefügeregelung und -analyse.

1. Sander, Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. — Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen, 1911, Bd. 30, S. 281—314.

2. — Über einige Gesteinstypen des Tauernwestendes. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1912, Bd. 62. 2. Heft, S. 219—288.

3. — Feinschichtung, Teilbewegung und Kristallisation im Kleingefüge einiger Tiroler Schiefer. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1914, Bd. 64, S. 567—596.

4. — Kristallisation und Faltung einiger Tiroler Schiefer. Ebenda, Bd. 64, S. 596—634.

5. — Über einige Gesteinsgefüge. Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen, 1915, Bd. 33, S. 62—115.

6. W. Schmidt, Mechanische Probleme der Gebirgsbildung. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1915, Bd. VIII, S. 62—115.

*7. — Statistische Methoden beim Gefügestudium kristalliner Schiefer. Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung I, 126. Bd., 6. und 7. Heft, S. 515—538.

8. — Über Kaltreckvorgänge. Jahrbuch der Montanistischen Hochschule Leoben, 1923, S. 1—7.

9. Sander (mit Pernt), Zur petrographisch-tektonischen Analyse, I. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1923, Bd. 74, Heft 3 und 4, S. 183—253.

*10. Becke, Struktur und Klüftung. Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie, 1924, Bd. 9, S. 185—220.

11. Sander, Zur petrographisch-tektonischen Analyse, II. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1925, Bd. 75, Heft 1 und 2, S. 181—236.

12. Schmidt, Gesteinsumformung. Denkschriften des Naturhistorischen Museums, in Wien, 1925, Bd. 3, S. 1—64.

13. Gefügestatistik. Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen 1925, Bd. 38, S. 392—423.

14. Sander, Über das Gefüge einiger Gesteinsfalten. Zentralblatt für Mineralogie usw., 1926, Abteilung B, Nr. 5, S. 168—173.

*15. — (mit Schmidegg), Zur petrographisch-tektonischen Analyse, III. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1926, Bd. 76, Heft 3 und 4, S. 323—404.

16. Fischer, Gefügeregelung und Granittektonik. Neues Jahrbuch für Mineralogie nsw., 1926, Beilageband LIV, Abteilnng B, S. 95—114.
17. Schmidt, Gefügesymmetrie und Tektonik. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1926, Bd. 76. Heft 3 und 4, S. 407—430.
18. — Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Jahrgang 1926, Nr. 9, S. 171—176.
19. Sander, Rückblick auf die Entwicklung einiger Begriffe der neueren Gesteinskunde, I und II. Geologisches Archiv, 1926, 4. Jahrgang, 1. Heft, S. 29—35, 3. Heft, S. 141—150.
20. — Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Jahrgang 1927, Nr. 4, S. 1—4.
21. Rüger, Über Blastomylonite im Grundgebirge des Odenwaldes. Notizblatt der Hessischen geologischen Landesanstalt, Darmstadt, 1927, 5, Heft 10.
22. Drescher, Über Mikroklinholoblasten mit Grundgewebseinschlüsseu, Internregelung von Biotit und einige diesbezügliche genetische Erwägungen. Ebenda, 1927, 5, Heft 10.
23. Sander (mit Schmidegg und Korn), Über einige Glimmergefüge. Ebenda, 1927, 5, Heft 10, S. 180—208.
24. Rüger, Die direkte gebirgstreue Übertragung usw. Sitzungsberichte der Heidelberger Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 1927, 12. Abhandlung.
*25. Sander (mit Schmidegg und Felkel), Vorläufiger Bericht über Ergebnisse im mineralogisch-petrographischen Institut Innsbruck ausgeführter Gefügeanalysen. Zeitschrift für Kristallographie, 1927, Bd. 65, Heft 4.
*26. Schmidegg, Über geregelte Wachstumsgefüge. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1928, Bd. 78, Heft 1 und 2, S. 1—52.
27. Christa, Über Myrmekit in zentralalpinen Gesteinen. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., 1928, Beilageband LVII, Abteilung A, S. 1185.
28. Sander (mit Korn), Über einen Fall von Kristallisationsschieferung mit Internregelung. Ebenda, S. 1149—1184.
29. Schmidt, Zur Regelung zweiachsiger Mineralien in kristalliuen Schiefern. Ebenda, S. 203—222.
*30. Sander, Über Tektonite mit Gürtelgefüge. Fennia 50, Sederholmfestschrift, Nr. 14, Helsinki, 1928, S. 1—25.
Die mit * bezeichneten Arbeiten enthalten Angaben über die Regelnng des Kalzits.
Von Arbeiten, die spezielle Angaben über den Kalzit und seine Deformation enthalten, wurden in Betracht gezogen:
31. Mügge, Beiträge zur Kenntnis der Struktnrflächen des Kalkspats usw. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., 1883, I, S. 32 und 81.
32. — Über Translationen und verwandte Erscheinungen in Kristallen. Ebendort, 1898, I, S. 71.
33. Rinne, Zur Kenntnis der Umformnng von Kalkspatkristallen und Marmor unter allseitigem Druck. Neues Jahrbuch für Mineralogie, 1903, I. S. 160.
34. A. Johnsen, Die Struktureigenschaften der Kristalle. Fortschritte der Min., Bd. 3, S. 93, 1913.
35. Mügge, Über deformierte Kalkspate aus dem Devon des Sauerlandes. Neues Jahrbuch für Mineralogie, 1913, Bd. 1, S. 1—8.
36. Sander (Felkel, Drescher), Festigkeit und Gefügeregel am Beispiel eines Marmors. Im Druck.
Einige weitere Literaturangaben im Text.

Die vorliegende Arbeit knüpfte unmittelbar an den Stand in L 15 an.

Die hier untersuchten Stücke wurden von Professor Sander anläßlich der Aufnahme seinen in regionalgeologischen Arbeiten bereits beschriebenen Gebieten entnommen, so daß hier auch eine weitere Ergänzung jener Arbeiten vorliegt.

Meinem Lehrer, Herrn Professor Sander, danke ich also die Fragestellung und das Material der Arbeit, ferner unablässige Bemühungen um die Beschaffung des optischen Instrumentars und die Belebung meiner Arbeit durch ständige Beratung.

Zur Untersuchungsmethode.

Die räumliche Analyse des Gefüges erfolgte mit Hilfe des Fedorowschen Universaldrehtisches mit Schmidtschem Parallelführer nach dem Vorgange von Schmidt und Sander (L. 13 und 14). Die ausführliche Darstellung der in ihren Grundlagen von Berek (Universaldrehtischmethoden, Berlin, Borntraeger 1924) ausgearbeiteten Methode, die Schmidt (L. 13, 1925) zum erstenmal für statistische Zwecke ausgewertet hat, ist in L. 13 und 14 gegeben.

Diese Methode ermöglicht für jede Kornlage die Verzeichnung bestimmter optischer Daten (z. B. Achsen, Bisektrizen, optische Achsenebenen von Zwillingen) oder, wie dies Sander in L. 14 durchführte, kristallographischer Daten (Zwillings-, bzw. Translationslamellen, Spaltrisse) der Gefügekörner auf einer Lagenkugel. Man liest an Teilkreisen des U-Tisches die Drehungen ab, die man jedem Korn eines parallelverschobenen Gefügeschnittes erteilen muß bis zur Einstellung desselben optischen, bzw. kristallographischen Datums des Korns in dieselbe festgehaltene Bezugsrichtung (= Tubusachse). Und man trägt die gemessenen Winkelgrößen nach Schmidt (L. 13) in der flächentreuen Azimutalprojektion der Lagenkugel ab. Die Flächentreue der Projektion ermöglicht die Vergleichbarkeit der Poldichten. Die nach dem Schmidtschen Auszählverfahren gleich dicht besetzten Stellen werden in bestimmten Abstufungen zusammengefaßt zu Dichtefeldern; diese sind in den beigegebenen Diagrammen dargestellt.

Anschließend an die früheren Publikationen L. 13—14 sind übereinkommengemäß auch in dieser Arbeit die Projektionen der unteren Halbkugel in den Diagrammen gegeben. Das erwies sich zwar für die Übertragung auf eine von uns verwendete wirkliche Lagenkugel (mit aufgezeichnetem Gradnetz und beweglichem, ebenfalls mit Gradeinteilung versehenem Äquatorring) zunächst etwas unbequem, da man auf deren oberer Hälfte einträgt. Das Diagramm kann jedoch leicht für die direkte Einzeichnung auf der oberen Hälfte vorbereitet werden, indem man auf eine Oleate die wesentlichen Züge überträgt und die Oleate dann um eine zur Zeichenebene ⊥ Achse um 180° dreht.

Die Diagramme sind, wenn nicht anders angegeben, in der Wiedergabe so aufgestellt und auf die Projektion der Lagenkugel gelegt zu denken, daß die Spur der Schieferung horizontal, also im Äquator verläuft; die Orientierungsangaben bei der Beschreibung bezieben sich auf die geographisch übliche Aufstellung der Kugelprojektion, der N-S-Meridian verläuft also von oben nach unten.

Bei der ungenetischen Bezeichnung von äußerlich sichtbaren Vorzugsrichtungen bzw. -ebenen eines Gesteinsstückes wurde dem Gebrauche Sanders beim Studium von Falten- und Stengelformen (L. 14) gefolgt:

s = mechanisch ausgezeichnete Flächenschar des Gefüges (andernfalls ausdrücklich als mechanisch belangloses, bloß vorgezeichnetes s bezeichnet);

B = lineare Vorzugsrichtung („Streckung", Riefung in s, Stengelung), zusammenfallend mit etwa vorhandenen Faltungsachsen.

Die Richtungen im Gefüge werden durch das Schmidtsche Koordinatenkreuz (L. 17) bezeichnet, wobei aber bemerkt wird, daß nach einem mündlichen Hinweis Sanders $Y\overline{Y}$ in vielen alpinen und variszischen Beispielen nicht mit dem tektonischen Streichen zusammenfällt.

Es gibt eben Fälle, in welchen die tektonische Orientierung Schmidts im Interesse der voraussetzungslosen Gefügeanalyse wenigstens zunächst dahingestellt bleiben muß; und damit ergibt sich das Bedürfnis nach einer Bezeichnung der rein deskriptiven und von geographisch-tektonischen Koordinaten begrifflich unabhängigen Gefügedaten; wir verwenden Schmidts Koordinatenbezeichnungen groß geschrieben als reine Gefügedaten:

ausgezeichnete Ebenenschar $= X\,Y$
Lot auf derselben $= Z\,\overline{Z}$
Lot auf Ebene $(X\,Z)$ $= Y\,\overline{Y}$

In den hier behandelten Tektoniten wird $(X\,Y)$ als Scherfläche, $(X\,\overline{X})$ als Translationsrichtung, $Y\,\overline{Y}$ als singuläre Gefügeachse $\perp (X\,Z)$ aufgefaßt. Die Richtung $Y\,\overline{Y}$ bleibt fix auch in Gefügen, welche man durch Rotation von X und Z um Y darstellen kann (siehe unten S. 49).

Man sieht, daß sich für homoachs deformierte Gefüge ohne Relikt-strukturen und ohne Umstellung gegenüber einem früheren tektonischen Beanspruchungsplan eben $x\,y\,z$ Schmidts (als tektonische Koordinaten) mit $X\,Y\,Z$ als Gefügekoordinaten deckt, also für zahlreiche Fälle, was aber die Unterscheidung nicht überflüssig macht.

Kombination der Schliffe und Diagramme. Zur vollständigen statistischen Übersicht über die räumliche Anordnung z. B. von Gitterebenen, deren Beobachtungsmöglichkeit beschränkt ist (s. u.), und über die Gefügetracht und Intergranularverhältnisse der Gefügekörner reicht die Analyse eines einzigen Schliffes nicht aus. Bei der Herstellung von Ergänzungsschliffen bestimmter Lage muß man natürlich darauf achten, daß sie eindeutig aufeinander beziehbar sind, damit man ihre Diagramme zur Deckung bringen kann.

Leider sind, wie sich bei der Durchsicht der Diagramme zeigen wird, viele Schliffe nicht genau in den Symmetrieebenen $\parallel B$ bzw. $\perp B$ geführt, störende Desorientierungen, die sich meist auch am Bild des Schliffes und an den Anschlifflächen der Handstückreste dem Diagramm gegenüber bestätigen lassen. Der Grund liegt darin, daß die Herstellung genau orientierter Schliffe im hiesigen Institut, wo eine fortlaufende Kontrolle möglich wäre, scheiterte am Mangel an Geldmitteln und vor allem Einrichtungen; und im Betrieb der herangezogenen Firmen war es trotz genauer Einzeichnung am Material und eindringlicher Instruktionen nicht immer möglich, verläßliche Einhaltung derselben mit einer guten Präparation zu verbinden.

Der Neuanfertigung von Schliffen nach der sich aus den Diagrammen ergebenden Orientierung waren aber Grenzen gesteckt nach Maßgabe des Vorrats an schon vorhandenem, als Aufnahmsbelegstücke aufgesammeltem Material, das heute nicht mehr ergänzbar ist, weil das damalige Aufnahmsgebiet Prof. Sanders größtenteils auf nunmehr italienischem Boden liegt in der Zone, innerhalb der nicht nur „sämtliche

Erhebungen irgendwelcher Art", sondern auch das bloße Betreten des Gebietes (außerhalb des bewohnten) verboten ist; und gerade die hochkristallinen Kalke der Schieferhüllen und andere zentralalpine bzw. Südtiroler Marmore kämen schon der günstigen Korngröße halber und ihres regionalgeologisch-tektonischen Interesses wegen für die Untersuchung in erster Linie in Betracht.

Die Diagramme lassen sich bekanntlich auf jede gewünschte Ebene bringen durch konstruktive Rotation: Man legt die Schnittlinie der gewünschten Projektionsfläche mit der Zeichenebene des Ausgangsdiagramms als Rotationsachse auf den N-S-Meridian des Gradnetzes und verschiebt an den Kleinkreisen die Pole bzw. die Konturen der Dichtefelder um den Betrag des Winkels α, den die Lote auf die beiden Ebenen einschließen. Um sich beim Übergreifen auf den diametral gegenüberliegenden Rand das jedesmalige Abzählen des Azimuts und die Subtraktionen der Höhen an den Kleinkreisen zu ersparen, verschiebt man zuerst den vom Pfeil der Rotationsrichtung abgewendeten Quadranten der Projektion um den gewünschten Betrag α in der für die untere Halbkugel zutreffenden Richtung; dann wendet man die Oleate (d. h. man dreht um die OW-Achse des Ausgangsdiagramms um 180°) und kann dann ebenfalls innerhalb einer Kugelhälfte verschieben, u. zw. um den Betrag von $180-\alpha$ in der der ursprünglichen entgegengesetzten Richtung.

Die Rotation von Ergänzungsdiagrammen ist, wie erwähnt, nötig bei der Aufnahme von kristallographischen Ebenen des Korns, deren Lage sich nur einmessen läßt durch direkte Drehung der Ebene selbst in die Sagittalstellung und sich nicht auf verschiedene Weise indirekt ermitteln läßt, wie z. B. die Lage der optischen Achse Einachsiger aus Achsen- und Äquatorstellung. Flächen, die gegen die Schliffnormale $\leqq 64°$ (= Grenzwinkel der Totalreflexion am Objektträger) geneigt sind, müssen in dem betreffenden Diagramm auf jeden Fall ausfallen; aber schon bei geringeren Schiefen erschwert sich in vielen Fällen die Einstellung, bzw. die Auffindung der Lamellenspuren; besonders wenn mehrere Lamellensysteme im Korn auftreten oder wenn die Körnerdimensionen in der Schliffläche nicht viel größer sind als ihre Tiefe $\perp$ dazu, treten bei Schiefstellung störende Reflexionen an den seitlichen Berührungsflächen der Körner auf usw.

Als Lamelle wird dabei nicht nur die Berührungsfläche zweier in Zwillingsstellung befindlicher Kornteile bezeichnet, sondern auch sehr häufig auftretende Diskontinuitätsflächen in optisch beiderseits derselben gleichorientierten Körnern, deren Spuren bei Einstellung dieser Ebene parallel zur Tubusachse als scharfe, dunkle Striche erscheinen, die sich bei Schiefstellung in parallele, farbige Streifen verbreitern (Interferenzfarben infolge Keilwirkung).

Betrachten wir auf der Lagenkugel zu bestimmten Schlifflagen die Felder möglicher Besetzung bei Kleinerwerden des Winkels φ (= Winkel der einzumessenden Fläche mit der Schliffnormalen an der Meßbarkeitsgrenze). Die Meßbarkeitsgrenze hängt nicht nur von Instrumentarkonstanten, Segment, Immersionsflüssigkeit usw., sondern auch von der

jeweiligen Beschaffenheit (Korngröße, Erhaltungszustand) des Minerals als Gefügekorn ab. Schmidegg z. B. gibt in L. 26 für seine Materialien $\varphi \leqq 30°$ an.

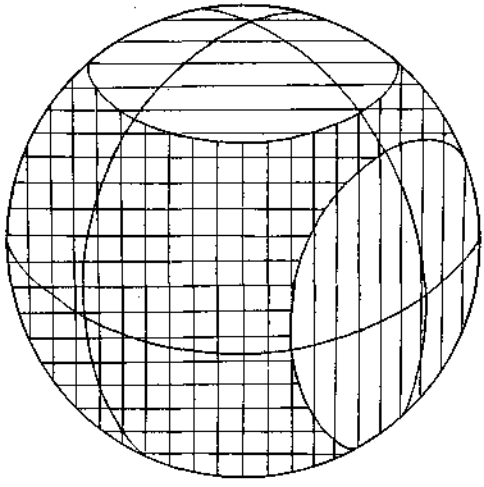


Fig. 1.

Die Fig. 1—3 stellen die Verhältnisse auf der Lagenkugel dar für ausgezeichnete Werte des Winkels φ, durch welche Zahl und Lage der Schliffe bestimmt wird, die nötig sind, um alle Lagenmöglichkeiten zu umfassen.

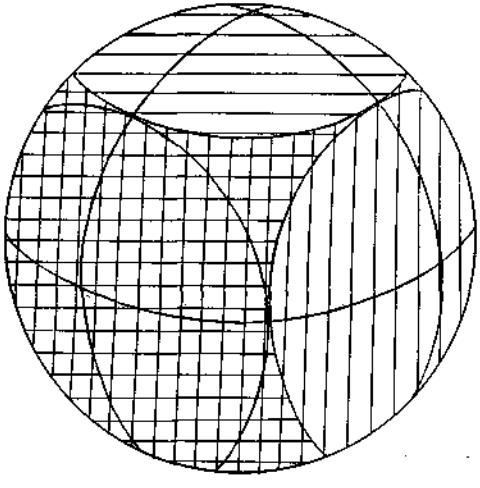


Fig. 2.

Für $64° > \varphi > 45°$ (Fig. 1) genügen zwei aufeinander senkrechte Schliffe; bis auf die beiden Kalotten mit dem Radius $\rho = 90 - \varphi$ überdecken sich die Felder beider Schliffe; der Ergänzungsschliff kann aus der Lage $\perp$ zum ersten um $\sphericalangle (\varphi - 45°)$ herauspendeln. Fig. 2: $\varphi = 45°$.

Für $\varphi < 45°$ (Fig. 3) treten die den beiden Schliffen entsprechenden Besetzungsgürtel auseinander und lassen sphärische Zweiecke zwischen sich unbesetzt, wodurch die Aufnahme eines dritten Schliffes erforderlich wird.

Von $\varphi < 35° 15' 52''$ an öffnet sich im Mittelpunkt jedes Oktanden ein sphärisches Dreieck, das von keinem der aufeinander normalen Gürtel mehr erreicht wird und zwei weitere Schliffe nötig macht; der nächste Grenzwert von 22° 30' kommt praktisch wohl nicht mehr in Betracht.

Zur Addition der Lamellendiagramme zu Sammeldiagrammen sind aber folgende Vorbehalte ausdrücklich zu bemerken: Im strengeren Sinn ist es unkorrekt, die Dichten zweier Diagramme verschieden orientierter Schliffe zu vergleichen (was ja schon durch die Bemusterung geschieht), weil sich die beiden Diagramme nicht auf die (gleiche) Gesamtbesetzungszahl der Lagenkugel beziehen können, sondern nur auf

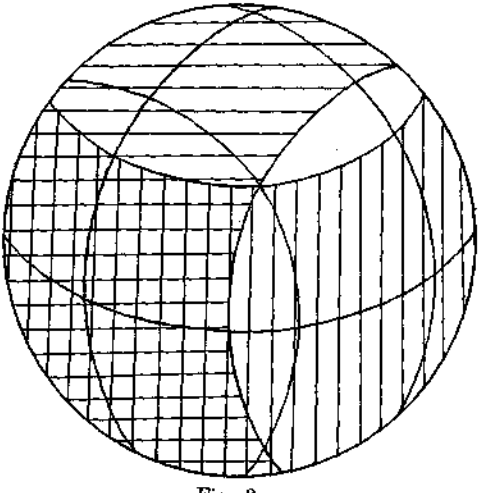


Fig. 3.

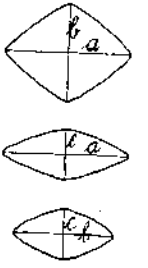


Fig. 5b.

die im jeweils meßbaren Bereich, also abzüglich der zunächst unbekannten Besetzungsdichte des Ausfallbereichs. Nehmen wir z. B. an, die Lagenkugel hätte ein scharfes Maximum und im übrigen schwache Streuung etwa in einem Gürtel, und nun fiele in dem einen Schliff gerade dieses Maximum aus, während es im zweiten optimal zur Vermessung kommt. Man überblickt sofort, daß im ersten Fall der Gürtel überbetont wird, wie es ferner wichtig ist, nicht nur die Polzahl, sondern auch die Anzahl der vermessenen Körner bzw. die Zahl der Körner, die überhaupt kein Datum liefern, in den Vergleich einzubeziehen.

Ein gemeinsames Maß für den unmittelbaren Vergleich ließe sich jedoch annähernd so gewinnen, daß man die beiden Diagramme so lange füllt, bis man in dem gemeinsamen, auf der Lagenkugel sich überdeckenden Bereich die gleiche Absolutzahl von Polen erreicht hat; dann könnte man die Pole im Ausfallsbereich aus dem entsprechend orientierten zweiten Diagramm durch Rotation ergänzen und dann das so vervollständigte Punktdiagramm auszählen.

Um den maximalen Fehler einzuschätzen, den man bei Vernachlässigung der Ausfallbesetzung macht, indem man ausgezählte Diagramme durch Rotation übereinanderlegt, betrachten wir einen Extremfall: Maximalbesetzung von durchschnittlich 4% im ganzen unmeßbaren Bereich; das sind für $\rho = 29°$ 12·5% der Kugelfläche. Dadurch würde die Gesamtzahl der Pole um $50\,p$ erhöht (p = Zahl der auf 1 Flächenprozent der Lagenkugel entfallenden Körner); nehmen wir für die übrige Fläche der Lagenkugel durchschnittlich Unterbesetzung von zirka $^1/_2$% an, so erhält man nur $50\,p$ Körner als Bezugszahl der Besetzungsdichte, bzw. es sind die direkt gefundenen Prozentzahlen in diesem Extremfall auf die Hälfte zu reduzieren; während für die ungleich zahlreicheren, wahrscheinlicheren Fälle Verminderung des Fehlers zu erwarten ist durch Überbesetzung auch des meßbaren Bereichs, schwächere Betonung bzw. Beschränkung des Maximums im Ausfallsbereich auf einen Teil dieses Areals usw.

Und tatsächlich handelt es sich auch in unseren Beispielen zumeist um Rotationen um das Lot auf die Schieferungsebene, wobei das (wie sich zeigen wird) im Pol der Schieferungsebene auftretende überwiegende Maximum beiden Diagrammen gemeinsam ist; und damit erscheint der Fehler auf ein für Übersichtszwecke annehmbares Maß reduziert.

Zur Einmessung.

Für die Zwecke der feineren Analyse wurden an jedem Korn gleichzeitig eingemessen:

1) die optische Achse (an Zwillingen nur 1);

2) sämtliche faßbaren Lamellen.

Der Winkel zwischen Achse und Lamellen ergab sich bei so zahlreichen und teilweise einander kontrollierenden Messungen (bei mehreren Lamellensystemen in einem Korn) fast ausnahmslos zu 26° (mit einem mittleren Fehler von $+3°$), so daß die Lamellen, auch wenn es keine Zwillingsleisten sind, mit $(01\bar{1}2) = e$-Flächen (nach Dana) zu identifizieren sind. Nur ganz ausnahmsweise ergab ein dann deutlicher Riß einen Winkel von zirka 44° [$(10\bar{1}1) : c$].

Durch zwei Eintragungen 1) und 2) ist die betreffende Korngleitrichtung bestimmbar (= Kantenrichtung $(\bar{1}101) : (0111)$ = kürzere Diagonale von $(\bar{1}012) = [10\bar{1}1]$). Die Gleitrichtung liegt in der Gleitfläche und zwar in deren Schnitt mit der „Ebene der Schiebung" normal zur Gleitfläche, welche die c-Achse (bzw. bei Zwillingsschiebung die beiden c-Achsen) enthält. Man findet also den Ausstichpunkt der Gleitrichtung in der Projektion (Fig. 4), indem man auf dem Großkreis, der den Pol der Gleitfläche Pg mit dem Achsenpol P_A verbindet, von Pg aus 90° oder von P_A aus $90 - 26 = 64°$ abträgt (in letzterem Falle in der dem Lamellenpol abgewendeten Richtung).

In Fig. 4 ist eine Projektion (obere Halbkugel!) der in Rede stehenden Korndaten gegeben, der statt des Wulffschen Netzes dasselbe flächentreue Gradnetz wie den Diagrammen unterlegt ist.

Die c-Achse des Ausgangsindividuums sticht im Mittelpunkt der Projektion aus, im Abstand 26° 15′ von der Achse und 45° 3′ von-

einander liegen die Pole der Gleitflächen $(\bar{1}012)$, $(1\bar{1}02)$, $(01\bar{1}2)$, zu denen nach obiger Konstruktion die zugehörigen Gleitrichtungen als Kreischen (○) eingetragen sind.

Wenn in einem Korn zwei Gleitrichtungen bestimmbar waren, so wurden auch die Symmetralen des Winkels, den sie miteinander einschließen, verzeichnet; ein Datum, auf das besonders seiner Rolle in der Metallographie wegen eingegangen wurde.

Betrachten wir (in Fig. 4) z. B. die zu $(01\bar{1}2)$ und $(1\bar{1}02)$ gehörigen Gleitrichtungspole (○) $[0\bar{1}11]$ und $[\bar{1}101]$, so liegt der Symmetralenpol

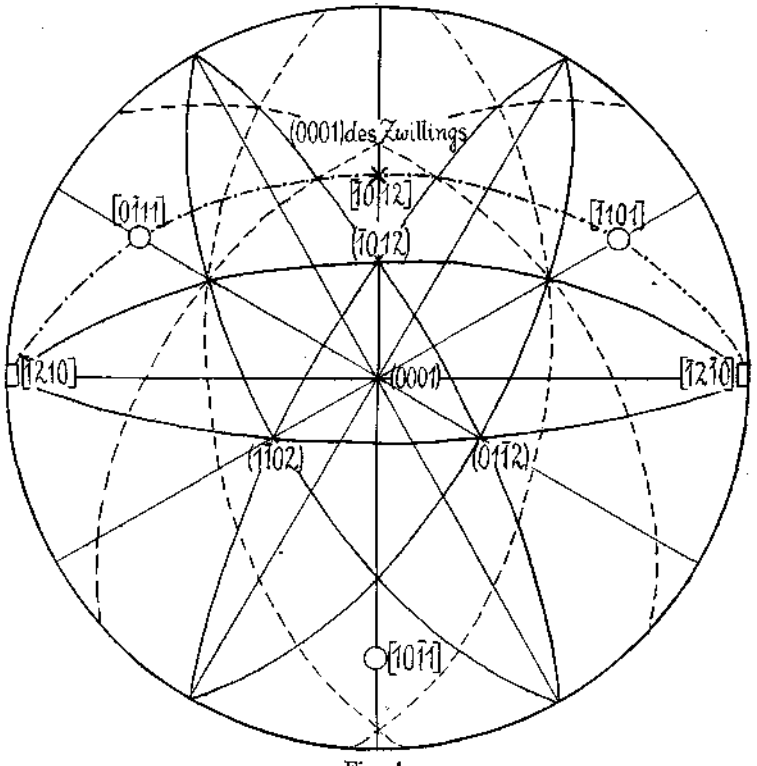


Fig. 4.

Rsyg (×) = $[\bar{1}012]$ des größern Winkels (= 101° 20′) zwischen diesen beiden Gleitrichtungen im Schnitt des Großkreises, der ihre beiden Ausstichpunkte verbindet mit dem Hauptzonenkreis, der den Pol der dritten Gleitfläche $(\bar{1}012)$ und (0001) enthält; Rsyg liegt also in einer Symmetrieebene und sticht $19^1/_2°$ vom Pol der $(\bar{1}012)$-Fläche aus.

Die Symmetrale Rsyk (□) des kleineren Winkels (von 78° 40′) zwischen den beiden Gleitrichtungen liegt in der Ebene $\perp c$ senkrecht zur Symmetrieebene, die Rsyg enthält und wird dadurch als $[\bar{1}2\bar{1}0]$ bestimmt. Rsyg fällt mit dem Pol der Ebene zusammen, die den größern Winkel der beiden zugehörigen Gleitflächen $[(01\bar{1}2)$ und $(1\bar{1}02)]$ halbiert, der zur Kontrolle ebenfalls eingetragen wird; denn diese Koinzidenz ermöglicht

erst eine zuverlässigere Unterscheidung der ihrer Symmetrie nach ungleichwertigen Symmetralen Rsyg und Rsyk, als sie durch die Differenz der beiden Winkel (von 102—78°) gegeben wäre (12° liegt nahe an der Fehlergrenze!).

Sämtliche von einem Korn eingetragenen Daten, also: Achse, Lamellen, Gleitrichtungen ○ und eventuell Symmetralen □ und × wurden mit derselben Zahl indiziert, um später die Beziehungen der zu den wiedergegebenen Diagrammen zusammengefaßten Gesamtverteilungen der einzelnen Daten am Einzelkorn illustrieren zu können. Aus diesem Grunde wurde die Aufnahme in zahlreichen, dünn besetzten Teildiagrammen vollzogen.

Durch die übliche Variation der Signaturen für jede einigermaßen unterscheidbare Kornkategorie (die ja leicht wieder zusammengefaßt werden können) auch im mineralogisch gleichartigen Gefüge, z. B. bei einem auffallenden Wechsel in Größe, Form, mechanischer Beanspruchung usw., ermöglicht sich eine weitere Gliederung und Deutbarkeit einzelner Züge in den Sammeldiagrammen, gelingt es eventuell, die Überlagerung verschiedener Regelungen aufzulösen und einem bestimmten Kornhabitus zuzuordnen (Beispiel siehe unter „Rekristallisation").

Die Ausbildung von Lamellen gestattet sofort ohne U-Tisch eine rohe Übersicht über die ausgezeichneten Kornlagen im Gefüge: in scharf geregelten Kalktektoniten (z. B. den unter Regel I beschriebenen) fällt die Parallelstellung der Lamellen schon deswegen sofort auf, weil in 75% der Körner nur diese eine Lamelle ausgebildet ist, die in das Maximum des Diagramms hineinfällt. Ob die zugehörigen Achsen innerhalb des ihnen nach den Lamellenlagen zukommenden Besetzungsraums noch besondere Stellen bevorzugen, darüber entscheidet eine Drehung des Tisches bis zu 26° über die Hauptlamellenrichtung hinaus nach beiden Seiten hin; wenn nur nach einer Richtung hin ein gemeinsames Auslöschen einer überwiegenden Mehrzahl auftritt, so ist die einseitige Achsenkonzentration erwiesen. Aber auch in den vielen andern Fällen, in denen der größere Teil der Körner zwei Lamellen entwickelt hat, lassen sich gerade daraus schon ohne U-Tisch Aussagen über die Achsenlagen machen: die Achse muß ja in der Ebene liegen, die den stumpfen Winkel der sich kreuzenden Lamellensysteme halbiert; die Beschaffenheit der Tracen selbst, ihre Schärfe oder farbige Breite und die Interferenzfarben der dazwischenliegenden Kornteile geben dann weitere Anhaltspunkte für die Lage der *c*-Richtung innerhalb der genannten Ebene (in bezug auf die Schliffebene).

Die Ausbildung der Lamellen ersetzt so beim Kalzit den bei den niedrig Doppelbrechenden immer noch sehr angenehmen optischen Übersichtsanalysator, das Gipsplättchen.

Zum Auffinden und Hervorheben von Zügen der mikroskopischen Struktur an größeren Gesteinsproben, zur Hervorhebung von Sprüngen, Scherflächen, Lagenwechsel von Körnern verschiedener Größe am Handstück wurde das Hirschwaldsche Färbeverfahren verwendet (Hirschwald, Handbuch der bautechnischen Gesteinsprüfung, Berlin, Borntträger, 1912.) Die Probestücke werden mit polierten Anschliffen versehen und etwa 48 Stunden lang in alkoholische Nigrosinlösung getaucht.

Die Unterscheidung von Kalzit und Dolomit im Schliff erfolgte mittels des auch in L. 26 angegebenen Färbeverfahrens: Man läßt zuerst etwa eine halbe Minute lang Eisenchloridlösung, nach gutem Auswaschen Schwefelammonium einwirken; dann färbt sich Kalzit tiefschwarz, während Dolomit ungefärbt bleibt.

Typisierung monomikter Kalk- und Dolomitbeispiele.

Typus I. Nachkristalline Deformation durch einscharige Scherung.

Regel I. Beispiele: Marmor von der Griesscharte am Hochfeiler, Vennatal am Brenner, Uttenheim (Tauferer Tal).

Graue bis weiße, reine hochkristalline Kalke mit makroskopisch nur schwach angedeuteter Vorzugsrichtung in deutlichem *s*. Es wird sich am Ende dieser Beschreibung zeigen, daß *s* in diesen Fällen durch die Mittellage aller eingeregelten $e=\langle 01\bar{1}2\rangle$-Flächen und die damit zusammenfallende Hauptebene der Intergranulare gegeben ist.

Das mikroskopische Gefüge zeigt stärkste nachkristalline Schieferung: in Schnitten $\perp s$ ein engverfilztes, flachlinsig-spitzpolyedrisches Korngefüge mit subparallel gerichteten Längsachsen und annähernd gleichgeordneten Lamellensträhnen, die enggeschart Korn für Korn durchziehen; die Mehrzahl der Kornschnitte löscht fast gleichzeitig aus, auf jeden Fall umfaßt eine Drehung des Schliffes um einen viel kleineren Winkel als 45° alle Auslöschungslagen; der Schliff $\parallel s$ ist überisotrop; zieht man ihn im konvergenten Licht rasch durchs Gesichtsfeld, so jagt ein Achsenbild das andere usw.; die Symptome einer scharfen Regelung lassen sich also schon bei gewöhnlicher mikroskopischer Betrachtung unzweifelhaft feststellen und erzeugen als Anzeichen einer starken nachkristallinen Deformation ein Bild, das dem von kaltgereckten Metallen (siehe I. Czochralski, Moderne Metallkunde, Berlin, Springer, 1924, S. 107) ganz entspricht.

Intergranulare. Zur Untersuchung der Intergranularverhältnisse sind mindestens zwei aufeinander $\perp$ Schliffe, gegebenenfalls nach Hauptebenen der Grobsymmetrie eingerichtet, nötig; verwendet wurden meist drei Schliffe: $\parallel s$; $\perp s$, $\perp B$; $\perp s$, $\parallel B$.

Die Formen der Kornumrisse sind in unserm Fall in den Schliffen $\perp s$, abgesehen von den Einzelheiten des Randes, weit vorherrschend spitzwinkelige Parallelogramme mit der längeren Diagonale subparallel *s*; im Schliff $\parallel s$ herrschen breitrhombische, nahezu quadratische Schnitte weit vor; der Symmetrietypus ist der eines dreiachsigen Ellipsoids mit dem Achsenverhältnis $a : b : c = (2—)3 : 2 : 1$, das sich einem Rotationsellipsoid nähert, dessen singuläre Achse die kürzeste (*c*) ist und normal zu *s* steht.

Die Umgrenzungslinie des einzelnen Korns ist unruhig zackig aus- und einspringend; in vielen Fällen läßt sie sich auflösen in Stufen $\parallel$ den Lamellen im Korninnern, Fig. 5; die Beträge, um welche dabei die eine Flanke einer Lamelle hinter der nächsten zurückbleibt, die Höhen der

Stufen, sind im selben Korn oft ganz verschieden und keineswegs etwa proportional der Breite der Lamellen bzw. der verzwillingten Kornteile; es entsprechen sogar nicht selten größere Lamellenmächtigkeiten im selben System kleineren Stufenbeträgen. Dies weist darauf hin, daß die Stufung nicht durch Zwillingsschiebung allein zustande kommt, sondern daß auch Translation an den Zwillingsflächen dazutritt.

In den selteneren Fällen, wo in einem Korn zwei Lamellensysteme ausgebildet sind, folgt die Kornkontur oft abwechselnd umspringend bald dem einen, bald dem andern System; dasselbe Übergreifen der Korngrenze auf zwei Gleitflächenscharen tritt auch auf, wenn die zwei benutzten Systeme gar nicht demselben Korn angehören, sondern Nachbarkörnern.

Das in den meisten Körnern als einziges entwickelte Lamellensystem (bzw. dessen Spur im Schnitt) liegt entweder ∥ der langen Diagonale

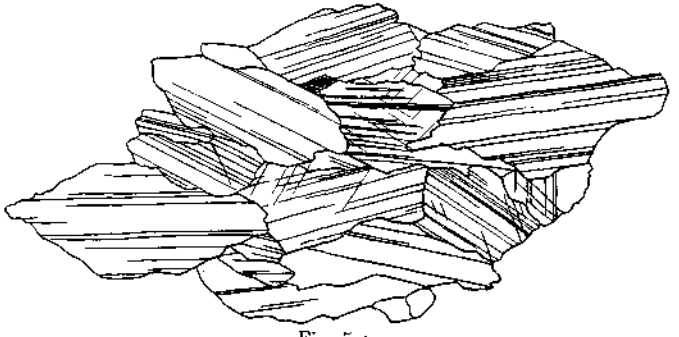


Fig. 5 a.

des Korns ziemlich genau in s oder noch häufiger ∥ einer Seite des Rhomboids etwas gegen s geneigt: die Mehrzahl der Körner hat bis zu einem Grenzwinkel von zirka 12° symmetrisch zu s eine Gleitfläche eingeregelt. In benachbarten Körnern hat diese Schiefstellung fast stets entgegengesetzten Sinn; die Korngrenze folgt den verzahnten Lamellen, bei feiner Stufung erscheint die Resultierende fast gerade ∥ s und verstärkt zusammen mit den glatt nach einer Lamelle abgescherten Flanken (in den Schliffen ⊥ $X\,Y$ häufig) das Bild der Schiefrigkeit im Gegensatz zu dem unruhigen Zickzack der Korngrenzen in der Richtung ⊥ zur Schieferungsspur.

U-Tischanalyse. (Über den Aufnahmevorgang vgl. S. 40 ff.)

Die Lamellendiagramme (Verzeichnung sämtlicher sichtbaren Lamellen) zweier aufeinander ⊥ Schnitte, Fig. 6 und 8, zeigen übereinstimmend die scharf betonte Konzentration der Pole von e um die Normale auf s; sämtliche Gleitflächen der Gefügekörner sind eingeregelt, es gibt überhaupt in keinem Korn eine sichtbare Gleitfläche, die von der s-Fläche um einen größeren Winkel abweicht, als der äußerste Punkt des Lamellenhäufungsfeldes vom Pol der s-Fläche.

Das Maximum ist seiner Form nach fast in allen Fällen nach einer Richtung gestreckt und deutlich gekerbt oder geteilt; dies entspricht der

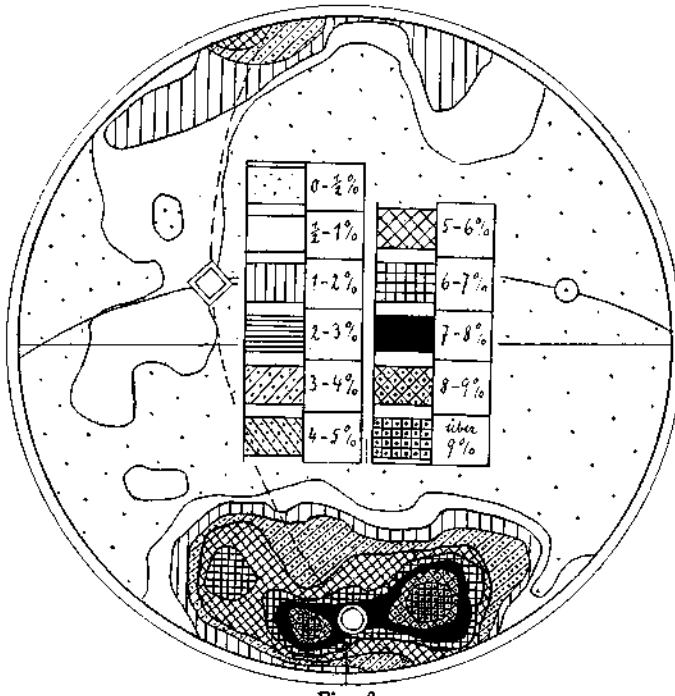


Fig. 6.

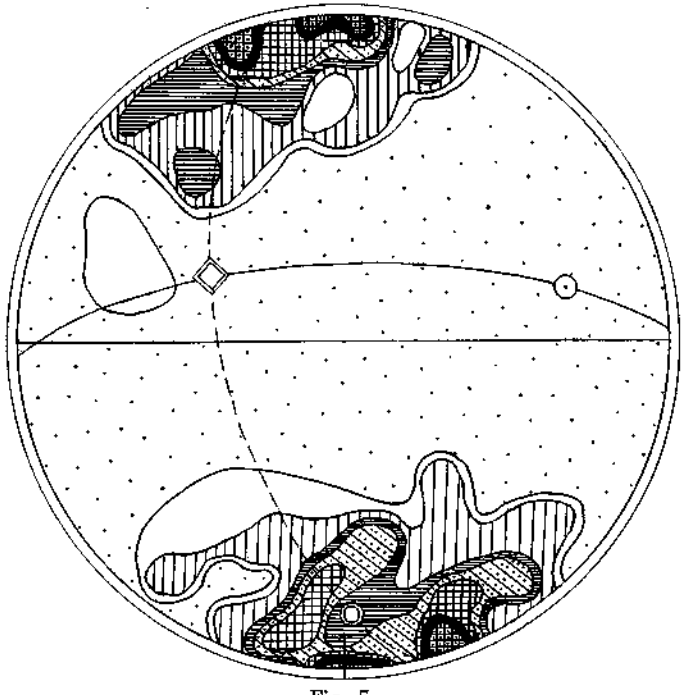


Fig. 7.

Beobachtung, daß man bei gewöhnlicher mikroskopischer Betrachtung die eingeregelten Lamellen von Nachbarkörnern häufig unter ähnlichem Winkel gegeneinander geneigt findet.

Der Mittelwert der Einstellungsgenauigkeit von *e* ist für diese Kalzitregel charakteristisch und als Distanz der Schwerpunkte der Teilmaxima vom Pol von *s* mit 12° beiderseits ablesbar.

Gehen wir nun von der Verteilung der passiv eingeregelten *e*-Flächen über zur Betrachtung der entsprechenden Achsenanordnung, Fig. 7 und 9, so fällt vor allem auf, daß von dem möglichen Bereich, in den die zugehörigen Achsen überhaupt fallen können (= dem um eine Randzone von 26° verbreiterten Lamellenbesetzungsfeld), nur ein kleiner Teil tatsächlich von Achsen eingenommen wird.

Durch die Verbindung der Schwerpunkte des Lamellen- und Achsenmaximums wird auf der Lagenkugel eine Ebene (*XZ*) ausgezeichnet. Analog der Bezeichnung der Ebene, die Lamellenpol und Achse enthält, als Ebene der Schiebung am Einkristallmodell, werden wir im Gefüge von der Ebene der Großschiebung sprechen und die Großgleitrichtung als Schnittgerade dieser Schiebungsebene mit der Großgleitfläche (repräsentiert durch den Schwerpunkt der *e*-Flächen) bestimmen.

Daß die Konzentration der Achsenlagen zu erklären ist durch die Auszeichnung und Einregelung einer bestimmten Richtung innerhalb der Gleitfläche, ergibt sich unmittelbar aus der direkten Verzeichnung der Gleitrichtungen im Einzelkorn (siehe S. 12).

Die Korngleitrichtungen ○ müssen auf der Lagenkugel einen Gürtel beiderseits des Äquators besetzen, dessen Ränder um 90° äquatorwärts verschoben den Umgrenzungslinien der Lamellenkalotte parallel laufen; dieser Gürtel müßte gleichmäßig besetzt sein, wenn keine Einregelung einer bevorzugten Richtung vorhanden wäre, deutliche Häufungsstellen aufweisen im andern Falle.

Tatsächlich trifft nun der letztere Fall zu, wie die Diagramme Fig. 10 und 11 zeigen; setzen wir die aus dem Vergleich von Achsen- und Lamellendiagramm gewonnene Großgleitrichtung *X* ein, so zeigt sich in Fig. 10 eine ungefähr spiegelgleiche Anordnung der ○-Häufungsstellen im Gürtelstreifen beiderseits *X*, die Symmetrale der Korngleitrichtungsmaxima liegt nahe der Großgleitrichtung.

Wir haben somit zweierlei Wege zur Bestimmung der Großgleitgeraden aus der Gefügeanalyse gefunden, ohne bisher auf den Richtungssinn einzugehen. Aus den Diagrammen Fig. 7 und 9 sehen wir, daß innerhalb der Ebene (*XY*) die Achsenanordnung nicht etwa symmetrisch ist in bezug auf (*YZ*), sondern daß wir in der Distanz von 26° nur in einer Richtung von *z* ausgehend ein Achsenmaximum treffen; wir stellen also eine Polarität in der Großgleitgeraden fest.

Nun ist in der Gleitrichtung des Kalzits schon nach der Flächensymmetrie der Gleitfläche von vornherein Polarität zu erwarten.

Bei der Zwillingsgleitung ist der Gleitrichtungssinn in der Polkante der *R*-Flächen achsenwärts gerichtet; ist dieselbe Annahme auch für die einregelnde Translation zutreffend, so wäre der Sinn der Verschiebung des Achsenmaximums aus *Z* in *XZ* derselbe, in welchem die Vorschiebung der höheren *s*-Lagen über die tieferen erfolgte.

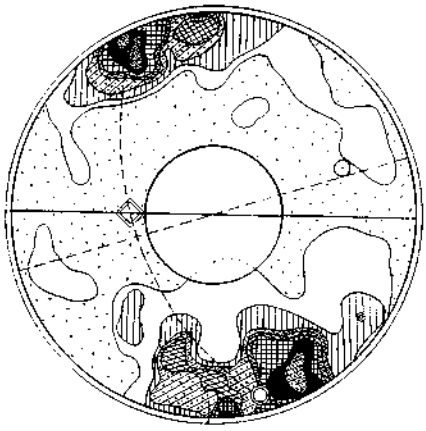


Fig. 8.

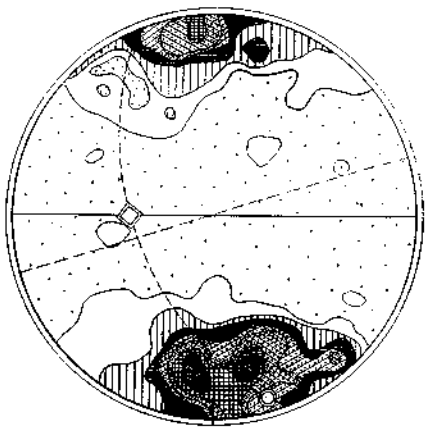


Fig. 9.

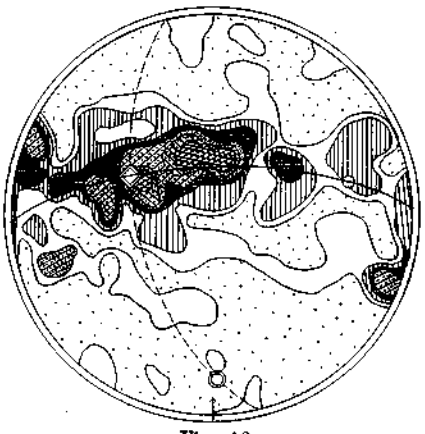


Fig. 10.

Fig. 11.

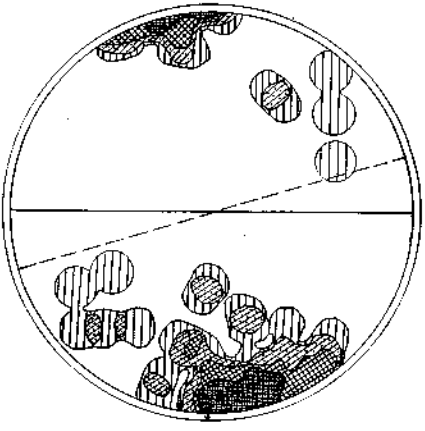


Fig. 12.

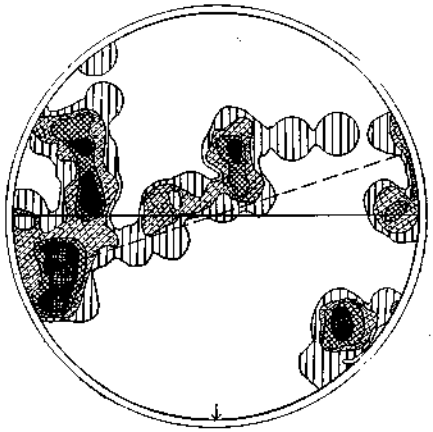


Fig. 13.

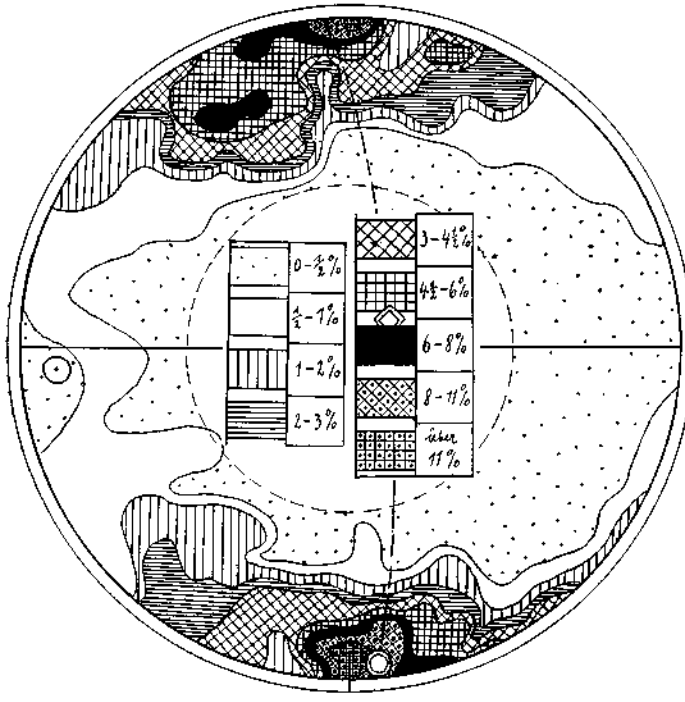


Fig. 15.

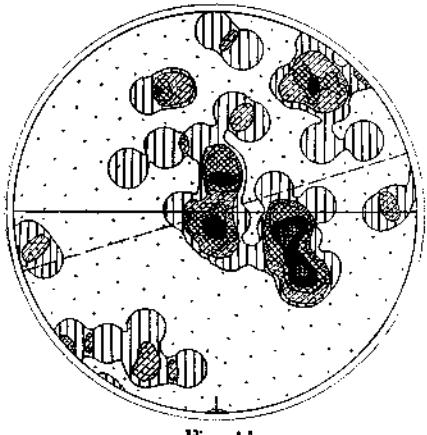


Fig. 14.

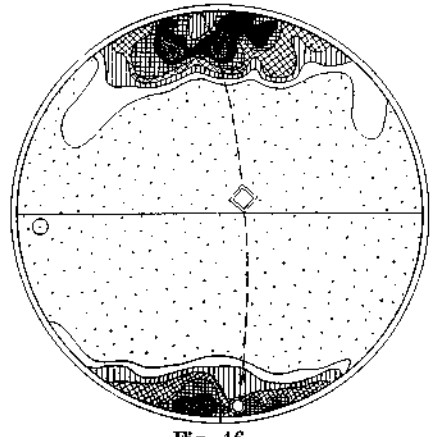


Fig. 16.

Eine anschließende Gruppe von Marmoren mit besonderen Intergranularverhältnissen ist jedenfalls aus dem eben besprochenen Typus hervorgegangen: die Diagramme Fig. 19 u. 20, Tuxermarmorbreccie, zeigen eine scharfe Regelung; Lamellen- und Achsendiagramme, in diesem Falle unabhängig voneinander aufgenommen, zeigen gute Übereinstimmung im Rahmen der Regel I. (Die Gefügeschnitte sind nicht nach einer Symmetrieebene getroffen, weil es nur Zufallsschnitte durch kleine Komponenten einer Breccie sind.)

Die Körner des Gefüges aber, von denen diese Diagramme gewonnen sind, schließen nicht wie im Gefügebild der bisher behandelten Fälle desselben Regelungstypus lückenlos aneinander, sondern es schwimmen die im Diagramm verzeichneten großen Körner mit den scharf eingeregelten, oft verbogenen Lamellen isoliert voneinander in einem Grus von winzigen Kornfetzen; soweit sich dies in diesem übereinanderliegenden Haufwerk feststellen läßt, ist diese Intergranularmasse nur mechanisches Zerreibsel ohne Rekristallisationserscheinungen.

Die ganz ausgezeichnete nachkristalline Schieferung ist erfolgt, bevor der Marmor zerbrach und in die verschieden orientierten Stücke auseinanderschwamm, die in der jetzigen tektonischen Breccie vorliegen. Das Ursprungsmaterial dieser Stücke mit völlig nachkristallinen Deformationsbedingungen ist wahrscheinlich stratigraphisch dasselbe, das uns in einzelnen Partien des Vennatalmarmors im Zustande beginnender Rekristallisation (siehe diese unten) vorliegt.

Ein den Komponenten der Tuxer Marmorbreccie sehr ähnliches Gefügebild zeigt der Jaufenmarmor, der durch ein scharfes, ebenflächiges System von verheilten Querklüften in regelmäßigen Intervallen zerschnitten ist. Diese Risse laufen quer zu der im Gefüge durch die Gleitflächeneinstellung schärfst markierten Schieferung mitten durch die einzelnen großen Körner, ohne jemals die Gleitflächen dieser intergranular anscheinend stark gebundenen und unbeweglichen Körner zu benützen; es werden von diesen auch diejenigen, die nicht gerade von durchgreifenden Querklüften getroffen sind, in derselben Weise oft mehrmals quer zerrissen und auseinandergezerrt; feinste Zwischenmasse füllt alle Risse aus.

Typus II. Nachkristalline Deformation mit mehreren Scherflächenscharen und asymmetrischer Achsenanordnung.

Regel I *a*. Beispiel Sunkmarmor.

Denken wir uns ein Diagramm nach Regel I (z. B. Fig. 9) rotiert um die Achse *Y*, die im Mittelpunkt des Grundkreises aussticht, so erhalten wir aus der Besetzung der Kalotten um den Pol von *s* einen Gürtel konzentrisch mit dem Grundkreis. Eine solche Rotation entspricht dem Auftreten eines Büschels von Scherflächen tautozonal zur Rotations- = = Scherungsachse; Schmidt faßt als Erster schon 1915 Streckung, Riefung, Stengelungsrichtungen in diesem Sinn als Schnittgerade von mehrfach auftretenden Scherflächen auf. Mit den Vorstellungen Sanders (seit 1912 und eingangs zitierte Arbeiten) über eine singuläre Druckrichtung in der Falten- = Stengelachse und die reelle Rotation um diese Richtung bei Deformation zwischen bewegten Backen ist die Auffassung von *B* als Scherungsachse durchaus vereinbar (siehe auch L. 14).

Fig. 17.

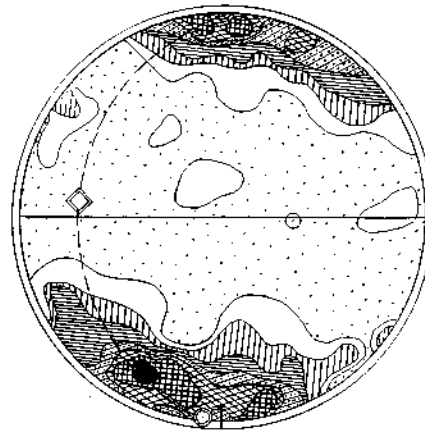


Fig. 18.

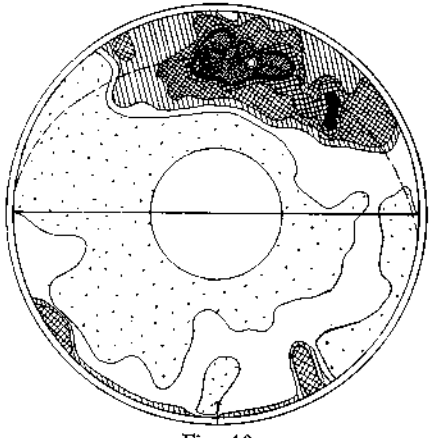


Fig. 19.

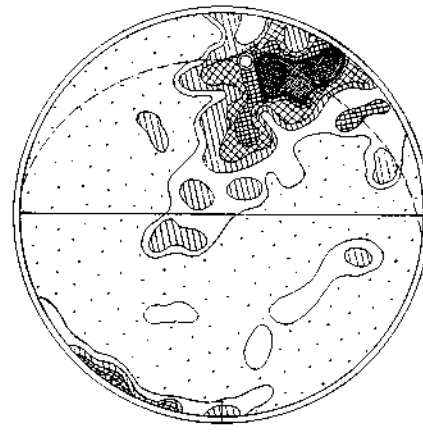


Fig. 20.

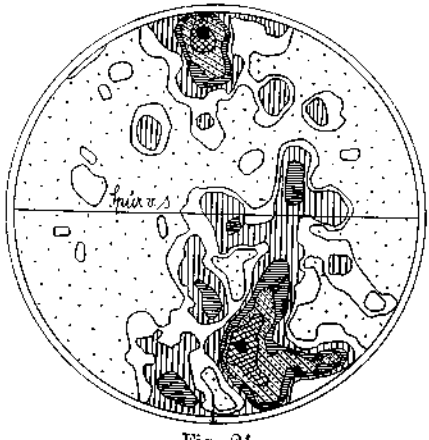


Fig. 21.

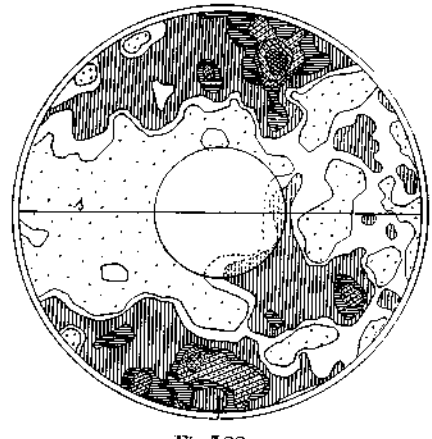


Fig. 22.

Fig. 23.

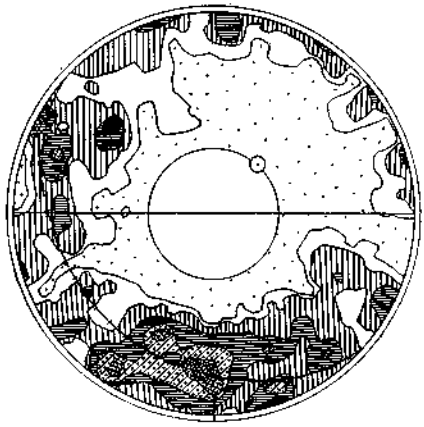


Fig. 24.

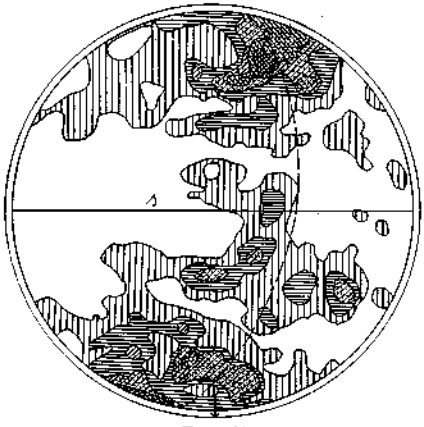


Fig. 25.

Fig. 26.

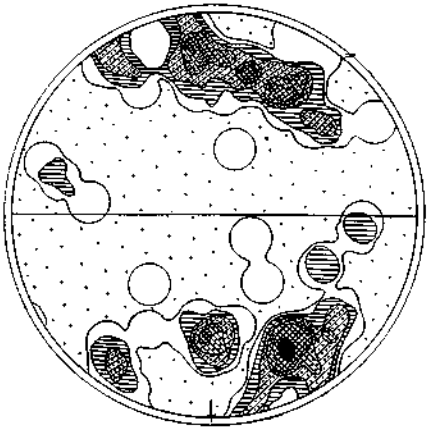


Fig. 27.

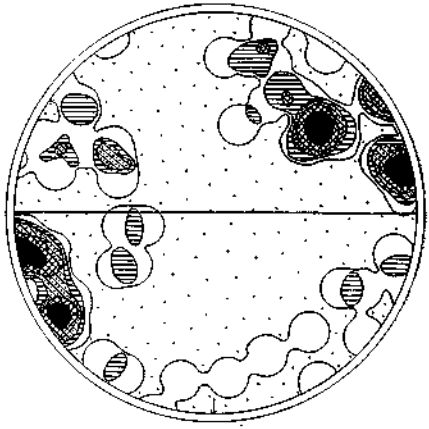


Fig. 28.

Mit diesem Prinzip wollen wir in die Betrachtung der Diagramme Fig. 21—29 eingehen. Das untersuchte Gestein Sunk, Steiermark, ist makroskopisch ein hell sandgrauer, mittelkörniger Marmor mit enggescharten, nicht immer streng parallelflächigen dunkleren Lagen, bis auf vereinzelte Quarze monomikt.

U-Tischanalyse. Die Lamellenverteilung des Schnittes $\perp B$, Fig. 24, läßt sich als Gürtel mit insularen Maximis deuten; die Rotationsachse fällt mit der linearen Richtung des Gefüges nahezu zusammen, die *B*-Achse ist hier also $= Y$, in der Ebene (XZ), $\perp Y$ liegen Hauptdruck- und Durchbewegungsrichtungen.

Im Schnitt (YZ) läuft ganz folgerichtig der Rotationsgürtel durch die Mitte des Diagramms, wie aus dem Achsendiagramm Fig. 21 hervorgeht (während im zugehörigen Lamellendiagramm Fig. 22 die in das Zentrum treffenden Lamellenpole nicht zur Einmessung kommen können).

Die Besetzungsintensität innerhalb des Gürtels ist nicht gleichmäßig, es sind vielmehr 2—3 Lamellenlagen besonders bevorzugt, vor allem die sub $\| s$; gleichwohl ist es beim Anblick eines Schliffes $\| XZ$ dem unbefangenen Auge schon nicht mehr möglich, überhaupt eine Vorzugsrichtung sicher zu erkennen, geschweige denn das s richtig zu bestimmen; was dagegen im Schnitt (YZ) leicht gelingt, weil ja die Spuren der zur Äquatorial-$(= Y)$-Achse des Diagramms tautozonalen Lamellen im Schliff parallel sind.

Mitbedingt ist die Undeutlichkeit des s im Schnitt (XZ) vor allem durch die Intergranulare: Die Kornschnitte im Schliff (XZ) weisen keine eindeutige Vorzugsdimension auf; es herrschen rundlich-isometrische Umrisse weit vor gegenüber den elliptisch verlängerten, deren Längsachsen außerdem keiner einheitlichen Richtung folgen.

Wohl aber treffen wir gleichgerichtet gestreckte, linsige Schnitte in (YZ).

Der Symmetrietypus der Intergranulare nähert sich also in diesem Regelungstyp I*a* der wirteligen Symmetrie mit der längeren Acbse $\| B$, also in Y.

Vorspringende Leisten und Ecken deutlicher Intergranularenstufung sind besonders in Schliffen $\perp XY$ häufig.

Das Gleitrichtungsdiagramm Fig 26 bildet die Verbreiterung des Lamellendiagramms ab, ohne daß die Anlage seines Baues analog dem entsprechenden der Regel I (Fig. 10, 11) ganz verwischt wird; die starke Einschnürung in der Mitte und die Anordnung der hier allerdings schwachen Maxima nahe der Spur von s sind wiederzuerkennen.

Typus III. Nachkristalline Deformation mit zwei Scherflächenscharen und symmetrischer Achsenanordnung.

Regel II*a*. Beispiel: Grubalm, Gschöß.

Ein grauer, unschiefriger Marmor mit grobkörnigen hellen Fossilresten (Schalen und Kerne von Zweischalern), an dem sich ein s am Handstück nur bezeichnen läßt durch die Flachlagerung der Fossilreste und den allmählichen Übergang von dunkleren, fossilärmeren in weißdurchsetzte, fossilreiche Lagen; die Spur dieses s $(= s_1)$ ist im Schliff nur annäherungsweise bestimmbar.

Unter dem Mikroskop fällt die starke Verschiedenheit in der Größe der Kornschnitte auf; abgesehen von den gleichmäßig großen Körnern in den Fossilresten, die auch durch andere Merkmale (meist unlamelliert, einfache Konturen, undulöse Auslöschung) herausfallen, wechselt die Größe von Korn zu Korn sehr stark; kleine Körner liegen zerstreut in Taschen, um Ausbuchtungen oder innerhalb viel größerer Nachbarn; auch die größeren Körner zeigen bei ihren lebhaften fransigen Konturen vielfach verzahntes und verschlungenes Ineinandergreifen, wodurch eine gewisse Größenverschiedenheit der Schnitte erklärlich ist, ohne daß dieser eine beträchtliche Volumsverschiedenheit zu entsprechen braucht.

Eine einheitliche Gefügetracht bzw. Vorzugsrichtungen der Intergranulare ließen sich nicht feststellen. Das Gefüge ist bis auf vereinzelte, idiomorph-isometrische Fremdlinge von Quarz monomikt.

U-Tischanalyse. Wenn wir von der Betrachtung der Fig. 30 ausgehen, die ohne Auslese die Achsenpole von 362 Körnern des Zwischengefüges (außerhalb der Fossilreste) enthält, so gewinnen wir zunächst kaum den Eindruck einer deutbaren Regelung.

Betrachten wir nun das Lamellendiagramm Fig. 31 und das zugehörige Achsendiagramm Fig. 32 (das also eine Auslese aus den in Fig. 30 verzeichneten Körnern, eben der mit Lamellen versehenen, darstellt), so fällt uns zunächst auf, daß das Lot auf s_1 von Lamellen nur schwach besetzt ist, die größte Zahl der Lamellen vielmehr senkrecht steht auf s_1, während die Pole der übrigen sichtbaren *e*-Flächen sich größtenteils nahe um dieses Hauptmaximum in s_1 herumgruppieren, u. zw. so, daß s_1 oder eine nahe gelegene Fläche Symmetrieebene des Gefüges ist.

s_1 ist zugleich Symmetrieebene des Achsendiagramms.

Vergleichen wir nun Achsen- und Lamellenverteilung: Die Achsen fassen als konzentrischer Gürtelstreifen mit einer mittleren Breite von 20 bis 30° die dazu zentrale Lamellenkalotte ein, deren Untermaxima selbst wieder längs eines Klein(halb)kreises ($r = 28°$) angeordnet sind, der vom mittleren Kleinkreis des Achsengürtels 26° Abstand hat. Das Lamellenbesetzungsfeld selbst wird von den Achsen gemieden.

Es ist dies ein Befund, wie wir ihn theoretisch erwarten, wenn wir eine Einregelung nach den *e*- als Gleitflächen annehmen, ohne daß innerhalb dieser Gleitflächen eine Richtung ausgezeichnet ist, bzw. ohne daß eventuell ausgezeichnete Korngleitrichtungen in eine Großgleitrichtung eingeregelt sind.

Wir haben anderseits schon einen Fall eines geregelten Marmors (Griesscharte) kennengelernt — ein weiteres Beispiel siehe Fig. 15—17 —, bei dem dieser Befund und damit diese Voraussetzung keineswegs zutrifft, der uns vielmehr gerade den entgegengesetzten Fall der Gleitrichtungseinregelung illustriert (siehe Diagramm 6—9, 15, 16, 19, 20).

Gerade durch diese Gegenprobe kontrastiert, wollen wir uns das jetzt gegenständliche Beispiel vor Augen halten als einen Fall, bei dem eine Großgleitrichtung zum mindesten nicht eindeutig feststellbar ist. Die vier zu je zweit ungefähr diametralen Untermaxima in den Achsengürteln der Fig. 32 weisen zwar auf Vorzugsrichtungen hin; das wären aber vier, je zwei der Richtung, zwei dem Sinne nach verschieden.

Die Schnittgerade der dem Schwerpunkt des Lamellenmaximums zugeordneten Ebene (Durchschnittsgroßgleitebene) mit der Projektionsebene bezeichnen wir mit s_2.

Die Normalebene auf s_2, die zugleich die Schliffnormale enthält, fällt mit dem S. 52 unten definierten s_1 zusammen und ist Symmetrieebene des Gefüges.

In diese Symmetrie fügen sich auch die übrigen verzeichneten Korndaten: Fig. 31 gab die Übersicht über sämtliche beobachtbare Lamellen. Um nun herauszuheben, ob jedes Korn und mit welcher Genauigkeit jedes durch einen Lamellenpol vertreten ist im Maximum der Fig. 31 oder ob die Streuung des Maximums vielleicht dadurch zustandekommt, daß von einem Korn zwei Lamellen verzeichnet sind, wurden die Körner mit nur einer sichtbaren Lamelle, d. s. 73 %, von den andern getrennt; beim Vergleich der Lamellenlagen ergab sich, daß die Körner mit zwei Lamellen ziemlich unbeteiligt sind an den Hauptmaximis der rechten Diagrammhälfte, daß sie vielmehr die aus dem Maximum herausfallenden, quer zu s_2 verlaufenden, allerdings schwachen (entsprechend der viel geringeren Zahl von 27 % der überhaupt vermessenen Körner) Besetzungsflecke beliefern. Ihre Lage ist also eine vom Gros der andern verschiedene — sie stehen sehr steil gegenüber s_2 —, fügen sich jedoch der Gesamtsymmetrie ein, u. zw. so, daß von jedem Korn eine Gleitflächensymmetrale, meist (30 Pole von 40) Esyg, also die Symmetrale des größeren Winkels zwischen den zwei ausgebildeten Gleitflächen, nahe am Pol von s_2 liegt: Fig. 34 (und 35).

Unter den Körnern selbst wurde keine andere Auslese getroffen als eben die in bezug auf die Zahl der ausgebildeten Lamellen.

Daß es in diesem Falle vorwiegend die Esyg sind, die in das Maximum, bzw. den Schwerpunkt der Lamellenpole fallen, bringt dieses Gefüge in Gegensatz zu den früher behandelten; vgl. die Lage von Z gegenüber den Orten der Esyg und Esyk in Fig. 12 und 13. (Dagegen sei auf eine gewisse Analogie hingewiesen, die sich ergibt, wenn wir die in den Diagrammen 34 und 12, 13 verzeichneten Daten in ihrer Lage in bezug auf s_1, bzw. s betrachten, das in beiden Gesteinen ähnliche grobmechanische Bedeutung hat.)

Jedenfalls liefert uns Fig. 34 einen Beitrag zur mehrfach bestätigten Erfahrung, daß im Falle der Ausbildung von zwei Korngleitflächen eine Symmetrale derselben die Stelle des Pols der singulären Gleitfläche (bzw. -richtung) der anderen Körner einnimmt; eine Beobachtung, die einer unten weitergeführten Überlegung zugrunde liegt, die dahinkommt nahezulegen, daß nur solche Lamellen ausgebildet sind, die sich an der Gesteinstranslation beteiligt haben.

Bevor wir zu Betrachtungen über das Schicksal unseres Gesteins übergehen, müssen wir noch einen wesentlichen Bestandteil des Gesamtgefüges betrachten, die Fossilreste, die uns, wenn schon nicht paläontologische, so doch infolge ihrer Geformtheit mechanische Angaben über die Entstehungsgeschichte des Gefüges machen könnten.

Die Fossilreste sind im selben Schliff z. T. als Schaleureste erhalten in Form von flach gewölbten, schmalen Bogenzügen, deren Sehnen großenteils sub $\| s_1$ liegen, ausgefüllt mit einreihig aneinanderschließen-

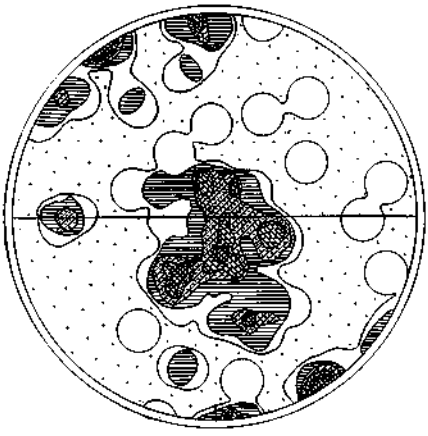


Fig. 29.

Fig. 30.

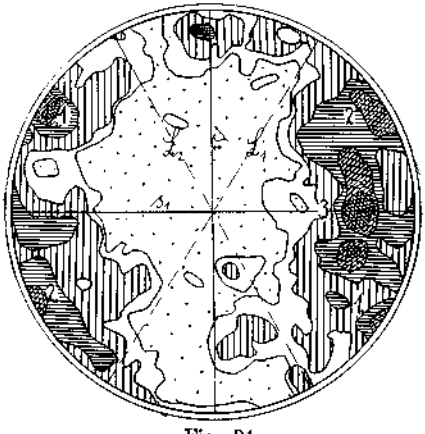


Fig. 31.

Fig. 32.

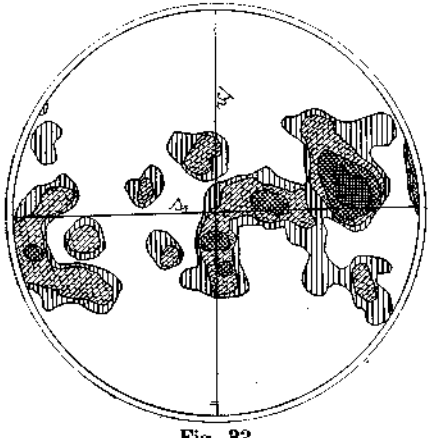


Fig. 33.

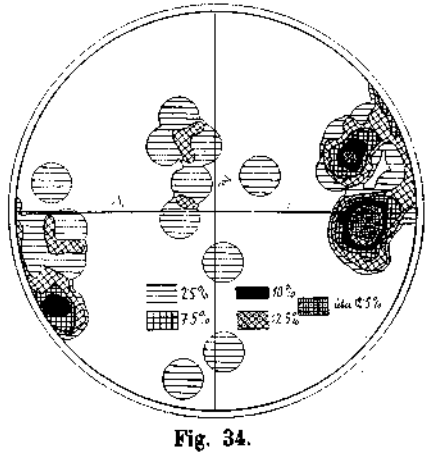


Fig. 34.

den großen Körnern; teils als bikonvexe Kerne, erfüllt von 1—4 übereinanderliegenden Körnerschichten. Auch der Erhaltungszustand sowohl der Form als ganzer wie der Ränder ist im selben Schliff verschieden; manche Bogen sind offenbar zerrissen und in ihren Flanken attackiert von eingerammten und manchmal durchsetzenden Körnern des Grundgefüges; es sind vereinzelt Stellen zu finden, an denen zwei vollkommen entsprechende Stücke eines Fossils quer zur Längserstreckung, also in Richtung s_2, um eine halbe Kornbreite verschoben sind; ein großer Kern im Schliff dagegen hatte bis auf wenige Stellen ganz unversehrte, wie mit dem Zirkel gezogene glatte Ränder.

Feinere Struktur ist keine erhalten.

Die Fossilkörner sind ziemlich isometrisch, grenzen geradlinig, oft zackig verzahnt aneinander und zeigen durchwegs undulöse Auslösung.

Die Lagen der Achsen in den Fossilkörnern zeigen weder eine sinnfällige Beziehung zur Außenform des betreffenden Schalenrestes noch in ihrer Gesamtheit eine deutlich regelmäßige Anordnung (das Diagramm wurde aus diesem Grunde weggelassen); beim Vermessen fiel auf, daß als Richtungsverschiedenheit der Achsen benachbarter Körner häufig große Winkel auftraten: ein Häufigkeitsmaximum von 32% aller gemessenen Winkel zwischen 58 und 65° und ein zweites von 23% zwischen 75 und 90°. Schon daraus ergibt sich eine weite Streuung des Gesamtdiagramms.

Aus dem Erhaltungszustand der Fossilreste ist zu schließen: Es ist seit der Einbackung der Fossilien, bzw. deren Kristallisation keine stärkere Schubbeanspruchung eingetreten, als sie eben nötig ist, um (im Extremfall) den Zusammenhang der Körner in den Fossilien zu stören und an vereinzelten Stellen eine Verschiebung mit sehr geringen Beträgen herbeizuführen; auch für größere Bewegungen in s_1 liefern die erhaltenen Bogenformen nur negative Anhaltspunkte. Der verhältnismäßig gute Erhaltungszustand der Formen der Fossilkörner legt nahe, daß die beobachtbaren und in Diagramm 31 verzeichneten Deformationsspuren das ganze nachkristalline Schicksal seit Einbettung der Fossilien abbilden.

Eine durchgreifende Keimregelung ist in diesem Falle sowohl angesichts des Diagramms 30, das 362 kaum geregelte Achsenpole von Körnern des Zwischengefüges ohne Auslese enthält, unwahrscheinlich als auch wegen der Führung wohlerhaltener Fossilreste.

Andrerseits zeigen die Spuren der nachkristallinen Deformation, die Korngleitflächen, eine deutliche Regelung mit drei Haupthäufungsstellen. Diese Einregelung der *e*-Flächen bildet sich im Diagramm der zugehörigen Achsen nur ganz vergröbert ab; gerade dadurch bietet dieser Fall eine Bestätigung für unsere Annahme, daß die Regelung von den Gleitflächen ausgeht. Aus den ursprünglich wahrscheinlich regellos gelegenen Körnern wurden die günstigst gelegenen *e* betätigt, bzw. einrotiert ohne größere Kornrotationen als die, die zur Konzentration der Achsen in den betreffenden Quadranten geführt haben.

Zur Frage nach der Art der Beanspruchung, die zur Ausbildung der drei Hauptscherflächensysteme geführt hat, können folgende Möglichkeiten in Betracht gezogen werden:

1. Wir fassen alle Lamellen zusammen und legen durch die Untermaxima vom Ost-, bzw. Westpunkt der Projektion aus Kleinkreise (mit dem Radius von 25°). Dies würde einer Scherflächenanordnung auf einem Kegelmantel um das Lot auf s_2 als Druckrichtung entsprechen, was aus verschiedenen Gründen unwahrscheinlich ist.

2. Wir fassen die symmetrischen Untermaxima 1 und 2 zusammen und schreiben sie (ähnlich wie im folgenden Beispiel) einem rhombisch-symmetrischen Beanspruchungszustand zu mit Hauptebenen $\| s_1$ und s_2 und $\perp (s_1\ s_2)$ und erklären 3 nur als sekundäres Maximum, entstanden durch Übereinandergreifen von 1 und 2 (was ziemlich gezwungen ist wegen der nichtperipheren Lage von 3); oder wir schreiben 3 einem andern, zumindest anders orientierten Beanspruchungsplan zu. Diese letztere Auffassung hat jedenfalls für sich, daß die Hauptdruckrichtung $\perp s_1$ angenommen werden kann und eine Rotation um die Ostwestachse im Diagramm, was mit der tektonischen Position des Gesteins in Einklang stünde.

Im Diagramm 32, dem Verzeichnis der zu den eingemessenen Lamellen gehörigen Achsen, fehlen gegenüber dem Diagramm des Zwischengefüges ohne Auslese die Körner, die ohne Lamellen angetroffen wurden; deren Achsen für sich dargestellt gibt Fig. 33. Die zugehörigen Kornschnitte heben sich im Schliff außerdem heraus durch ihre besondere Kleinheit. Gemeinsame Besonderheiten in Form oder Kontur zeigen sie im übrigen nicht; sie sind gleichmäßig zwischen die größeren Körner eingestreut.

Es wird in einem späteren Kapitel (S. 61 u. ff.) eine anscheinend ganz ähnliche Trennung von blanken, unlamellierten Körnern mit einem auffälligen Sprung in der Größe gegenüber dem Mittel der anderen durchgeführt; jene sind aber noch durch weitere unterscheidende Merkmale ausgezeichnet, z. B. durch ihren völlig glatten, oft kreisförmigen Umriß und vor allem durch ihre regelmäßige, zonare Anordnung im Gefüge; sind also nicht gleichzustellen mit der hier herausgehobenen Kornkategorie.

Immerhin sind die Umrisse dieser kleinen Körner einfach und geradlinig genug, daß man aus der geringen Größe der Schnitte auch auf ein geringeres Volumen dieser Körnerkategorie schließen kann, zumal da im Bereiche eines diametralen Achsengürtels (Fig. 33) alle Hauptdurchmesser einer eventuellen Gefügetracht zur Beobachtung kämen.

Das Diagramm dieser Körner Fig. 33 finden wir wieder nahezu symmetrisch zu s_1; auffallend ist, daß die Besetzung zum größten Teil Stellen einnimmt, denen im Achsendiagramm Fig. 32 ein Minimum entspricht und daß sich das Hauptmaximum in Fig. 33 fast deckt mit dem stärkst betonten Maximum der Lamellenpole; auch die Teilmaxima 1 und 2 glaubt man angedeutet zu finden.

(Welche Beziehung nun zu den Lamellen oder den die Lamellen hervorrufenden Kräften in dieser Regelung ihren Ausdruck findet, ist nicht ohne weiteres zu erkennen. Unmeßbarkeit der zugehörigen, ausgebildeten Lamellen könnte uns die zentraleren Besetzungsstellen des Diagramms als Ergänzung des Achsendiagramms Fig. 32 erscheinen lassen; diese Deutung fällt aber für die randlichen Partien, auch schon für das Hauptmaximum, weg. Da könnte man daran denken, daß die Körner in dieser Lage — die Achsen der betreffenden Körner fallen in die Symetrale Esyk des kleineren Winkels zwischen den beiden Hauptscherflächenscharen — auf die

Beanspruchung anders, vielleicht durch Bruch, reagiert haben statt durch Gleitung in *e*; man könnte an eine infolge geometrischer Auslese beim Wachstum zurückgebliebene Schar denken.

Die Orientierung dieser Körner als Abbildungskristallisation einer beginnenden Generation zu erkläreu, dazu fehlen uns in diesem Falle die Argumente, die diese Deutung in anderen Fällen (siehe S. 61 u. ff.) nahelegen.)

Trotzdem also das Diagramm dieser Kornkategorie bei der Auswertmg nur unsichere Vermutungen zuläßt, durfte es doch, da es 28% der vermessenen Körner repräsentiert, in einer Analyse des Gesamtgefüges nicht fehlen.

Typus IV. Nachkristalline Deformation mit zwei zu *s* symmetrischen Hauptscherflächenschareu nnd asymmetrischer Achseuanordnung.

Regel II*b*. Weißespitz, basale Bänder.

Makroskopisch: grau-weißer, mittelkörniger Marmor, der in $^1/_2$ bis 2 *cm* dünnen, parallelflächigen Platten hricht. Die *s*-Flächen enthalten hellen Glimmer, der durch seine lineare Anordnung eine *B*-Richtung bezeichnet, welcher auch eine schwache Rillung der Kalzitplattenflächen folgt.

Unter dem Mikroskop fällt wieder die Verschiedenheit der Größe der Kornschnitte auf; es lassen sich aber die meisten einer von zwei Gruppen zuweisen, die als *D*-Körner (große deformierte Körner) und *R*-Körner (viel kleinere undeformierte, rekristallisierte Körner) bezeichnet sind. Für die Betrachtung der Mechanik des Korns und Gefüges einschlägiger, sind hier zunächst nur die *D*-Körner besprochen, die weniger der Zahl als dem Volum nach den Hauptbestand des Gefüges ausmachen. Die Analyse der *R*-Körner folgt in anderem Zusammenhang S. 63.

Eine Vorzugsrichtung in der Intergranulare fehlt; wenn man solche wahrzunehmen glaubt (der Nachweis durch Vergleich der Korndimensions-Mittelwerte in verschiedenen Richtungen wurde hier nicht geführt), so liegen sie keinesfalls in *s*, sondern etwa in den beiden 45°-Richtungen gegenüber *s*. Die Formen der Kornschnitte sind, abgesehen von den Einzelheiten der Konturen, sehr häufig fast rechtwinkelige Parallelogramme oder Rhomben, die mit einer Ecke in *s* aufstehen, also höchstens eine Diagonale, nicht Seite, suh $\parallel s$ haben. Die Konturen im einzelnen sind aher keineswegs gerade, sondern stufig und ineinandergreifend, die Formen einzelner *D*-Kornschnitte schon durch die den Rand einfassenden und oft hereingreifenden *R*-Körner gestört.

U-Tischanalyse. (Diagramm 36—39). In den Diagrammen 36 und 37 der *D*-Körner eines Schnittes $\perp s$, $\perp B$ finden wir einen Typus, der sich von den hesprochenen wieder in mancher Beziehung abhebt.

Das Lamellendiagramm Fig. 36 weist zwei randliche Hauptmaxima auf als Repräsentanten zweier Gleitflächenscharen, die steil aufeinander unter einem Winkel von 40 bis 45° symmetrisch zu *s* stehen. Fig. 36 stellt die Pole sämtlicher sichtbaren Lamellen dar; die von gestrichelten Bogen eingefaßten Untermaxima enthalten die zweite Lamelle des größten Teils der (26 %) Körner, die zwei Lamellen ausgebildet haben; der übrige Teil des Diagramms ist also ein Verzeichnis von einem Lamellenpol pro Korn.

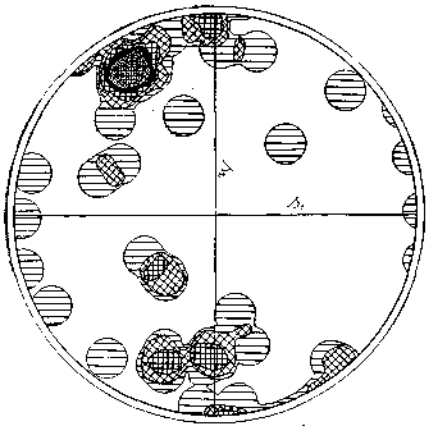


Fig. 35.

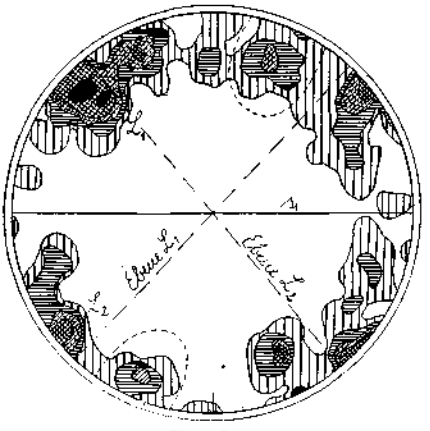


Fig. 36.

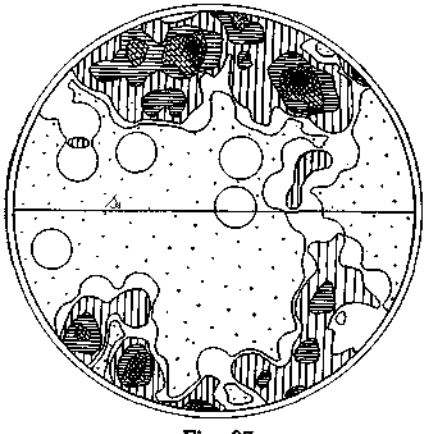


Fig. 37.

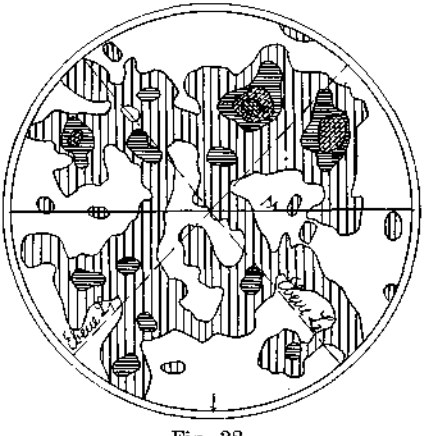


Fig. 38.

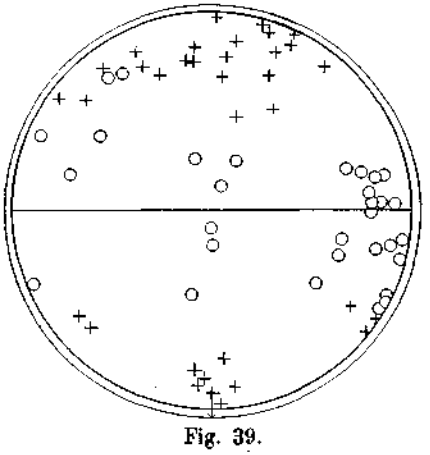


Fig. 39.

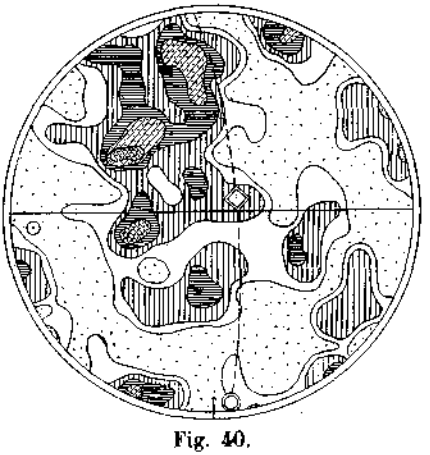


Fig. 40.

Die Lamellenmaxima sind gegenüber dem früher behandelten Typus Grubalm weiter auseinandergerückt, die Kommissur quer über s nahezu ganz aufgelöst.

Einen geringeren Unterschied gegenüber dem entsprechenden Diagramm 32 weist das Achsendiagramm 37 auf. Von einer Einfassung des Lamellenfeldes durch die Achsen kann aber hier nicht gesprochen werden, es zeigt sich eine deutliche Konzentration der Achsen gegen den Pol von s zu; die beiden Hauptmaxima liegen etwas asymmetrisch gegenüber s, ganz gut entsprechend der vorschriftsmäßigen Distanz gegenüber L_1 und L_2 in Fig. 36.

Es liegen dementsprechend zwei Hauptgleitrichtungen 90° von L_1, bzw. L_2 nahezu in der Ebene des Diagramms, d. i. sub $\perp B$.

Der Sinn der Verschiebung der beiden Achsenmaxima gegenüber den zugehörigen Lamellenmaximis ist für L_1 und L_2 gerade entgegengesetzt; schon dies spricht keineswegs für eine Auffassung der randlichen Maxima etwa als Teile eines unterbrochenen Gürtels $\perp B$, entsprechend einer gleichsinnigen Rotation des Gefüges mit zweimaliger Betonung je einer Einschar von Scherflächen.

Betrachten wir weiter die deutliche rhombische Symmetrie des Diagramms 36: Die stärksten Untermaxima L_1 und L_2 in 40—50°, zwei weitere Paare mit schwächerer Betonung in 25° Distanz vom Pol von s. Es scheint sehr wohl möglich, die aus der Analyse hervorgehenden drei Hauptebenen der Gefügesymmetrie auf die Hauptebenen eines Beanspruchungsplans mit rhombischer Symmetrie zu beziehen.

Sehr in dieser Richtung weist auch die Anordnung der Symmetralen Esyk (und Esyg) in Fig. 39, die direkt in die Hauptrichtungen eingestellt sind.

Wir könnten zunächst versucht sein, ein derartiges Bild einem statischen Beanspruchungszustand zuzuschreiben; wie dies Sander in L. 29 an einem Kalkphyllonit (Daxkar) mit B-Achse mit einem ähnlichen Befund in bezug auf die Symmetralen der Körner mit zwei Lamellen durchführt, allerdings auf Grund einer Auslese auch unter diesen Körnern (es sind nur solche aus dem B-Achsengürtel verwendet). In unserem Falle lassen sich aber im Gegensatz zum eben aus L. 29 zitierten die Deformationsspuren an sämtlichen (D-)Körnern demselben Beanspruchungsplan zuordnen; es kam also schon zu einem Fließen des Gesamtgefüges im Sinne von L. 11 und L. 29, S. 14, 15, womit die statische Beanspruchung nach der ebengenannten Nomenklatur in eine (konforme) dynamische übergeht, in unserem Falle in eine solche ohne Änderung der Hauptachsen des Beanspruchungssymmetriekörpers (also z. B. ohne relative Verlagerung des Gefüges gegenüber den Hauptdruckkoordinaten.)

Diese letzte Phase der Deformation hat meines Erachtens im Diagramm schon ihren Ausdruck gefunden in der stärkeren Betonung des einen der beiden Maxima (L_1 in Fig. 36), was eben dem Beginn der Auszeichnung und Ausarbeitung einer der beiden dem Hauptdruck zugeordneten Hauptscherflächen gleichkommt, wie dies den bekannten Erfahrungen über die Gefügeausgestaltung einer derartigen Beanspruchung entspricht.

Über das Diagramm der R-Körner, Fig. 38, siehe unten im entsprechenden Zusammenhang, S. 63.

Typus V. Rekristallisation.

Regel III. Marmor vom Vennatal.

In den folgenden Beispielen lassen sich in einem und demselben Schliff zwei ziemlich scharf voneinander abhebbare Kategorien von Kalzitkörnern unterscheiden:

1. Große gelängte, stark mechanisch beanspruchte Körner (*D*) mit zahlreichen, oft verbogenen Zwillings- und Gleitlamellen, undulöser Auslöschung und sonstigen optischen Störungen im Korn, mit sehr stark gestufter Intergranulare; mit U-Tisch scharfe typische Regel I, Fig. 15 bis 18.

2. Zwischen und in diesen *D*-Körnern stecken sehr viel kleinere Körner (*R*) (die Volumina verhalten sich in extremen Fällen wie 100 bis 200 : 1), isometrisch mit glatten Konturen wie „Quarz in Kalzit", mechanisch unversehrt und spiegelglatt auslöschend, optisch intakt.

Die Anordnung dieser *R*-Körner gegenüber der *D*-Kategorie ist (in den nachfolgend beschriebenen und den übrigen, nicht näher behandelten einschlägigen Präparaten des mir zur Verfügung stehenden Materials) eine der folgenden:

I. Die *R*-Körner treten als Höfe um die *D*-Körner auf,

a) wenn das Größenverhältnis nicht so bedeutend ist wie im oben angeführten Falle, sondern im Durchschnitt etwa 20 : 1, so umrahmen sie die *D*-Körner einreihig, perlschnurartig; Beispiel Weißespitz bei Gossensaß;

b) in Extremfällen des Größenunterschiedes fassen sie in dichtgedrängten Reihen kranzartig die großen *D*-Körner ein (Beispiel Horberger Jöchl), dringen manchmal längs Zwillingslamellen ins Korninnere ein, unterscheidbar von abgetrennten, desorientierten Kornteilen des Wirts, weil ihre glatten, rundlichen Konturen sich keineswegs den fransigen, angrenzenden Rändern des *D*-Korns einpassen lassen und in den meisten Fällen weder eine mechanische noch optische Störung, entsprechend dem Zustande der *D*-Nachbarteile, wahrnehmbar ist.

II. In anderen Fällen, z. B. dem im folgenden gefügeanalytisch untersuchten, sind die *R*-Körner überwiegend an bestimmte Zonen gebunden, die entweder *a)* in Parallelscharen oder *b)* als tautozonale Flächenscharen eines Büschels das ganze Gefüge durchsetzen, wie dies am Beispiel der Marmorstengel vom Poverer Jöchl besonders durch die künstliche Färbung deutlich illustriert wird.

Dieses verschiedenartige Auftreten der *R*-Körner schließt es aus, die Korngrößenunterschiede zu erklären als Unterschiede, bloß bedingt durch die Lage des Schnittes etwa in verschiedenen Höhen quer durch spindelige Formen oder sie auf primär-sedimentäre Verschiedenheiten zurückzuführen.

Wir werden vielmehr in dieser *R*-Körnerart das Ergebnis einer letzten Rekristallisationsphase des Gefüges sehen, eine Generation mit Neuordnung des von der Deformation betroffenen Feinbaus, analog den Erscheinungen, wie wir sie in der Metallographie finden. Das Auftreten verschiedenartiger Kornkategorien und ihr Verhältnis zueinander

ist bekanntlich für die Metalle vielfach experimentell untersucht und die maßgebenden Beziehungen zwischen dem Grad der Verlagerung, Temperatur und Größe des rekristallisierten Korns in Diagrammen räumlich dargestellt. Uns fehlt zur Auswertung des durch die Analyse erhobenen Befundes, der die Auswirkung der Deformation feststellt, und der unmittelbar meßbaren Korngröße für die dritte Variable, die Temperatur, das experimentelle Rekristallisationsdiagramm des Kalzits, das auch wegen der sonstigen (besonders strukturellen) nahen Beziehungen dieses Minerals zu den Metallen (Korndeformationsmechanismus!) und wegen seiner Bedeutung als monomikter Gesteinsbildner wünschenswert wäre.

Betreffs der Orientierung der rekristallisierten Körner nimmt Czochralski, l. c., S. 150, 151, an, daß sie unabhängig seien von der Orientierung der Ursprungskörner; maßgebend für ihre Anlage sei nur das Gefälle der inneren Spannung, entstanden durch die „Verlagerung" (= Gitterdeformation); „die neuentstandenen winzigen Kristalle erfüllen ohne Rücksicht auf die Lage der Korngrenzen jedes ursprüngliche Korn in ungesetzmäßiger Orientierung".

Sehen wir uns daraufhin die U-Tischaufnahme der rekristallisierten Körner an.

Marmor vom Vennatal, untere Schieferhülle. Die Anordnung (nicht Regelung!) der rekristallisierten Körner in diesem Gefüge ist folgende:

Die *R*-Körner treten vorzugsweise (nicht ausschließlich) in bestimmten Zonen auf, an den Flächen einer Parallelschar $\| s$ (vgl. S. 61, IIa), zwischen denen Lagen der *D*-Körner eingeschaltet sind mit den Merkmalen der Regel I, wie aus den Diagrammen 15—18 hervorgeht. *X Y* des *D*-Korngefüges $= s =$ Ebene der *R*-Anordnung.

Z. T. abweichend von dieser Hauptebene ist dagegen die Lage der *c*-Achsen, die kristallographische Orientierung der *R*-Körner; Fig. 41 gibt die *R*-Körner desselben Schliffes, von dem Fig. 18 stammt.

Wir finden die Hauptmaxima in beiden Diagrammen (40 und 41) 20—30° von *s* entfernt; schwächere Besetzungen liegen näher oder ganz in *s*. Also eine von der Regel I der *D*-Körner sehr deutlich abhebbare Regel III der *R*-Körner, deren Grundzüge wir in weiteren Diagrammen anderer Gefüge mit Rekristallisation wiederfinden werden.

Ein in Fig. 40 in die Nähe von *Z* fallendes Teilmaximum geht vielleicht weniger auf tatsächliche Gleichorientierung von *R*- mit *D*-Körnern zurück als vielmehr auf unvermeidliche Mitvermessung kleiner, an einem Vorsprung angeschnittener *D*-Körner im Diagramm der *R*-Generation; die Unterscheidung der beiden Kategorien war in diesem (ungefähren Quer-)Schliff nicht so klar möglich wie in Diagramm 41, wo dieses Teilmaximum fehlt; dieses ist jedenfalls für die *R*-Körner untypisch.

Die genetische Deutung von Regel III als passive Regelung wie die bisherigen durch Korntranslation ist schon durch das Fehlen sichtbarer Translationslamellen unwahrscheinlich.

Dagegen liegt der Gedanke nahe, die Einstellung der *R*-Körner in Zusammenhang zu bringen mit der von Schmidegg an Wachstums-

gefügen des Kalzits (Gangfüllungen) nachgewiesenen Einregelung der *c*-Achsenrichtung ‖ der Gangwand, bzw. das Groß-Möllersche Gesetz für Kristallwachstum in Kapillaren heranzuziehen, das besagt, daß sich die Richtung der größten Wachstumsgeschwindigkeit (in unserem Falle die *c*-Achsenrichtung) in die Richtung der Längsachse des Hohlraums einstellt (vgl. hiezu auch L. 11, S. 228—230).

Wir werden das *s* nur annähernd als System von parallelen Gangwänden auffassen können; denn wir müssen auch den Richtungssinn in dieser „Flächenschar bester Wegsamkeit" berücksichtigen, der vor allem durch die Vorzugsrichtung der Intergranulare gegeben ist; die Einstellung der *c*-Achsenrichtung als Richtung der größten Wachstumsgeschwindigkeit in ein Kapillarlumen kann nach unserer Betrachtung durch die Anisotropie des Intergranularnetzes vorgezeichnet sein.

Wir haben nun in diesem Falle als Kornform in *s* ganz flachgedrückte, gelängte Polyeder gefunden; damit steht in guter Übereinstimmung die oben beschriebene Anordnung des Achsendiagramms der *R*-Körner mit den Maximis beiderseits *s*, deren Distanz (45°) die Abbildung des spitzen Winkels der so häufig beobachteten Kornschnittfigur wäre (S. 43); so daß wir also die Annahme einer Beziehung der Orientierung der *R*-Körner zum Intergranularsystem der *D*-Körner einigermaßen gestützt sehen.

Die Zonen, in denen die *R*-Körner besonders gedrängt auftreten — so daß oft von den ursprünglich vorhandenen *D*-Körnern nur mehr kleine, aber durch ihre Undulation noch gut abhebbare oder gar keine Reste zu erkennen sind —, kann man weiter deuten als besonders ausgearbeitete Gefügeebenen, Durchgänge von Großscherflächen. Dem stärkeren Deformationsgrad entspricht nach metallographischen Erfahrungen eine Steigerung der Rekristallisation. Wenn sie an den Stellen gleicher stärkster Beanspruchung bis zum völligen Ersatz der *D*-Körner führt, so entsteht aus dem S. 61 unter I beschriebenen Bild hofartiger *R*-Körner bei gleichmäßiger Deformation das uns eben beschäftigende; die zonare Verteilung der *R*-Körner wäre also ein Abbild der Unstetigkeiten in der Durchbewegung.

Die Analyse eines Gesteins mit gleichmäßiger hofartiger *R*-Kornanordnung ohne Scharung an ausgezeichneten Flächen ist am

Marmor, Weißespitz bei Gossensaß, durchgeführt. Beschreibung und Analyse des *D*-Kornbestandes S. 58/60, Fig. 36, 37, 39; Achsen der *R*-Körner Fig. 38.

Wie in den meisten Diagrammen von rekristallisierten Körnern finden wir die Maxima in der Mitte der Quadranten, die Hauptebenen der Projektion, Pole, Ost- und Westpunkt unbesetzt.

Im Lamellendiagramm Fig. 36 ergaben sich als die zu den Schwerpunkten der beiden Maxima L_1 und L_2 gehörigen Hauptscherflächen die dort gezeichneten Durchmesser; dieselben sind auch in Fig. 38 eingetragen.

Wir bemerken in Übereinstimmung mit unseren bisherigen Erfahrungen, daß die Maxima der *R*-Körner wieder mit kleinen Distanzen beiderseits L_1 und L_2 auftreten.

Es sei noch darauf hingewiesen, daß die Anordnung der *R*-Körner, die keine besonders ausgearbeiteten Bewegungsbahnen erkennen läßt, mit unserer genetischen Deutung des Befundes an Diagramm 36, 37, 39 symmetriegemäß gut übereinstimmt.

„Alabastermarmore“: Tribulaunkalk (westlich Brenner, Tirol): Schöckelkalk, Steiermark; Marmor aus dem Werchzirmgaben bei Turrach.

Die Neuordnung des Gefüges kann so weit gehen, daß im ganzen Gefüge nur mehr einzelne Relikte der Deformationsphase in einem kompakten Mosaikpflaster erhalten sind wie in der im folgenden besprochenen Gruppe von Marmoren.

Von diesem Grad an bedingt die Rekristallisation ein charakteristisches äußeres Gepräge; eine gut abhebbare Gruppe von alabasterartig durchscheinenden, harten, gebänderten Marmoren mit hornsteinartigem Bruch und Neigung zur Diagonalklüftung erweist sich nach den Gefügen als aus solchen stark rekristallisierten Tektoniten zusammengesetzt, von denen ein

Bänderkalk des Tribulaunrhät, Portjöchl bei Brenner („Pyritschiefer“) als Repräsentant etwas näher besprochen sein soll. Der Bänderung entspricht anscheinend im Gefüge keine sichere Sedimentärstruktur mit rhythmischem Wechsel; papierblattdünne Glimmer liegen wohl parallel, aber nicht lagenweise angeordnet. Wohl aber ist ein *s* gegeben durch deutliche Längung der sehr kleinen, aber wohlumgrenzten, klaren Körner der Grundmasse, in welche vereinzelt viel größere Körner eingelassen sind, die durchwegs fast gleichzeitig auslöschen und ein Lamellensystem sub $\parallel s$ oder zwei Lamellensysteme nahe *s* so eingestellt haben, daß die Halbierende des Neigungswinkels der Lamellenspuren sub $\parallel s$ liegt.

Außerdem sind Anzeichen vorhanden, daß noch nach der Entstehung dieser rekristallisierten Korngeneration Deformationsbedingungen wirksam waren:

Die Individuen des kleinkörnigen Pflasters weisen häufig, aber keineswegs ausnahmslos, Lamellen auf, u. zw. hauptsächlich Zwillingsleisten; selten in einem Korn mehr als ein System. Die Orientierung der Lamellenspuren ist vorwiegend $\parallel s$. (*U*-Tischaufnahme nicht durchgeführt).

Das Auftreten der Zwillingslamellen erweist für sich allein noch nicht eine letzte nachkristalline Deformation; wir kennen Beispiele (Kupfer und seine Legierungen (!)), in denen die Zahl der Zwillingsleisten mit der Rekristallisation sogar erheblich zunimmt. Allerdings stehen diesem Falle schon unter den Metallen weit mehr Beispiele entgegen, in denen die Deformationsstrukturen durch die Rekristallisation ausgetilgt werden und verschwinden bis auf die in jenen Kristallpartien, in denen eine Rekristallisation nicht erfolgte (Czochralski, S. 149). Dadurch bleibt aber die Berechtigung unberührt, vom Fehlen der Lamellen in sicheren Tektoniten auf Rekristallisation zu schließen.

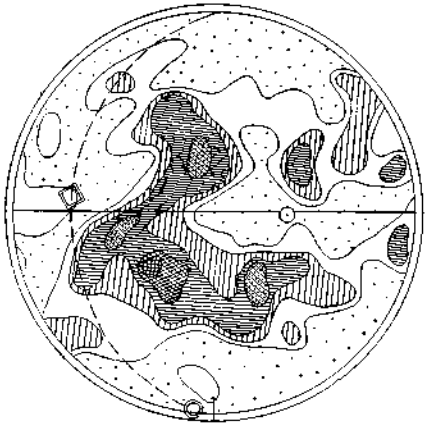


Fig. 41.

Fig. 45.

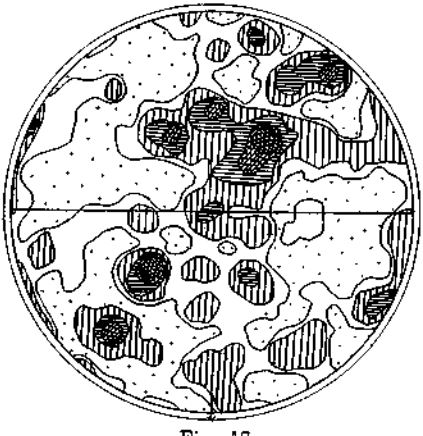


Fig. 47.

Fig. 49.

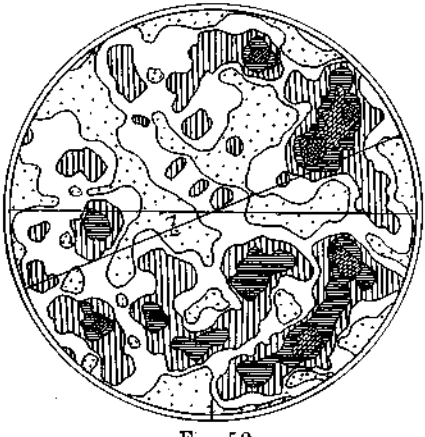


Fig. 50.

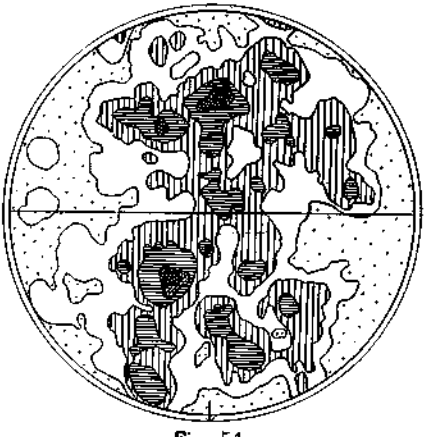


Fig. 51.

Die sicher (wie man schon ohne *U*-Tisch sieht) gut geregelte Schar der sporadisch auftretenden großen Körner deuten wir wieder als Rest einer früher allgemeinen Regel I, deren Gefüge fast gänzlich rekristallisiert ist bis auf diese letzten Zeugen der vorkristallinen Deformation.

Es wäre zwar wohl denkbar, daß in einem primär ungleichkörnigen Gefüge (Fossilreste!) unter gleichbleibenden Deformationsbedingungen die größeren Körner besser eingeregelt sind als die kleinen; andrerseits aber kennen wir alle Übergänge vom ersten Rekristallisationsbeginn mit vereinzelt auftretenden neuen Körnern bis zum vollständig rekristallisierten homogenen kleinkörnigen Gefüge, z. B. des Felderbacher Marmors, der nach dem feldgeologischen Befund unbedingt stärkste tektonische Deformation erfahren hat, von der aber keine nachkristallinen Korndeformationen im Gefüge mehr erhalten sind; wir werden auch den mit Phyllit verfalteten Tribulaunkalk als ein dem Extrem Felderbach nahestehendes Glied in der Reihe zunehmender Rekristallisation einfügen.

Typus VI. Marmorstengel vom Poverer Jöchl, Wattental.

Im Quarzphyllit südlich des Inntals findet man Kalkmarmoreinschaltungen in typischen Stengelformen (während sonst reiner Marmor makroskopisch Vorzugsrichtungen meist nur undeutlich erkennen läßt). Bei wechselnden Querschnitten, die sich aber aufeinander beziehen lassen, bleibt die Stengel=*B*-Achse, der auch die sehr deutliche, oft grobrippige Riefung folgt, auf lange Strecken unverkrümmt konstant.

Der Außenform entsprechen Sprünge im Innern, die mit derselben Orientierung das ganze Gefüge durchgreifen.

Diesen Unstetigkeiten folgen, wie die Schliffuntersuchung zeigt, Lagen von feinkörnigem Gefüge (*R*-Körner) zwischen unter sich wieder einheitlichen Gefügekörnern (*D*-Körner) von etwa zehnmal größerem Querschnitt.

Seltener sieht man Sprünge, denen nur teilweise Lagen der *R*-Körner folgen, diese dann verlassen und quer durch die *D*-Körner greifen; dabei konnten nebeneinander folgende Fälle beobachtet werden:

1. Intergranularer Verlauf des Risses im Gefüge der *D*-Körner;
2. der Riß folgt einer Lamelle des Korns, welche auch schief zum generellen Verlauf des Risses liegen kann;
3. der Riß geht durch das Korn ohne ersichtliche Benützung von Lamellen, obwohl solche im Korn ausgebildet sind (es wurde allerdings nicht untersucht, ob der Verlauf des Risses vielleicht der möglichen Lage einer Kornscherfläche entspricht).

Die Verteilung der Sprünge und der zweierlei Körnerarten tritt sehr übersichtlich hervor bei der Behandlung der angeschliffenen Stengelstücke nach dem Hirschwaldschen Färbeverfahren. Die Lösung schwärzt die kleinkörnigen Lagen wegen des größeren Intergranularraumes viel stärker und hebt so die helleren großmaschigen Zwischenlagen heraus.

In den Querschliffen ist der Verlauf der *R*-Züge, wie schon angedeutet, ein radialer; in den Anschlifflächen der *B*-Achsenzone streichen die verschiedenen Körnerlagen und die Sprünge, auch manchmal Quarzzüge, parallel aus, selten unkontinuierlich auskeilend und neu ansetzend.

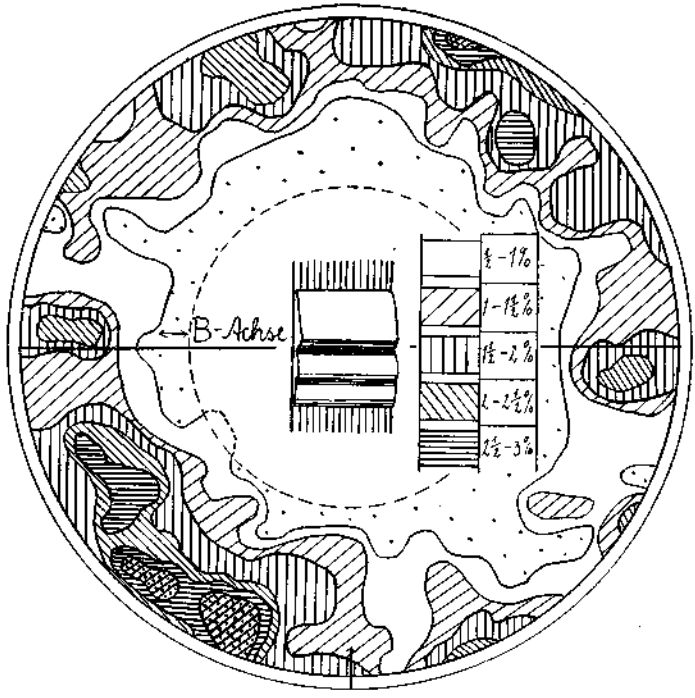


Fig. 42.

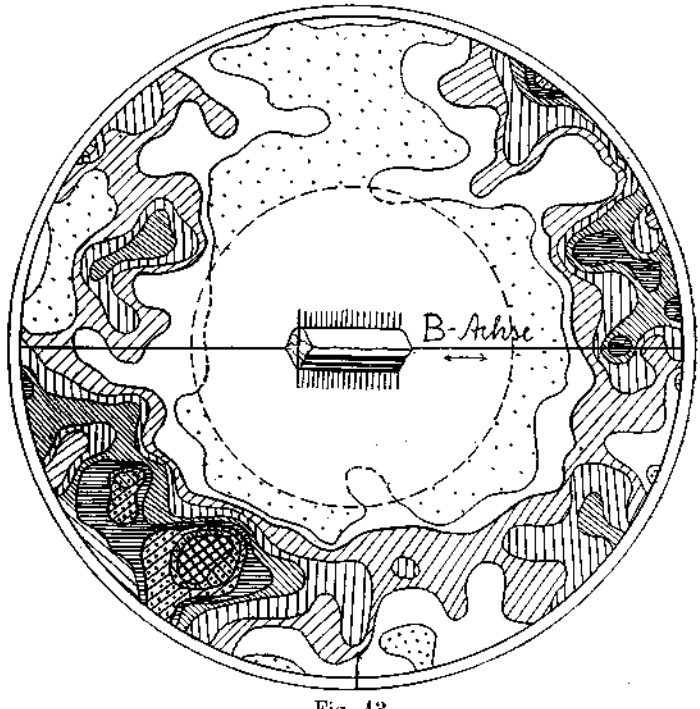


Fig. 43.

In einzelnen Stücken treten sub⊥ zur *B*-Achse etwa 1 *mm* voneinander entfernt, feinste, unregelmäßig-stufig umspringende Haarrisse (also Querrisse) auf.

Das Gefüge besteht zum weitaus größten Teil aus Kalzit, dazwischen treten Quarzkörner und Schüppchen hellen Glimmers auf, manchmal in unterbrochenen Lagen oder linear angeordnet.

Ein Unterschied im Chemismus der verschiedenkörnigen Lagen besteht, wenigstens am untersuchten Schliffmaterial, nicht.

Die *U*-Tischanalyse wurde zunächst an einem Stengel mit der im Diagramm Fig. 44 eingezeichneten Querschnittsform durchgeführt, und zwar an drei Schliffen; am Querschliff (Fig. 44), an je einem Schliff nach der längeren (Fig. 42) und kürzeren (Fig. 43 und 46) Diagonale der Querschnittsfigur (an diesen Schliffen habe ich nämlich bei anfänglich noch geringer Übung nur Lamellen bis ungefähr 40° Neigung eingemessen, so daß in diesem Falle drei Schliffe nötig waren zur vollständigen Beherrschung der Lagenkugel).

Die *D*-Körner weisen dieselben Intergranularverhältnisse (und dieselbe Regelung) auf wie die anderen, am Beispiele Patsch S. 73 ff. näher beschriebenen Marmore aus dem Quarzphyllit.

Das aus den drei Lamellendiagrammen Fig. 42—44 zusammengezogene Sammeldiagramm Fig. 47, bezogen auf die Querschnittsebene des Stengels, läßt sich wieder auffassen als Stück eines Großkreisgürtels im Sinne von Regel II, der aber deutlich exzentrisch ist gegenüber der (kontrollierbar genau) in der Mitte der Projektion ausstechenden *B*-Achse; die Rotationsachse *Y* der Scherflächen des Kleingefüges fällt also nicht zusammen mit der *B*=Streckungsrichtung der äußeren Form, der Achse der tautozonalen Flächen mit den *R*-Körnern; diesfalls müßte ja das Gürtelmaximum an der Peripherie des Grundkreises liegen, da das Sammeldiagramm in der Querschnittsebene liegt.

Der Stengel ist also eine heteroachs geregelte Form im Sinne von L. 14.

Die Stengelformen selbst fassen wir auf als Präparate selektiver Erosion nach den tautozonalen Scherflächen, an die das Auftreten der rekristallisierten Körner gebunden ist.

Die verschiedenartige Auswirkung der beiden heteroachsen Scherflächenscharen im Gefüge (Schar mit Korngleitflächeneinstellung im Gegensatz zu den Flächen, auf welche die Rekristallisation lokalisiert ist) läßt nicht nur auf eine Änderung der Einspannung, sondern auch auf eine Änderung in den Deformationsbedingungen schließen.

Ein Kriterium dafür, daß die homoachse unstetige Zerscherung mit Rekristallisationsbedingungen jünger ist als die Durchregelung des Gefüges, liegt darin, daß wir in der Natur nur unverbogene Stengel beobachten; dies würde im Falle: Regelung jünger als Stengelung ganz bestimmte Bedingungen (siehe Schmideggs Beitrag in L. 14) erfordern, welche nicht wahrscheinlich sind: nämlich entweder 1. ganz bestimmte Orientierung der schon angelegten Stengelachsen zur nachherigen homogenen Zerscherung des Gefüges, nämlich *a)* *B*-Achse ∥ Gleitrichtung und *b)* *B* ⊥ Gleitrichtung, ⊥Ebene der Schiebung oder 2. gleiche Zunahme der Verschiebungsbeträge; mit anderen Worten: die Stengel würden mit ebensoviel Chancen wie jede andere Vorzeichnung zu krummen Stäben zerschert.

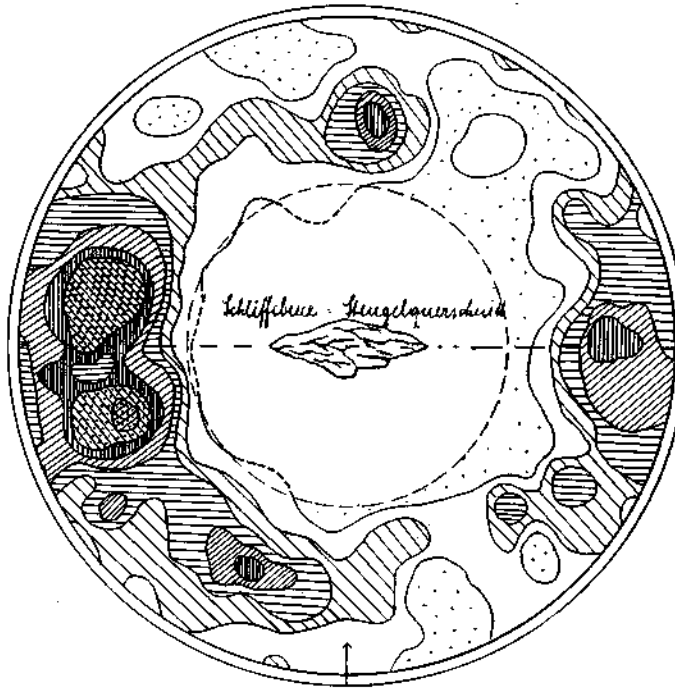


Fig. 44.

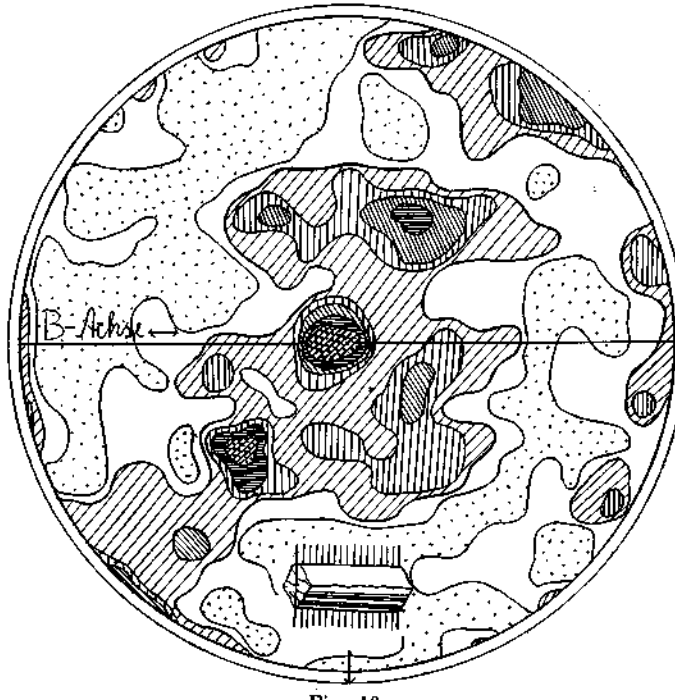


Fig. 46.

Ferner liegt es näher, anzunehmen, daß ein fertiges homogenes Gefüge unstetig zerschert wird als daß über unstetige Zerscherungen eine Umprägung des Gesamtgefüges spurlos hinweggeht.

Der vorliegende Fall von Stengelbildung ist aufzufassen als ein Endglied einer Reihe, welche man hinsichtlich der Beziehung des Gefüges zu äußeren Strukturmerkmalen aufstellen kann: von der feinsten Riefung homogener Faserstruktur (*B*-Achse im homogenen Gefüge) zu deutlich unstetig herausgescherten Stengeln und Platten, eine Reihe, die der jeweils zugeordneten Korngefügeanordnung nach divergieren kann nach Seite der Homo- bzw. Heteroachsie.

Die folgenden Figuren 48—51 geben die Diagramme eines Stengels derselben Herkunft (Poverer Jöchl, Wattental), aber etwas anderer Querschnittsform; sie ist in Fig. 58 eingezeichnet. Fig. 48 und 49, Lamellen und Achsen des Querschliffes, lassen sich mit den Bildern des oben besprochenen Stengels ganz gut in Einklang bringen (durch geeignete, nicht eindeutig festgelegte Rotationen; nur Fig. 44 und 48 entsprechen der Schlifflage nach einander direkt).

Von diesem Stengel wurden zwei Diagramme der *R*-Körner auf den (S. 66) erwähnten Flächenscharen aufgenommen, die in Fig. 50 (Querschliff) und 51 ($\parallel B$) wiedergegeben sind.

In Fig. 50 ließen sich eventuell die durchwegs etwa 25° von der Peripherie abstehenden langgestreckten Hauptmaxima zunächst zusammenfassen zu einem Gürtel, der sich aber nicht deckt mit dem der *D*-Körner, sondern diesem gegenüber ungefähr spiegelbildlich liegt in bezug auf die diametrale Ebene sub $\perp Z$ (= Züge der rekristallisierten Körner); die Distanz beider Gürtel beträgt 40—50°. Beide Diagramme decken sich gut, wenn man sie um die *B*-Achse der äußeren Form, also um die Schliffnormale einander gegenüber um 180° verdreht. Diese Deckungsmöglichkeit bei der relativen Drehung ließe sich auffassen als ein Hinweis auf das Zustandekommen des heutigen Befundes dadurch, daß eine Verstellung des Gefüges quer zur *B*-Achse um denselben Rotationsbetrag von 180° tatsächlich stattgefunden hätte im Intervall zwischen der Entstehung der *D*- und *R*-Körner; wenn man berechtigt wäre, eine ähnliche Genese der Regelung beider Kornarten anzunehmen. Diese Berechtigung besteht aber in diesem Fall angesichts des verschiedenen Zustandes der beiden Kornarten nicht; eine Erklärung der Gürtelregelung nach dem Prinzip einer passiven mechanischen Einregelung von Gleitflächen kommt für die undeformierten *R*-Körner meines Erachtens nicht in Betracht.

Weiter könnte man annehmen, daß die *R*-Körner die Orientierung einer nach dem genannten Prinzip eingeregelten Kornauslese abbilden.

Diese Annahme wird aber widerlegt durch die Feststellung während der Aufnahme, daß der Winkel von Nachbarkörnern, d. h. der Achse bzw. Lamelle eines *D*-Kornes gegenüber der Achse eines an oder in diesem *D*-Korn liegenden *R*-Kornes, weitaus am häufigsten 65—90° beträgt.

Es ergibt sich aber eine andere Erklärung, wenn man gerade auf dieses Datum der Einzelkornbeobachtung hin auch die Teilmaxima der *D*- und *R*-Korndiagramme betrachtet; die obengenannte Distanz der Nachbarkörner legt nahe, auch die einzelnen Untermaxima in Fig. 50 auf 65—90° entfernte Lamellenmaxima der *D*-Körner zu beziehen, die im

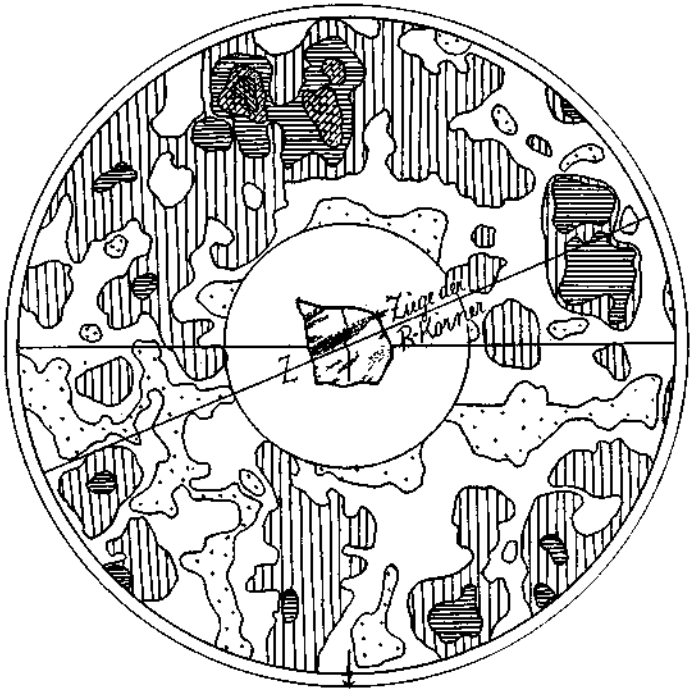


Fig. 48.

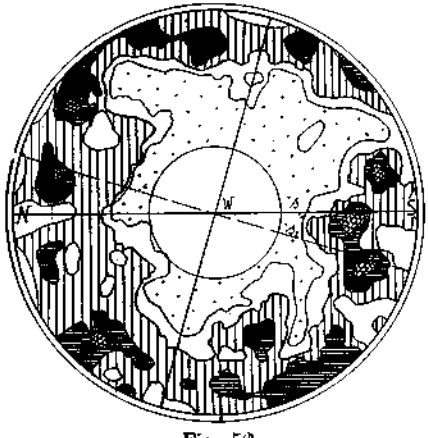


Fig. 52.

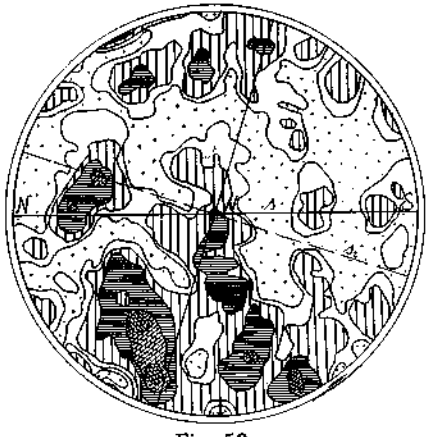


Fig. 53.

Diagramm 48 tatsächlich in der gewünschten Entfernung vorhanden sind; es sind dies die zwei Häufungsstellen in und $\perp Z$, d. i. den Zügen rekristallisierter Körner.

Wir nehmen also Großscherflächen im Gefüge an in derselben Anzahl, als diskrete Lamellenmaxima *Lr* festgestellt sind und suchen deren Lage auf als die Ebenen, die den Schwerpunkten der *Lr* als Polen zugeordnet sind. Die rekristallisierten Körner stellten nun ihre Achsen nahezu parallel diesen Flächen, genauer gesagt in Lagen mit einem Neigungswinkel von 20 bis 30° gegenüber diesen Ebenen ein.

Diese Anordnung der *R*-Achsen sub ‖ zu diesen Scherflächen wäre wieder zu erklären als gesetzmäßige Orientierung der neuwachsenden Kristallite gegenüber den Wänden des tektonischen Intergranularlumens.

In Fig. 47, Diagramm der *R*-Körner des erstbesprochenen Stengels von der in Diagramm 44 gezeichneten Querschnittsform, sehen wir dementsprechend in den zwei sich kreuzenden Besetzungsstreifen fast alle Richtungen in den entsprechenden Flächen von *c*-Achsen benützt.

Aber auch hier sind bestimmte Richtungen bevorzugt, wie die stärker betonten Maxima erkennen lassen. In anderen Fällen tritt die Auszeichnung bestimmter Richtungen noch besser hervor, vgl. Fig. 50.

Eine genauere gemeinsame Beziehung zu den Gefügekoordinanten *Y* oder *B* ließ sich nicht feststellen; es stimmen aber alle Diagramme der *R*-Körner darin überein, daß ihre Hauptmaxima nicht in Hauptrichtungen des Gefüges fallen, vgl. auch Marmor von der Weißespitze; Diagramm der *R*-Körner, Fig. 38.

Daß hier (wie auch in anderen Fällen, vgl. Diagramm 38 und 36, 47 und 43 die Maxima der rekristallisierten Körner in so auffallende Nähe von Lamellen- bzw. Achsenmaxima der *D*-Körner fallen, ist also nach den Einzelbeobachtungen des großen Winkels von Nachbarkörnern nicht der Ausdruck dafür, daß die rekristallisierten Körner die kristallographische Orientierung der vorgängigen deformierten Körner fast getreu abbilden, sondern läßt sich erklären aus der Feststellung, daß der Winkel der anscheinend häufig vorkommenden (symmetrischen) zwei Hauptscherflächen in diesen Fällen um 90° beträgt; wenn nun die *R*-Körner den Scherflächenpolen gegenüber wieder unter einem Winkel von 65—90° orientiert sind, so muß wenigstens ein Teil der Lamellenpole der *D*-Körner und *c*-Achsenrichtungen der *R*-Körner zusammenfallen.

Hochkristalliner Marmor mit *s* und makroskopisch angedeuteter *B*-Richtung aus dem Quarzphyllit von Patsch, südlich von Innsbruck.

Ein weißer, mittelkörniger Marmor, der z. T. auch in Quadern von steinindustriell brauchbaren Dimensionen bricht.

Das dabei als Hauptfläche einigermaßen ausgezeichnete *s* wird im Schliff durch Lagen folgenden Baues bezeichnet:

1. reines großkörniges Kalzitgefüge mit der unten näher beschriebenen Polygonalpflasterstruktur;

2. kleinerkörniger Kalzit + viel Tropfenquarz;

3. Kalzit + Quarz wie in 2 + hellem Glimmer in kleinen Schüppchen, die, wie sich auch im (hier nicht wiedergegebenen) Diagramm zeigt, der Mehrzahl nach nicht genau in s eingestellt sind, sondern zwei Vorzugslagen 20° jederseits vom Pol von s aufweisen. Außer dem Unterschied in der Größe der Kalzitkörner in den verschiedenen Lagen ist auch einer in der Kornform bemerkenswert: die Körner sind schlanker, also verhältnismäßig länger in 2 und 3 gegenüber 1.

Innerhalb der Ebene von s ist sowohl in der äußeren Symmetrie des Handstücks (kurz absetzende Riefen und Rillen) als auch im Feingefüge (auch am polierten Anschliff zu sehen) eine allerdings wenig hervortretende Vorzugsrichtung angedeutet. Im Gefüge entspricht dieser B-Richtung eine Hauptrichtung der Intergranularsymmetrie; die Körner sind in s abgeflacht und in B verlängert. In den Fig. 59 und 60 ist das Gefügebild für zwei $\perp$ aufeinander stehende Schnitte $\perp s$ wiedergegeben:

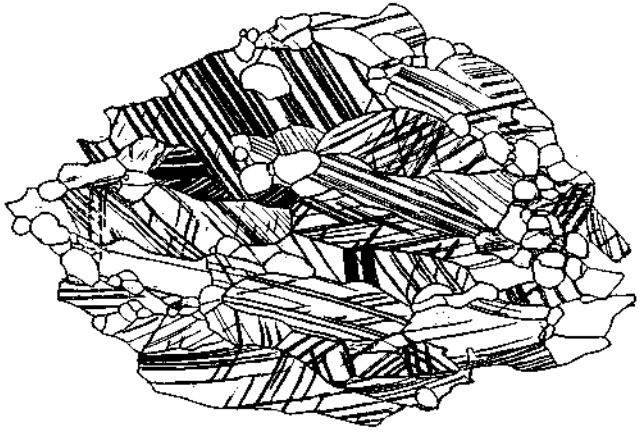


Fig. 60.

Wir sehen wabenartig aneinanderschließende, einfach und geradlinig konturierte Polyeder: in Ebene subnormal B annähernd regelmäßige, vier- bis achteckige, im Schnitt sub $\| B$ gelängte Polygone, deren längste Diagonalen subparallel in s liegen und zwei- bis sechsmal so lang sein können als die kürzesten. Die Schnitte $\| s$ sind breiter, tonnenförmig.

Die Symmetrie der Intergranulare ist also die eines dreiachsigen Ellipsoids [mit $a : b : c$ etwa wie (3—6) : (1—)2 : 1], das sich also einem Rotationsellipsoid nähert, dessen singuläre Achse die längste ist und $\| B$ liegt (Fig. 61).

Auch bei genauerer Betrachtung erweisen sich die Kornkonturen trotz starker Lamellierung des Innern vielfach als unirritiert geradlinig; in andern, selteneren Fällen lösen sie sich in feinste, sägezähnartige Stufungen auf; im großen und ganzen aber macht die Intergranulare den Eindruck der Unversehrtheit. Den wollen wir uns auch bei der Betrachtung und Deutung der Spuren nachkristalliner Deformation gegenwärtig halten.

U-Tischanalyse. Fig. 52 gibt das Diagramm aller sichtbaren Lamellen (78 % der Körner haben zwei Systeme entwickelt) eines Schliffes $\perp$ zur makroskopisch schwach angedeuteten *B*-Achse; Fig. 55 die zugehörigen Achsen.

Wir finden einen oder, wenn man will, zwei periphere Gürtel, die zunächst den Eindruck einer Einstellung der *e*-Flächen in um *B* rotierte Scherflächen machen. Ergänzt man aber, um ein vollständiges Bild der entwickelten *e*-Flächen zu erhalten, den Beobachtungsausfall durch die an einem Schliff $\parallel B$ aufgenommenen und um 90° in die Ebene von Diagramm 52 rotierten Lamellenpole, so kompliziert sich das Bild der Lamellenverteilung: Fig. 54; der angehende *B*-Gürtel wird verwaschener und verwackelter, die Teilmaxima in der Mitte des Diagramms sind in einem Gürtel der *B*-Achse überhaupt keinesfalls unterzubringen.

Man könnte einwenden: Im Sammeldiagramm sind alle sichtbaren Lamellen verzeichnet, also nicht nur diejenige in jedem Korn, die etwa korrelat zur Beanspruchung hervorgerufen und eingestellt ist, sondern auch eine oder die zwei andern, vielleicht nur sekundär ausgelösten *e*-Flächen desselben Korns; und dadurch würde das Gesamtbild undeutbar.

Dazu ist zu überlegen: Wenn wir die Annahme machen, daß in jedem Korn nur die je einer Scherfläche einer tautozonalen Schar zunächstliegende Korngleitfläche ausgearbeitet, bzw. bis zu einem gewissen Grenzwinkel einrotiert wird, wie wir eine solche Einregelung in einscharige Scherflächen kennen lernten, so besteht für die Lage der andern Gleitflächen des Korns eines nicht anderweitig vorgeregelten Gefüges Rotationsfreiheit; wir hätten weder für diese noch für die Symmetrale des Winkels zwischen der eingestellten Gleitfläche und einer zweiten desselben Korns eine Häufung der Pole innerhalb des möglichen Besetzungsfeldes zu erwarten.

In Fig. 56 sind nun die Symmetralen des kleineren Winkels der beiden gemessenen *e*-Flächen eines Korns (Esyk) verzeichnet und weisen deutliche Maxima auf (auf die gegen *s* etwas verdrehte Symmetrie werden wir noch zurückkommen).

Die schärfste Regelung zeigt ein aus Lamelle und Achse gewonnenes Datum, die Symmetrale zwischen zwei Gleitrichtungen eines Korns, Fig. 57 die des kleineren Winkels *Rsyk*, Fig. 58 *Rsyg*.

In diesen Diagrammen 56—58 ist die Spur einer Ebene s_2 bzw. deren Lot ausgezeichnet, die zwar keine große, aber doch eine bemerkenswerte Abweichung gegenüber dem *s* des Grobgefüges aufweist: es ist dies der Durchmesser, der in den Diagrammen 20° NO—SW streicht. In Diagramm 57 sind z. B. die *Rsyk*-Maxima s_2 gegenüber symmetrisch; das Lot auf s_2 ist gleichfalls eingezeichnet und stellt den Schnitt der zweiten Symmetrieebene des Diagramms mit der Schlifffläche dar.

Auch in den Diagrammen 56 und 58 spielen diese Richtungen eine ähnliche Rolle als Symmetrieelemente.

Wenn wir nun diese Richtung s_2 in das Lamellensammeldiagramm eintragen, so finden wir sie fast auf der ganzen Linie besetzt von Häufungsstellen des Lamellenfeldes; zugleich sind darin gerade die Teilmaxima zusammengefaßt, die sich nicht oder weniger gut dem

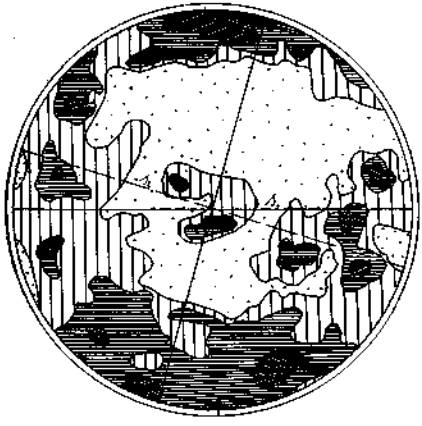


Fig. 54.

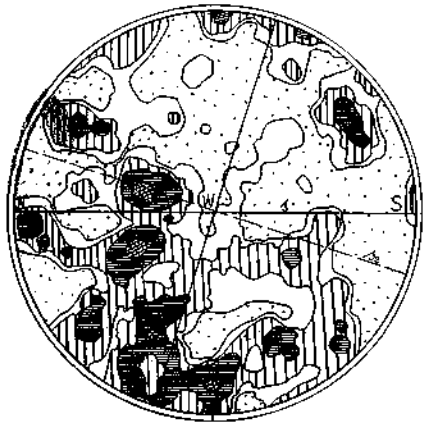


Fig. 55.

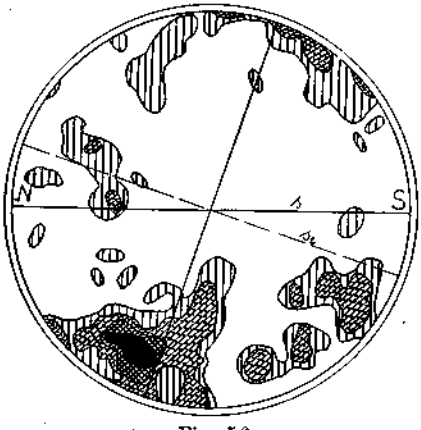


Fig. 56.

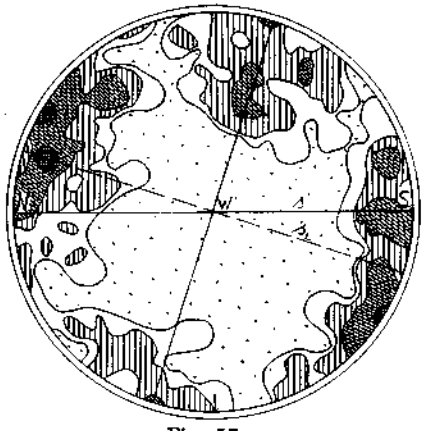


Fig. 57.

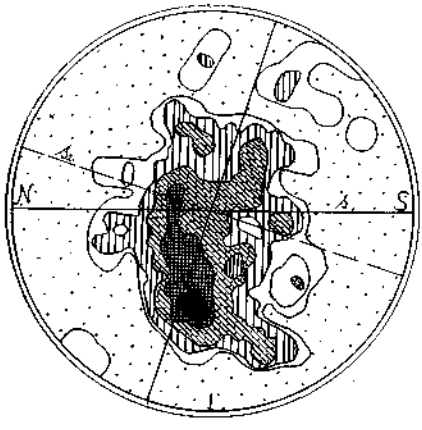


Fig. 58.

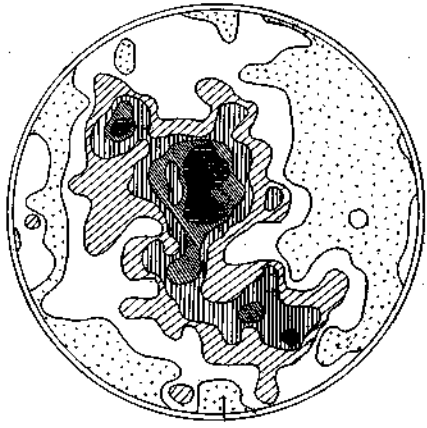


Fig. 64.

peripheren *B*-Gürtel einfügen. Wir hätten somit das Diagramm 54 in zwei Gürtel mit zwei aufeinander ⊥ Achsen, *B* und das Lot auf s_2, aufgelöst.

Nach unserer Deutung der Gürtelregelung werden durch die beiden Gürtelebenen zwei (*XZ*)-Ebenen der Beanspruchung abgebildet. Die beiden übereinandergeprägten Regelungen würden also zwei verschiedenen Orientierungen des jeweiligen Beanspruchungsellipsoids gegenüber dem Gesteinskörper entsprechen. Über Fälle von gegeneinander geneigten *B*-Achsen im selben Gestein vergleiche übrigens L. 23 und L. 28.

Einen weiteren Gesichtspunkt für die Betrachtung der Achsendiagramme des Patscher Marmors, welcher von einer Ableitung der Achsenregelung lediglich aus der nachkristallinen Gürtelbeanspruchung absieht und vor allem auch der Unversehrtheit der Intergranulare gerecht wird, gibt die Auffassung von Fig. 55 u. ff. als Rekristallisationsregel: Die Verteilung der Achsen in Fig. 55 entspricht gut dem Bild der *R*-Körnerdiagramme (z. B. Fig. 40, 41, 50) in unvollständig rekristallisierten Gefügen, bei denen die Annahme der Rekristallisation durch den Kontrast der *R*-Körner gegenüber dem deformierten Gefüge notwendig wird; während hier ein vollständig rekristallisiertes Gefüge vorläge.

Aus den Erfahrungen an den besprochenen *R*-Gefügen und -Diagrammen wissen wir aber auch, daß wir in diesem Falle die hervortretenden Richtungen im Diagramm (etwa s_1 oder s_2) nur als mittelbare kristalline Abbildung von Hauptebenen der vorkristallinen Beanspruchung auffassen dürfen.

Um die Vorzugsrichtungen der Intergranulare in nähere Beziehung zu den Diagrammen zu bringen und zu weitergehenden Schlüssen über die vorkristalline Mechanik zu benützen, sie etwa als Schnittgerade von Scherflächen und Richtung linearer Poren zu betrachten, dazu ist es in diesem Fall zu unsicher, ob in unseren großtektonisch orientierten Schliffen genau die Hauptschnitte der Intergranularsymmetrie getroffen sind. Ich kenne Präparate ebenfalls von Marmoren aus dem Quarzphyllit in der Nähe von Innsbruck (Roßkopf, Wattental, ebenfalls mit makroskopisch undeutlicher *B*-Achse), in denen zwei aufeinander ⊥ Schnitte ⊥ *s* einen viel deutlicheren Unterschied der I.-Ellipsoidachsen aufweisen. Vor allem auch, um über die Lage des Achsendiagramms gegenüber den Hauptrichtungen der Intergranulare sicher zu sein (z. B. die Exzentrizität der Maxima in Fig. 55), wäre die Anfertigung einer Reihe von neuen, eindeutig orientierten Präparaten nötig, deren, wenigstens derzeitige, Schwierigkeiten für uns hier schon oben angeführt wurden.

In diesem Gestein sind — nicht als einzigem — Körner nicht selten, in welchen die schmalen, von Lamellen begrenzten Korn- oder Zwillingsteile auch ihrerseits noch von Lamellensystemen durchsetzt sind, Fig. 62. Es wurde versucht, die Winkelbeziehungen zwischen den Lamellensystemen untereinander und zu den Achsen mit dem *U*-Tisch festzustellen. Anderseits wurden die Winkel berechnet bzw. konstruiert, die sich zwischen den möglichen Lagen der *e*-Flächen eines Zwillingsindividuums gegenüber denen des Partners nach dem klassischen Translationsmechanismus — also z. B. ohne Drehungen in *e* —

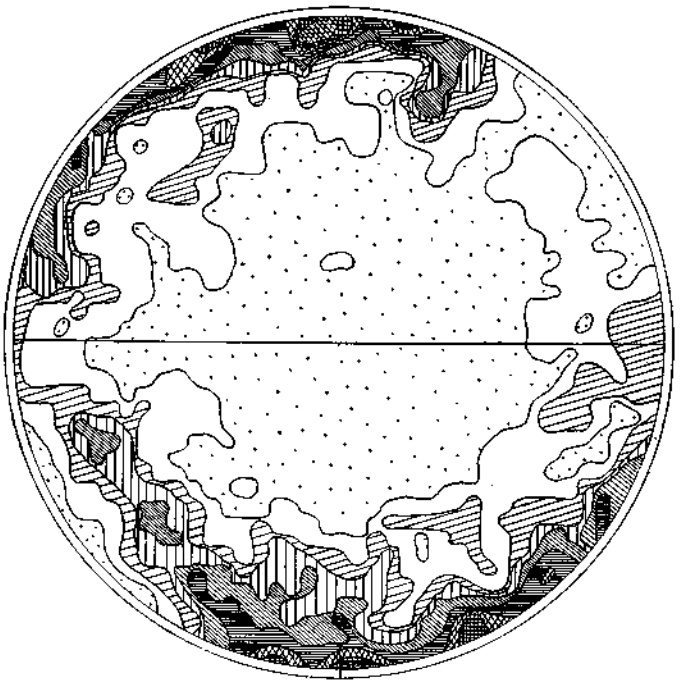


Fig. 63.

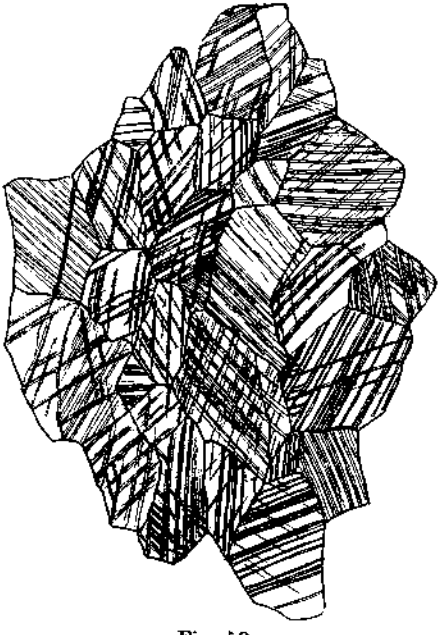


Fig. 59.

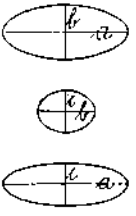


Fig. 61.

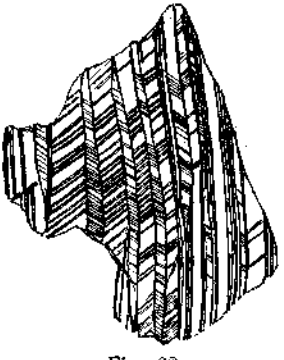


Fig. 62.

ergeben. Die Konfrontation der beiden Werte sollte als Probe aufs Exempel die Bestätigung bzw. Widerlegung dieser Voraussetzung geben.

Es stellte sich heraus, daß die empyrischen Werte mit einer durchschnittlichen Abweichung von $\mp 6°$ (einzelne Werte aber auch bis zu 15°) um die berechneten liegen.

Ob nun diese Differenz reale Abweichungen vom strengen Translationsmechanismus anzeigt oder ob sie Messungsfehler darstellt, ist in diesem Falle kaum zu entscheiden, weil die Fehlergrenze bei der schwierigen Messung in den sehr schmalen und infolge ihrer Dünne oft verbogenen Kornteilen weiter ist als bei den übrigen Messungen.

Dolomitmarmor, Pfelders. (Regelung entsprechend **Regel I*a*** des Kalzits.

Die folgende Analyse behandelt einen Dolomit aus dem Schneeberger Zug bei Pfelders als einen typischen Vertreter der ganz hellen, zuckerkörnig-bröseligen Dolomitmarmore, in welchem ein vermutlich ursprünglich sedimentäres *s* durch parallel eingelagerte Blätter eines hellen Glimmers bezeichnet ist.

Das Gefügebild zeigt ein homogenes Mosaik von Körnern mit fast unverzahnter Intergranulare und geringen Spuren mechanischer Beeinflussung im Innern; als solche treten Spaltrisse auf neben weit distanzierten Lamellen; ganz vereinzelte große Körner geben sich durch die Färbereaktion als Kalziteinsprenglinge zu erkennen.

Die Symmetrie des Intergranularnetzes ist die eines abgeflachten Rotationsellipsoids; aber im Gegensatz zu dem untersuchten Kalzittypus II mit rotationssymmetrischer Intergranulare ist hier die singuläre Achse die kürzeste und steht $\perp$ zu *s*, so daß alle Schliffe $\perp s$ linsig in *s* verlängerte Kornkonturen zeigen, der Flächenschliff $\parallel s$ aber isometrische (bei Kalkmarmor Typus II enthält der Querschliff (XZ) die isometrischen Kornschnitte).

U-Tischaufnahme. Das Achsendiagramm Fig. 64 der Ebene $\parallel s$ zeigt einen Besetzungsgürtel $\perp s$ (also im Flächenschliff diametral verlaufend). Damit stimmt gut überein ein zweites vom selben Material vorliegendes Diagramm, Fig. 63, das Herr Doktor Rüger als Gast des Innsbrucker Institutes aufgenommen und mir freundlicherweise zur Verfügung gestellt hat. Der Gefügeschnitt, von dem Diagramm Fig. 63 stammt, ist $\perp$ zu der makroskopisch schwach angedeuteten Vorzugsrichtung (*B*) geführt und läßt durch die (ungefähr) periphere Achsenanordnung in einem Gürtelmaximum die Schliffebene als Ebene (XZ) erkennen.

Diese Regelung der Achsen (Gürtel $\perp Y$) entspricht deskriptiv der Regel I*a* des Kalzits.

Dieser Befund legt eine analoge genetische Deutung nahe wie für die Kalzitregel I*a* (Einregelung nach Scherflächen mit Rotationsfreiheit um die *Y*-Achse); eine deskriptive Stütze dieser Annahme wie im Falle des Kalzits (durch die Lamellenaufnahme) läßt sich aber hier nicht erbringen, weil das ungleichmäßige sporadische Auftreten der meßbaren Spuren mechanischer Deformation (Lamellen und Spaltrisse) eine statistische Behandlung nicht erlaubt.

Wohl aber erfährt unsere Annahme, nach der die Durchbewegungsrichtung x in den Großkreisgürtel $\perp Y\,(B)$ fallen muß, eine Stütze durch die Bestimmung des x nach den großtektonischen Verhältnissen an der Entnahmestelle des Probestückes (komplizierte Isoklinalfalten der Marmore des Schneeberger Zuges bei Pfelders).

Die Färbung einer Gesteinsprobe ergab linear schnurförmig in der Scherflächenachse angeordnete Kalzite. Es liegt nahe, diese Kalzite als tektonisch entmischt zu betrachten und als angesiedelt in den linearen Gesteinsporen, welche wie im Einzelkristall durch einander blockierende Scherflächen zustande kommen.

Rückblick.

1. In der vorliegenden Arbeit wurden Kalktektonite aus verschiedenen Gebieten der Ostalpen nach neueren petrographisch-analytischen Methoden, vor allem mit Hilfe des Fedorow untersucht und zwar in bezug auf folgende Punkte:

Intergranularverhältnisse: Korngestalt, Beschaffenheit der Korngrenzen:

Spuren mechanischer Einwirkung im Korninnern; Verzeichnung der Lage der optischen Achse und bestimmter kristallographischer Daten für eine größere Anzahl von Körnern (100—600) in den einzelnen Gefügen;

Verhältnis der so erhobenen Regelung zur Korngestalt: Gefügetracht.

2. Es wurde versucht, die Befunde dieser Analyse auszuwerten nach folgenden Gesichtspunkten:

I. Zu Beiträgen zur allgemeineren Frage nach der Beteiligung des Einzelkorns an der Gesteinsdeformation: Lage der Gleitflächen, eventuell Gleitrichtungen der Gefügekörner desselben Minerals unter verschiedenen Bedingungen, also Beiträge zur Auswirkung der Kornstruktur und eventuelle Änderungen derselben unter den verschiedenen Bildungsbedingungen der untersuchten Gefüge:

Beim Kalzit ergab sich als Deformationsmechanismus Translation (und Zwillingsbildung) nach $01\bar{1}2$, wie Becke schon 1924 als Deutung Schmidtscher Diagraume (L. 10) angenommen hat und in L. 15 nachgewiesen wurde. Es wurden in nur 1—2% der Fälle Risse bzw. Lamellen anderer Lage gefunden, und zwar solche mit Winkeln von 44° und 13° gegenüber (0001), also die Flächen $\{10\bar{1}1\}$ und $\{10\bar{1}4\}$.

(Ob Flächen anderer kristallographischer Lage als e ohne sichtbare Lamellen an der Translation wirksamen Anteil nehmen, kann auf Grund der Diagramme wenigstens für einen Teil der Fälle mit Sicherheit ausgeschlossen werden.)

Nach der Translationsfläche sind die Körner geregelt, jedes Korn hat mindestens eine seiner e-Flächen subparallel einer (meist nicht ausschließlich dadurch) ausgezeichneten Ebenenschar des Gefüges.

Die in Analogie zum Laboratoriumsversuch als Translationsrichtung anzunehmende kürzere Diagonale der e-Flächen (vermutlich mit dem Richtungssinn gegen die c-Achse) weist bei ihrer Verzeichnung tatsächlich ebenfalls eine Regelung auf; in den Fällen, in denen dieses Datum nicht selbst verzeichnet ist, ersetzt die (schneller zu gewinnende) Symmetrale zwischen zwei Gleitflächen eines Korns bzw. deren inhomogene Verteilung z. T. den direkten Nachweis der Gleitrichtungsregelung.

Aus der gegenseitigen Lage von Lamellen- und Achsenmaximum kann bei scharfer Regelung die Großgleitrichtung bestimmt werden; in den Fällen von (unschärferer) „Gürtel"regelung die Ebene, in welcher X liegt.

Die Intergranulare wird bei der mechanischen Durchbewegung dieser letzteren korrelat, namentlich symmetriegemäß ausgestaltet (singuläre = kürzeste Achse des Intergranular-Rotationsellipsoids $\perp s$ bei Regel I, singuläre = längste Achse $\parallel Y$ bei Regel Ia und Typus VI).

Körner mit den Merkmalen der Rekristallisation (glattkonturierte Mosaiks ohne mechanische Störung der Optik und ohne korrespondierende Grenzen gegen mechanisch deformierte Körner zwischen denselben und lagenweise zwischen gröberkörnigen Lagen von mechanisch deformierten Körnern) zeigen eine von der Regel I der D-Körner unterscheidbare Regel II. Die c-Achsen der R-Körner weisen ihre Hauptkonzentrationen inmitten der Quadranten der Diagramme auf, deren Ebenen annähernd nach Hauptrichtungen der Grobsymmetrie gelegt sind; in s, bzw. X liegende Teilmaxima, die den Gegensatz zur Regel I am stärksten hervortreten lassen, scheinen nur Streuungskommissuren zwischen diesen Quadrantenmaximis zu sein.

Es besteht also weniger eine unmittelbare Beziehbarkeit der R-Körneranordnung zu den Durchbewegungskoordinaten als vielmehr zu Hauptrichtungen der Intergranulare; zur Durchbewegung und dem s eine mittelbare wahrscheinlich insofern, als der größte Korndurchmesser sehr oft sub $\parallel$ der Gleitfläche liegt (vgl. auch Gefügetracht und unmittelbare Beobachtung unter dem Mikroskop). Aus Einzelbeobachtungen während der U-Tischaufnahme ergibt sich ein großer Winkel (65—90°) als häufigster zwischen Lamelle (und Achse) des D-Korns und den Achsen benachbarter R-Körner; in ähnlich großer Distanz lassen sich die Maxima der entsprechenden Diagramme einander zuordnen. Daraus ist zu schließen auf eine Einstellung der R-Achsen subparallel (bzw. unter einem Winkel $< 30°$) zu der größten Schnittfläche des Intergranularsymmetriekörpers.

Bezüglich der Mechanik dieser Einstellung ist die kristalline Abbildung der Intergranulare namentlich hinsichtlich der (von Sander zuerst 1915, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, und L. 11 betonten) verschiedenen Wegsamkeit für Lösungen und wachsende Kristallite in Betracht zu ziehen zusammen mit dem Prinzip des geregelten Wachstums von Kristalliten in Kapillaren (Groß, Möller).

Direkte Abbildungskristallisation der Regelung, d. h. Übernahme der kristallographischen Orientierung des D-Korns durch das angrenzende R-Korn (Unterschreitung der mittleren Achsendivergenz bei Nachbarn) spielt in den hier untersuchten Gefügen kaum eine Rolle; die generelle Übereinstimmung von Diagrammen mit Gürtel- oder Kreuzgürtelregelung ist zu mehrdeutig, um als Argument in diesem Sinne angeführt werden zu können. Die Beziehung der beiden Kornarten wäre vielmehr begrifflich eine Abbildungskristallisation von Symmetrieeigenschaften des D-Gefüges.

II. Auf Grund der Gefügeanalysen wurde ferner eine Typisierung der Kalktektonite vorgenommen, zunächst ohne Rücksicht auf ihre Herkunft und Schicksale. Diese folgt unten, zusammengestellt mit den III. unternommenen Versuchen einer genetischen Deutung der in II gewonnenen deskriptiven Typen.

Es ergab sich eine Anordenbarkeit der Typen in Reihen, fortschreitend nach der stufenweisen Veränderung bestimmter Teilbefunde der Analyse (Korngröße, Topographie kristallographischer oder optischer Daten, Homogenität des Gefüges usw.), welche auf entsprechende graduelle Änderungen der geologischen Bedingungen, die zur Ausprägung der vorliegenden Gefügezustände führten, schließen lassen.

In manchen Fällen ergibt sich daraus die Möglichkeit, Gefüge von Karbonaten oder auch Kalkphylliten fraglicher geologischer Stellung durch die Zuordnung zu einem Typus, bzw. einer Reihe mit Gliedern sicherer Stellung tektonisch zu horizontieren.

Beispiel: 1. Schöckelkalk—Bändermarmor aus dem Werchzirmgraben—Tribulaunbänderkalk.
2. Vennatalmarmor—Marmor aus den Tarntaler Schichten.

Zusammenstellung der an den behandelten Kalkgesteinen unterschiedenen Typen:

Deskriptiv:

1. Gefüge mit zwei Hauptscherflächenscharen L_1 und L_2 symmetrisch zu s.

a) $\sphericalangle$ (L_1, L_2: Pol von s) sehr groß (90—60°), die Achsen umranden das Lamellenfeld mit (4) symmetrischen Maximis;
Regel II*a*, Grubalm, S. 52.

b) $\sphericalangle$ (L_1, L_2: Pol von s) kleiner (50—25°); (nur 1—2) Achsenmaxima asymmetrisch gegenüber s, Beginn der Betonung einer ausgezeichneten Scherflächenlage (und Gleitrichtung);
Regel II*b*, Weißespitz, S. 58.

2. Ein (höchstens schwach geteiltes) Lamellenmaximum in s, eine Hauptgleitrichtung;
Regel I, Vennatal, S. 43, Griesscharte, S. 43.

3. Mehr als zwei Lamellenmaxima, Lamellengürtel mit einer betonten Scherflächenschar nahe oder in s, ein Hauptgleitrichtungssinn;
Regel I*a*, Sunk, S. 49.

4. Zu 1—3 (Regel der *D*-Körner) tritt eine abhebbare Kategorie von Körnern ohne Lamellen (*R*-Körner); Achsenregel der *R*-Körner: $\sphericalangle < 45°$ gegenüber s (verschiedene Winkel gegenüber $Y\bar{Y}$);
Regel III, Vennatal, S. 61, Weißespitz, S. 63, Poverer Jöchl, S. 70.

5. Mehrere Lamellensysteme, die sich nicht (vollständig) zu einem Gürtel zusammenfassen lassen;
(Typus VI) Patsch, S. 72, Poverer Jöchl, S. 66.

Genetisch:

A. Dynamische Beanspruchung:

a) Mit rhombischer Symmetrie, deren Hauptachsenrichtungen mit denen einer Hauptdruckbeanspruchung übereinstimmen (also ohne relative Rotation des Gefüges gegenüber den Hauptdruckrichtungen): Regel II*b*.

b) Einscharige Zerscherung nach einer Fläche $\| B$: Regel I.

c) Scherung mit relativer Rotation des Gefüges um B: Regel I*a*.

d) Übereinanderprägung mehrerer Scherflächensysteme; Typus VI.

B. Rekristallisation mit zunehmender Bedeutung gegenüber der Deformation:

a) unvollständige: Regel III;

b) vollständige: Typus Felderbach.

Bemerkungen zu den Diagrammen.

C-Achse und Lamellen wurden an jedem Korn gleichzeitig eingemessen in allen Diagrammen mit Ausnahme der Diagramme Vennatal und Poverer Jöchl 32—42 und Tuxer Marmor 56/57, zu denen die Daten getrennt für sich erhoben wurden (also möglicherweise nicht von genau denselben Körnern).

An jedem untersuchten Schliff wurde eine Anzahl von möglichst distanzierten Parallelzeilen durchgemessen; innerhalb einer solchen Zeile sind, wenn in der Diagrammlegende nicht ausdrücklich anders vermerkt, aufeinanderfolgende Körner ohne Auslese vermessen, die bei der Parallelverschiebung des Schliffs ins Fadenkreuz traten. Bei Unterbrechungen in der Zeile wurde immer eine größere Anzahl von Körnern übersprungen.

Der Index ↓ der Diagramme gibt nur die Senkrechte auf die Richtung der Parallelzeilen, d. i. der Objektträgerkante, längs der parallelverschoben wurde; er fällt natürlich nur deswegen so oft mit dem Pol von s zusammen, weil die Schliffhersteller angewiesen waren, die ihnen bezeichnete s-Richtung am Trägerglas orthogonal zu stellen.

Der kleine Innenkreis in den Lammellendiagrammen umschreibt den Bereich, der der Einmessung unzugänglich ist (siehe S. 37).

Bezüglich der Besetzungsdichte der Diagramme siehe Fig. 6, 15, 34, 42, 45 und die Bemerkungen im folgenden Verzeichnis.

◎ = $Z\bar{Z}$, Lot auf der ausgezeichneten Ebenenschar (XY).

⊙ = $Y\bar{Y}$, singuläre Gefügeachse $\perp (XZ)$.

◈ = $X\bar{X}$, Lot auf Ebene (YZ).

Fig. 1—4. Erklärungen im Text S. 38 und 40.

Fig. 5*a*. Griesscharte am Brenner, $\perp s$. Skizze aus dem Schliff, von dem die Diagramme Fig. 6 und 7 aufgenommen sind.

Fig. 5*b*. Schema der typischen Kornschnitte aus drei Schliffen: 1. $\| s$. 2. $\perp s$, $\perp$ 3). 3. $\perp s$, $\perp$ 2). $b \leqq a$.

Fig. 6. Griesscharte am Hochfeiler, $\perp s$, Riefung oder Striemung (B) im Handstück kaum angedeutet. Lamellen, 206 Pole, alle sichtbaren. (Achsen desselben Schliffes in Fig. 7. Gleitrichtungen desselben Schliffes in Fig. 10.) Die Legende gilt für alle folgenden Diagramme, mit Ausnahme der Fig. 15—17, 19, 20, 34, 35, 42—46, 54, 63, 64.

Fig. 7. Griesscharte am Hochfeiler, $\perp s$. Achsen, 186 Pole. (Lamellen desselben Schliffes in Fig. 6, Gleitrichtungen desselben Schliffes in Fig. 10.)

Fig. 8. Griesscharte am Hochfeiler, $\perp s$, $\perp$ zu dem Schliff, von dem Fig. 6 und 7 aufgenommen wurden. Lamellen, 264 Pole, alle sichtbaren. (Achsen desselben Schliffes in Fig. 9, Gleitrichtungen desselben Schliffes in Fig. 11.) Ausgezogene Spur im Äquator: Spur des s im Handstück: Ablöseflache, feine Risse, Wechsel verschieden hellgefärbter Einlagen. Gestricht: s des Feingefüges als Mittellage der Korngleitflächen.

Fig. 9. Griesscharte am Hochfeiler, $\perp s$, wie Fig. 8. Achsen, 228 Pole. (Lamellen desselben Schliffes in Fig. 8, Gleitrichtungen desselben Schliffes in Fig. 11.)

Fig. 10. Griesscharte am Hochfeiler, $\perp s$, wie Fig. 6. Gleitrichtungen, 201 Pole. (Lamellen desselben Schliffes in Fig. 6, Achsen desselben Schliffes in Fig. 7.)

Fig. 11. Griesscharte am Hochfeiler, $\perp s$, wie Fig. 8. Gleitrichtungen, 251 Pole. (Lamellen desselben Schliffes in Fig. 8, Achsen desselben in Fig. 9.)

Fig. 12. Griesscharte am Hochfeiler. $Esyk$, Symmetralen des kleineren Winkels zwischen zwei Gleitflächen desselben Kornes. 53 Pole. Schliff $\perp s$, wie Fig. 8, 9, 11, 13 und 14.

Fig. 13. Griesscharte am Hochfeiler. $Rsyg$. Symmetralen des größeren Winkels zwischen zwei Gleitrichtungen desselben Kornes. 55 Pole. Schliff $\perp s$, wie Fig. 8, 9, 11, 12, 14.

Fig. 14. Griesscharte am Hochfeiler. $Rsyk = Esyg$, Symmetralen des größeren Winkels zwischen zwei Gleitflächen = Symmetralen des kleineren Winkels zwischen zwei Gleitrichtungen desselben Kornes. 55 Pole. Schliff $\perp s$, wie Fig. 8, 9, 11—13.

Fig. 15. Marmor aus dem Vennatal am Brenner (keine B-Achse am Handstück). Lamellen der D-Körner, alle sichtbaren, 336 Pole. Schliff I, $\perp s$. Die Legende gilt für Fig. 15, 16, 17, 19 und 20.

Fig. 16. Marmor Vennatal. c-Achsen der D-Körner, 246 Pole. Schliff I, wie Fig. 15 Achsen der R-Körner desselben Schliffes in Fig. 40. Musterung wie in Fig. 15.

Fig. 17. Marmor Vennatal. c-Achsen der D-Körner, 318 Pole. Schliff II, $\parallel s$. Musterung wie in Fig. 15.

Fig. 18. Marmor Vennatal. c-Achsen der D-Körner, 240 Pole. Schliff III, $\perp s$. Achsen der R-Körner desselben Schliffes in Fig. 41.

Fig. 19. Einschluß in Tuxer Marmorbreccie. Lamellen, 313 Pole. (Achsen desselben Schliffes in Fig. 20.) Die Musterung dieses Diagrammes ebenso wie die des folgenden, Fig. 20, ist auf eine gegenüber dem Äquator (= Schieferungsspur) 12° nordöstlich—südwestlich herausgedrehte Basislinie bezogen. Legende zur Musterung in Fig. 15.

Fig. 20. Einschluß in Tuxer Marmorbreccie. Achsen, 192 Pole. (Lamellen desselben Schliffes in Fig. 19.) Legende zur Musterung in Fig. 15.

Fig. 21. Sunkmarmor, $\parallel B$ (= Striemung), $\perp s$. Achen, 176 Pole. (Lamellen desselben Schliffes in Fig. 22. Gleitrichtungen desselben Schliffes in Fig. 26.)

Fig. 22. Sunkmarmor, $\parallel B$, $\perp s$. Lamellen, 241 Pole. (Achsen desselben Schliffes in Fig. 21, Gleitrichtungen desselben Schliffes in Fig. 26.)

Fig. 23. Sunkmarmor, $\perp B$, $\perp s$. Achsen. 319 Pole. Spur der Schieferung im Schliff nicht erkennbar. (Lamellen desselben Schliffes in Fig. 24.)

Fig. 24. Sunkmarmor, $\perp B$, $\perp s$. Lamellen, 297 Pole. (Achsen desselben Schliffes in Fig. 23.)

Fig. 25. Sunkmarmor, Lamellensammeldiagramm, summiert aus Fig. 22 und 24, Grundkreisebene = $\parallel B$, $\perp s$.

Fig. 26. Sunkmarmor, $\parallel B$, $\perp s$. Gleitrichtungen ○, 228 Pole (Lamellen desselben Schliffes in Fig. 22. Achsen desselben Schliffes in Fig. 21.)

Fig. 27. Sunkmarmor, $\parallel B$, $\perp s$. *Esyk*, Symmetralen des kleineren Winkels zwischen zwei Gleitflächen pro Korn, 72 Pole. Schliff wie zu Fig. 21, 22, 26, 28, 29.

Fig. 28. Sunkmarmor. $\parallel B$. $\perp s$. *Rsyk* (= *Esyg*), Symmetralen des kleineren Winkels zwischen zwei Gleitrichtungen pro Korn. 64 Pole. Schliff wie zu Fig. 27.

Fig. 29. Sunkmarmor, $\parallel B$, $\perp s$. *Rsyg*, Symmetralen des größeren Winkels zwischen zwei Gleitrichtungen pro Korn, 70 Pole. Schliff wie zu Fig. 27 und 28.

Fig. 30. Grubalm, Gschöß, sub $\perp s$(?) (kein *B*). Achsen, 360 Pole. Körner des Zwischengefüges ohne Auslese (mit Ausnahme der Körner in den Fossilresten).

Fig. 31. Grubalm, Gschöß. Schnitt $\perp s$, keine makroskopische *B*-Achse, sämtliche beobachtbaren Lamellen. 313 Pole. Die zwei gestrichten Durchmesser sind die Spuren der den Schwerpunkten der Teilmaxima 1 und 2 entsprechenden Ebenen.

Fig. 32. Grubalm, derselbe Schliff von dem Fig. 31 stammt. Achsen zu den Körnern, deren Lamellen in Fig. 31 dargestellt sind, 260 Pole; alle Körner des vermessenen Bereiches mit Ausnahme der Körner in den Fossilresten und ganz kleiner Körner ohne Lamellen.

Fig. 33. Grubalm, derselbe Schliff wie Fig. 31 und 32. Achsen der in Fig. 32 nicht enthaltenen kleinen Körner ohne Lamellen, so daß also Fig. 32 und 33 zusammen alle Körner des vermessenen Bereiches enthalten mit Ausnahme der Körner in den Fossilresten (Fig. 30).

Fig. 34. Grubalm. Gschöß. *Esyg*, Symmetralen des größeren Winkels zwischen zwei Gleitflächen pro Korn, 40 Pole. Schliff wie zu Fig. 30—33.

Fig. 35. Grubalm, Gschöß, *Esyk*, Symmetralen des kleineren Winkels zwischen zwei Gleitflächen, 40 Pole. Schliff wie zu Fig. 30—34. Legende zur Musterung siehe Fig. 34.

Fig. 36. Weißespitz bei Gossensaß, basaler Bänderkalk, $\perp s$, $\perp B$. Alle sichtbaren Lamellen, 150 Pole; mindestens 1 pro Korn. in $26^1/_2{}^0/_0$ der Körner 2 pro Korn. Der gestrichelt umgrenzte Bezirk enthält einen großen Teil der Pole eines zweiten Systems im Korn.

Fig. 37. Weißepitz, Achsen zu Fig. 36. also der *D*-Körner. 129 Pole.

Fig. 38. Weißespitz, derselbe Schliff wie Fig. 36 und 37. Achsen der *R*-Körner, 245 Pole. Weiß $= 0—1^1/_4{}^0/_0$, lotrechte Striche $= 1^1/_4—3^0/_0$. übrige Musterung wie in den anderen Diagrammen.

Fig. 39. Weißespitz, derselbe Schliff wie zu Fig. 36 und 37, ○ = *Esyg* = *Rsyk*, 31 Pole; + = *Esyk*, 34 Pole.

Fig. 40. Marmor Vennatal. Achsen der *R*-Körner, 224 Pole. Schliff I, $\perp s$, sub $\parallel YZ$, wie Fig. 15, 16.

Fig. 41. Marmor Vennatal. Achsen der *R*-Körner, 172 Pole. Schliff III, wie Fig. 18.

Fig. 42. Marmorstengel vom Poverer *Jöchl*, Wattental. Lamellen, alle sichtbaren, 629 Pole. Schliff I, $\parallel B$-Achse des Stengels. Fig. 42—44 und 46 haben dieselbe Musterung wie Fig. 6, nur sind zwei Zwischenstufen, $1—1^1/_2$ und $2—2^1/_2{}^0/_0$ eingeschoben.

Fig. 43. Marmorstengel vom Poverer Jöchl, Wattental. Lamellen, 537 Pole. Schliff II, $\parallel B$-Achse des Stengels. $\perp$ zu Fig. 42. Achsen desselben Schliffes in Fig. 46.

Fig. 44. Marmorstengel vom Poverer Jöchl. Lamellen, 683 Pole. Schliff III, $\perp$ zur *B*-Achse des Stengels. Die Musterung des Diagrammes ist hier ebenso wie in Fig. 45, abweichend von den übrigen Diagrammen, nicht auf den N-S-Meridian, sondern auf den Äquator bezogen.

Fig. 45. Marmorstengel vom Poverer Jöchl. Lamellensammeldiagramm. Grundkreisebene = Querschnittsebene des Stengels. Betreffs Musterung siehe Fig. 44.

Fig. 46. Marmorstengel vom Poverer Jöchl. Achsen, 607 Pole. Schliff II. $\parallel B$-Achse des Stengels.

Fig. 47. Derselbe Schliff II wie in Fig. 43 und 46 ($\parallel B$); Achsen der *R*-Körner, 203 Pole.

Fig. 48. Marmorstengel vom Poverer Jöchl, Wattental. Anderes Stück als in den Fig. 42—46, $\perp B$, sämtliche sichtbaren Lamellen der großen D-Körner. 307 Pole.

Fig. 49. Derselbe Schliff wie in Fig. 48. Achsen zu Fig. 48, also der D-Körner, 215 Pole.

Fig. 50. Derselbe Schliff wie in Fig. 48 und 49. Achsen der R-Körner, 210 Pole.

Fig. 51. Marmorstengel vom Poverer Jöchl mit dem in Fig. 48 eingezeichneten Querschnitt. Schliff $\parallel B$, Achsen der R-Körner, 276 Pole.

Fig. 52. Marmor aus dem Quarzphyllit von Patsch bei Innsbruck. Lamellen, alle sichtbaren, meist 2 pro Korn, 316 Pole. Schnitt $\perp s$, NS, sub $\perp$ der allerdings nur schwach angedeuteten B-Richtung.

Fig. 53. Marmor Patsch. Lamellen, sämtliche 3 pro Korn, mindestens 1, meist 2 beobachtet, die dritte konstruiert. 234 Pole. Schnitt wie Fig. 52.

Fig. 54. Marmor aus dem Quarzphyllit von Patsch bei Innsbruck. Lamellensammeldiagramm, summiert aus Fig. 52 und 258 Lamellen eines Schliffes $\perp s$, O—W, sub $\parallel$ zur schwach angedeuteten B-Achse (der nicht wiedergegeben ist). Musterung wie in Fig. 45.

Fig. 55. Marmor Patsch. c-Achsen, 185 Pole. Schliff $\perp s$, NS, $\perp$ zur allerdings nur schwach angedeuteten B-Richtung; vgl. dazu Fig. 52 und 59.

Fig. 56. Marmor Patsch. *Esyk*, Symmetralen des kleineren Winkels zwischen zwei Gleitflächen desselben Kornes. 100 Pole. Schliff $\perp s$, NS, wie Fig. 52, 55, 57, 58.

Fig. 57. Marmor Patsch. *Rsyk*, Symmetralen des kleineren Winkels zwischen zwei Gleitrichtungen desselben Kornes. 95 Pole. Schliff $\perp s$, NS, wie Fig. 52, 55, 56, 58.

Fig. 58. Marmor Patsch. *Rsyg*, Symmetralen des größeren Winkels zwischen zwei Gleitrichtungen im Korn. 100 Pole. Schliff $\perp s$, NS, wie Fig. 52, 55—57.

Fig. 59. Dünnschliffbild des Patscher Marmors. Schlifforientierung N—S, $\perp s$, $\perp$ zu einer allerdings schwach ausgeprägten Striemung; derselbe Schliff, von dem Diagramm 52, 53, 55—58 stammen.

Fig. 60. Dünnschliffbild des Patscher Marmors. O—W, $\perp s$, $\parallel$ zur angedeuteten B-Achse ($\perp$ Fig. 59). Die rundlichen, leer gelassenen Körner sind Quarze.

Fig. 61. Marmor Patsch. Schema der Kornschnittfiguren aus drei aufeinander normalen Gefügeschnitten: $\parallel s$; $\perp s$, $\perp 3$) [Fig 59]; $\perp s$, $\perp 2$) [Fig. 60].

Fig. 62. Marmor Patsch. Ein Korn mit „lamellierten Lamellen".

Fig. 63. Dolomit Pfelders. $\perp B$-Achse, $\perp s$. Achsen, 656 Pole. Musterung wie in Diagramm 42.

Fig. 64. Dolomit Pfelders. $\parallel s$. Achsen, 653 Pole. Keine Vorzugsrichtung im Schliff erkennbar. Musterung wie in Diagramm 42.

Hinweise.

Seite

Einscharige Scherung (Regel I) ... 44, 46
Gleitrichtungssinn ... 46
Großgleitrichtung, Bestimmung aus Achsen- und Lamellendiagramm ... 46, 53
Gürtelgefüge ... 49, 52, 68, 70, 74, 78
Heteroachs geregelte Stengelformen ... 68, 70
Intergranulare ... 43, 52, 73, 78
Korngleitflächen und -richtungen ... 40, 56, 79
Korntranslation ... 44, 79
Rekristallisation, Beziehungen zum Deformationsgefüge ... 63, 70, 72
Rekristallisationskriterien ... 61, 80
Rekristallisationsregel ... 62, 63, 70
Rotation des Gefüges relativ zur Einspannung ... 49, 82
Symmetralen-Einregelung ... 41, 54, 60, 74
Verschiebungssinn der höheren Schichten gegenüber den tieferen ... 46
Winkel, häufigster, zwischen den Orientierungsdaten benachbarter Körner 46, 56, 72

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Einleitung ... 33
Zur Untersuchungsmethode ... 35
Typisierung:
- Typus I, Regel I, Marmor Griesscharte (Diagramme 6—14) ... 43
- „ „ Marmor Vennatal, Brenner (Diagramme 15—18, 40, 41) ... 43
- Typus II, Regel I*a*, Marmor Sunk (Steiermark) (Diagramme 21—29) ... 49
- Typus III, Regel II*a*, Marmor Grubalm, Gschöß (Diagramme 30—35) ... 52
- Typus IV, Regel II*b*, Marmor Weißespitz bei Gossensaß (Diagramme 36—39) 58
- Typus V, Regel III, Rekristallisation:
  - Venna ... 61
  - Weißespitz ... 63
  - Alabastermarmore, Tribulaun (Diagramme 40, 41, 47, 50, 51) ... 64
- Typus VI, Marmore aus dem Quarzphyllit; Stengel vom Poverer Jöchl, Wattental (Diagramme 42—51) ... 66
  - Marmor Patsch bei Innsbruck (Diagramme 52—58) ... 72

Dolomit (Diagramme 63, 64) ... 78
Rückblick ... 79
Legende zu den Diagrammen ... 82
Hinweise ... 86

Der granitische Kern der Stubaier Gruppe und seine Beziehungen zum Bau der Ötztaler Alpen.

Von **Wilhelm Hammer.**

(Mit einer Tafel [I.] und 10 Textfiguren.)

Übersicht.

Die Stubaier Alpen werden durch den tiefen Einschnitt des vorderen Stubaitales und des Unterbergtales in zwei Hälften zerlegt, deren jede in einer Gletschergruppe ihre höchste Erhebung erreicht; im S des Unterbergtals die Pfaffengruppe, im N die Alpeiner Gruppe, in welcher die zahlreichen das Sellraintal umfassenden Seitenkämme zusammenlaufen. Die beiden Gletschergruppen, die durch einen in ähnlicher Höhe sich haltenden vergletscherten Kamm zu einer größeren Einheit verbunden sind, zeigen bei durchschnittlich gleicher Gipfelhöhe in ihren Bergformen einen deutlichen Unterschied: Während in der Pfaffengruppe breite, hochgelagerte Firnfelder bis nahe an die Kämme reichen und die Gipfel des Hauptkammes sich wenig über dieselben erheben und selbst großenteils firnbedeckt sind, herrscht im Landschaftsbilde der Alpeiner Gruppe der Fels vor, die Gipfelkämme ragen zumeist als schroffe Felskämme steil empor. Der Unterschied kommt dadurch zustande, daß die südliche Stubaier Gruppe vorwiegend aus Schiefergneisen sich aufbaut mit nur untergeordneten und meist geringmächtigen Einlagerungen von Granitgneis und Amphibolit, die Alpeiner Gruppe dagegen aus einer großen, von breiten Amphibolitzügen umsäumten granitischen Masse herausgeschnitten ist, welche als Alpeiner Granitgneismasse bezeichnet werden kann.[1])

Die langgestreckten Kämme, welche vom Alpeiner Gebirgsknoten gegen N ausstrahlen, liegen in einem ausgedehnten Bereich verschiedener Schiefergneise und Glimmerschiefer, der sich bis zur Tiefenlinie Rotenbrunn in Sellrain—Kühtai—Ochsengarten erstreckt und nur auf der Ötztaler Seite ein paar größere granitische Massen umschließt (Acherkogl, Engelwand, Winnebach). Da auch im vorderen Stubai Schiefergneise und Glimmerschiefer vorherrschen und im S die Schieferregion der Pfaffengruppe angrenzt, so ist die Alpeiner Gruppe fast auf allen Seiten von weiten Schieferbereichen umgeben und bildet so einen orographisch und geologisch ausgezeichneten Kern in den Stubaier Alpen.

Michael Stotter (gest. 1848) hat die bevorzugte Stellung dieser Gruppe bereits erkannt. In seiner hinterlassenen Schrift über die „Ötz-

[1]) Siehe Verhandlung der Geologischen Bundesanstalt 1924, 1927 und 1928, Nr. 1 (Jahresberichte).

taler Masse", welche Ad. Pichler 1859 veröffentlicht[1]) hat, faßt er den „Stubaier Knoten" als eines der beiden tektonischen Erhebungszentren der Ötztaler Alpen auf und in ihm den Alpeiner Granitgneis als den „Kerngneis", der von einer allseits abfallenden Schieferhülle ummantelt wird.

Stotters dem damaligen Stand der tektonischen Vorstellungen entsprechende Auffassung von der Rolle des Alpeiner Gneises bei der Gebirgsbildung wurde schon von Pichler in seinen ergänzenden Beiträgen zu Stotters Arbeit abgelehnt, und auch die vom Verfasser in den letzten Jahren durchgeführte neue Aufnahme der Stubaier Gruppe führte zu einem anderen tektonischen Bilde.

Die Alpeiner Granitgneismasse umfaßt im W den hochragenden Gebirgsstock des Lisenzer Ferners (Fernerkogl—Brunnenkögl) und daran anschließend den Hauptkamm vom Wilden Hinterbergl bis zum Schwarzenbergjoch, im W abgegrenzt durch das Selrainer Längental und das Schrankar; am östlichen Begrenzungskamm des Lisenzer Ferners reicht der Granitgneis bis zum (Inneren) Rinnenieder. Ferner gehört ihm an der vergletscherte Kamm östlich des Alpeiner Ferners vom Punkt 3399 der Ruderhofspitze (Nordwestgrat) an über die See- und Kräulspitzen bis zur Scharte zwischen Alpeiner und Valbesoner Knotenspitze und der südlichste Teil der Sommerwand (Punkt 3145). Im Valbeson reicht der Granitgneis bis zum Talriegel des Hohen Mooses und südlich desselben bildet er den Scheckbüchelgrat und die Pfandlerspitze, von der die letzten Ausläufer über den Daumbühel und die Pfandleralm bis in das Gehänge ober Ranalt sich erstrecken. Dieser Ausbreitung entspricht der aus der beigegebenen Kartenskizze ersichtliche hakenförmige Umriß, der durch die im folgenden beschriebenen tektonischen Störungen zustande kommt.

Im N und S schmiegen sich an den Rand des Granitgneises breite Züge von Amphibolit, die sich besonders in dem einspringenden Winkel jenes Hakens zu großer Mächtigkeit anstauen. Im N bauen die Amphibolite die Hohe Villerspitze und großenteils den Blechnerkamm, Kreuzkamm und die Rinnenspitze mit ihren beiderseitigen Seitenkämmen auf; im einspringenden Winkel entfalten sie sich an der Sommerwand mächtig. Im O bilden sie die breite Wandflucht der Greithspitze am Ausgang des Valbeson und stehen, aufgelöst in einzelne dünne Lager um das Ostende des Granits herum, mit der südlichen Amphibolitzone in Zusammenhang. Letzterer gehört der dunkle Felsgrat Grahawand-Ruderhofspitze (Gipfel) und die oberste

[1]) Zeitschrift des Ferdinandeums in Innsbruck, III. Folge 1859, S. 7 u. f., die einzige geologische Originaldarstellung der Gruppe bis heute. J. Blaas folgt in seiner „Geologischen Übersicht des Stubaitales" in dem Werk „Stubai, Tal und Gebirg, Land und Leute" Leipzig 1891 hinsichtlich des kristallinen Grundgebirges den Angaben von Stotter und Pichler. Letzterer hat der Arbeit Stotters auch eine geologische Karte (Umgebung Innsbrucks) beigegeben, welche er bezüglich des Wipptales im Auftrag der k. k. geologischen Reichsanstalt aufgenommen hatte. Seine Einzeichnung des Alpeiner Gneises wurde dann auch auf die Manuskriptkarte G. Staches von Blatt Ötztal (1872) übernommen.

Umrandung des Alpeiner Gletschers (Ruderhofspitze—Schwarzenbergjoch), ferner die Mutterberger Seespitze und der höchste Gipfel der Alpeiner Gruppe, der Schrankogl (3500 *m*), an.

Auf den Karten von Pichler, Stache und Blaas ist der Umfang des Granitgneises größer angegeben, weil auf ihnen die großen selbständigen Granitgneismassen, welche im N und S den Alpeiner Granit begleiten, mit ihm vereinigt sind, in Unkenntnis der trennenden Amphibolit- und Glimmerschieferzüge. Es sind dies: im N eine Granitgneismasse, welche von der Alpeiner Alm bis zur Sohle des Unterbergtales zwischen Kreßbach und Ranalt reicht, wo sie in breiter Front plötzlich endet. Sie baut den Kamm Uelasgrat—Basslerjoch—Kerachspitze auf, von dem sie einerseits bis zur Oberißalm, anderseits bis zur Ruetz herabreicht. Nach dem in ihrer Mitte liegenden Basslerjoch wird sie im Nachfolgenden als Basslermasse bezeichnet. Nur ein schmaler Streifen von Amphibolit und Glimmerschiefer trennt sie an den Knotenspitzen vom Alpeiner Gneis. In ähnlicher Weise wird im S eine bedeutend kleinere Masse von Augengneis auf der Mutterberger Alm durch die südliche Amphibolitzone (Ruderhofspitze—Höllitalspitze) vom Alpeiner Granitmassiv geschieden. Sie entfernt sich im O, wo sie sich in mehrere Äste zerteilt, immer weiter vom Amphibolit durch Zwischenschaltung breiter Schieferzüge und wird im weiteren als Mutterberger Masse angeführt.

Alle drei granitischen Massen mit den zwischenliegenden Amphiboliten und Schieferzügen nehmen einen Bereich von nahe an 100 km^2 ein, von dem ungefähr 32 km^2 auf den Alpeiner Granit, 18 km^2 auf die Basslermasse entfallen.

Die beigefügte Umrißkarte (Taf. I) gibt eine Übersicht der granitischen Massen. Das Kartenblatt „Ötztal" der geologischen Spezialkarte 1:75000 befindet sich gegenwärtig in der Drucklegung.

Gesteine der Alpeiner Gruppe.

1. Granitische Gesteine der inneren Alpeiner Masse.

Wie bei mehreren der großen Granitgneismassen der Ötztaler Alpen, ist auch bei jener des Alpeinerstockes die Gesteinsbeschaffenheit nicht durch die ganze Masse gleich, sondern es heben sich randliche Teile in ihrer Zusammensetzung und Struktur von dem an Masse vorherrschenden Kerngestein ab.

Das Kerngestein ist ein Biotitgranitgneis von gleichmäßigem, mittlerem bis grobem Korn, dessen Biotite eine mehr oder weniger deutlich ausgeprägte Parallelordnung zeigen. Es fehlt nicht an Stellen, wo diese fast ganz verschwindet und in eine grobkörnig-granitische Struktur mit Biotitnestern übergeht, z. B. am Valbesoner Kräulferner, während andernorts bei glimmerreichen Abarten ein deutlicher Flasergneis entwickelt ist. An der Berglasspitze geht die Flaserung in eine stengelige Struktur mit linear ausgezogenen Biotitflasern über.

Typisch für weite Bereiche ist eine lockere Parallelstruktur bei mittlerem Biotitgehalt.

Unter dem Mikroskop sieht man die Hauptbestandteile Quarz, Feldspat und Biotit, in Körnerflasern gesondert, bzw. wo die Struktur noch rein körnig, nicht flaserig ist, in Körnergruppen. Die Proben des Kerngesteins zeigen an Quarz und Feldspat keine Kataklase, der Glimmer in einer Probe am Knotenferner Verbiegungen; er ist sonst aber durchwegs unversehrt und nicht selten auch schräg oder quer zur Schieferung gestellt. Die Kristallisation hat also die tektonische Verflaserung überdauert oder ist jünger.

Der Feldspat ist nach Lichtbrechung und symmetrischer Auslöschungsschiefe zu überwiegendem Teil ein Albitoligoklas, der meist stark von sekundären Mineralbildungen, besonders Glimmer, erfüllt ist; daneben tritt in mäßiger bis geringer Menge Mikroklin und Mikroperthit auf, die in der Regel viel einschlußfreier sind als die Plagioklase. (Vereinzelte Myrmekitkörner.) Als primärer Glimmer ist nur ein stark dichroitischer Biotit vorhanden, in dem nicht selten Zirkone mit kräftigen pleochroitischen Höfen stecken.

Eine Auszählung der Hauptgemengteile nach Rosiwal ergab an Schliffen von fünf verschiedenen Fundorten folgende auf ganze Zahlen abgerundete Volumprozente:

Fundort	Quarz	Plagioklas	Kalifeldspat	Biotit
1. Scharte nördlich des Wilden Turms	43	37	7	13
2. Schrandele Ostgrat	46	35	6	13
3. Berglasspitze Nordgrat	41	42	8	9
4. Valbesoner Knotenferner (Moränenblock)	46	44	7	3
5. Verborgener-Berg-Ferner (Moränenblock)	31	37	22	10
Mittelwerte:	41·4	39	10	9·6

Muster 1, 2, 4 und 5 entsprechen dem herrschenden Typus im Kern der Granitmasse, 3 ist mehr randlich gelegen. Die Trennung der Feldspatarten wird stellenweise erschwert und unsicher durch die starke Umwandlung derselben, da aber im allgemeinen der Kalifeldspat besser erhalten und viel weniger von sekundären Einschlüssen erfüllt ist als die Plagioklase oder ganz ohne solche, wurden die vollständig umgewandelten Feldspatkörner zu den Plagioklasen gezählt. Muster 5 ist eine besonders mikroklinreiche Ausbildung des Kerngesteins.

Um bei der chemischen Analyse nicht durch örtliche Schwankungen in der Zusammensetzung ein einseitiges Bild zu erhalten, wurde eine Durchschnittsprobe aus drei Mustern von verschiedenen Fundstellen des Kerngebietes analysiert: ein Stück aus der Moräne des Verborgenen Berg-Ferners, ein Stück aus der Mittelmoräne des Alpeiner Gletschers

unter dem Ostgrat des Schrandele und ein Stück aus der Mittelmoräne zwischen Kräul- und Alpeiner Ferner unter den Wänden der Valbesoner Seespitzen.

Die Analyse wurde von Bergrat Dr. O. Hackl und Ing. Fabich im Laboratorium der Geologischen Bundesanstalt ausgeführt. Die Alkalien wurden nach der Methode von Smith bestimmt und nach Fertigstellung der Analyse nochmals eine doppelte Kontrollbestimmung derselben nach der gleichen Methode durchgeführt.

	Gewichtsprozente	Molekular-quotienten × 1000	Molekularwerte nach Niggli
SiO_2	71·01	1184	*si* 350
TiO_2	0·39	5	*al* 39
Al_2O_3	13·44	132	*fm* 21
Fe_2O_3	1·01	6	*c* 13
FeO	2·27	32	*alk* 27
MnO	0·05	0	*k* 0·45
CaO	2·43	43	*mg* 0·36
MgO	1·01	25	*ti* 1·47
K_2O	3·81	41	*p* 0·29
Na_2O	3·12	50	*h* 14
Gesamt-H_2O	0·85	47	*qz* 142
CO_2	0·14	3	*T* −1
P_2O_5	0·19	1	
S	0·05	0	
	99·77		

Unter den von Niggli aufgestellten Magmatypen steht das Alpeiner Gestein den yosemitgranitischen Magmen am nächsten, die in den Alpen durch die Montblancprotogine, den Fibbiagranit u. a. vertreten sind. Niggli charakterisiert den Typus dieser Magmagruppe durch die Zahlen: *si* 350, *al* 43, *fm* 14, *c* 13, *alk* 30, *k* 0·45, *mg* 0·33. Die Ähnlichkeit liegt hauptsächlich in dem hohen Alkaliengehalt bei gleichzeitig relativ hohem *c*, wobei *k* unter 0·5 bleibt. Bei den normalgranitischen Magmen Nigglis liegt *fm* verhältnismäßig höher, *alk* niederer (und *si* zumeist unter 300) bei sonst ähnlichen Werten. Weitgehende Übereinstimmung zeigen die Molekularwerte der adamellitischen Magmen, sowohl im Typus als in einzelnen Vertretern, z. B. Albulagranit. Doch sprechen die petrographischen Beziehungen zu den anderen Ötztaler Graniten mehr für eine Zuordnung zur Kalkalkalireihe.

Das Alpeiner Kerngestein ist nach seiner mineralogischen und chemischen Zusammensetzung zur Gruppe der Granodiorite und Biotitgranite der Ötztaler Alpen zu stellen. Wie aus der weiter unten folgenden Tabelle (S. 101) ersichtlich ist, steht ihm das Acherkogelgestein (nach der Analyse von Hirschi) am nächsten. Auffallend und abweichend von den meisten übrigen Vertretern dieser basischen Gruppe der Ötztaler Granite ist der hohe Alkaliengehalt. Vielleicht ist durch die Beigabe des mikroklinreichen Gesteins vom Verborgenen-Berg-Ferner in der Durchschnittsprobe

der Alkalienwert zu stark erhöht worden. Jedenfalls ist durchwegs der natronreiche Plagioklas der herrschende Feldspat. Der gegenüber den anderen Vertretern der Gruppe niedrigere Wert von *fm* entspricht dem geringen Gehalt an dunklen Gemengteilen, während die Tschigatgneise, der Silzergneis u. a. reich an Biotit, die Granodiorite Hornblende führend sind.

Bemerkenswert ist, daß das Alpeiner Gestein und der Acherkogelgranodiorit (nach Analyse 6 *a*) keinen Tonerdeüberschuß, ersteres sogar einen kleinen Abgang an Al_2O_3 aufweisen, während alle anderen auf der Tabelle aufgeführten Granitgneise mehr oder weniger beträchtliche Überschüsse besitzen. Insbesondere zeigen die stark verschieferten Augengneise (Muskovitgranitgneise und Tschigatgneise T = 13—17), außerdem auch der Winnebachgranit (T = 18) solche. Eine Ausnahme unter den ersteren macht nur der Biotitaugengneis vom Schnalstalausgang, bei dem der Tonerdeüberschuß gleich Null ist (in der Umrechnung durch Aufrundung auf ganze Zahlen = 1). Bei dem Winnebachgranit beruht er wahrscheinlich auf Einschmelzung sedimentären Materials, bei den Augengneisen auf Stoffwanderung bei der Metamorphose.

Basische Konkretionen in Form von länglichrunden Anhäufungen parallel geordneter Biotitschuppen sind nicht selten zu beobachten, z. B. an den Brunnenkögeln, an den Seitengräten an der linken Seite des Alpeiner Gletschers, im Valbeson). In starkschiefrigen Lagen des Gneises sind sie lang ausgestreckt parallel zur Schieferung und dann großen Biotitflasern ähnlich.

Die Ausbildung des **Randes** der Alpeiner Granitmasse zeigt sowohl aus der Zeit der Erstarrung stammende Unterschiede gegenüber dem Kern als auch solche späterer Umwandlung unter tektonischem Einfluß.

Entlang dem Nordrand ist vom Längental bis zum Sommerwandferner eine aplitische Randzone ausgebildet; man beobachtet sie am Nordfuß des Lisenzer Fernerkogels, an der rechten Seite der Zunge des Lisenzer Gletschers, dann wieder sehr schön am Nordgrat (Rinnennieder) und am Ostgrat der Berglasspitze, an der rechten Seite der Alpeiner Gletscherzunge und am Sommerwandgrat.

Die Mächtigkeit der aplitischen Randzonen steigt von ein paar Metern (an der Zunge des Alpeiner Gletschers) bis zu etwa 100 *m* (Rinnennieder).

Östlich der Sommerwand verliert sich die aplitische Randbildung; an der Valbesoner Knotenspitze (SO-Grat) ist der Rand noch kleinkörnig und etwas glimmerarm, weiterhin reicht am Hohen Moos das Kerngestein bis zum Rand.

In einem Schliff des Aplits vom Rinnennieder herrscht der albitreiche Plagioklas als Feldspat, demgegenüber Kalifeldspat ganz zurücktritt. Das Gestein besitzt Sonderung in Körnerflasern. Dagegen enthält eine Probe des Aplitrandes an der Lisenzer Gletscherzunge reichlich Mikroklin, während der (verglimmerte) Plagioklas nur die untergeordnete Lückenfüllung zwischen Quarz- und Mikroklinkörner, bildet. Er ist ungeschiefert, feinkörnig. Beide führen wenige kleine Biotitschüppchen.

Der Südrand ist großenteils durch Entwicklung porphyrischer Struktur ausgezeichnet bei gleichzeitig reichlichem Gehalt an Biotit.

Gesteine solcher Art erstrecken sich von der Pfandler Alm ober Ranalt über den Scheckbüchelgrat und entlang dem Hochmoosferner bis zum Grat nördlich der Hochmoosscharte; westlich des Alpeiner Gletschers, an der Wildgratscharte habe ich sie nicht beobachtet. Dagegen traf ich sie wieder am Westrand der Alpeiner Masse an der Felsschwelle im Schrankar (Punkt 2542) und am Längentaler Joch. Da die linke Seitenmoräne an der Zunge des Schwarzenberggletschers Blöcke des typischen Biotitaugengneises enthält, dürfte solcher auch im obersten Bereich des Gletschers am Granitrand vorkommen.

Die porphyrische Fazies zeigt eine vom Inneren gegen den Rand hin stark zunehmende Verschieferung. Im Innern treten beiderseits des Hochmoosferners porphyrische Formen auf, welche in einem sehr grobkörnigen und mäßig paralleltexturierten Grundgewebe aus Quarz, Feldspat und Biotit rechteckig-prismatische Einsprenglinge von Kalifeldspat enthalten in ungeregelter Stellung und Verteilung. Sie sind blaß bläulichgrau oder gelblich verfärbt und erreichen 5 *cm* Länge und 2—3 *cm* Breite. Der Dünnschliff eines Einsprenglings zeigt ihn als Orthoklas mit feiner, etwas verschwommener perthitischer Durchwachsung. Der schwärzliche Biotit des Grundgewebes ist in dichte, große Nester und Flasern gesammelt, die unter dem Mikroskop als Haufwerk feinster Schuppen erscheinen, in dem einzelne dicke, große Biotite stecken. Auch die farblosen Bestandteile sind in Haufwerke (Gruppen und Flasern) kleinerer Körner umgeformt. Der Augengneis am Längentaler Joch enthält ausnahmsweise auch Hornblende als dunklen Gemengteil neben Biotit.

Die porphyrischen Granitgneise gehen gegen außen in Augengneise über durch Parallelstellung, Abrundung und Ausschwänzung der großen Feldspate und ausgeprägte Flaserstruktur des Grundgewebes. Gegen den Außenrand hin werden schließlich die „Augen" immer flacher und immer mehr ausgewalzt, bis zu äußerst feinblättrige Lagengneise als Endprodukt vorliegen.

Die Augengneise stimmen in ihrer Zusammensetzung und Tracht sehr gut mit den Augengneisen an der Südseite des Sulztals (Ötztal) überein, insbesondere mit jenen wenig verschieferten und besonders grobkörnigen Teilen, die auch die gleichen, mehrere Zentimeter langen Feldspateinsprenglinge in regelloser Stellung und die dichten, dunkelviolettbraunen Biotitnester enthalten, z. B. Sulzkar, Milchkar u. a. O. Beide Augengneise erleiden auch die gleiche Umformung in die feinblättrigen Lagengneise. Sie gleichen beide dem (cordieritführenden) Porphyrgranitgneis Ohnesorges am Schloßkopf im Inzinger Tal.[1])

Aplitische Randbildungen sind vielfach an den metamorphen Granitmassen der Ötztaler Alpen zu beobachten, dagegen ist eine analoge Entwicklung von Augengneis am Rand eines Biotitgranitgneises mir in diesem Gebiete nicht begegnet.

---

[1]) Tschermak, Mineralogische Mitteilungen, Band 38, 1925 (Hammer) S. 86.

Geologisch ähnlich erscheint die Lage des Augengneises, welcher den granitisch-granodioritischen Kern der Gleinalm[1]) an seinem Südrand umsäumt. Doch ist nach Angel der Augenfeldspat hier auf spätere Zufuhr aus Restlösungen zurückzuführen, während bei dem Alpeinerkern kein Grund vorliegt, den Augengneis nicht als primäre Abscheidung aufzufassen.

Entlang dem größeren Teile des Randes haben die Gesteine der Alpeiner Masse dann spätere tektonische Umwandlung erfahren.

Der Augengneis ist bereits eine tektonische Fazies, besonders deutlich tritt sie in den obenerwähnten äußersten Teilen desselben zutage. Als Endprodukt der Tektonisierung liegt hier ein Schiefer vor, der aus parallelen Lagen von 0·1 bis 1 *mm* Dicke zusammengesetzt ist: weiße Quarz- und Feldspatlagen und dunkelbräunliche Biotitlagen aus feinsten Schuppen.

Eine feine Kleinfältelung kommt in der dünnen Linierung des Querbruches ausgezeichnet zur Erscheinung, der Hauptbruch erscheint wellig und ist mitunter als Gleitfläche geglättet.

Unter dem Mikroskop sieht man an einer Probe von der Pfandler Alm dünne Quarzlagen von verschiedener Korngröße, Serizitlagen, die wohl aus dem Feldspat hervorgegangen sind und auch einzelne Biotite einschließen, und Biotitlagen. Die Glimmer (Biotit und Serizit) sind oft in paralleler Anordnung schräg oder quer zur Bänderung gestellt nach Art einer Transversalschieferung, auch die Quarze sind mitunter quer zu den Lagen gestreckt. Es kommt hier deutlich eine posttektonische Kristallisation zur Geltung, wie dies auch bei der feinlamellierten Auswalzungsform des Sulztaler Augengneises (Muschenschneid) beobachtet wurde. Letztere stimmen im Handstücke völlig überein mit den feinblättrigen Formen am Ruderhofspitz, Pfandler Alm u. a. O.

Am Längentaler Joch ist es in den Augengneisen nicht zur Ausbildung solcher Auswalzungsformen gekommen, sondern die Augengneise sind hier an der großen Querstörung einer postkristallinen rupturellen Deformation, einer Mylonitisierung verbunden mit Diaphthorese unterworfen worden. Das gleiche gilt für die stark tektonisierten Randteile des Granits am Fuß der Wände im Längental und an den parallel gerichteten Zerrüttungsstreifen am Lisenzer Fernerkogl. Die Art der tektonischen Umformung weist auf das jüngere Alter derselben hin, auch ist hier die Durchbewegung nicht parallel zur Schieferung der Hüllgesteine und zur Paralleltextur des Granitgneises erfolgt, sondern an einer das Streichen der Schichten durchschneidenden Querstörung.

Eine der tektonischen Umwandlung des Südrandes entsprechende Tektonisierung zeigt wieder der aplitische Nordrand. Am Rinnennieder ist die aplitische Randzone in ihren äußersten Teilen zunächst in einen sehr stark verflaserten Muskovitgranitgneis mit serizitischem Glimmerbelag und Zickzackfältelung umgewandelt und schließlich am äußersten Rande in einen blättrigen Muskovitschiefer. Die Stengelstruktur (Pseudo-

[1]) Angel, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1923, S. 65, und Tschermak, Mineralogische und petrographische Mitteilungen, 39. Bd., S. 27.

augenstruktur) am Ostgrat der Berglasspitze wurde schon oben erwähnt. Auch am Nordgrat der Berglasspitze ist der randliche Kerngneis ähnlich geformt.

Verband des Granitmassivs mit der Schieferhülle.

Während demnach der Südrand, Westrand und Teile des Nordrandes eine scharfe Abgrenzung des Granitkörpers gegen die Hülle an tektonischen Verschiebungsflächen und damit die Zerstörung des ursprünglichen magmatischen Verbandes aufweisen, sind am Ostrande Granit und Hülle noch eng miteinander verbunden und die Abgrenzung beider infolge gegenseitiger Durchdringung undeutlicher. Es treten hier auf der Valbesoner Knotenspitze und ihrem Seitenkamm zwischen Jedlasgrube und Valbesoner Knotenferner mehrere kleine Begleitlager in der Schieferhülle auf, deren Gestein ein Augengneis mit großen (bis zu 5 *cm* Länge) plattgedrückten Feldspaten ist. Der Schiefergneis ist oft wenig deutlich von den Augengneisen abgetrennt und wird feldspatreicher und körniger nach Art von Injektionsgneisen. Zum Teil wird die Unschärfe der Abgrenzung bewirkt durch die sehr starke Verflaserung und Auswalzung, welche beide Gesteine gemeinsam erlitten haben. Die Ausbildung zahlreicher Quarzadern, breiter Glimmerfasern und die Auflösung der großen Feldspate in Körnerflasern nähert beide Gesteine einander in ihrer Tracht.

In ähnlicher Weise treten am Kamm Greithspitze—Pfandlspitze und im Gehänge gegen Ranalt einzelne Begleitlager in der Tracht stark gepreßter Augengneise auf. Als ein Begleitlager besonders großer Ausdehnung kann schließlich auch der Höllfalgranit und der Augengneis des Schwarzenbergs bezeichnet werden, der in der südlichen Amphibolitzone auftritt und gemeinsam mit dieser weiter unten beschrieben wird.

Auch am Nordrand treten ähnliche Verbandsverhältnisse im Bereich des Ostgrates der Berglasspitze auf, nur ist hier die Hauptgranitmasse deutlich abgegrenzt von der mit Granit durchdrungenen Schieferhülle durch die dem Granitrand folgende Bewegungsfläche. An der Südseite des Ostgrates sieht man mehrere konkordante Lager von Aplit, Aplitgneis und sehr feinkörnigem glimmerarmem Biotitgranitgneis in dem glimmerreichen Biotitschiefergneis ausstreichen, teils als geringmächtige Bänke, in mehrfacher Wiederholung übereinander, teils in dicken Lagern. Erstere reichen bis außerhalb der Mündung des Berglasbachs in den Alpeinerbach. Am Grat selbst fehlen diese Begleitlager und setzt nahe der Granitgneisgrenze an einer Mylonitzone gleich der Amphibolit ein (Fig. 1). Dagegen sieht man nördlich des Kammes, an den Rundhöckern ober dem Rinnensee, zwischen dem Amphibolit und dem Granitgneis in der wieder breiter entfalteten Schiefergneiszone zahlreiche aplitische Gänge und Adern, teils konkordant, teils in gewundenem Verlauf den Schiefergneis durchbrechend (Fig. 2). Der Granitgneis ist ebenso wie am Grat aplitisch mit deutlicher Paralleltextur und ist hier durch keine Störungsfläche vom Schiefer getrennt; es läßt sich aber nicht feststellen ob der weitum von Moränenblockwerk

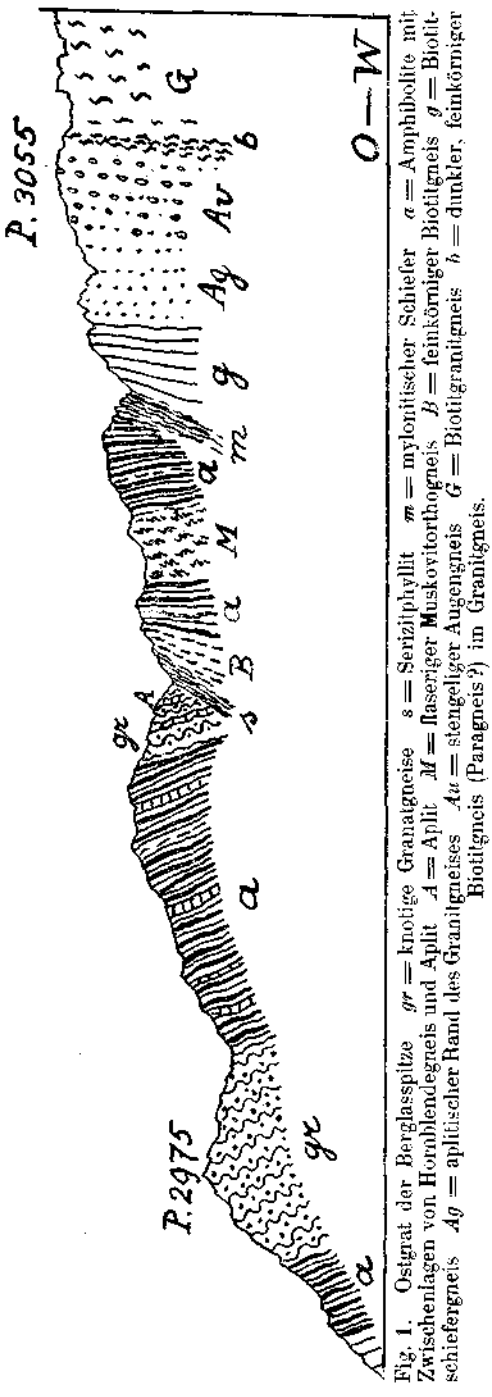


Fig. 1. Ostgrat der Berglasspitze. *gr* = knotige Granatgneise, *s* = Serizitphyllit, *m* = mylonitischer Schiefer, *a* = Amphibolite mit Zwischenlagen von Hornblendegneis und Aplit, *A* = Aplit, *M* = flaseriger Muskovitorthogneis, *B* = feinkörniger Biotitgneis, *g* = Biotitschiefergneis, *Ag* = aplitischer Rand des Granitgneises, *Au* = stengeliger Augengneis, *G* = Biotitgranitgneis, *b* = dunkler, feinkörniger Biotitgneis (Paragneis?) im Granitgneis.

und Halden umgebene Granitgneis der Rundhöcker der Rand der geschlossenen Granitgneismasse oder ein größeres Teillager ist, um so mehr als am Ostgrat mehrere beträchtliche Störungsflächen die Schiefergneis-Amphibolithülle durchschneiden.

Die porphyrische Fazies des Granits erscheint nach ihrem Auftreten am Rand des Massivs und in den Begleitlagern abhängig von der Kontaktnähe. Wo die Lager wie z. B. am Scheckbüchelgrat mächtiger werden, geht auch im Innern desselben die porphyrische in die granitisch-körnige Struktur bzw. deren metamorphe Form über.

Eine Kontaktwirkung des Granits auf die umschließenden Schiefer konnte, von obigen auf Injektion hinweisenden Erscheinungen abgesehen, nicht festgestellt werden.

In der Moräne des Valbesoner Kräulferners und beim Valbesoner See (am Fuß der Seespitzen) sieht man Schollen eines dunkelbraunen, feinschuppigen Biotitschiefers eingeschlossen im Granit und von diesem durchdrungen, daneben auch Blöcke von Biotitschiefer ohne Granit. Es deutet dies darauf hin, daß unter dem Kräulferner und vielleicht auch an dem Felsgrat von der südlichen Kräulspitze (Punkt 3300) zur Seespitze eine schmale Schieferzone im Granit eingeschlossen ist und von diesem durchdrungen und zerteilt wurde. Damit würde auch

die Beschaffenheit des Granitgneises am See sprechen, da dieser hier kleinkörnig und zum Teil glimmerarm ist, wie dies die Randzone am Valbesoner Knotenspitz zeigt. Es treten hier im Granit ganz unscharf umgrenzte gangartige Partien auf, welche in einem sehr kleinkörnigen Feldspat-Quarz-Biotit-Gemenge einzelne oder gruppenweise einsprenglingsartig hervortretende große Biotite enthalten. Unter dem Mikroskop ergeben sich als Hauptbestandteile ein albitreicher Plagioklas und Biotit, der in den zwei schon mit freiem Auge sichtbaren Generationen auftritt, und in den großen Biotiten ebenso wie im Granit Zirkon mit pleochrotischen Höfen einschließt, und Sagenit, wogegen Quarz nur in geringer Menge vorhanden ist. Die Struktur ist richtungslos-körnig.

Übereinstimmend mit dem Befund auf der Valbesoner Seite des Kammes findet man auch in der linken Seitenmoräne des Alpeiner Kräulferners, die an der Grenze gegen den Alpeiner Gletscher entlang-

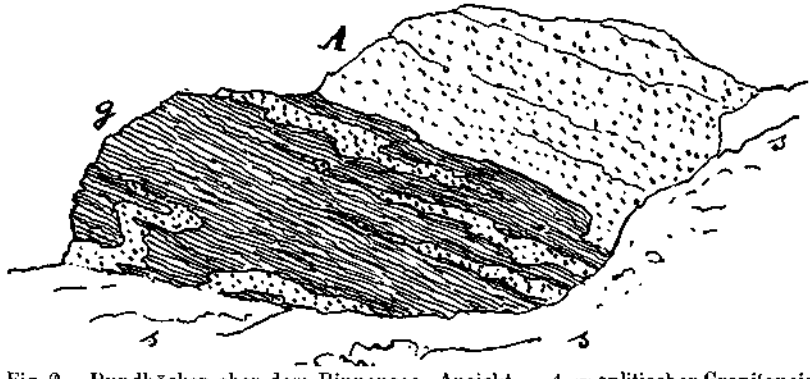


Fig. 2. Rundhöcker ober dem Rinnensee. Ansicht. A = aplitischer Granitgneis g = feinkörniger Biotitgneis s = Schutt.

zieht und ihr Material von den Nordwänden der Östlichen Seespitze und dem Südrand des Alpeiner Kräulferners erhält, Blöcke eines biotitreichen Schiefergneises und solche von einem dunkelbraunen feinschuppigen, fast dichten Biotitschiefer, der nach dem mikroskopischen Befund aus einem nur wenig geregelten Biotitschuppenwerk besteht, in dem einzelne größere gerundete Albite eingebettet sind. Das Fehlen des Quarzes und die ungleichmäßige Verteilung der Bestandteile unterscheiden das Gestein von dem Typus der weitverbreiteten Ötztaler Biotitschiefer.

Die geringe Menge der Blöcke läßt auf eine beschränkte Ausdehnung des Vorkommens schließen, das wohl in den Eis- und Felswänden der Seespitze oder unter dem Gletscher verborgen liegt.

Ganggefolgschaft.

Unter den Geröllen der Valbesoner Kräulfernermoräne finden sich einzelne, welche an das Vorkommen von basischen Ganggesteinen in diesem Bereich hinweisen: Ein sehr feinkörniges, richtungslos struiertes Gestein, in dem neben dichtgedrängten winzigen Biotitschüppchen einzelne Biotite von 1—2 *mm* Größe und Nester solcher von 5—6 *mm*

Durchmesser und rechteckigem Umriß — vielleicht Pseudomorphosen nach Hornblende — hervortreten. Unter dem Mikroskop erblickt man neben den dicken kleinen Biotittäfelchen als Hauptbestandteil Schwärme und Nester kleiner Zoisitkörner und etwas Quarz als Füllsel zwischen den Biotiten. Im ganzen wohl ein lamprophyrisches Ganggstein; ein recht ähnliches beschreibt Hradil[1]) von Sölden im Ötztal und gibt eine auf Lamprophyre passende Analyse desselben. Ein anderes Gerölle zeigt ein gröberes körniges Gestein mit Hornblende und Biotit als dunkle Gemengteile und länglichen einsprenglingsartigen Feldspaten bis zu 1 *cm* Länge. Unter dem Mikroskop besitzt es Tracht und Zusammensetzung eines Biotitamphibolits mit kristalloblastischer Struktur. Die „Einsprenglinge" lösen sich in Körnergruppen von Plagioklas auf.

Am Lisenzer Fernerkogl sind Gänge von Aplit mehrfach zu beobachten. Dicke, quergreifende Quarzgänge durchziehen die Südwand der Berglasspitze, auch im südlichsten Teil der Sommerwand und beim Valbesoner See treten Quarzgänge im Granitgneis auf.

Im ganzen ist die Ganggefolgschaft des Alpeiner Granites eine sehr spärliche.

2. Gestein der äußeren Granitmassen.

Die beiden Granitmassen, welche symmetrisch im Norden und Süden der Alpeiner Mssse erscheinen, die Bassler- und Mutterberger Masse, sind aus grobkörnigem Granitgneis aufgebaut, der zumeist Augengneisstruktur besitzt mit bis zu 4 *cm* langen und oft nach den Karlsbader Gesetz verzwillingten Kalifeldspaten als Augen. In der Mutterberger Masse tritt die Augenstruktur mehr zurück, in der Basslermasse ist sie fast allenthalben vorhanden. Der Glimmergehalt ist im allgemeinen gering und kann örtlich fast ganz verschwinden; Muskovit ist zumeist alleinherrschend, streckenweise begleitet von etwas Biotit, z. B. in den südöstlichen Randteilen der Basslermasse, bei Ranalt ist letzterer bei im ganzen geringem Glimmergehalt vorwiegend. Auch bei der Franz-Senn-Hütte (Sommerwandbach) beobachtet man randlich stärkeren Biotitgehalt, an beiden Orten unter gleichzeitiger Abnahme der Korngröße des Gesteins.

Im Gebiet der Alpeiner Almen (Oberiß) sind die Feldspataugen blaßfleischrot gefärbt, was zusammen mit dem etwas verschmierten, grünlichen Glimmer ein für diese Granitgneisart bezeichnendes Gesteinsbild schafft. Im Dünnschliff erkennt man, daß die Augengneise außer den „Augen" auch in dem groben Grundgewebe neben dem sauren Plagioklas noch reichlich Mikroklin führen.

Am Schrimmennieder und Basslerjoch ist der kristalloblastischen Flaserstruktur eine jüngere, heftige, kataklastische Zerrüttung — hervorgerufen durch die untenerwähnte Querstörung — aufgeprägt; das Gestein zerfällt hier griesig unter dem Einfluß der Atmosphärilien.

Die Basslermasse legt sich gegen S und W unmittelbar oder nur durch ein schmales Schieferband getrennt an die Amphibolitumrahmung des Alpeiner Massivs an; aber auch im Norden umsäumen sie noch

[1]) Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1911, S. 194.

einzelne geringer mächtige Amphibolitlager, so daß sie gewissermaßen noch in den äußeren Bereich der Amphibolitzone mit einbezogen ist.

An der Ostseite der Sommerwand ist der Basslergranitgneis mit den Amphiboliten eng verschweißt: In den Amphiboliten südlich der Franz-Senn-Hütte vermehren sich gegen den Rand zu die aplitischen Gneisbänder und gehen dann in stark verflaserte grauliche Gneise mit kleinen Feldspataugen über und diese wieder bald in typischen Grobgneis mit großen Augen.

Dagegen ist der Kontakt der Amphibolite mit dem Granitgneis im Kar nördlich des Schrimmennieders ein tektonischer, so daß das starke Überhandnehmen der Aplite an ihrem südlichen Ende (rechtsseitiges Felsköpfchen im Kar unter Basslerjoch) nicht als Zeichen eines ursprünglichen Verbandes von Amphibolit und Granitgneis herangezogen werden kann.

Im Valbeson ist der Kontakt der Amphibolite mit dem Basslergranit fast durchwegs mit Halden überdeckt, zum Teil auch tektonisch.

Die Mutterberger Masse liegt ganz außerhalb der Amphibolitzone im Schiefergneis, in dem sie gegen Osten, in mehrere Teillager zerspalten, auskeilt. Auch da, wo sie den Amphiboliten am nächsten kommt — nördlich des Mutterberger Sees —, tritt sie nirgends in unmittelbare Berührung mit dem Amphibolit. Auf der Schongelairalm ist eine zweite selbständige kleine Granitgneismasse aufgeschlossen, die in dem breiten Schiefergneisbereich zwischen den Ostausläufern der Mutterberger Masse und der hier sehr verdünnten und lückenhaften Amphibolitzone liegt und fast rein aplitische Gesteinsart besitzt.

3. Übersicht über die granitischen Gesteine.

Wie schon oben angegeben wurde, schließt sich das Kerngestein der Gruppe der Biotitgranitgneise[1]) an, welche in ihrer Zusammensetzung gekennzeichnet sind durch das Vorwiegen des Plagioklases, und zwar eines albitreichen Plagioklases, unter den Feldspaten, starkes Zurücktreten des Kalifeldspates, durch Biotit als Vertreter der Glimmergruppe, manchmal begleitet von Hornblende, und in struktureller Hinsicht durch Ersatz der ursprünglichen, großen Mineralkörner durch Haufwerke kleinerer, die sich meistens in Körnerflasern ordnen. Ferner fehlt bei ihnen in der Regel die starke nachkristalline Deformation, welche für die „alten Intrusivgneise“ (Becke) bezeichnend ist.

Die basischesten Glieder der Gruppe sind die Tonalit- und Granodioritgneise der Plamorderspitze[2]) bzw. der Engelwand usw., bei denen Andesin als vorherrschender Feldspat auftritt und Hornblende den Biotit als dunkler Gemengteil begleitet. Im Granodiorit des Acherkogls[3]) gehört der Feldspat bereits zum Oligoklas, neben dem einzelne Mikroklinkörner eingestreut sind; Hornblende ist nur stellenweise in einer Randfacies entwickelt, so daß dem Acherkoglgranodiorit das Alpeiner

[1]) Siehe Hammer, Geologische Rundschau, Bd. XVI, S. 155.

[2]) Hammer und Schubert, Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Wien, 126. Bd., 1917, S. 427.

[3]) Verhandlungen d. Geol. St. A., 1921, Heft 4—5.

Kerngestein in der Zusammensetzung — und auch in der Struktur — nahekommt, wenn auch letzteres mehr Mikroklin enthält. Zusammengenommen mit der porphyrischen Randzone ergäbe sich im Durchschnitt für die ganze Alpeiner Masse jedenfalls ein höherer Kalifeldspatgehalt. Beide Massive enthalten basische Konkretionen.

Die porphyrische Randzone der Alpeiner Kernmasse stellt bereits eine alkalireichere Abstufung dieser Magmen dar.

Ebenso sind beträchtlich reicher an Orthoklas und Mikroklin der Augengneis der Muschenschneid, dessen petrographische Übereinstimmung mit dem Alpeiner Augengneis oben angeführt wurde, und die weiter westlich sich anschließenden Biotitgranitgneise und Biotitaugengneise im Ötztal (Längenfeld, Dorf, Hauerkogl, Loibiskogl) und der Tristkogelgneis im Pitztal, welche alle noch zu dieser Gruppe zu rechnen sind. Sie entsprechen ihrer Zusammensetzung nach dem Biotitaugengneis der Tschigatmasse in den südlichen Ötztaler Alpen.

Ein Massiv, welches mehrere Abarten dieser Gruppe in sich vereinigt, ähnlich wie das Alpeiner, ist jenes der Watzespitze, mit Biotitgranitgneis, Biotitaugengneis und Tonalitgneis.

Die Augengneise der Bassler- und Mutterberger Masse gehören dann der zweiten Gruppe granitischer Gesteine an, die kieselsäure- und kalireich sind und zusammen mit den Apliten das saure Endglied in der Reihe der „alten Intrusivgneise" Beckes bilden und als typische Vertreter derselben erscheinen.

In der nebenstehenden Tabelle sind die Nigglischen Molekularwerte für eine Anzahl von typischen Vertretern der obigen beiden Granitgneisgruppen und des Winnebachgranits als dritte Gruppe zusammengestellt.

Die Analysen 1—3, 6—8 und 10 sind der Abhandlung von Fr. Becke „Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen", Denkschriften der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 75. Bd., S. 180, entnommen. 6a ist der Züricher Dissertation von H. Hirschi „Beiträge zur Kenntnis der gesteinsbildenden Biotite und deren Beziehungen zum Gestein, 1901", entnommen und wird von Becke l. c., S. 205, mitgeteilt, weil diese Analyse von frischerem Gestein als 6b (Acherkogel) gemacht wurde und deshalb ein richtigeres Bild vom Stoffbestand der Acherkogelmasse bietet. 9 ist die Analyse des Biotitaugengneises am Ausgang der Schlucht des Schnalser Tals bei Naturns, ausgeführt und mitgeteilt von H. Hradil (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1909, S. 675). Analyse 4, 11 und 12 entstammen früheren Veröffentlichungen des Autors (4: Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1909, S. 707, 11: Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 1917, 126. Bd., S. 441, 12: Tschermaks Mineralogische Mitteilungen, 1925, 38. Bd., S. 73). Von allen Analysen wurden die Nigglischen Molekularwerte berechnet. Sie gewähren auf engem Raume eine bessere Übersicht als die Anführung der vollständigen Analysen.

Aus der Übersicht der Analysen geht einerseits deutlich die Gruppierung der Ötztaler Granitgneise in die drei genannten Gruppen — saure,

	Fundort	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*qz*	Gruppe
1	Maurach (Umhausen)	493	50	13	5	32	0·49	0·21	264	Muskovitgranitgneise u. saure Augengneise
2	Söldnerkogel	446	52	13	7	30	0·62	0·26	226	
3	St. Leonhard im Passeier	447	49	14	6	31	0·46	0·28	223	
4	Plawener Alm	438	49	15	3	33	0·50	0·23	206	
5	Alpeiner Masse	350	39	21	18	27	0·45	0·36	142	Granodioritgneise und Biotitgranitgneise.
6	Acherkogelmasse:									
6a	*a)* Tumpenersteig	320	39	22	14	25	0·46	0·36	120	
6b	*b)* Acherkogel	340	43	23	19	15	0·23	0·40	180	
7	Silz	307	43	29	10	19	0·46	0·34	131	
8	Tschigatmasse:									
8a	*a)* Zieltal	292	45	27	12	16	0·40	0·41	129	
8b	*b)* Partschins	284	41	29	11	19	0·55	0·39	108	
9	Schnalstal Ausgang	262	36	27	10	27	0·57	0·41	54	
10	Engelwand	284	39	27	18	16	0·37	0·39	120	
11	Plamorderspitze	197	42	30	17	12	0·37	0·50	49	
12	Winnebach	312	44	30	4	22	0·51	0·42	124	Winnebachgranit

basische Granitgneise und Winnebachgranit — hervor, anderseits die Zugehörigkeit des Alpeiner Kerngesteins zu der basischen Gruppe. Der Bassler und Mutterberger Granitgneis wird gut vertreten durch die ganz gleichartigen Gesteine des Maurach bei Umhausen und des Söldnerkogels. Der Winnebachgranit nimmt eine Sonderstellung ein durch seine Annäherung an Alkaligranite (siehe diesbezüglich Tschermaks Mitteilungen, 1925, S. 75) und seine Pinitführung.

Das Differentiationsdiagramm (Fig. 3) zeigt die Mittelstellung der Biotitgranitgruppe zwischen den sauren Muskovitgranitgneisen, die sich den engadinitischen Magmen Niggli s nähern, und den Tonaliten mit $alk < c$. Starke Abweichung von der Differentiationsreihe zeigt nur der Augengneis vom Schnalstal (9), der zahlreiche, besonders große Orthoklaseinsprenglinge (Augen) enthält, bei geringem Quarzgehalt, und die Analyse 6 b, bei der die Abweichung wahrscheinlich in der schon von Becke beanstandeten Unfrische des Materials liegt. Der Winnebachgranit (12) wurde als gesonderte Gruppe bei der Kurvenführung nicht einbezogen.

Auch im *k-mg*-Diagramm (Fig. 4) sondern sich die beiden Gruppen gut voneinander. Der Tonalitgneis der Plamorderspitze rückt in beiden Diagrammen als basischestes Glied von den übrigen granitischen und granodioritischen Gesteinen ab.

In das Diagramm wurde auch noch der (in der Tabelle nicht aufgenommene) „flaserige Granitgneis“ von Winterstall im Venter Tal nach der von Becke (l. c.) mitgeteilten Analyse eingetragen (Buchstabe W). Er steht an der Grenze zwischen basischen und sauren Granitgneisen.

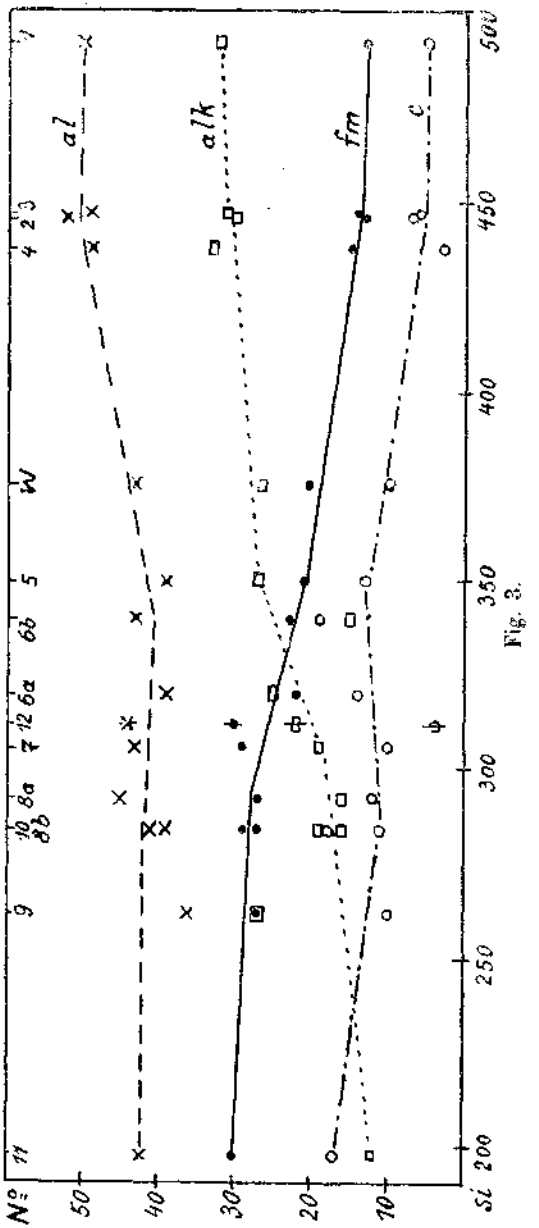


Fig. 3.

Wie aus dem von Streckeisen[1]) (S. 209) gezeichneten Diagramm der Ötztaler und Silvrettagneise ersichtlich ist, gibt auch die Zusammenstellung mit den Silvrettagranitgneisen einen gut übereinstimmenden Kurvenverlauf.

Auch das von Angel[2]) nach der gleichen Methode gezeichnete Verteilungsbild der granitischen Magmen der Gleinalpe zeigt die gleiche Reihenentwicklung, nur erfolgt der Übergang von den sauren Graniten zu den Granodioriten rascher: der Schnittpunkt von *alk* und *fm* liegt näher (*bei si* = 280) an jenem von *alk* und *c* als bei den Ötztaler Gesteinen, auch tritt bei letzterem Schnittpunkt schon Isofalie ein. Dem Winnebachgranit chemisch entsprechend ist auch auf der Gleinalpe ein tasnagranitisches Gestein vorhanden, das aber geologisch eine ganz andere Rolle spielt: der schon oben erwähnte Augengneis, der das Hangende des Gleinalpkernrandes bildet, also eher dem Biotitaugen-

[1]) Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, 1928, VIII. Bd., S. 87.

[2]) Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. Beilageband LVI, Abt. A, 1928, S. 430. („Die Magmenentfaltung im Gleinalpengebiet“.)

gneis am Südrand der Alpeiner Masse entspricht. Seinen abweichenden chemischen Charakter führt Angel auf Umwandlung eines Granodiorits durch granitpegmatitische Zuflüsse zurück, wie überhaupt der Gleinalpenkern eine viel innigere Vermengung der verschiedenen Magmen zeigt als die Alpeiner Masse mit ihrer einfachen Verteilung der Granitarten.

Die Analysen aus der Acherkogelmasse und jene aus der Tschigatmasse zeigen übrigens auch, daß innerhalb derselben im Felde und im Handstück gleichmäßig erscheinenden granitischen Gesteinsmasse recht beträchtliche Verschiedenheiten der Zusammensetzung bestehen und dasselbe ergaben auch die Rosiwal-Ausmessungen am Alpeiner Gestein. Die großen Gruppen heben sich aber trotzdem gut gekennzeichnet voneinander ab. Ich kann mich deshalb sowie wegen der weiter unten beschriebenen regionalen Verteilung der Gesteinsarten der Meinung von Streckeisen nicht anschließen, daß die Differentiationen der granitischen Gesteine in der Silvretta- und Ötztaler Gruppe wesentlich auf Aufschmelzungen der durchbrochenen oder benachbarten Gesteine und nur untergeordnet auf innermagmatische Differentiationen zurückzuführen seien.

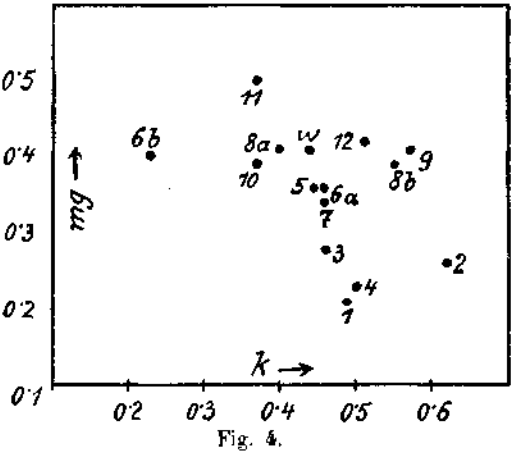


Fig. 4.

Nur bei dem Winnebachgranit dürfte der chemische Bestand stark durch Aufschmelzungen beeinflußt sein. Der Alpeiner Granitstock würde wenig gut zu jener Auffassung passen, da er, obwohl er von Amphiboliten umsäumt ist, teils eine ausgesprochen aplitische, teils eine ebenfalls saurer als der Kern zusammengesetzte Augengneisrandzone besitzt, während zu beiden Seiten außerhalb der Amphibolitzone die großen, einheitlichen, sauren Muskovitgranitgneise angrenzen. Dagegen werden gerade die Tonalit- und Granodioritgneise der Plamorderspitze nnd des Acherkogels hauptsächlich von Paragneisen mit nur untergeordneten Amphibolitlagern umschlossen, während die Muskovitgranitgneismassen der Aifenspitzen und des Birkkogels von mächtigen Amphibolitzügen begleitet werden.

4. Gesteine der Amphibolitzone.

Am Rinnennieder, an der Ruderhofspitze, beim Schwarzenbergjoch und bei der Valbesoner Ochsnerhütte legen sich die Amphibolite unmittelbar auf den Granitgneis. Im übrigen Bereich liegt zunächst dem Granit ein schmaler Zug von Biotitschiefergneis in der weitverbreiteten Ausbildung, welche die „Ötztaler Schiefergneise“ allenthalben besitzen; bei dem Begleitlager von Augengneis an der Kreuzspitze und Greitlspitze ist die Schiefergneiszone breiter.

In der nördlichen Amphibolitzone liegen zwischen den Amphibolitlagen und an ihrem Rande Granatglimmerschiefer, deren Granaten mitunter Kirschengröße erreichen. Oft sind sie reichlich von Quarzadern und Knauern durchsetzt.

Am Blechnerkamm, Kreuzkamm und an der Kerachspitze (Nordseite) sind die Glimmerschiefer dicht von großen Albitknoten durchwachsen, so daß das Gestein nicht mehr als Glimmerschiefer, sondern als ein dickbankiger kleinknolliger Biotitgranatgneis erscheint. An der Kreuzspitze (östliche Knotenspitze) wechseln quarzreiche Bänke mit großen Granaten mit quarzarmen, muskovitreichen, blättrigen Glimmerschiefern und mit Bänken von Feldspatknotenglimmerschiefer.

Gegen außen legen sich auf die Amphibolitzone die Schiefergneise des Oberbergtales, die in ihren Ausläufern bis zum Horntaler Joch reichen, nach innen werden die Amphibolite und Glimmerschiefer von den Schiefergneisen am Granitgneisrand unterlagert. Es herrscht hier, besonders an der Kreuzspitze, das umgekehrte Verhältnis, wie im Sellrainer Glimmerschiefergebiet, wo die Amphibolite in der Regel von Schiefergneis umgeben und durchzogen sind und nach außen von Glimmerschiefer umschlossen werden, z. B. am Kastengrat im Fotschertal, also anscheinend ein genetischer Zusammenhang zwischen Amphibolit und Vergneisung der angrenzenden Schiefer besteht. Der gneisige Charakter der letzteren scheint demnach anderen Ursprungs zu sein als die in beiden Gebieten verbreitete Verfeldspatung.

Im östlichen und südlichen Teil der Amphibolitumrandung treten nur an der Greithspitze noch Muskovitsglimmerschiefer auf, sonst herrschen die Schiefergneise. Am Kamm Greithspitze—Pfandlspitze treten in ihnen auch feinschuppige Biotitschiefer auf mit Biotitporphyroblasten und quarzitische, feinschuppige Schiefergneise. Am Südabfall der Gamsspitze (Punkt 3092) und der Hölltalspitze trifft man am Südrand der Amphibolitzone feldspatreiche Biotitgneise, deren Zuordnung zu den Ortho- oder Paragneisen unsicher ist. (Siehe Prof. Taf. I.) An der Südseite der Mutterberger Seespitze und an den Bockkögeln sind Albitknotengneise weit verbreitet und besonders an den Bockkögeln schön entwickelt. Der Grad der Verfeldspatung wechselt oft; wo sie verschwindet, ergehen sich Glimmerschiefer. Stellenweise sind die Albitknoten sehr groß und dicht gedrängt, anderorts kleiner (Perlgneise). Mitunter ist ein geringer Granatgehalt zn beobachten.

Die Amphibolite weisen eine große Mannigfaltigkeit von Unterarten auf. Am häufigsten sind sehr hornblendereiche dunkle Plagioklasamphibolite, die auch in fast feldspatfreie Formen übergehen. Ferner findet man Epidotamphibolite mit hellpistaziengrünen Epidotschnüren. Seltener sind feldspatreiche Amphibolite von körniger Textur oder mit strahliger Hornblende. Biotitamphibolite leiten über zu Biotithornblendegneisen, wie solche besonders an der Sommerwand, Greithspitze und Gamsspitze entfaltet sind. Sie wechsellagern wieder mit Biotitgneisen.

An der Südseite des Scheckbüchelgrates laufen die breiten Amphibolitzüge der Ruderhofspitze in einzelne dünne Lager von Biotithornblendegneis und Biotithornblendeschiefer aus, teilweise mit Albitknötchen. Erst bei Ranalt setzen dann wieder die mächtigeren Amphibolite der Greithspitze ein.

Nicht selten sind Granatamphibolite. Sie besitzen oft eine massige, richtungslose Struktur, die Granaten haben Schrotkorngröße. In ihrer Gesellschaft befinden sich an der Alpeiner Gletscherzunge schwärzlichgrüne dichte Amphibolite mit reichlicher Einsprengung von Pyrit.

Kelyphitamphibolite mit völlig dichter Grundmasse und hellen, umrindeten, kleinen Granaten bilden den Rand der Amphibolite gegen den Granitgneis bei der Ochsnerhütte am Hohen Moos. Kelyphitamphibolit traf ich ferner an der Rinnenspitze und an dem Grabagrubennieder. An letzterer Örtlichkeit stehen auch die weißlich und dunkelgrau geflaserten Gesteine an, wie sie die Eklogite im Sulztal (Schwarzwanter u. a. O.) und bei Längenfeld begleiten und dort das Übergangsstadium vom Eklogit zum Amphibolit (Eklogitamphibolit) bilden.[1])

Die Kelyphitamphibolite bei der Ochsnerhütte zeigen im Dünnschliff die mikrodiablastische Struktur der Hornblende, wie sie an den Ötztaler Eklogitamphiboliten in mannigfacher Ausbildung zu beobachten ist. Doch kann, da Reste von Pyroxen fehlen, daraus allein nicht sicher entschieden werden, ob diese Amphibolite sich von Eklogit ableiten. Das diablastische Grundgewebe zeigt einheitliche Auslöschung in größeren Feldern, die mehr oder weniger mit ihrer Längsrichtung parallel geordnet sind, gleich wie die Gruppierung der Amphibole in einem Amphibolit. Dabei sind bei stärker schieferigen Formen auch die Einzelfasern der diablastischen Hornblende parallel gerichtet. Gleiche Felderteilung zeigen auch Eklogitamphibolite der Längenfelder Gegend. Die Umrindung der Granaten ist dünn; in einer anderen Probe sind sie bereits ganz in Haufwerke von Biotit, Zoisit und Hornblende umgesetzt.

Ein dichter derartiger „Eklogitamphibolit" steht am Südhang der Greithspitze nahe über den Augengneis an. Er ist graugrün und weiß gebändert, mit einzelnen großen Biotitschuppen und wird von Aplit und Staurolithglimmerschiefer begleitet. Unter dem Mikroskop zeigt das Gestein flaserige Walzstruktur mit Flasern von diablastischer Hornblende und solchen von feinstem Feldspatkörnerwerk, in denen sich linsenförmige Nester kleinster Zoisite angesammelt haben. Stellenweise ist es zur Bildung größerer Hornblenden und langer Zoisitnadeln gekommen; große, ausgezackte Biotite ragen aus dem feinen Gewebe hervor und sind oft quer zur Flaserung gestellt, ebenso wie die langen Zoisite und mitunter auch die großen Hornblenden. Die Kristallisation erscheint deutlich postteklonisch. Gut übereinstimmende Typen von Eklogitabkömmlingen (auch mit Biotit) enthält das Profil Längenfeld—Burgstein.

Zu den Eklogitamphiboliten ist auch der dichte grüngraue Granatamphibolit mit reichlichen Pyriteinsprengungen zu rechnen, der am NW-Fuß der Sommerwand, bei Punkt 2291, ansteht. Er zeigt im Dünnschliff sehr reichlichen Gehalt an Granat, der eingebettet ist in ein teils feindiablastisch struiertes, teils bündelweise parallel geordnetes feinfaseriges Hornblendegemenge und Quarz. Die Granaten sind vielfach nur geschlossene Kristallschalen mit guter kristallographischer Innen- und Außenbegrenzung, der Hohlraum gefüllt mit Hornblende, Quarz oder auch mit diablastischem Gewebe. Ein Teil der Granatkristalle ist von einer dünnen Rinde kräftig grüner Hornblende umrindet.

[1]) Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1926, S. 115.

Unveränderte Eklogite wie jene im Ötztal habe ich im Stubai bisher nicht aufgefunden. Das Vorkommen der mit den Abkömmlingen der Ötztaler Eklogite, den Eklogitamphiboliten, übereinstimmenden Gesteinsarten sowie A. Pichler's Angabe, daß das von A. Cathrein[1]) beschriebene Eklogitgerölle der Sill aus dem Stubaital stamme, lassen aber vermuten, daß erstere sich tatsächlich von Eklogiten herleiten und daß in den hohen Felswänden oder unter den Gletscherfeldern, welche große Teile der Amphibolitzonen verdecken, auch Eklogite selbst irgendwo anstehen dürften.

Ein bemerkenswertes Glied in der Reihe der Amphibolite bilden weiters großstrahlige Amphibolite beziehungsweise Strahlsteinfelse, welche im südlichen Zug auftreten. Schon an der Grabawand findet man in den dunklen, feldspatarmen Amphiboliten große Nester von schwärzlichgrüner Hornblende in Kristallen bis zu 5 *cm* Länge sowie solche von hellgrünem Strahlstein. Seltener an den Südausläufern der Ruderhofspitze, reichlich aber am Kamm Hölltalspitze—Mutterberger Seespitze entfalten sich solche strahlige Entwicklungen zu ausgedehnten Lagen. Sie bilden hier dicke Bänke und Lager, welche hauptsächlich

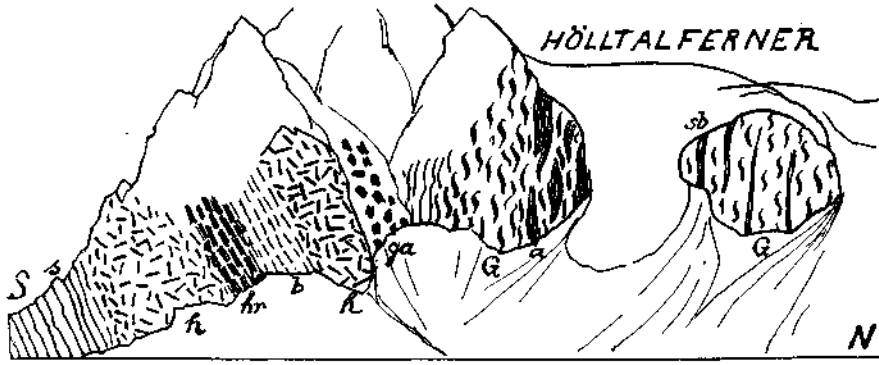


Fig. 5. *s* = Schiefergneis *h* = großstrahliger Amphibolit mit dunkler Randzone *(hr)*. *b* = Biotitgneis *ga* = gabbroider Amphibolit *G* = Biotitgranitgneis mit Schlieren und Lagen von gabbroidem Amphibolit *(a)* und von Biotitschiefer *(sb)*.

aus prismatischer Hornblende von graugrüner Farbe und 1—3 *cm* Länge (bei 0·5 *cm* Breite) bestehen. Die Hornblenden sind entweder annähernd in eine Ebene eingeordnet oder regellos gestellt. Seltener sind Bänke mit dunkelgrünen, schmalen, schilferig auslaufenden Hornblenden von 1—2 *cm* Länge, und mit den Längsachsen in der Bankungsebene liegend, deren Zwischenräume mit feinkörnigem Feldspat ausgefüllt sind: Garbenamphibolite (Südwand der Mutterberger Seespitze).

Andere Bänke sind durch stärkere Aufnahme von Biotit in kleinschuppigen Flasern mit dem angrenzenden Schiefergneis verbunden.

Eine Probe vom Gipfel der Mutterberger Seespitze zeigt unter dem Mikroskop einen richtungslosen Verband von breit prismatischen, ausgefransten

[1]) Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt 1889, S. 173.

Amphibolen von sehr blaßgrüner Farbe, ohne merklichen Pleochroismus, stärkere Absorbtion nach c kaum noch erkennbar, mit Auslöschungsschiefe von 18°. Daneben dort und da Nester von sehr kleinen Zoisitkörnern und Quarz als Einschluß im Amphibol; keine Kataklase.

Eines der großen Lager solcher Gesteinsart am Ostgrat der Hölltalspitze zeigt als Randbildung ein Gestein mit dichter bis feinkörniger dunkelgrauer Grundmasse, aus der einzelne große dunkelgrüne Hornblenden einsprenglingsartig hervortreten (Prof. Fig. 5). Im Schliff erscheint die Hornblende dunkler gefärbt als im großstrahligen Fels (c lichtbläulichgrün, a und b gleicher Ton, blasser); neben Hornblende tritt Biotit reichlich auf, zum Teil sicher aus Hornblende hervorgegangen, ferner Quarz und Zoisit; keine Kataklase.

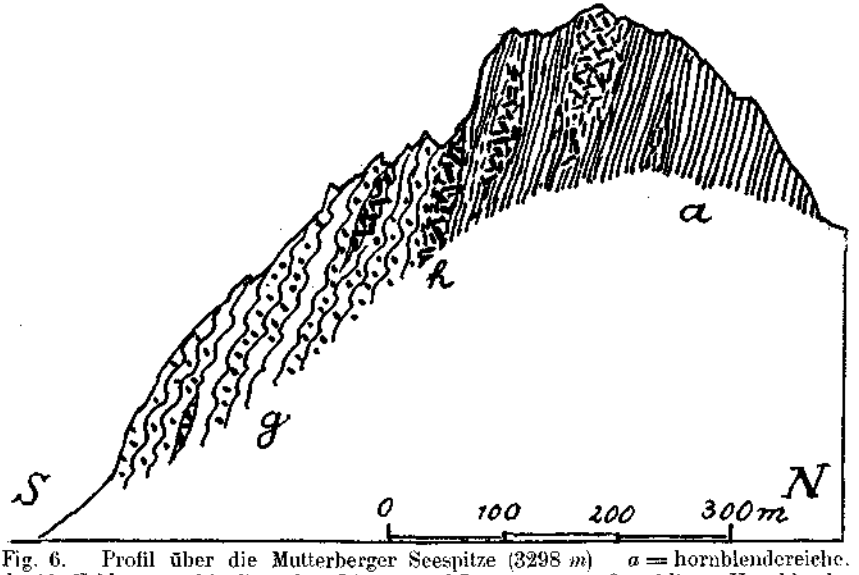


Fig. 6. Profil über die Mutterberger Seespitze (3298 m) a = hornblendereiche, dunkle Feldspatamphibolite h = Linsen und Lagen von großstrahligem Hornblendefels und Garbenamphibolit g = Perlgneis und Glimmerschiefer mit Albitknoten.

Die strahligen Hornblendefelse kommen sowohl im Amphibolit vor oder an seinem Rande als auch im Schiefergneis (Hölltalspitze). Im Perlgneis am Mutterberger Seespitz ist er in kleinen Schlieren enthalten in der Nähe der Amphibolite (Gipfelwände), aber auch weit entfernt davon am Sattel zwischen Seespitze und Hinterem Bockkogel fand ich eine kleine Linse im Albitglimmerschiefer (Fig. 6). Gleichartige strahlige Amphibolite findet man noch am Westende der Hölltalgranitzone am Wannenkogel und am weiter südlich liegenden Granitgneis des Hinteren Daunkogls.

In der ganzen Amphibolitzone sind mit den amphibolitischen Gesteinen allenthalben gramitisch-gneisige eng verbunden. Es sind dies vor allem die unzähligen Lagen von Aplit und Orthogneis (Orthobiotitgneis, Biotithornblendegneis) mit dem Amphibolit wechsellagernd bis herab zur

feinen Bänderung. Eine großartige Wechselfolge dieser Art baut z. B. den höchsten Berg der Gruppe, den Schrankogel, auf. Sie sind durch alle Übergänge der Gesteinsart miteinander verbunden und liegen völlig konkordant mit den Amphibolitlagern. Häufig sind die Orthogneiszwischenlagen granatführend, mit Granaten bis zu Kirschengröße (Granataplite, Granatbiotithornblendegneise usw.). Sie besitzen voll ausgebildete Kristallisationsschieferung und schließen sich nach ihrer Struktur und Kristallisation mit den Amphiboliten zu einer einheitlichen Gesteinsfolge zusammen.

Eine gesonderte Stellung gegenüber diesen Orthogesteinslagern in der Amphibolitfolge nehmen die ausgedehnten und mächtigen granitischen Lagermassen ein, welche in dem westlichen Teil der südlichen Amphibolitzone sich einschieben und sowohl der Lagerung als der Gesteinsart nach Begleitlager zu dem Alpeiner Granitgneis darstellen. Sie setzen an der Südseite der Gamsspitze (3091 *m*) über dem Mutterberger Granitgneis im Schiefergneis ein, streichen dann, beiderseits von

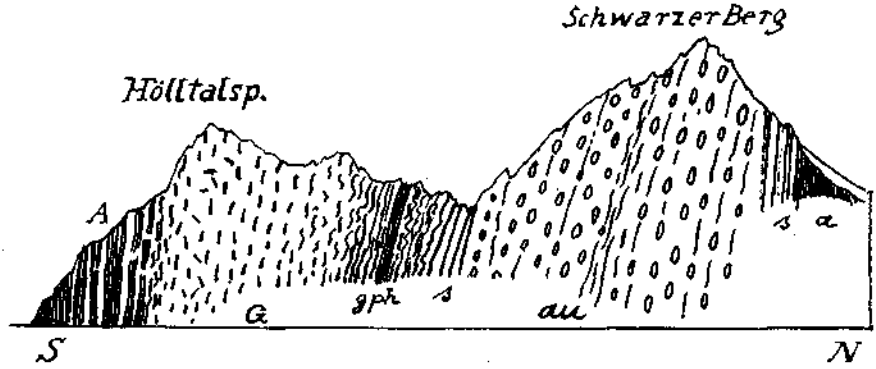


Fig. 7. *A* = Amphibolitfolge des Ostgrates *G* = Biotitgranit und Granitgneis *au* = Augengneis *s* = Biotitschiefergneis *gph* = stark phyllonitisierter Rand des Granitgneises nnd verquetschte Schiefergneise und Amphibolitlagen *a* = Amphibolitzone der Ruderhofspitze.

Amphiboliten umschlossen, über die Hölltalspitze und den Ostgipfel des Schwarzenbergs, kommen am Westrand des Bockkogelferners wieder zutage und streichen durch die Nordwände des Bockkogels zur Talstufe an der Zunge des Sulztalgletschers, von wo sie sich über den Wannenkogel bis zum Roßferner als ihrem westlichen Endpunkt fortsetzen. Über den größten Teil der Erstreckung sind es zwei Parallellager, die durch einen schmalen Schieferzug getrennt und auch ihrer Gesteinsart nach verschieden sind. Am deutlichsten tritt dies am Grat Hölltalspitz—Schwarzenberg hervor (Fig. 7).

Das granitische Lagergestein, welches den Gipfel der Hölltalspitze bildet und dem Ostgrat entlang zum Ruderhofkar sich absenkt, ist den nur schwach paralleltexturierten, körnigen Formen des Alpeiner Granitgneises sehr ähnlich, mit etwas geringerem Biotitgehalt und im Durchschnitt gröberem Korn. Dort und da beobachtet man basische Konkretionen in ihm. Auch im Schliffbild zeigt er gute Übereinstimmung mit dem

Alpeiner Kerngestein in Struktur und Mineralbestand. Er enthält beträchtliche Menge von Kalifeldspat (Mikroklin und Perthit) gleich den kalifeldspatreichsten Abarten des Alpeiner Gesteins und reichlich Quarz; auch hier überwiegt aber noch der Plagioklas an Menge gegenüber den Kalifeldspaten.

An dem Felskopf am unteren Rand des Hölltalferners ist der dickbankige Granitgneis von einzelnen ganz dünnen, dunklen Lagen eines feinkörnigen violettbraunen Biotitschiefers parallel zur Bankung durchsetzt. Bemerkenswert ist vor allem das Verhältnis des Granitgneises zum südlich angrenzenden Amphibolit, wie man dies am untersten Abfall

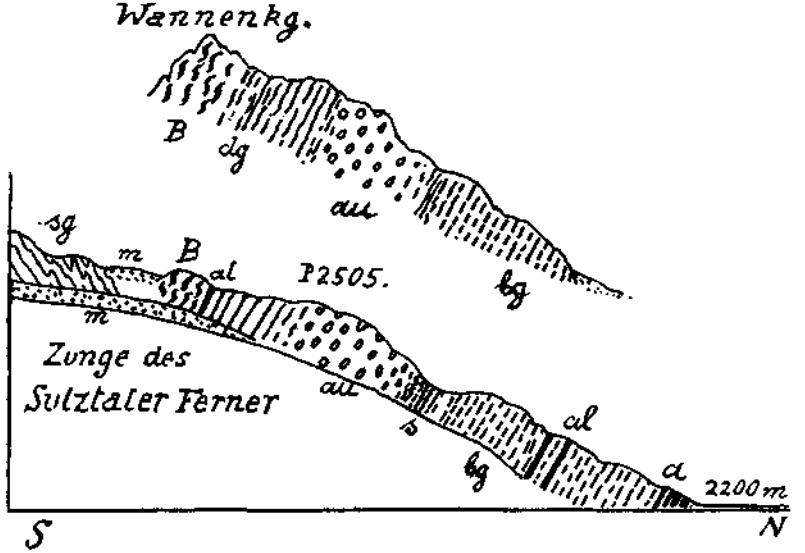


Fig. 8. B = Biotitgranitgneis, grobkörnig, mit basischen Konkretionen au = Biotitaugengneis (Zug Schwarzenberg—Bockkogel) bg = kleinkörniger Biotitorthogneis, am Wannenkogel flaserig bis kleinaugig; mit Amphibolitbänken al a = Amphibolit s = serizitische Zerquetschungsschiefer sg = Biotitschiefergneis dg = diaphtoritische und quarzitische Schiefergneise. m = Moräne.

des Ostgrates der Hölltalspitze gut beobachten kann. (Siehe Prof. 5.) Der Granitgneis ist hier feinkörnig und von Schlieren und gefalteten, kurzen Lagen eines grobkörnigen Amphibolites mit gabbroider Struktur durchzogen; auch der Granit selbst scheint stellenweise Hornblende zu enthalten. Die Amphibolite bilden dann, durch ein schmales Schieferband getrennt, ein zusammenhängendes stärkeres Lager, das an seinem südlichen Rand wieder unmittelbar mit dem oben beschriebenen großstrahligen Amphibolit zusammenhängt.

Die Verbandsverhältnisse an der Hölltalspitze sprechen dafür, daß der Granit in die Amphibolite als Begleitintrusion zur großen Alpeiner Masse eingedrungen ist und später gemeinsam mit ihnen metamorphosiert wurde.

An der Scharte nördlich der Hölltalspitze zieht eine schmale, stark zerdrückte Zone von Schiefergneis und Amphibolit durch und dann

folgt, den Ostgipfel des Schwarzenbergs aufbauend, ein zweites granitisches Lager, das in Augengneis umgewandelt ist. Dieser Biotitaugengneis ist in seinen stark verschieferten Formen den entsprechenden Teilen der südlichen Randzone am Alpeiuer Granit sehr ähnlich; zum großen Teil besitzt er stark ausgeprägte Streckungsstruktur, bei der dann im Querbruch die großen Feldspate als ungefähr kreisrunde „Augen" hervortreten von 1—3 *cm* Durchmesser, während sie im Längsbruch als lange Stengel oder langgestreckte Linsen erscheinen. In dieser charakteristischen Ausbildung begegnet man dem Augengneis wieder an der Zunge des Bockkogelferners und am Bockkogel selbst (Nordwand) — und ebenso am Sulztalgletscher und der Wannenkogelnordwand. Er enthält auch basische Konkretionen, deren Biotit parallel mit der allgemeinen Schieferung geordnet ist; sie besitzen auch Feldspateinsprenglinge, aber weniger und kleinere als im Hauptgestein.

Am Wannenkogel liegt südlich über ihm wieder ein Biotitgranitgneis, der dem von der Hölltalspitze entspricht, auch von Amphibolit begleitet, mit dem er an dem Grat zwischen Roß- und Wannenferner in sehr engen Verband tritt.

An der Strecke vom Bockkogelferner bis zum Roßferner liegt auch nördlich des Augengneises, unter ihm, ein Orthogneis: ein feinkörniger, gut paralleltexturierter, oft ins Aplitische übergehender Biotitgneis, der im Hangenden von einzelnen Amphibolitbänken durchsetzt ist. Am Westende ist er heftig verflasert und nimmt stellenweise eine Art flachlinsiger Augenstruktur an.

Gegen Osten hin setzt sich der Granitgneis der Hölltalspitze über den Südgrat (Punkt 3054) der Ruderhofspitze fort und umschließt auch kurze, schmale Lagen von Amphibolit. In der Hohen Grube (ober dem Ruderhofalpl) geht der Biotitgranitgneis in einen stark flaserigen Augengneis über, und an den Südabsenkern der Gamsspitze (Punkt 3091) besitzt er bereits durchaus Augengneisstruktur. An seinen Südrand legen sich violettbraune Biotitschiefer an (Prof. Taf. I), begleitet von prophyroblastisch struiertem Amphibolit (dichte Grundmasse mit großen Hornblendeprophyrblasten), und darunter liegt ein feldspatreicher Biotitgneis, der wieder mehr dem Hölltalspitzgranitgneis ähnlich ist.

Im ganzen können alle diese Teillager zu einer Gesamtintrusion zusammengefaßt werden, deren Gestein ähnlich wie im Alpeiner Massiv. teils durch primäre, teils durch sekundär, tektonisch aufgeprägte Faziesbildung sich verschieden entwickelt hat, ohne die regelmäßige Anordnung wie in jenem Massiv zu erreichen.

Zu der Amphibolitzone stehen sie, wie man aus den oben beschriebenen Verhältnissen ableiten kann, wahrscheinlich im Verhältnis einer späteren intrusiven Förderung.

Gleichartige Beziehungen zwischen Amphibolit und Granitgneis wie an der Hölltalspitze zeigt auch der Biotitgranitgneis an der Westseite des Hinteren Daunkogels (3228 *m*). Der porphyroblastisch struierte Amphibolit (ähnlich dem großstrahligen am Hölltalspitz) wird vom Granitgneis in parallelen Lagen durchsetzt, weiter drinnen im geschlossenen Granitgneis schwimmen noch große Nester von großstrahliger Hornblende.

Am Nordrand der Alpeiner Masse dürfte das Lager von Muskovitgranitgneis in den Amphiboliten der Rinnenspitze wahrscheinlich — eine genaue Untersuchung am Gipfelmassiv konnte nicht durchgeführt werden — auch eine spätere Intrusion sein, wofür auch der Umstand spricht, daß begleitende Schiefergneise die Beschaffenheit injizierter (und stark verfalteter) Gneise besitzen.

Die Bindung der Amphibolite in der Alpeiner Gruppe an den Granitrand und die allseitige Umschließung lassen es als sehr wahrscheinlich erscheinen, daß im Auftreten beider ein genetischer Zusammenhang besteht.

Die Amphibolite sind die frühere Bildung. Dieses Altersverhältnis wird auch von verschiedenen anderen granitischen Massen der Zentralalpen berichtet, so von Ohnesorge von den Granitgneismassen der Hochedergruppe (nördliche Ötztaler Alpen), die Einschlüsse von Amphibolit führen, von Angel von der Gleinalm, von Streckeisen von der Flüelagruppe u. a. O. Auch an der Westseite der Hohen Geige (Pitztal) beobachtete ich dasselbe Verhältnis.

Sie können, soweit es sich um Orthoamphibolite handelt, als erste Abscheidung aus einem gemeinsamen Stammagma betrachtet werden, die sich als Ergüsse ausbreiteten. Die vielen Übergänge zwischen Amphibolit und Schiefergneis weisen auf eine Mengung tuffiger und gewöhnlicher Sedimente hin, desgleichen die vielfache konkordante Wechsellagerung und das Vorkommen kleiner, abseits und einzeln stehender und dabei unscharf umgrenzter Linsen von Hornblendegesteinen (wie die Strahlsteinlinsen an der Mutterberger Seespitze) im Schiefergneis oder Glimmerschiefer. Vielleicht sind auch echte Paraamphibolite beteiligt. Bei größeren Massenablagerungen können auch unter der oberflächlichen Decke magmatische Einschübe sich zwischen die Lager eingedrängt haben.

Daß es sich aber bei der Alpeiner Amphibolitumhüllung nicht nur um eine Randfazies des Granits handelt, dafür spricht die Zwischenschaltung von Paraschiefern zwischen Granit und Amphibolite, die obenerwähnten Verbandsverhältnisse und die weiter unten angeführten Beziehungen zur Amphibolitzone des mittleren Ötztales.

Nach den basischen Förderungen und ihrer Ausbreitung zwischen den Sedimenten drang unter ihnen erst das granitische Magma empor, breitete sich zwischen den Gneisen aus und drang auch bis in die Amphibolite vor.

Lagerungsverhältnisse.

1. Bau der Alpeiner Gruppe.

Das regionale Streichen in der Alpeiner Gruppe geht von WNW nach OSO, das Fallen ist allgemein gegen NNO gerichtet — Abweichungen von diesen herrschenden Richtungen werden unten beschrieben werden —, und diese Baustruktur durchdringt auch die Alpeiner Granitgneismasse trotz ihrer großenteils dieses Streichen überkreuzenden Umgrenzung (siehe die Kartenskizze Taf. I). Nur der östliche Teil der Masse folgt in seiner Ausbreitung dem regionalen Streichen.

Die Abweichung der Umgrenzung vom Streichen kommt am Westrande der Masse dadurch zustande, daß eine Störungslinie den Granit abgrenzt, und am Nordostrand durch eine außergewöhnliche Einknickung im Streichen, verbunden mit der Ausbildung einer tektonischen Ablösungsfläche am Granitgneisrand.

Die Störung am Westrand wurde bereits bei früherer Gelegenheit[1]) als Längentaler Querstörung angezeigt.

In der Rundschau, welche man von den Berggipfeln des oberen Sulztales genießt, bildet einen der eindruckvollsten morphologischen Züge die lange Wandflucht, durch welche die Alpeiner Berge gegen W abgegrenzt sind: Vom Lisenzer Fernerkogel bis zum Schrankogel brechen sie in einem geschlossenen, meridional verlaufenden Steilabsturz von 9 *km* Länge und 400—1000 *m* Höhe gegen die breite Talfurche des Sellrainer Längentals und des Schrankars nieder. Die Wände bestehen aus der einheitlichen Masse des Granitgneises, der am Grat vom Fernerkogel bis zum Schrandele (abgesehen von einer örtlich begrenzten Querstörung am Gipfel des Fernerkogels) durchwegs WNW-Streichen und sehr steiles NNO-Fallen zeigt, also quer zum Verlauf des Wandabbruchs. Auch die Amphibolitwände des Schrankogels weisen noch gleiche Lagerung der Schichten auf.

Am Fuß der Wände beobachtet man aber vielfach heftige tektonische Verarbeitung des Gneises und damit verbunden auch stellenweise eine Anpassung des Streichens an den Verlauf der Störungsfläche. Letztere ist ober der Längentaler Alm durch schwarze, schiefrige Mylonite bezeichnet, streicht NNO und fällt gegen O ein. Unter ihr und westlich davon liegen Biotitschiefergneise mit NW- bis WNW-Streichen und Nordfallen, über ihr liegt der Granitgneis mit NNO-Streichen und steilem Ostfallen. Weiter gegen S treffen wir am Fuß der Wände der Brunnenkögel die Granitgneise wieder stark diaphthorisiert und mylonitisch verschiefert; am Längentaler Joch kann man gut alle Übergänge vom normalen Granitgneis bis zum heftigst verarbeiteten und kaum mehr als solchen kenntlichen Augengneis beobachten, wobei auch wieder das Streichen der grenznahen Teile dem Verlauf der Bewegungsfläche angepaßt ist.

Im Schrankar ist die Gesteinsgrenze durchwegs mit Moränenschutt und Halden überdeckt; der am tiefsten herabreichende Felssporn der Wände, bei Punkt 2542, besteht am Schranbach aus Augengneis und grobflaserigem Biotitgranitgneis, die Berührung mit den Gneisen der rechten Talseite ist auch hier nicht freiliegend. Dem Bach parallellaufende Querklüftungen durchsetzen den Felssporn.

Deutlich tritt der Verlauf der Störung wieder am Ausgang des Schrankars zutage, wo der Schranbach die hohe Talstufe zur Oberen Sulztaler Alm in steiler Schlucht durchschneidet. An der linken Schluchtwand stehen die der südlichen Amphibolitzone angehörenden Amphibolite und Gneise des Schrankogels an. Sie sind am Rand hier in NO-Streichen abgebogen (bei sehr steilem SO-Fallen) und sind stark mylo-

[1]) Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt. Verhandlungen 1921 und 1924, und Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1926.

nitisch und diaphthorisch. Ein parallellaufender solcher Quetschungsstreifen streicht etwas weiter südlich in den Wänden aus. In ähnlicher Weise überschneidet den Gipfel des Fernerkogels die obenerwähnte Parallelstörung und manche andere mag in den Wänden noch durchziehen.

An der Westseite der Tiefenfurche Längental—Schrankar stehen den Wandfluchten der Alpeiner Berge die ausgeglicheneren, gegliederten und minder schroffen Bergformen der Berge um den Bachfallenferner gegenüber, zunächst der Kamm vom Winnebachjoch über den Sebleskogel und Weißenkogel zum Gaislehnkogel mit seinen Seitenkämmen und Karmulden.

Vom Winnebachjoch bis zur zur Scharte nördlich des Gaislehnkogels werden diese Berge von feinkörnigen, dünnplattigen Schiefergneisen, braunen Biotitschiefern und Quarziten in vielfachem Wechsel aufgebaut. An der linken Flanke des Längentals sind vom Weißenkogl bis an den Ostfuß des Sebleskogels die Quarzite besonders hervortretend. Weiter nördlich nehmen die Biotitschiefer stärker zu.

Diese Schichtenfolge stößt unter den nördlichen Wänden des Fernerkogels unmittelbar mit dem Granitgneis zusammen, ebenso am Längentaler Joch, in der dazwischenliegenden Strecke liegt die Gesteinsgrenze unter den Halden und dem Eis verborgen.

Das Streichen ist in dem Gebirgsstock des Sebleskogels und Bachfallenferners größtenteils ein angenähert ost-westliches, bei sehr steilem N-Fallen. An der „Grüntatzen" und in den untersten Osthängen des Sebleskogels im Längental streichen die Schichten NNO bei nabezu saigerer Stellung. Es scheint dies aber nicht in Zusammenhang mit der gleichgerichteten Längentaler Störung zu stehen, da sich dieser unvermittelt einsetzende Bereich von submeridionalem Streichen an der Südseite des Sebleskogels bis zum Winnebachsee und zur Winnebachspitze fortsetzt.

Die Durchdringung und Umschmelzung durch den Winnebachgranit,[1]) welche die Gesteine an der Westumgrenzung des Bachfallenferner und am Sebleskogel erfaßt und umgewandelt hat, reicht nicht ganz bis an die Längentaler Störung heran. Der Kamm Weißenkogel—Grüntatzen und die östlichen Seitenkämme des Sebleskogels, welche die linke Talflanke des Längentals bilden, ebenso das Gehänge des Mitterberges und beim Westfalenhaus sind nicht mehr davon betroffen worden.[2])

Es fehlt hier das Granitgeäder und die Umprägung durch die Intrusion. Am Weißenkogel und der Ostseite des Grüntatzenkammes und in den untersten Felshängen an der Ostseite des Sebleskogels (Kamm

---

[1]) Siehe Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen. 38. Bd., 1925.

[2]) Zur Ergänzung der eben angeführten Arbeit sei aber mitgeteilt, daß die obersten Ostwände des Sebleskogels (über dem Sebleskogelferner) pinithaltiges Granitgeäder und Migmatite aufweisen, desgleichen ist in den Nordwänden über dem Ochsenkarferner und am Kamm südlich des Winnebachjochs (Ostgrat des Punktes 2997) das Gestein stark granitisiert. Weiterhin auch der Kamm nördlich des Winnebachjochs (Gleierscher Fernerkogl, Roßkarscharte—Hintere Grubenwand).

nordöstlich von Punkt 2808) sind besonders die Quarzite stark entwickelt als feinkörnige, lichte, mitunter an Aplite erinnernde Bänke, welche aber im Dünnschliff deutlich ihre Herkunft von feinklastischen Gesteinen, Quarzsandsteinen u. dgl. erkennen lassen und mit Zwischenlagen von tonig-mergeligem Charakter in Form von Biotitschiefern wechsellagern. Auch dunklere Quarzite und Biotitquarzite erscheinen daneben.

Die sedimentäre Feinschichtung mancher Quarzite, in denen papierdünne, sehr feinschuppige Biotitlagen mit wenige Millimeter dicken, feinstkörnigen Quarzitlagen wechseln, erinnert an die feinschichtigen Grauwackenschiefer der steirischen Grauwackenzone; doch ist die Metamorphose der Ötztaler Gesteine eine beträchtlich stärkere.

Der Gaislehnkogel und sein Abhang bis zur Sohle des Sulztals gehört, ebenso wie der gegenüberliegende Sulzkogel, einer eigenen Orthogneismasse an, die am Ausgang des Schrankars an der Störungslinie mit dem Alpeiner Granitgneis, am Talriegel über der oberen Sulztalalm mit den Amphiboliten des Schrankogels in Berührung tritt. Die gewaltige Masse der Amphibolite, die in 1000 *m* hohen Wänden zum Schranbach abstürzt, wird hier plötzlich quer zum Streichen in voller Breite abgeschnitten, und unvermittelt steht ihr auf der anderen Talseite der Sulzkogelgranitgneis gegenüber.

Der Sulzkogelgranitgneis ist in Struktur und Zusammensetzung deutlich verschieden von dem Alpeiner Granit: er ist ein mittelkörniger, deutlich schiefriger Biotitgneis, für dessen Struktur die Ausbildung kleiner (bis zu 5 *mm* messender), länglichrunder Feldspatknötchen bezeichnend ist, die mitunter auch mehr rechteckige Formen annehmen und dann eine Art kleinporphyrischer Struktur andeuten. Die Knötchenbildung ist sowohl im Innern der Masse als besonders am Westende entwickelt, wo zunächst (im Kühkarl) eine Wechsellagerung solcher Gesteinslagen mit echt granitisch-gneisigen Lagen und schließlich ein Auslaufen im Schiefergneis in Form von Knötchengneislagen erfolgt (unteres Südgehänge der Winnebachspitze). Die porphyrähnlichen Teile gleichen sehr den Gesteinen im Granitisationshof des Winnebachgranits, z. B. am Nederjoch, und dürften großenteils verfeldspatete Schiefergneise sein. Damit stimmt auch überein, daß manche Lagen im Sulzkogelgranit am Gaislehnkogel kaum von Schiefergneisen zu unterscheiden sind. Bei Punkt 2959 ist auch eine ausgedehnte Lage von feinschuppigem Biotitschiefer im Granit eingeschlossen. Schiefereinschlüsse wie im Winnebachgranit fehlen sonst. Nicht selten sind Aplit- und Muskovitgranitgänge. Unter dem Mikroskop zeigt er die Auflösung in Kornflasern und Nester; Hauptgemengteile sind: Orthoklas, Perthit, in geringerer Menge Plagioklas (Schachbrettalbite und unverzwillingte Albite, meist dicht erfüllt mit Serizit und Albit), Biotit, daneben auch etwas Muskovit; gelegentlich Granat. Postkristalline Deformation wurde mehrfach angetroffen. Hradil[1]) hat eine Probe des Sulzkogelgranits vom Gehänge nordöstlich der vorderen Sulztalalm als Epialkalifeldspatgneis beschrieben.

[1]) Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1911, S. 182.

Wir sehen also auf der ganzen Strecke von der Längentaler Alm bis zur Amberger Hütte zwei ihrer Gesteinsart nach verschiedene, ihrem Schichtstreichen nach ungefähr übereinstimmende Gebirgsteile unvermittelt aneinanderstoßen, und die Grenze beider durch deutliche Anzeichen starker tektonischer Beanspruchung bezeichnet: die „Längentaler Querstörung".

Von der Längentaler Alm nordwärts fehlt der Gegensatz der Gesteinsarten: einerseits endet der Granitgneis, anderseits die Biotitschiefer und Quarzite, und es zieht vom Ostgrat der Schöntalerspitze (Oberachsel) über den Hintergrund des Lisenzer Tales zum Kamm Horntaler Joch—Blechnerkamm ein scheinbar ununterbrochener Zug von Amphiboliten und Biotithornblendegneis und nördlich davon beiderseits des Tales Biotitschiefergneise und Glimmerschiefer. Am Abfall der Oberachsel sieht man aber unterhalb von Punkt 2585 eine in NNW-Streichen quergestellte Scholle stark phyllonitisierter Schiefergneise, heftig gefältelt und bis zu schwärzlichem Mylonitschiefer umgewandelt, ferner über dem Fußsteig von Praxmar zur Längentaler Alm zwei große, sich überschneidende Gleitflächen (die eine N—S, die andere NW streichend und gegen O, bzw. NO abfallend) mit Mylonitbelag. Ihrer Lage nach können beide Gleitzonen an der Oberachsel als Fortsetzungen der auf der Längentaler Alm ausstreichenden großen Störungslinie betrachtet werden, die hier im Schiefer- und Amphibolitbereich sich zu zersplittern und rasch auszuklingen scheint. Das Auftreten der Störung erscheint hauptsächlich an den Granitgneis gebunden.

Von der Amberger Hütte südwärts deutet zunächst das N-S-Streichen am linken Talgehänge, begleitet von starker Mylonitisierung bei der Schutzhütte, auf eine Fortsetzung der Störungszone in der Richtung gegen das Roßkar. Am Fuße des Gehänges, nördlich der Mündung des Roßbaches, setzt bereits das WNW-Streichen der Schrankogelserie ein. Auf dem gerundeten Rücken zwischen Roßkar und Wannenkar treffen wir im obersten Teil einen heftig verflaserten Augengneis — die Fortsetzung der Augengneise an der Muschenschneid —, der NW streicht; weiter abwärts am Rücken geht er in einen intensiv tektonisierten Flasergneis mit feinkörnigen mylonitischen Lagen und groben Quarzflasern über, der ONO streicht bei nahezu saigerer Stellung, und durch diese Streichungsrichtung in den Verlauf der meridional gerichteten Quetschungszone bei der Amberger Hütte (Sulzbühel) einlenkt, so daß ein Zusammenhang beider sehr wahrscheinlich ist.

Es wurde bei früherer Gelegenheit[1]) dargelegt, daß die plötzliche Endigung der breiten Amphibolitmassen des Sulztalkammes im Atterkar auf ein Abschneiden an einer Querstörung hinweist, die unter den Blockhalden des Atterkars ausstreichen würde. Vom unteren Ende des Atterkars über den Roten Kogel bis zum Nordende des Roßferners stehen westlich dieser Linie die Amphibolite (und gneisige Zwischenlagen) mit NW- bis WNW-Streichen an, während ihnen östlich derselben mächtige Schiefergneise (oft mit Feldspatknoten) mit nur einem schmalen Amphibolitzug und einem Granitgneislager, O—W streichend,

[1]) Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1926, S. 102.

gegenüberstehen. An der einzigen Stelle, wo beide Schichtenfolgen ohne Schuttbedeckung aneinanderstoßen, am südlichen Atterkarjoch und dem Grat zum Roten Kogel, ist die Gneisfolge auf das heftigste verquetscht und diaphthoritisiert, so daß man oft nicht mehr entscheiden kann, aus welcher Gneisart (Schiefergneis, Knotengneis oder Orthobiotitgneis, der östlich des Ferners ansteht) sich das Quetschprodukt herleitet.

Die Längentaler Querstörung findet also südlich der Amberger Hütte eine Fortsetzung bis ins Atterkar, bezeichnet durch die Verschiedenheit der beiderseitigen Schichtenfolgen und eine Knickung im Streichen, die auch am Ausgang des Atterkartals (Kaisersbergalm), wo keine Querverwerfung mehr sichtbar ist, in einem entsprechenden Umschwenken der Amphibolitzüge sich äußert.

Im östlichen Flügel des gestörten Gebirgsteiles weichen die Schichtenzüge garbenförmig gegen W auseinander: die Amphibolite schwenken gegen NW zum Schrankogel ein, die Granitgneise (Schwarzenberg—Hölltalspitze) biegen am Bockkogel etwas gegen SO ab und verlaufen im übrigen O—W bis zum Roßferner.

Ähnlich wie im Westen werden auch im Osten die Granitmassen der Alpeiner Gruppe von einer Störungslinie begrenzt: hier ist es die Basslermasse, die zunächst davon betroffen wird, und auch hier folgt eine Talfurche der tektonischen Vorzeichnung.

Im Tal der Ruetz, zwischen Kreßbach und Ranalt (Unterberg), streichen die Schichten im allgemeinen quer zur Richtung des Tallaufes, nämlich O—W bis NW; die rechte Talseite wird ganz von einförmigen Schiefergneisen aufgebaut, welche den Kamm von der Glättespitze bis zu den Wetterspitzen bilden und gegen SO am Glücksgrat und östlich davon in Glimmerschiefer strichweise übergehen. (Am Habicht sind auch ein paar Lager von Biotitgranitgneis eingeschaltet, die aber die Talsohle im Stubai nicht erreichen.) Die linke Talseite dagegen baut sich ebenso gleichmäßig auf der gleichen Talstrecke aus dem Muskovitaugengneis der Basslermasse auf. Die Augengneismasse wird also unvermittelt an ihrer breitesten Stelle, schräg zum Streichen der Gneisbänke, abgeschnitten, ein Verhalten, das wohl nur durch die Annahme einer tektonischen Abtrennung befriedigend erklärt werden kann. Der Verlauf der Tallinie und der Bruchlinie ist ungefähr N 35° O (jener der Längentaler Querstörung im Durchschnitt N 10—20° O). Der „Unterberghruch" zeigt aber im mittleren Teil eine Ausbuchtung gegen NW, infolge derer die Grenze beider Gesteinsbereiche hier in das linksseitige Gehänge zu liegen kommt und so sichtbar wird, während sie sonst durchwegs unter den Anschüttungen der Talsohle verborgen liegt. Gegenüber Volderau steht am Fuße der Steilhänge ein diaphthoritischer Schiefergneis an, der angrenzende Granitgneis ist zu einem weißen, serizitischen Flasergneis verschiefert; südwestlich davon, an der Mündung der Kerachbachschlucht, sieht man einen wiederholten Wechsel in der Lagerung der Grenzschichten, die teils N-S, teils O-W streichen. Die höheren Berghänge zeigen dagegen durchwegs O-W-Streichen des Granitgneises bei sehr steilem Nordfallen. Bei Ranalt, wo die beiderseitigen Gesteine wieder einander nahekommen, zeigen beide in ihren

randlichen Teilen Neigung zum Einschwenken in NO- bis NNO-Streichen und in der südlichen Fortsetzung der Tallinie, am Nordostgrat der Maierspitze, begegnen wir wieder in größerer Ausbreitung dieses dem sonstigen regionalen NW-Streichen widerstreitende NO- bis NNO-Streichen der Schiefergneise — wir befinden uns hier bereits ganz im Bereiche derselben —, und am Grat südlich der Maierspitze zeigen die Schiefergneise und die eingelagerten kleinen Muskovitgranitgneislager NNO-Streichen und werden von gleichgerichteten Quetschzonen durchschnitten. Bei den Seen in der Grünau (unter dem Freigerferner) schwenkt das Streichen dann in allmählicher Biegung in NW-Richtung um. Alle diese Umstände deuten auf ein Fortwirken der tektonischen Bewegungen an der Unterberglinie bis in das Gebiet des Freigers.

Talabwärts von Kreßbach dagegen fehlen irgendwelche Anzeichen für eine Fortsetzung der Störungslinie gegen NO; vielmehr überquert der Granitgneis von Milders in seiner Erstreckung vom Burgstallgehänge zum Zwölfer, genau seinem NNW-Streichen folgend, ungebrochen das Stubaital; seine intensive Mylonitisierung, die man an beiden Talflanken beobachten kann, ist nicht an den Taldurchbruch gebunden, sondern verbreitet sich entlang dem Streichen des Gneises.

Der Granitgneis der Basslermasse keilt bei Ranalt am linken Ufer der Ruetz in einer schmalen Spitze zwischen Schiefergneis und Amphibolit aus. Die Amphibolite an der Ostseite der Greithspitze streichen nahe bei N-S, unter wiederholten kleinen Knickungen und fallen sehr steil unter den Granitgneis ein, der am Rand sich gleichfalls dieser meridionalen Richtung anpaßt, östlich des Valbesonbaches aberdurchwegs O-W-Streichen annimmt.

In das System der Querbrüche, welche die Granitmasse durchsetzen, gehört auch eine kleinere Störung, die in auffälliger Weise die Basslermasse nördlich des Schrimmennieders durchschneidet: die Felsgrate, welche das Kar nördlich des Nieders umschließen, bestehen aus Augengneis, der Fuß der Wände an der Ostseite des Kars, unter dem Platzenturm, wird aber von Amphibolit mit schmalen Zwischenlagen von Schiefergneis gebildet, welcher mit einem N—S verlaufenden seigeren oder sehr steil gegen O abfallenden Verwurf an den Augengneis der höheren Wandteile anstoßt (Fig. 9). Die Amphibolite streichen dabei zumeist NW bis WNW bei sehr steilem Nordfallen, zum Teil auch N—S mit Ostfallen, und werden von meridional gerichteten Klüften durchsetzt. Der Granitgneis streicht an der Westseite des Kars und in seinem Hintergrund auch größtenteils N—S bei nahezu senkrechter Aufrichtung. Am Kamm des Bassler Jochs ist der Granitgneis gänzlich vergrießt und zertrümmert, so daß er unter dem Einfluß der Verwitterung in einen sandigen Grus zerfällt; auch hier ist das Streichen noch ein abnormales (NO, bei Einfallen gegen NW). Im Norden verläuft die Störung entlang der hohen Schuttrinne in die Innere Stöcklengrube und verschwindet dort.

Die seichte Einsattlung des Schrimmennieders mit den langgestreckten Karmulden zu beiden Seiten, welche den einzigen leicht begehbaren, unvergletscherten Übergang im ganzen Kamm zwischen Oberberg und Unterberg bieten, verdankt wohl dieser Querstörung ihre

Anlage. Ein kleinerer Parallelbruch durchschneidet zwischen Platzenturm und Kerachspitze den Augengneis; an ihm endet die mitten in den Granitgneis eingeschlossene große Schiefergneisscholle zwischen den obersten Karen über der Kerachalm.

Die Einklemmung des Amphibolits im Granitgneis, wie sie vom Schrimmenniederer beschrieben wurde, wiederholt sich in weit größerem Ausmaße weiter westlich an der Sommerwand und dem Kamm Rinnenspitze—Blechnerkamm. Der ganze Teil der Basslermasse

Fig. 9. Wände des Platzenturms gegen das Kar nördlich des Schrimmenniederers. Schraffiert: Amphibolit, weiß: Augengneis.

westlich des Schrimmenniederbruches ist seinem Schichtstreichen nach in meridionale Richtung eingestellt. An den Nordhängen des Uelasgrates, am Gschwätzgrat und im Stiergschwätz beobachtet man im Augengneis Streichungsrichtungen, die wenig um die N-S-Richtung schwanken, bei seigerer Stellung. Die Abweichungen von der senkrechten Lage deuten auf eine spitze Antiklinale mit dem Scheitel am Osthang des Gschwätzgrates. Am Nordrand, entlang dem Alpeiner Bach, gleicht sich das Streichen dem ost-westlichen Streichen der angrenzenden Schiefer an.

Der Westrand der Basslermasse zieht von der Franz-Senn-Hütte südwärts zum Sommerwandferner; der Rand des Alpeiner Granitgneises verläuft von einem Punkt nördlich der Mitte zwischen Punkt 2914 und 3145 des Sommerwandgrates zum Rinnennieder in NNW-Richtung und von letzterem zum oberen Ende des Lisenzer Tals in meridionaler Richtung. Zwischen diesen Rändern der beiden Granitmassen sind Amphibolite und die begleitenden Glimmerschiefer in sehr steiler Aufrichtung eingeklemmt. Sie streichen an der Sommerwand NNO; am Rinnenspitzkamm schwenken sie unter verschiedenen Verbiegungen und bruchweiser Zerstückelung in das ost-westliche beziehungsweise nordwestliche Streichen der Amphibolite außerhalb dieser Knickung ein. Ihre Hauptmasse, jene der Sommerwand und die unteren Züge am gegenüberliegenden Hang des Alpeiner Tals endet bei der Alpeiner Alm an den in ost-westlicher Richtung vom Blechnerkammostgrat zur Oberißalm verlaufende Amphibolit- und Glimmerschieferzügen.

In dem zwischen Alpeinerbach und dem Kamm Rinnenspitze—Horntaler Joch gelegene Bereich ist eine gegen NO sich öffnende muldenförmige Anordnung der Schichten zu beobachten: der eine südliche Schenkel streicht NO, der andere N-S, zuunterst liegen die Amphibolite der Franz-Senn-Hütte und der Kreuzkammspitze, darüber liegt ein breiter Zug Granatglimmerschiefer und Biotitgranatgneise, und über ihnen die Amphibolite am Ostgrat der Blechnerkammspitze. Der meridional verlaufende Schenkel schwenkt an der Blechnerkammspitze gegen NW um und schließt so an die Lisenzer Amphibolitzüge an, der südliche Schenkel stößt unvermittelt an den ost-westlich streichenden Schichtzügen ab, welche von Oberiß zum Kleinen Horntaler Joch ziehen. Die stark ausgeprägte Mylonitzone, welche über dieses Joch verläuft, zeigt an, daß eine Störungsfläche die Grenze beider Schichtenzüge bildet. Mehrere kleinere Verwürfe zerteilen die Amphibolite nahe der Granitgneisgrenze am Blechnerkamm und Kreuzkamm. Auch am Ostgrat der Bergglasspitze durchschneidet nahe am Granitrand ein NNW streichender Verwurf die Amphibolite und ein zweiter paralleler erscheint als Mylonitstreifen in den unmittelbar am Granitgneis anliegenden Biotitschiefergneisen. Das NO-Streichen der Amphibolite an der linken Talseite des Alpeinerbaches endet plötzlich an ersterem Verwurf und stößt gegen das NNW- bis N-S-Streichen am Granitgneisrand (Fig. 1).

Der ganze Bereich des obersten Alpeiner Tals bietet demnach das Bild eines aus dem normalen Verband gerissenen und zwischen die granitischen Massen eingezwängten Schichtenpaketes.

Dementsprechend ist auch der ursprüngliche Verband mit dem Granitgneis gelöst, eine Bewegungsfläche mit Tektonisierung der angrenzenden Gesteine trennt den Granitgneis von seiner Hülle, wie dies an der Lagerung deutlich neben der Alpeiner Gletscherzunge (Fig. 10) und am Berglasspitz-Ostgrat, sonst durch die Beschaffenheit der Gesteine zum Ausdruck kommt.

Von der Sommerwand ostwärts liegt die Granitgrenze zunächst ein langes Stück unter den Gletschern — das Felsköpfchen Punkt 2751 zwischen Sommerwand- und Knotenferner gehört bereits zur Amphibolitzone und zeigt heftig zerrütteten Amphibolit, der trotz dem ost-

westlichen Verlauf der Granit-Amphibolit-Grenze N—S streicht — erst an der Valbesoner Knotenspitze kommt sie wieder zutage und zeigt den oben beschriebenen engen Verband von Granit und Hülle; die intensive Durchwalkung der Begleitlager zeigt aber, daß auch hier in der Grenzzone starke Durchbewegung erfolgt ist. Diesen tektonisierten Charakter behält der Grenzsaum bis Ranalt.

Aber auch der Südrand der Alpeiner Granitgneismasse, an dem das Streichen von Gneis und Amphibolit gleichlaufen, weist deutliche Anzeichen dafür auf, daß hier der ursprüngliche Verband von Intrusivgestein und Hülle nicht mehr unversehrt erhalten ist, denn die fein-

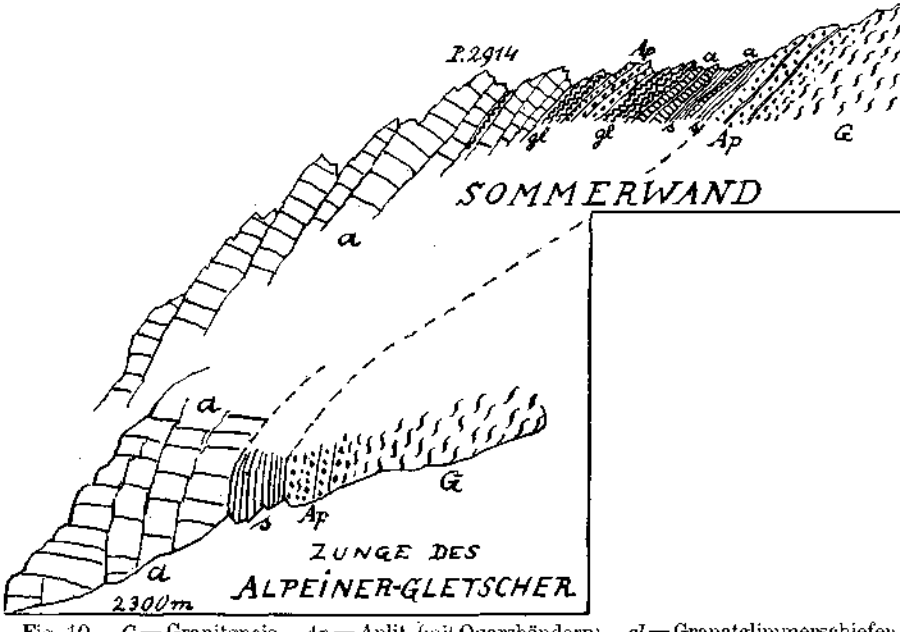


Fig. 10. G = Granitgneis Ap = Aplit (mit Quarzbändern) gl = Granatglimmerschiefer s = Schiefergneis a = Amphibolite. Amphibolite von Punkt 2914 und an der Gletscherzunge NNO bis NNW streichend (und sehr steil ostfallend), Gneise und Glimmerschiefer WNW streichend.

geblätterten Randgneise umsäumen als Erzeugnis starker tektonischer Durchbewegung den ganzen Südrand; die auskeilenden Enden oberhalb Ranalt sind zur Gänze stark verschiefert bis zur Ausbildung von Blättergneisen.

Am Nordgrat der Ruderhofspitze und am Schwarzenbergjoch stoßen Granitgneis und Amphibolit auch mit verschiedenem Einfallen aufeinander und in der Grenzzone sind große Rutschflächen zu beobachten (Prof. Taf. I).

Dergestalt ist die Alpeiner Masse fast in ihrer ganzen Umgrenzung von den einhüllenden Schichten an Bewegungsflächen oder Bewegungszonen losgelöst. Auch an anderen granitischen Massiven der Ötztaler

Alpen beobachtet man häufig, daß sie von Bewegungsflächen umschlossen werden und daß ihre Ränder dementsprechende tektonische Fazies besitzen.

Sie verhalten sich zu den umgebenden Schiefergneisen ähnlich wie die „Augen" in einem Augengneis.

Bei der Basslermasse und Mutterberger Masse ist keine gleichartige Ablösung und Durchbewegung des Randes zu erkennen wie bei dem Alpeiner Kern. Sie liegen — mit Ausnahme des Anschnittes durch den Unterbergbruch — im allgemeinen konkordant mit den umhüllenden Gneisen und Amphiboliten. Dies gilt besonders für die Mutterberger Granitgneismasse, welche sich gegen O mehrfach mit dem Schiefergneis in langgestreckten konkordanten Lagern verzahnt. Bei der Basslermasse folgen dem Nordrand in konkordantem Verlauf die Amphibolitzüge, welche, vom Schafgrübler kommend, die Alpeiner Anstauung im N abgrenzen und dann, dem Basslergranitgneis folgend und allmählich immer schwächer werdend, bis zum Ostabfall der Brennerspitze sich erstrecken und so beide Granitmassen mit einem einheitlichen Rahmen umspannen.

Wie oben erwähnt (siehe Seite 99), sind bei der Franz-Senn-Hütte Augengneis und Amphibolitzone besonders eng miteinander verbunden, ohne Anzeichen einer trennenden Bewegungszone. Desgleichen fehlen solche Anzeichen an der Grenze an der Kerachspitze und Brennerspitze und an der Knotenspitze. Nur am Kühspitz (südlich der Oberißalm) verhüllen Quetschschiefer die Abgrenzung von Augengneis und Schiefergneis: man befindet sich hier am Nordende der Schrimmenniederstörung, so daß die Entstehung der Quetschzone hier mit der westlichen Randstörung der eingekeilten Amphibolite in Zusammenhang stehen dürfte. Im Valbeson ist die Grenze von Schutthalden und Moräne bedeckt. In Ranalt befindet man sich bereits im Bereich des Unterbergbruches — es besteht hier eine teilweise Diskordanz im Streichen des äußersten Augengneiskeiles und der angrenzenden Amphibolite.

Die Gleichartigkeit der Gesteinsausbildung in der Bassler- und Mutterberger Masse erstreckt sich auch auf den Mangel einer den verschieferten Randzonen des Alpeiner Granits entsprechenden tektonischen Randfazies.

Die Bänke des Granitgneises und der umhüllenden Gesteine fallen in der ganzen Alpeiner Gruppe im allgemeinen sehr steil gegen N bis NO ein — abgesehen von den Störungen im obersten Alpeiner Tal.

Erst am Südrand tritt teilweise ein Wechsel in der Fallrichtung ein: Am Abfall des Südgrates der Ruderhofspitze sowie am Kamm Schwarzenberg—Hölltalspitze—Bockkogel fallen die Amphibolite und Gneise sehr steil gegen S ab. Die Mutterberger Granitgneismasse besitzt wieder vorwiegend Nordfallen, aber südlich derselben und an ihren östlichen Ausläufern selbst, im Gebiet der Fernau, am Trögler, in der Grünau und bei der Nürnberger Hütte fallen die Schiefergneise wieder steil nach S ein. Im Westen endet der südfallende Bereich im Sulztal an der südlichen Fortsetzung der Längentaler Querstörung; ebenso herrscht im Osten am Kamm der Wetterspitzen bis zur Glättespitze durchwegs

das Nordfallen. Es sind also nur schwache Anzeichen einer antiklinalen Bauanlage vorhanden, die bei der durchgehends sehr steilen Stellung der Schichten wenig Bedeutung gewinnen. Ihnen zufolge würde der Alpeiner Granit zunächst von den Amphiboliten überlagert werden und diese wieder von den äußeren Granitmassen. Besser als aus der Lagerung dieser eng geschlossenen steilstehenden Schichtenfolgen läßt sich die Überlagerung des Granitgneises durch den Amphibolit einerseits aus dem oben beschriebenen Intrusionsverhältnis des Hölltalgranits zum Amphibolit und anderseits aus den Lagerungsverhältnissen im Kaunertal schließen, wo der Faltenbau noch etwas offener liegt. Der Zusammenhang mit diesem Gebiet soll im nachfolgenden dargelegt werden.

2. Die Stellung der Alpeiner Gruppe im Bau der Ötztaler Alpen.

Es wurde bereits bei der Gesteinsbeschreibung auf die völlige Übereinstimmung in der Zusammensetzung und Struktur der Biotitaugengneise und ihrer geblätterten Form am Südrand der Alpeiner Masse mit dem Augengneis der Muschenschneid im Sulztal hingewiesen. Letzterer erstreckt sich längs dem Sulztal bis Längenfeld.[1]) Er lehnt sich im Süden unmittelbar oder unter Zwischenschaltung eines schmalen Schiefergneisbandes an die große Amphibolitzone des mittleren Ötztals, u. zw. an deren eklogitreiche, nördliche Randzone. Wie oben ausgeführt wurde, treten auch in der Amphibolitzone, welche an den Alpeiner Biotitaugengneis angrenzt, Eklogitamphibolite auf.

Für die Eklogitzone Loibiskogel—Sulztal ist das Vorkommen vereinzelter, sehr kleiner Marmorlinsen bezeichnend (Hauerkogel, Alzenbach). Auch dafür besteht in der Alpeiner Gruppe eine Wiederholung: an der Hochmoosscharte (Punkt 3238 nördlich der Ruderhofspitze) durchzieht ein schmaler Zug von Schiefergneis den Granitgneis nahe seinem Südrand, der auch jenseits des Alpeiner Gletschers an der Wildgratscharte wieder erscheint; neben etwas Amphibolit steckt in dem Schieferzug am Grat nahe nördlich der Hochmoosscharte ein winziges Vorkommen von hellgrauem, kleinkörnigem Marmor gleicher Art wie jener am Alzenbach im Sulztal. Die Marmorbank ist nur 1 *dm* dick und etwa 0·5 *m* lang aufgeschlossen, doch kann eine Fortsetzung unter dem unmittelbar angrenzenden Firn oder in den vereisten Wänden der Westseite bestehen.

Die gewaltige Mächtigkeit der Amphibolite des Sulztalkammes endet südlich der Muschenschneid, im Atterkar, unvermittelt. Es wurden bereits oben die Anzeichen beschrieben, welche dafür sprechen, daß hier eine Querstörung entlang dem Atterkar und Roßkar durchschneidet, welche sowohl die Abschnürung der breiten Amphibolitzone bewirkt als auch in der hochgradigen Tektonisierung der Gneise am Rücken zwischen Roßkar und Wannenkar und am südlichen Atterkarjoch zur Auswirkung kommt. Der im Sulztal sonst NW streichende Augengneis schwenkt hier in kurzem Bogen nach NO um und ist mit den begleitenden Schiefergneisen so eng verwalzt, daß es schwer ist, beide auseinanderzuhalten.

[1]) Siehe Kartenskizze im Jahrbuch 1926, S. 101.

Die Übereinstimmung in der Gesteinsfolge — Augengneis, Eklogitamphibolit, Amphibolite und Marmor — und ihr Abschneiden an der Längentaler Querstörung führt mit großer Wahrscheinlichkeit zu der Annahme, daß die Amphibolite an der Südseite des Alpeiner Granits die Fortsetzung jener im Sulztal sind und der Augengneis Muschenschneid—Sulztal das Äquivalent des Alpeiner Biotitaugengneises.

Damit ist der Anschluß an einen der Hauptgesteinszüge der Ötztaler Alpen gegeben, nämlich an die große Amphibolitzone, welche vom Rand des „Engadiner Fensters" an bis in die Stubaier Gruppe sich erstreckt und die Haupttäler, Kaunertal, Pitztal und Ötztal, in ihrem mittleren Teile überquert. (Siehe Jahrbuch 1926, S. 98 u. f.)

Der Augengneis des Sulztals keilt dünn ausgewalzt bei Längenfeld aus, jenseits des Ötztals setzt aber ein neues Lager gleichartigen Biotitgranitgneises ein, das, mehrfach zungenartig in die Schiefergneise eingreifend, über Hauerkogel, Loibiskogel und Tristkogel nach St. Leonhard im Pitztal sich fortsetzt und dort unmittelbare Fortsetzung zum Tristkogel im Kaunergrat findet. Auch die Biotitschiefer, welche am Gamsspitz den Hölltalgranit begleiten, kommen hier am Südrand der Granitgneise östlich und westlich des Pitztals wieder zum Vorschein. Wie schon oben erwähnt, schließen diese Granitgneise sich petrographisch dem Alpeiner Biotitaugengneis an, wenn sie auch zumeist keine Augenstruktur besitzen (kleinkörnige Biotitgranitgneise am Hauer- und Loibiskogel, grobkörnige mit großen Biotitflasern bei Dorf am Tristkogel u. a. O.).

Alle diese Granitmassen sind entlang dem Nordsaum der großen Amphibolitzone angeordnet. Aber auch an ihrem Südrand wird die Amphibolitzone von Biotitgranitgneismassen umsäumt: es sind die großen Granitmassen der Kuppkarlesspitze, der Watzespitze, der Portlesspitze, der Hohen Geige und der Wilden Leckspitze (letztere schon von einer Verästelung des Amphibolitzuges umfangen). Der Biotitgranitgneis der Watzespitze wird in seinem östlichen Teil (Pitztal) von Tonalitgneis begleitet (Seekogel, Seekarlesschneid).

Schreitet man nun von dieser „basischen Hauptzone" nach beiden Seiten gegen außen vor, so trifft man im Norden und Süden granitische Massen von saurerem Charakter vorgelagert: Im Süden die zweiglimmerigen Augengneise und Muskovitgranitgneise des Fisslad- und Rostiztales (Kaunertal) und im oberen Bergler- und Tösnertal, ihnen schließt sich weiter südwärts sogleich die mächtige Augengneismasse der Glockturmgruppe an, an die sich in östlicher Richtung wieder die Muskovitgranitgneise beiderseits des Taschachferners und Mittelbergferners bis nahe an das Ötztal anreihen. Östlich des Ötztals liegt dann noch die Muskovitgranitgneismasse Söldnerkogel—Gaiskogel (Windachtal) und schließlich die Mutterberger Masse im Stubai. Erstere tritt bei Kaisers im Ötztal unmittelbar mit der Amphibolitzone in Berührung, es fehlt hier auf kurze Strecke die Zone der Biotitgranite, bzw. wird durch den in die sich gabelnde Amphibolitzone eingekeilten Granitgneis der Wilden Leckspitze vertreten.

Die keilförmige Einengung des Gürtels der saureren Granitgneise gegen Osten kommt einerseits durch die Verminderung der granitischen

Intrusionen im inneren Teil der Ötztaler Gruppe, anderseits durch die Änderung im regionalen Verlauf der Schichtenzüge zustande, von der weiter unten die Rede sein wird.

In entsprechend gleicher Lage zur Amphibolitachse liegen nördlich des Biotitgranitgneiszuges Alpein—Tristkogel die Augengneismasse der Aifenspitze (östlich Prutz am Inn) und des Maurach im Ötztal und die Basslermasse, alle drei petrographisch der gleichen granitischen Gruppe angehörend.

Der Verlauf der Zonen ist, im großen genommen, ein ost-westlicher. Die gürtelförmige Verteilung der granitischen Massen ist aber noch weiterhin zu verfolgen, insbesondere gegen Norden, wo sich die Intrusivmassen fast über die ganze Breite der Ötztaler Alpen verbreiten, während im Süden der ganze mittlere Teil der Gebirgsgruppe frei von größeren Granitmassen ist: Nördlich der Augengneise von Aifenspitz zur Basslermasse erstreckt sich vom vorderen Pitztal bis ins Sellraintal ein Zug basischerer Granittypen, bestehend aus den Granodioriten der Engelwand, von Acherkogel bis Freihut und der Paiderspitze, im Westen reiht sich der Biotitaugengneis des vordersten Pitztals an. Als Gegenstück dazu finden wir südlich der Glockturmmasse die Tonalitgneise der Hennesiegel- und Plamorderspitze. Ins Innere der Ötztaler Berge besteht hier keine Fortsetzung der Zonen mehr.

Auf die Granodiorite folgt gegen N hin die große Augen- und Muskovitgranitgneismasse des Birkkogels (und die kleine des Holzkogels westlich des Ötztals), der als Gegenstück im Süden die Augengneismasse des Habicherkopf-Plawen südlich der Tonalite des Langtauferertals gegenübersteht.

Den nördlichsten Gürtel bildet schließlich wieder ein Zug basischer Granitgneise: der Granodiorit von Höpperg und der Biotitgranitgneis am Silzerberg. Diese nähern sich im Osten stark dem Granodiorit der Paiderspitze, ohne Zwischenschaltung eines dem Birkkogelaugengneis entsprechenden saureren Granitzuges. Die Lagerung des Birkkogelgneises ist eine synklinale, als Kern der Synkline erscheinen die Amphibolite der Irzwände. Im Nordschenkel fällt der Granodiorit von Höpperg-Grieskogel unter den Birkkogelaugengneis ein, im Südschenkel liegen der Muskovitgranitgneis des Birkkogels und der Granodiorit der Paiderspitze nebeneinander unter dem Amphibolit, also ein ähnliches Verhältnis wie zwischen dem Biotitgranitgneis der Hohen Geige und dem Muskovitgneis des Söldnerkogels.

Die Formung der granitischen Gesteine als Intrusivmassen und örtliche tektonische Störungen bringen manche Unregelmäßigkeit in die beschriebene Anordnung der granitischen Massen, in den zwei eben erwähnten Fällen treten auch Abweichungen von derselben auf.

Unberücksichtigt wurde dabei das Auftreten von aplitischen Randzonen um basischere Granitmassen gelassen. In einzelnen Fällen sind auch basische und saure Orthogneisarten miteinander verbunden: in der Granitgneismasse zwischen den Mündungen des Ötz- und Pitztales durch Übergänge, andernorts z. B. am Roten Schrofen-Gamsspitz (unteres Kaunertal, linker Bergkamm) und bei der Granitgneismasse von Milders im Stubai auf tektonischem Wege. Es besitzt ja auch jede der Gruppen,

besonders die basischere, eine gewisse Variationsbreite, durch die Brücken zwischen den beiden Haupttypen geschlagen werden.

Überblickt man aber die Gesamtheit der Vorkommen, so läßt sich doch trotz aller genannten Abweichungen deutlich erkennen, daß in dem von Intrusivmassen dicht besetzten, nordwestlichen Teil der Ötztaler Alpen von einer mittleren amphibolitischen Zone ausgehend nach beiden Seiten hin ein gürtelweiser Wechsel in dem chemischen Charakter und dementsprechend in dem Mineralbestand der granitischen Massen besteht; es wechseln saure und basische Abarten.

Auf der beigegebenen Umrißkarte ist diese Verteilung übersichtlich dargestellt. Es sind nur die größeren granitischen Lager in ihr eingetragen und von den Amphiboliten nur die mittlere Hauptzone. Ihr gegenüber treten die anderen stark zurück; im nördlichen Teil bestehen ausgedehntere Amphibolitlager noch in der Umrahmung der Augengneise des vorderen Pitztals (Aifenspitzmasse) und der Maurachschlucht (Ötztal) und am Kamm Birkkogel-Paiderspitze, ferner zahlreiche kleinere, vereinzelte Züge.

In der relativ schmalen Zone granitischer Lagermassen, welche den Südrand der Ötztaler Gruppe umsäumen, kann von einer analogen zonaren Anordnung kaum etwas erkannt werden: im westlichen Teil der Zone liegen die Granitgneise flach ausgewalzt nahe übereinander in einem Bewegungshorizont, im östlichen Teil ist die Zahl der Lager überhaupt zu gering, um eine gürtelweise Verteilung zum Ausdruck zu bringen.

Aus den Profilen durch den westlichen Teil der Hauptamphibolitzone, welche ich im Jahrbuch 1926 mitgeteilt habe, ist ersichtlich, daß die Zone im Kaunertal einen synklinalen Bau besitzt mit einer Granitgneismasse im Muldenkern und Biotitgranitgneisen an der Außenseite beider Schenkel: letztere sind die oben aufgezählten granitischen Randmassen der Amphibolitzone. Der Granit im Kern keilt im Pitztal aus und durch die Zusammenlegung beider Amphibolitschenkel kommt die gewaltige Mächtigkeit der Amphibolite im Pitz- und Ötztale zustande.

Es ist die Aufgabe weiterer Untersuchungen, zu überprüfen, ob und inwieweit sich die gürtelförmige Wiederkehr gleicher Granitarten auch in dem übrigen Teil des Gebietes auf Wiederholungen gleicher Bauelemente in einem Faltenbau zurückführen läßt. Die große Erstreckung im Streichen bei vielen dieser magmatischen Körper könnte durch Intrusion in ein System steilgestellter Schichten erklärt werden, dagegen genügt diese Annahme nicht, um die Verteilung nach dem chemisch-mineralogischen Charakter zu erklären. Auch dürfte die bei allen diesen magmatischen Körpern mehr oder weniger deutlich ausgebildete Paralleltextur oder Verschieferung ihnen wahrscheinlich erst bei der Auffaltung aufgeprägt worden sein, die Intrusion also älter als die Auffaltung sein.

Eine Sonderstellung in der aufgezeigten Verteilung und auch in der Gesteinsart nimmt der Winnebachgranit ein. Wie in Tschermaks Mineralogischen und petrographischen Mitteilungen, 38. Bd., ausgeführt wurde, ist er eine relativ jüngere granitische Durchdringung und Aufschmelzung der Schiefergneise, jünger als die Augengneise des Sulztals

und des Alpeiner Kernes und auch im Chemismus verschieden. An dieser Stelle ist die Zone der sauren Augengneise unterbrochen. Der dem Winnebachgranit benachbarte Sulzkogelgranitgneis ist ihm, wie erwähnt, in seinem Verhältnis zum Schiefergneis ähnlich, wenn auch die Vermischung der Gesteine keine so weitgehende ist. Er unterscheidet sich von ihm aber durch seine vollständige Verschieferung; er könnte also als eine ältere, ähnlich geartete Durchdringung angesehen werden, die im selben Zonenraum vor sich ging.

Im Bereich Winnebach—Sulzkogel liegt die stärkste Störung im regelmäßigen Verlauf der Granitzonen: es biegen hier einerseits die Amphibolitzone und Biotitaugengneise östlich des Ötztals aus dem regionalen Streichen stark nach SO ab, anderseits reichen die Alpeiner Massen an der Längentaler Querstörung weit nach N vor. In dieser tiefen Einknickung der Hauptzone brechen die jüngeren Granite auf. Der Sulzkogelgranitgneis ist jedenfalls älter als die Querstörung, da er von ihr durchschnitten wird. Der Winnebachgranit reicht nicht bis an die Störung heran, so daß aus diesem Verhältnis kein Schluß auf das relative Alter gezogen werden kann, doch erscheint er jünger als die Einschlichtung der Augen- und Flasergneise und als die Ausbildung der Intrusionsgürtel.

Die Verschiebung der Alpeiner Masse gegen N geht an der Längentaler Störung und Unterbergstörung als seitlichen Gleitbahnen vor sich. Ihr rasches Ausklingen außerhalb des Granitbereichs deutet darauf hin, daß sie hauptsächlich durch ein Verschieben und Einkeilen der Granitmassen in die Schieferzüge entstanden sind, wobei ein Loslösen der Granitmasse von der Hülle und Verzerrungen, Stauungen der Schiefer und Einklemmungen derselben zwischen die Teilstücke der vorbewegten Massen eintraten. Nördlich der Alpeiner Masse liegt das ausgedehnte Gebiet der Sellrainer Glimmerschiefer, die ein schmiegsames, von keinen größeren Intrusivmassen durchsetztes Feld für den Ausgleich der Bewegungen darboten.

Eine ähnliche selbständige Bewegung einer Granitmasse (aber von kleinerem Ausmaße) zeigt der Acherkogelgranodiorit in seiner Knickung mit westlichem Vorschub (Verhandlungen der Geologischen Staatsanstalt, 1921); auch die meridional gerichtete Einklemmung der Amphibolitzüge zwischen Maurach- und Aifenspitzmasse ist ein verwandter Vorgang.

Wenn man eine geologische Übersichtskarte der Ötztaler Alpen betrachtet, so sieht man, daß die Gesteinszüge, welche im Westteil parallel verlaufen, gegen Osten sich zusammendrängen und eine Bündelung im Raume der südlichen Stubaier Gruppe erfahren. Einerseits schwenkt im Norden das Streichen der Schichten zwischen Sellrain- und Stubaital gegen SO um, so daß im mittleren und oberen Stubai regionales NW-SO-Streichen vorherrscht; anderseits lenken die in der Weißkugel-Wildspitz-Gruppe O—W verlaufenden Schieferzüge im Gurgler Tal und seinen beiderseitigen Bergkämmen gegen NO ein. Im Südteil der Stubaier Gruppen treffen sich die zusammenlaufenden Richtungen. Die Zusammendrängung der Schichtenzüge im O kommt auch in der Verschmälerung der Eruptivgesteinsgürtel zum Ausdruck, besonders

südlich der Hauptzone in der ersten Augengneiszone Glockturm-Mittelberg—Söldnerkogel. Die große Amphibolitzone steht in ihrem östlichen Ende an der Südseite der Alpeiner Gruppe in Verbindung mit der nördlichen Alpeiner Amphibolitzone, die über das Lisenzertal durch eine lockere Reihe von Vorkommen sich zu den Amphiboliten von Umhausen fortsetzt, also ebenfalls ein Zusammenlaufen von Zonen im Osten zum Ausdruck bringt.

Das stärkste Element im Zustandekommen der östlichen Bündelung ist das Heranrücken der Gurgler Züge, das seinerseits wieder eine Begleiterscheinung zu dem Verlauf des „Schneeberger Gesteinszuges" (Sander) ist, der von Sterzing her in ost-westlicher Richtung in die Ötztaler Gruppe eintritt, im obersten Passeiertal aber in südöstliche Richtung umbiegt und mit NO-SW-Streichen den Gurgler Kamm aufbaut bis zu seiner vorläufigen Endigung im obersten Pfossental. Im Verlauf des Schneeberger Zuges spiegelt sich aber die gleichsinnige Abbeugung der Judikarienlinie zwischen Meran und Franzensfeste wieder.

Gerade da, wo die Amphibolithauptzone im Sulztalgletschergebiet die östliche Zusammenscharung erreicht, erfolgt ihre ruckweise Verschiebung gegen N, der Vorschub der Alpeiner Massen, so daß es wohl berechtigt erscheint, die tektonische Stellung der Alpeiner Masse mit dem Andrängen der südlichen, dem Schneeberger Gesteinszug in der Tektonik folgenden Zonen, also mit dem Vordrängen der südöstlichen Teile der Ötztaler Gruppe gegen NW in Zusammenhang zu bringen.

Sander hat 1921[1]) die Aufschiebung des Ötztaler Altkristallins auf Bündner Schiefer und Inntaler Phyllit auf eine schiefe Scharung zwischen dem ost-westlichen Zonenbau dieses Teils der Ostalpen und einer späteren gegen NW gerichteten Beanspruchung aufgefaßt, wobei die Ötztaler Einheit eine entgegen dem Uhrzeiger schwenkende Bewegung ausführt. Als eine kleinere Scharung ähnlicher Anlage innerhalb der Ötztaler Einheit ließe sich dann auch der Alpeiner Vorschub auffassen: das ost-westliche System der Intrusionsgürtel betroffen von einem aus SO kommenden Anschub. Die Alpeiner Masse stellt aber nicht eine herausgehobene Deckscholle dar, da sie im N unter die Amphibolite und Glimmerschiefer hinabtaucht.

In diesem Zusammenhange ist zu beachten, daß die stärkst tektonisierten Blättergneise am Rand der Alpeiner Masse noch ein Überdauern der Kristallisation über die Deformation zeigen, wie auch das Korngestein und die sauren Augengneise im allgemeinen vorkristalline Tektonisierung aufweisen, von begrenzten Quetschzonen abgesehen. Das gleiche gilt für die einhüllenden Gesteine (Garbenamphibolite u. a.). Darin besteht Übereinstimmung mit dem Schneeberger Zug, dessen zweite tektonische Phase (Sander[2]) ebenfalls noch von der Kristallisation (Tauernkristallisation) zeitlich überholt wird. Dagegen ist am Längentaler Querbruch deutlich postkristalline Tektonik entwickelt, ebenso am Unterbergbruch.

---

[1]) Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt 1921, S. 194 u. f.

[2]) Sander, Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges. Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt 1920, S. 234.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

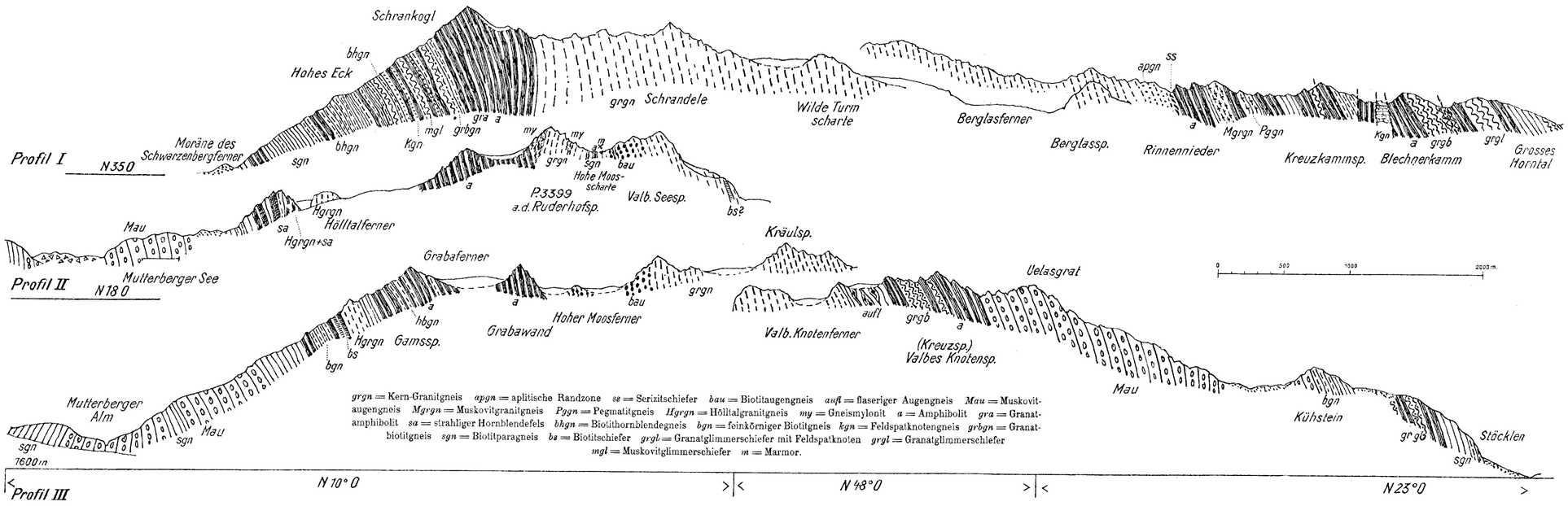
Übersicht, geologische Erschließung 87

Gesteine der Alpeiner Gruppe:

1. Granitische Gesteine der inneren Alpeiner Masse 89
(Korngestein, chemische Analyse 91, primäre Randfazies 92, tektonische Fazies 94).
Verband der Granitmasse mit der Schieferhülle 95
Ganggefolgschaft 97
2. Gesteine der äußeren Granitmassen 98
3. Übersicht über die granitischen Gesteine der Ötztaler Alpen 99
4. Gesteine der Amphibolitzone 103
(Kelyphit- und Eklogitamphibolit 105, Granitische Lagermassen in der südlichen Amphibolitzone 108).

Lagerungsverhältnisse:

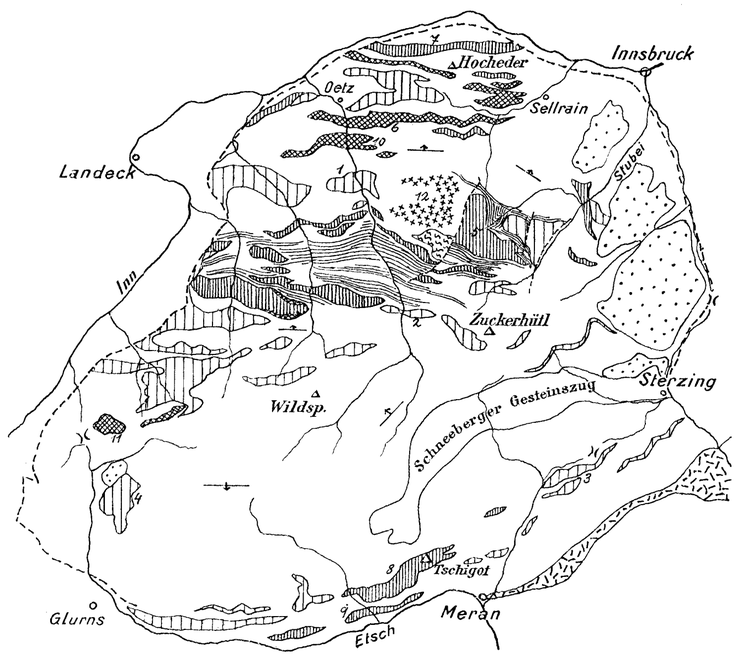
1. Bau der Alpeiner Gruppe 111
(Längentaler Querstörung 112, Biotitschiefergruppe 113, Sulzkogelgranitgneis 114, Unterbergbruch 116, Schrimmenniederbruch 117, Nordrand im Alpein 119).
2. Stellung der Alpeiner Gruppe im Bau der Ötztaler Alpen 122
(Anschluß an die Hauptamphibolitzone, gürtelförmige Verteilung der Granitarten 124, Beziehung zum Schneeberger Gesteinszug 127).



grgn = Kern-Granitgneis *apgn* = aplitische Randzone *ss* = Serizitschiefer *bau* = Biotitaugengneis *aufl* = flaseriger Augengneis *Mau* = Muskovitaugengneis *Mgrgn* = Muskovitgranitgneis *Pygn* = Pegmatitgneis *Hgrgn* = Hölltalgranitgneis *my* = Gneismylonit *a* = Amphibolit *gra* = Granatamphibolit *sa* = strahliger Hornblendefels *bhgn* = Biotithornblendegneis *bgn* = feinkörniger Biotitgneis *kgn* = Feldspatknotengneis *grbgn* = Granatbiotitgneis *sgn* = Biotitparagneis *bs* = Biotitschiefer *grgl* = Granatglimmerschiefer mit Feldspatknoten *grgl* = Granatglimmerschiefer *mgl* = Muskovitglimmerschiefer *m* = Marmor.

Übersichtskarte der Alpeiner Gruppe.

Die Verteilung der granitischen Gesteinsarten in den Ötztaleralpen.



Die Zahlen beziehen sich auf die chemischen Analysen in der Tabelle.

Geologie des mittleren Cordevolegebietes zwischen Vallazza und Cencenighe (Dolomiten).

Von **Ludwig Nöth** in Innsbruck.

Mit 1 geologischen Karte, 1 Profiltafel und 20 Textfiguren.

(Aus dem Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Innsbruck.)

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit verdankt ihre Entstehung einer Anregung von Frau Dr. M. M. Ogilvie-Gordon. Gelegentlich einer gemeinsamen Begehung der Südtiroler Dolomiten schlug Frau Dr. Ogilvie-Gordon mir vor, die Kartierung des Gebietes zwischen Pieve und Cencenighe durchzuführen, da hier interessante tektonische Probleme zu erwarten seien. In weitgehendstem Maße wurden mir von Genannter die Mittel für die Durchführung der Geländeaufnahme zur Verfügung gestellt. Ich möchte deshalb nicht versäumen, Frau Dr. Ogilvie-Gordon auch an dieser Stelle meinen besonderen Dank zum Ausdruck zu bringen.

Der Druck der Karte und Profiltafel wurde ermöglicht durch eine Unterstützung des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines. Es ist mir eine angenehme Pflicht, ihm dafür meinen Dank auszusprechen.

Die Auswahl des Gebietes erwies sich als eine glückliche, und die gehegten Erwartungen wurden nicht enttäuscht. Als bedauerlich habe ich nur empfunden, daß eine Fortsetzung der Kartierung jetzt nicht möglich war. Es waren einmal Zeitfragen, dann weiter der Umstand, daß die Karte auf einen zu großen Umfang anschwellen würde, die mich zum Abbruch der Arbeiten nötigten. Es wäre notwendig gewesen, um die tektonischen Probleme restlos zu klären, die Kartierung nach allen Richtungen fortzusetzen. Darum habe ich auch die interessante Civettagruppe einstweilen unberücksichtigt lassen müssen, da sonst die Kartierung bis Forno di Zoldo hätte ausgedehnt werden müssen. Nur die Westhänge sind zur Aufnahme gekommen. Im N wird durch die gleichzeitige Arbeit Frau Dr. Ogilvie-Gordons eine Klarstellung erreicht werden, der W, S und O muß einer späteren Zeit vorbehalten bleiben.

Die Aufnahme erfolgte in den Sommer- und Herbstmonaten der Jahre 1926/27; sie wurde durch anhaltend günstiges Wetter wesentlich gefördert. Als topographische Unterlage diente die italienische Karte 1 : 25.000 (tavoletta), u. zw. die Blätter Monte Marmolada, Forno di Canale, Cencenighe und Selva di Cadore. Im allgemeinen erwies sich die Karte als brauchbar, wenn auch Unrichtigkeiten, namentlich in der Felszeichnung, oftmals festgestellt wurden.

Für den Druck mußte leider eine Reproduktion der noch aus dem Kriege stammenden österreichischen Zusammendruckkarte gemacht werden, da die italienische Karte aus politischen Gründen nicht zu bekommen war. Durch die Übertragung hat die Genauigkeit der Karte hier und da etwas gelitten; von Bedeutung ist dieser Umstand jedoch nicht.

Einleitung.

1. Kurzer Überblick über die geologische Erforschung des Gebietes.

Als erster befaßt sich Fuchs (18)[1]) eingehender mit unserem Gebiet. Seine Arbeit, der eine geologische Karte beigegeben ist, war mir hier nicht zugänglich, ich kann mich nur auf einige Angaben Hauers (20) berufen. Die von Fuchs im Bereich unserer Karte aufgefundenen Fossilien entstammen alle den Werfener Schichten, bei Fuchs in „roten Sandstein (Myacitensandstein) und Posidonomyenkalk" gegliedert. Auch eine Arbeit Catullos (14) kann ich nur nach den Angaben Hauers a. a. O. zitieren.

1843 veröffentlichte Klipstein (28) die Ergebnisse seiner im Sommer 1841 unternommenen Reise. Uns interessieren hier seine Angaben über das Cordevoletal. Er unterscheidet hier: „Grauwacke mit Kalk, Übergangskalk" (Tuff- und Konglomeratgruppe mit Cipitkalk), „Dolomit des Sasso Tjuida" (Civetta), (Mendola- und Schlerndolomit), „Augitporphyr und Mandelstein" (Gerölle aus der Konglomeratgruppe) und „Muschelführender Kalk" (Werfener Schichten). Die Alters- und Lagerungsverhältnisse bleiben ziemlich unerörtert. Auch der Bergsturz des Monte Forca und die Aufstauung des Lago d'Alleghe finden ausführliche Beschreibung.

Im Sommer 1844 untersuchte der damalige Vereinskommissär Trinker (3) für den Geognostisch-montanistischen Verein für Tirol unser Gebiet. Er erkannte „roten Kalkmergel mit Posidonomyen, ähnlich *Posidonomy Becheri*" (Werfener Schichten), „dolcritisches Gestein mit häufiger kugeliger Absonderung und Kalk- oder Mergelschiefern, dem Wengener Vorkommen ähnlich" (Tuffgruppe und obere Buchensteiner Schichten), „Dolomit, krystallisch körnig, gelblich, dabei etwas bituminös" (Mendoladolomit), konnte jedoch über die Lagerungsverhältnisse keine Klarheit gewinnen. Außerdem erwähnt er ein Brauneisenvorkommen in der Nähe von „Colle di Santa Lucia", das „ein vorzügliches Material für den früheren Hochofen zu Valparola lieferte, welcher aber .. schon lange aufgelassen ist". Mir ist von diesem Vorkommen nichts bekannt geworden. Auf der 1849 erschienenen „Geognostischen Karte von Tirol", Blatt 7, die für die damalige Zeit eine sehr beachtenswerte Leistung darstellt und auf der nur das ehemals österreichische Gebiet Colle di Santa Lucia enthalten ist, sind nur zwei Formationen, der „mittlere Alpenkalk", der alles von Bellerophonkalk bis Buchensteiner Schichten in sich begreift, und der „doleritische Sandstein", unserer Tuffgruppe entsprechend, ausgeschieden.

[1]) Die Zahlen verweisen auf die Nummern des Literaturverzeichnisses am Schluß der Arbeit.

1860 veröffentlichte Richthofen (46) sein bekanntes Werk über die Dolomiten und legte den Grund zu der noch heute gültigen Stratigraphie. Er geht nur auf den Nordostzipfel unseres Gebietes näher ein, und mit großem Scharfblick erkennt er hier bereits den Aufbau. Er ist wohl der erste, der eine auch noch heute brauchbare Schilderung dieses Gebietes gibt. Auch finden wir bei ihm ein Verzeichnis der älteren Literatur.

Loretz (31, 32), der 1873 und 1874 ebenfalls die Nordostecke des Gebietes untersucht, hält sich im wesentlichen an die Einteilung Richthofens, seine 1. bis 3. Stufe des alpinen Muschelkalks entspricht den Werfener Schichten, Mendoladolomit und Virgloriakalk und Buchensteiner Schichten Richthofens. Auch erkannte er einige bedeutendere Störungslinien des Gebietes. Seine Karte ähnelt der später von Mojsisovics gegebenen.

Drei weitere Arbeiten Klipsteins (29), 1871—1883, streifen die Nordostecke unseres Gebietes, bringen aber nichts wesentlich Neues. Sie enthalten eigentlich nur eine Polemik gegen Richthofen.

Nach einem kurzen Aufnahmebericht (34) erscheint 1879 die große Monographie Mojsisovics' über die Dolomiten mit einer Karte des ganzen Gebietes (35). Es erübrigt sich, an dieser Stelle nochmals auf das Für und Wider der Anschauungen Mojsisovics' und die Angaben seiner Karte einzugehen; ich verweise auf die Angaben bei Klebelsberg (26).

1883 erscheint eine geologische Karte der Provinz Belluno mit kurzem Text von Taramelli (50), die als Übersichtskarte recht gut verwendbar ist.

Mit der großen Arbeit Salomons 1895 (48) über die Marmolatagruppe, in der der östliche Teil unseres Gebietes Beachtung findet, ist die geologische Erforschung einstweilen abgeschlossen.

Nur Horn (22) besucht 1913 anläßlich seiner stratigraphischen Untersuchungen der Buchensteiner Schichten Teile unseres Gebietes.

Erst in neuester Zeit, wohl auch angeregt durch die infolge des Krieges geschaffenen Aufschlüsse, beginnt das Interesse der Geologen sich wieder unserem Gebiete zuzuwenden. Cornelius und Cornelius-Furlani (15, 16, 17) untersuchen die Marmolatagruppe neu und beschäftigen sich besonders mit der Tuffgruppe. Leider fehlt bisher eine Karte des von ihnen begangenen Gebietes.

Aus jüngster Zeit stammen ferner einige Notizen über den südlichen Teil des Gebietes von Castiglioni (12, 13) und über die Gegend von Alleghe von Vardabasso (51) sowie glazialgeologische Beobachtungen am Nordrande von Klebelsberg (27).

2. Topographischer Überblick.

Unser Gebiet ist keine natürlich begrenzte Gebirgsgruppe, und es fehlen ihm daher zumeist auch natürliche Grenzen. Im N bildet der Cordevole von Valazza bis Pian, dann der Rio d'Andraz bis Cernadoi und weiter eine Linie von Punkt 2013 bis Punkt 2153 im Oberlauf

des Codalungabaches die Grenze.[1]) Die Westgrenze verläuft am Codalungabach entlang bis gegen Selva di Cadore und folgt dann dem Oberlauf des Fiorentina bis oberhalb Pescul. Von hier bis zur Forcella d'Alleghe bildet der Kartenrand die Grenze, die nun an den Westwänden des Civettamassivs zur oberen Casera Favretti verläuft. Die Verbindungslinie von hier nach Cencenighe und weiter der Biois bis gegen Caviola bilden die Südgrenze. Im O wird das Gebiet durch die Linie Valle Tegosa—Monte Alto—Valle Ciamp d'Arei—Forcella Padon und Ornellabach begrenzt.

Durch den Cordevole und seine Hauptzuflüsse, T. Fiorentina und T. Pettorina, wird das Gebiet in vier Teile zerlegt, die bei Caprile zusammenstoßen. Die Nordostecke zwischen Rio d'Andraz, Cordevole und Fiorentina ist ein meist bewaldetes oder mit Wiesen bedecktes Gebiet mit wenig steilen Hängen. Felswände treten nur untergeordnet auf und sind nicht bedeutend. Den höchsten Punkt bildet hier der Monte Poré (Frisolet) 2405 *m*. Die Bewässerung ist unbedeutend, die einzigen größeren Bachrisse sind der auf der Malghe di Andraz entspringende, nach Cernadoi herunterströmende Rio di Grevola und der Rio di Pignazza, der von den Hängen des Monte Poré nach SW zum Cordevole fließt. — Die zwischen Fiorentina und Cordevole liegende Südostecke wird durch die Senke Alleghe—Lander—Forcella d'Alleghe in zwei Teile geteilt. Der nördliche Teil ähnelt durchaus dem eben besprochenen, zu dem er auch geologisch zum größten Teil gehört. Die höchsten Punkte sind Monte Fernazza 2100 *m* und Col Davagnin. Beide fallen mit Steilhängen nach S und SW ab, während eine allmähliche flache Abdachung nach N hin stattfindet. Der südliche Teil erhält sein Gepräge durch die gewaltigen Westwände der Civettagruppe, unter denen, besonders im S, die nicht minder steilen Wände des Monte-Alto-di-Pelsa-Zuges auftauchen. Letztere sind im N weniger steil und sind zwischen Monte Coldai (2396) und Crep di Casamatta (2112) vielfach mit Krummholz bewachsen. Der weitere Abfall gegen den Cordevole hin ist wieder ziemlich steil abhängendes, doch gut bewaldetes Gelände. Nur wenige kurze und steile Bachrisse durchfurchen das Gebiet, mit Ausnahme des Ziolere alle dem Cordevole zueilend. Südlich vom Monte Coldai liegt der einsame und düstere Lago Coldai. Ein direkter Abfluß ist nicht sichtbar, doch glaube ich, daß sein Wasser zumeist dem Ru de Porta zufließt, da hier Störungen den Untergrund durchsetzen. Indessen ist der Abfluß allem Anschein nach sehr gering.

Die Nordwestecke zwischen Cordevole und Pettorina erhält ihr besonderes Gepräge durch die dunklen, fast schwarzen Tuffmassen, die sie zum weitaus größten Teil aufbauen. Sie ist ein Teil der schon von weitem kenntlichen Zone der schwarzen Vorberge nördlich der Marmolata, der sogenannten Belvederekette. Ihre größte Höhe erreicht diese innerhalb des kartierten Gebietes im W, im Monte Padon (2510). Nach O verbreitert sich die Zone, verliert den im W ausgesprochenen Kettencharakter und fällt nun allmählich ab. Jedoch liegen auch hier die

[1]) Die Ortsnamen, Höhenangaben usw. sind sämtlich der italienischen Karte 1 : 25.000 entnommen.

meisten Gipfel noch über 2000 *m*. Im SW greift das Marmolatamassiv noch mit einem Ausläufer (Piz Guda, 2130 *m*) in unser Gebiet ein. Dieser Gebietsteil ist reichlich bewässert, auch sind die zahlreichen Bäche selbst in trockenen Sommern ziemlich ergiebig und beständig. Fast alle entspringen in den Tuffen. Infolge der leichten Verwitterbarkeit letzterer herrschen hier mehr oder weniger steil geneigte Hänge vor, wenn auch schroffe Felsabstürze nicht fehlen. Die Hänge gegen die Haupttäler hin sind zumeist dicht bewaldet, während das flachere Innere des Gebietes zumeist mit Wiesen bedeckt ist oder nur dürftig bewachsenen Felsboden darstellt.

Die Südwestecke endlich, zwischen Pettorina, Cordevole und Biois, nimmt allein fast die Hälfte des kartierten Gebietes ein. Sie besteht aus verschiedenen Bauelementen. Im N finden wir ähnliche Verhältnisse wie nördlich des Pettorina. Abgesehen vom Marmolatakalk im W, der mit dem des Piz Guda im Zusammenhang steht, bauen wiederum Tuffe die Berge auf, gekrönt von der Kalkmasse des Sasso Bianco (2407). Sie brechen mit dem darunterliegenden Marmolatakalk und Mendoladolomit in Steilwänden gegen S ab, daran schließt sich im S eine niedrigere, bewaldete oder mit Wiesen bedeckte Zone, die vorwiegend aus den weichen Werfener Schichten und Bellerophonkalk besteht. Sanfte Hänge herrschen hier vor, Steilhänge fehlen, abgesehen von einigen tiefen Einrissen, fast völlig. Auch dies Gebiet ist sehr wasserreich, die gegen N fließenden Bäche entspringen zumeist in den Tuffen, während die nach S zum Biois strömenden fast alle den wasserreichen Werfener Schichten ihren Ursprung verdanken. Ganz im W nördlich der Forcella di Negher liegt ein kleiner See, der Lago di Franzei. Er steht nur zu Zeiten des Hochwasserstandes über eine niedere Schwelle mit dem nach N fließenden Bach im Valle Miniera in Verbindung. Sonst ist er abflußlos.

Stratigraphisch-paläontologischer Teil.

Perm.

Grödner Sandstein.

Der Grödner Sandstein bildet die älteste, in unserem Gebiet aufgeschlossene Schichtengruppe. Er findet sich nur am Südwestende des Gebietes, nördlich von Caviola, und steht hier beiderseits des Baches zwischen Caviola und Tegosa an. Zur Kartierung ist nur das östliche Ufer des Baches gekommen. Hier sind nur die obersten Lagen des Grödner Sandsteins erschlossen. Es sind zunächst rote und helle, dünnbankige, grobkörnige Sandsteine, die mit dunklen, dünngeschichteten sandigen Lagen, teils glimmerführend, wechsellagern. Dann folgt eine zirka 2 *m* mächtige helle Sandsteinbank und wieder dünnbankige rote und helle Sandsteine. Das Hangende bilden dunkle Bellerophonkalke.

Das Ganze bildet einen nach O eintauchenden flachen Sattel, dessen Nordschenkel steiler einfällt als der Südschenkel. Weiter gegen W verbreitert sich der Sattel rasch, und der Grödner Sandstein nimmt hier reicheren Anteil am Aufbau des Gebietes

Bellerophonschichten.

Viel weiter verbreitet als der Grödner Sandstein ist die folgende Schichtengruppe, die oberpermischen Bellerophonschichten. Sie bilden die Kerne der Hauptsattelzonen des Gebietes. Die Bellerophonschichten setzen sich zusammen aus dunklen, bituminösen, wohlgeschichteten Kalken, ferner Dolomiten, Rauhwacken und Gips.

Den hervorragendsten Anteil am Aufbau haben die dunklen Kalke. Sie sind stets gut geschichtet, einzelne Bänke erreichen bis $^1/_2$ *m* Dicke. Am häufigsten trifft man jedoch Mächtigkeiten von 10 bis 25 *cm*. Dünne schwarze Mergellagen schalten sich zwischen den Kalkbänken ein. Gelegentlich werden die Kalkbänke etwas heller, sie sind dann auch weniger bituminös. Diese hellen Kalke treten in dem unteren Teil der Schichtengruppe am häufigsten auf, fehlen jedoch auch in den höheren Lagen nicht. Fossilien sind in unserem Gebiet recht selten. Häufig ist nur *Gymnocodium bellerophontis* Rothpl., die in den oberen Lagen oftmals ganze Bänke erfüllt. Hier finden sich auch gelegentlich Anhäufungen von Foraminiferen, die sich im frischen Bruch als kleine bräunliche Flecken zu erkennen geben. Sonst sah ich nur undeutliche Pektenreste.

Die Kalke geben einen recht guten Baustein ab und werden auch gelegentlich zu Häuser- und Brückenbauten verwendet. Steinbruchmäßig abgebaut werden sie jedoch nirgends.

Mit den Kalken wechsellagern Dolomite und Rauhwacken, die namentlich im oberen Teil der Schichtengruppe recht häufig auftreten. Sie drängen die Kalke gelegentlich fast ganz zurück, wie z. B. zwischen Sarchet und der Forcella di San Tommaso. Die Dolomite sind gelbbraun-dunkelgrau und immer mehr oder weniger bituminös. Auch bei ihnen finden sich die heller gefärbten Lagen in den tieferen Teilen der Bellerophonschichten. Durch Zunahme des Gipsgehaltes gehen die Dolomite in ziemlich helle, weiche Rauhwacken über; letztere sind ziemlich kleinzellig und enthalten oftmals Gips in kleinen Nestern oder Adern. Die eigentliche typische Rauhwacke der Bellerophonschichten ist schmutzig-dunkelgrau, kavernöser und viel härter als die eben erwähnte. Sie enthält häufig eckige Einschlüsse von Dolomit und unreinen Gips.

Reine Gipslagen in größter Mächtigkeit finden sich nur am Col di Frena und in seiner unmittelbaren Nähe. Hier sind sie Dolomiten und Rauhwacken eingelagert und erreichen bis zu 40 *cm* Mächtigkeit. Es ist ein weißer, feinkristalliner Gips, der oft weit zu verfolgende Schichten von gleichbleibender Mächtigkeit bildet und schon aus der Ferne gut zu erkennen ist. Die Gipslagen liegen hier im oberen Teil der Schichtengruppe, wie überhaupt Gips und Rauhwacke namentlich für die oberen Bellerophonschichten bezeichnend sind. Sie fehlen freilich auch in den unteren nicht, sind aber hier viel geringmächtiger, und die Gipse sind zumeist stark durch Tonbeimengung verunreinigt. Nördlich von Fedér gegen den Punkt 1519 finden sich auch gelbrote Mergellagen als Verunreinigung.

Über die Mächtigkeit der Bellerophonschichten lassen sich keine sicheren Angaben machen, da an der einzigen Stelle, wo das Hangende

und das Liegende gleichzeitig erschlossen ist, nördlich Caviola, Schätzungen durch intensive Verfaltung der oberen Partien erschwert werden. Mit zirka 250 *m* dürfte sie jedoch nicht als zu groß angegeben sein.

Im Gelände treten die Bellerophonschichten nicht besonders hervor. Sie bilden, ähnlich wie die Werfener Schichten, mehr oder weniger steile Hänge, nur dort, wo Gipse weiter verbreitet sind, entsteht ein unruhiges Gelände mit vielen kleinen, z. T. ziemlich steilen Buckeln und Kesseln. Besonders gut zeigt sich das am Wege von Fedér nach N gegen Forcella (Punkt 1519).

Verbreitung. Ihre größte Verbreitung finden die Bellerophonschichten im S des Gebietes. Hier treten sie zwischen Caviola und Forcella (Punkt 1519) als breiter Sattel mit Grödner Sandstein im Kern in unser Gebiet ein und ziehen nördlich des Col di Frena ins Tal von Vallada, wo sie ihre größte horizontale Verbreitung erreichen. Sich rasch verschmälernd geht der Sattel nun weiter zur Forcella di San Tommaso und zieht als schmaler Streifen das Val Forcella entlang. Nach einer kurzen Unterbrechung taucht er südlich Piaja und nach einer abermaligen Unterbrechung an der Straße Avoscan—Forchiade wieder auf, um bei Forchiade endgültig zu verschwinden. Diesem Sattel parallel zieht ein zweiter, der von Avoscan nach W zur C^se^ Chica zieht, hier unter Werfener Schichten verschwindet und nach langer Unterbrechung südlich des Monte Celenton kurz wieder auftaucht. Charakteristisch für die Bellerophonschichten dieses Gebietes ist das reichliche Auftreten von Rauhwacken und Gipsen, namentlich im oberen Teil der Schichtenfolge.

Ein zweites, bedeutend kleineres Vorkommen von Bellerophonschichten liegt beiderseits des Cordevole um Digonera. Es findet seine Fortsetzung weiter im N gegen Salesei. In unserem Gebiet ist nur der obere Teil der Schichtengruppe erschlossen, doch fehlt hier Gips und Rauhwacke; nur Dolomite treten untergeordnet auf. Kleinere isolierte Vorkommen von Bellerophonschichten liegen an der Basis von Schubflächen, bzw. als kleine Aufsattelung in ihrer Nähe im Fiorentinatal östlich Caprile, zwischen Fossal und l'Agosta westlich Selva di Cadore und westlich Larzonei. Auch hier trifft man nur Kalk und Dolomit an.

Der Unterschied in der lithologischen Ausbildung des nördlichen und südlichen Verbreitungsgebietes ist von einiger Bedeutung. Das häufige Auftreten von Gipslagen in den oberen Bellerophonschichten des südlichen Ablagerungsbereiches deutet auf ein ganz flaches Meer in dieser Zeit hin. Der Meeresspiegel ist Schwankungen unterworfen gewesen, so daß es gelegentlich zu starker Verdunstung kam und Gips ausgeschieden wurde. Das weist auf nahes Land hin. Unweit westlich steht Quarzporphyr der Bozener Platte an, und wir werden hier die Küste des Oberpermmeeres zu suchen haben. Auch in den tieferen Lagen der Bellerophonschichten fehlen gipshaltige Rauhwacken nicht, und wir dürfen mit Recht daraus schließen, daß während der ganzen Oberpermzeit hier durchaus Flachseebedingungen herrschten. Der Unterschied gegenüber den liegenden grobklastischen Grödner Sandsteinen liegt wesentlich auch darin, daß die Bedingungen

der Sedimentzufuhr vom Lande her andere wurden, worauf auch schon Ogilvie-Gordon (43) hingewiesen hat. Eine geringe Vertiefung des Bellerophonkalkmeeres kann trotzdem eingetreten sein, worauf ja auch die Kalksedimentation hindeutet. Im nördlichen Ablagerungsbezirk fehlen die Gipslagen; hier herrschten offenbar mehr Bedingungen offeneren Meeres, womit nicht behauptet werden soll, daß es wesentlich tiefer gewesen sei. Nur haben hier ruhigere und gleichmäßigere Sedimentationsbedingungen geherrscht. Entsprechende Schlüsse lassen auch die Beobachtungen am Nordrande der Dolomiten zu. Auch hier fehlen in dem der Mitte der Dolomiten genäherten Teilen die Gipslagen, die nur am Nordrand, also dem nördlich vorliegenden Land genähert, auftreten.

Nach oben gehen die Bellerophonschichten allmählich und unmerkbar in die Seiser Schichten über, und es ist oftmals sehr schwer, den Seiser Kalk vom Bellerophonkalk zu trennen. Die Sedimentation setzt sich also ohne Unterbrechung in die untere Trias hinein fort.

Trias.

Werfener Schichten.

Die Werfener Schichten finden sich auch in unserem Gebiet in der aus den Dolomiten bekannten Entwicklung. Eine Trennung in Seiser und Campiler Schichten läßt sich infolge der oft ziemlich übereinstimmend ausgebildeten Schichtenfolge nicht überall durchführen, weshalb auf eine Trennung bei der Kartierung verzichtet wurde. Der einzige Anhaltspunkt wäre — abgesehen von spärlichen paläontologischen Funden — die vorwiegende Graufärbung der Seiser Schichten gegenüber der Rotfärbung der Campiler. Doch gibt es auch rote Lagen in den unteren Werfener Horizonten und noch häufiger graue Lagen in den oberen. Ein Mittel zur Trennung beider Horizonte ist die Farbe der Schichten also keineswegs.

Die Folge der Werfener Schichten beginnt mit dunklen, gut geschichteten Kalken in Wechsellagerung mit dünnen, dunklen Mergellagen. Die Kalke sind Bellerophonkalken noch sehr ähnlich, zumeist jedoch heller gefärbt. Glimmer fehlt ihnen noch völlig. Sie bilden stellenweise bis 1·5 *m* dicke Bänke. Bald stellen sich glimmerige Zwischenlagen ein, z. T. erfüllt von *Anodontophora fassaensis*, auch werden die Kalke unreiner, sandig-mergelig. In ziemlicher Einförmigkeit geht nun die Sedimentation durch die ganze untere Werfener Zeit hindurch weiter. Es bildet sich eine Folge von Mergelkalken, sandigen Mergeln und Kalksandsteinen von grauer bis gelbbrauner Farbe. Der Glimmergehalt wechselt, ist jedoch nun immer vorhanden. Der Fossilinhalt besteht vorwiegend aus schichtenweise angehäuften *Pseudomonotis*-Formen und *Anodontophora fassaensis* Wissm. Sonst sind Versteinerungen spärlich. Etwa im oberen Drittel der gesamten Werfener Schichtengruppe tritt nun eine gewisse Änderung in der Sedimentation ein. Am auffälligsten äußert sich das in der Farbe, Rotfärbung wird nun herrschend. Oftmals ist der Übergang unvermittelt schroff, oftmals erfolgt auch ein allerdings rascher Übergang

über grünliche und gelbliche Farbtöne. Zugleich nimmt der Mergelgehalt der Schichten zu, Kalklagen, die in den unteren Werfener Schichten noch häufig waren, treten sehr stark zurück. Sandige und tonige Mergel, letztere oft intensiv rot gefärbt, überwiegen. Glimmer ist noch recht häufig. Es macht sich nun auch eine mehr oder weniger ausgeprägte Verschiedenheit in der Ausbildung der Schichten in den einzelnen Verbreitungsgebieten bemerkbar, u. zw. je näher man der Hangendgrenze der Werfener Schichten kommt, um so deutlicher. Im Gebiet zwischen Cencenighe und San Tommaso z. B. werden die obersten Werfener Schichten von violett-rötlichen Mergeln mit reichlichem, fein verteiltem Glimmer gebildet. In ihnen finden sich große, gut erhaltene *Anodontophora*-Formen. Nordöstlich Cencenighe, an den Hängen des Monte Alto-di-Pelsa-Zuges, tritt lokal ein grünlicher Mergel in den obersten Werfener Schichten auf. Am Monte Forca und il Piz westlich Alleghe vertreten plattige, ziemlich feste blaßrote Kalksandsteine mit *Pseudomonotis Clarai,* Myophorien und Gastropoden und geringmächtige gelbliche, plattige Mergelkalke die obersten Werfener Schichten. Östlich Caprile stehen unter dem Muschelkalk graue, etwas knollige Mergelkalke mit *Tirolites cassianus* an. Sonst bilden im allgemeinen rote, sandige Mergel die obersten Werfener Schichten. Die Fossilführung ist reichlicher, auch ist die Fauna artenreicher als in den unteren Werfener Schichten. Die in der Liste angeführten Formen entstammen zumeist den oberen Werfener Schichten, hier als Campiler Schichten bezeichnet.

Die Mächtigkeit der Werfener Schichten ist in unserem Gebiet auch Schwankungen unterworfen, doch lassen sich infolge der zumeist intensiven Verfaltung keine bestimmten Angaben machen. Besonders auffällig sind diese Mächtigkeitsschwankungen bei den rotgefärbten oberen Werfener Schichten. Im mittleren Cordevoletal, zwischen Digonera und Caprile sind sie stellenweise nur einige 20 *m* mächtig, schwellen aber dann in der Gegend von Forno di Canale—Cencenighe—San Tommaso und auch im Gebiet der Colle Santa Lucia auf weit über 100 *m* an. Die Gesamtmächtigkeit der Werfener Schichten mag etwa 150—300 *m* betragen, im S und NO sind sie am mächtigsten.

Verbreitung. Werfener Schichten nehmen in weitgehendem Maße am Aufbau des Gebietes teil. Das größte Verbreitungsgebiet liegt im S, wo sie zwischen Forno di Canale, Colmont, Badiot und Cencenighe den weitaus größten Teil des Gebietes bedecken. Ein zweites größeres Verbreitungsgebiet liegt im Nordostzipfel des Gebietes, zwischen Andraz und Selva. Auch das Cordevoletal liegt zwischen Vallazza und Caprile zumeist in Werfener Schichten. Kleinere Vorkommen liegen im oberen Val Ornella, zwischen Caprile und Col Davagnin, am Monte Forca, westlich Rocca Pietore, und in einem schmalen, stark gestörten Streifen zwischen Colmont und dem Monte Costiaza.

Im Gelände heben sich die Werfener Schichten als ziemlich gleichmäßig geneigte, mehr oder weniger steile, zumeist mit Wiesen oder Wald bedeckte Hänge hervor. Sie gehören zu den wasserreicheren Schichten des Gebietes, wenn auch die Quellen bei anhaltender Trockenheit zumeist versiegen. Bei Steilabbrüchen bilden die Werfener Schichten,

zumal bei ebener Schichtenlage, unübersteigbare Hindernisse. Die Bacherosion greift bei dem verschieden harten Baumaterial leicht an, weshalb Wasserrisse in den Werfener Schichten fast immer tief eingerissen sind.

An Fossilien wurde folgendes gefunden:

(SS = Seiser Schichten, CS = Campiler Schichten.)

Ophioderma squamosum E. Picard. il Piz ob. CS.
Pseudomonotis (Claraia) aurita Hauer Punkt 2052, Colle Santa Lucia SS.
„ „ *Clarai* Emmr. fast überall SS, CS.
„ *(Eumorphotis) reticulatus* Richth. Col Davagnin CS.
„ „ *tenuistriata* Bitt. „ „ ?
„ „ *Telleri* Bittn. Monte Forca CS.
Gervillia incurvata Lepsius il Piz ob. CS.
Edentula Castelli Witt. östl. Ghisel CS.
Myophoria laevigata Alb. il Piz, Ghisel ob. CS.
„ „ „ var. *elongata* Phil. il Piz ob. CS.
„ *ovata* Goldf. il Piz ob. CS.
Anodontophora fassaensis Wissm. überall SS, CS.
„ *cannlensis* Cat. Colmont, Monte Forca CS.
„ *sp. (? n. sp.)* Piz Croce ob. CS.
Turbo rectecostatus Hauer il Piz ob. CS.
Holopella gracilior Schaur. fast überall SS, CS.
Naticella costata Münst. Col Davagnin CS.
Tirolites cassianus Quenst. R. Marzelluch ob. CS.

Paläontologische Bemerkuugen.

Ophioderma squamosum E. Picard.

O. squamosum E. Picard, Nöth (37), S. 426, Fig. 1—3.

Über diese Art ist a. a. O. ausführlich berichtet worden. Ich suchte 1927 den Fundort nochmals gründlich nach, konnte aber außer einem Armbruchstück nichts mehr entdecken.

Pseudomonotis (Eumorphotis) tenuistriata Bittn.

P. tenuistriata Bittner (6), S. 711, Taf. XV, Fig. 7.
„ „ , Ogilvie-Gordon (44), S. 22. Taf. II, Fig. 10.

Eine flache rechte Klappe stelle ich hierher. Das Stück ist leider nicht ganz vollständig erhalten, doch ist die gleichmäßige feine Berippung der Schale gut zu erkennen, so daß ich keine Bedenken trage, es hier einzureihen. Die Rippen stehen ziemlich nahe, ich zählte bei 14 *mm* Abstand vom Schloßrand zirka 13 Rippen auf 5 *mm* Breite. Das durch einen tiefen Byssusausschnitt abgetrennte vordere Ohr ist eben zu erkennen. Ein ähnliches Stück wird von Hauer (20), Taf. IV, Fig. 1, aus grauen Werfenern von Cencenighe angegeben.

Mit *Pseudomonotis reticulatus* Richth. zusammen in grauen Mergelkalken der Campiler Schichten vom Col di Davagnin bei Alleghe.

Edentula Castelli Witt.

E. Castelli Wittenburg (55), S. 78, Fig. 11.
" " (54), S. 32, Taf. IV, Fig. 11 und 12.
" " , Ogilvie-Gordon (44), S. 29.

Ein zweiklappiges Exemplar liegt hier vor, das den angegebenen Abbildungen Wittenburgs gut entspricht. Zarte, konzentrische Anwachsstreifen sind gut zu erkennen, das Schloß ist nicht sichtbar. Die Maße betragen:

Länge 29 *mm*,
Höhe 8 *mm*,
Dicke beider Klappen 7 *mm*,
Länge des Schloßrandes 16 *mm*.

Das von Ogilvie-Gordon abgebildete Exemplar ist bei weitem nicht so schlank.

Das Stück wurde in grauen Campiler Schichten östlich Ghisel bei Cencenighe mit *Myophoria laevigata* Alb. zusammen gefunden. Es entstammt dem tieferen Teil der Campiler Serie.

Myophoria ovata Goldf.
Myophoria laevigata Alb.
Ibid. var. *elongata* Phil.

Vgl. Ogilvie-Gordon (44), S. 32, 33, dort weitere Literatur.

Alle drei Formen finden sich zusammen recht häufig in einer Bank der obersten Campiler Schichten am il Piz bei Alleghe. Immer handelt es sich um Steinkerne, und es ist bei der großen Variabilität der Formen und der mangelhaften Erhaltung der Stücke eine einwandfreie Bestimmung oftmals unmöglich. Immerhin lassen sich die drei Formen auf Grund der Beschreibung Rübenstrunks (47) an gut erhaltenen Stücken erkennen. Am häufigsten scheint die *M. laevigata* Alb. var. *elongata* Phil. zu sein, *M. ovata* tritt ziemlich zurück.

Anodontophora sp. (? n. sp.).

Es liegen mir vier gut erhaltene und zwei verdrückte Stücke einer Form vor, die ich mit der mir zur Verfügung stehenden Literatur nicht bestimmen kann. Die große langgestreckte Schale zeigt nur konzentrische Anwachsstreifen, die mehr oder weniger deutlich ausgeprägt sind. Von dem etwa im vorderen Drittel der Schale stehenden Wirbel ziehen sich zwei gerundete Kanten gegen den Hinterrand. Die obere zieht etwa parallel dem Schloßrand zum oberen Teil des Hinterrandes und grenzt eine langgestreckte Area ab. Die untere, schärfer ausgeprägte Kante zieht zum unteren Teil des Hinterrandes, der dadurch etwas zugespitzt erscheint. Unterrand lang, schwach nach außen gebogen; Schloßrand lang und gerade. Vom Schloß ist nichts zu erkennen. Schalen nicht klaffend. Die Maße betragen:

	1	2
Länge	66 *mm*	52 *mm*
Höhe	23	25
Dicke einer Schale	9	8
Länge des Schloßrandes	32	—

Aus den roten Mergeln der obersten Campiler Schichten zirka 10 *m* unter dem Richthofenschen Konglomerat, zwischen Piz Croce und i Dof bei Cencenighe.

Die Form scheint sich am ehesten an den Formenkreis der *A. canalensis* Cat. anzuschließen, ist aber bedeutend länger. Wahrscheinlich handelt es sich um eine neue Art.

Holopella gracilior Schaur. sp.

Vgl. Ogilvie-Gordon (44), S. 30, dort weitere Literatur.

Bezüglich der Zuteilung dieser häufigen Gastropodenform schließe ich mich an Ogilvie-Gordon an, da die Diagnose Wittenburgs nicht einwandfrei ist.

Findet sich in bestimmten Lagen fast überall, am häufigsten in den oberen Campiler Schichten.

Muschelkalk.

Auch die Festlegung der Hangendgrenze der Werfener Schichten ist oftmals mit Schwierigkeiten verknüpft. In ihren höchsten Lagen werden die Campiler Schichten meistens mergelig und nehmen eine eigenartig violettrote bis weinrote Färbung an. Bald stellt sich dann auch ein wechselnd mächtiger Konglomerathorizont, das Richthofensche Konglomerat, ein, das als ein Basalkonglomerat des Muschelkalkes aufgefaßt wird. Darüber folgt dann eine mannigfaltige, lokal sehr verschiedene Folge von Mergeln, sandigen Lagen und Kalken, die dann mit mehr oder weniger scharfer Grenze in den Mendoladolomit übergehen.

Das Richthofensche Konglomerat besteht aus eckigen oder kantengerundeten, seltener gut abgerundeten Geröllen von mittlerer Größe. Die meisten erreichen 2—5 *cm* Durchmesser, größere sind, abgesehen von einer noch zu erwähnenden Fundstelle, recht selten. Alle Gerölle entstammen den Werfener Schichten, höchstens noch dem Bellerophonkalk, fremde Bestandteile wurden nicht beobachtet. Das Bindemittel ist fast immer roter, sandiger Mergel, nur südlich des Monte Forca wurde gelblicher, weicher Mergel als Bindemittel beobachtet. Das Konglomerat ist in der Regel ziemlich fest, u. zw. erweist sich oftmals das Bindemittel als widerstandsfähiger als die Komponenten. Die Mächtigkeit des Richthofenschen Konglomerats ist außerordentlichen Schwankungen unterworfen. Es kann auf kurze Entfernung von $^1/_2$ bis 3 *m* anschwellen und ebenfalls ganz verschwinden. Die durchschnittliche Mächtigkeit beträgt etwa $1^1/_2$ *m*. Gelegentlich finden sich zwei Konglomerathorizonte, die dann durch rote Mergel getrennt sind, so nördlich des Monte Forca. Auch treten genau dieselben Mergellagen, die sich über den Konglomeraten finden, gelegentlich unter ihnen auf, so daß in solchen Fällen die Abtrennung von den Werfener Schichten sehr schwer wird.[1]) Es würde darum auf der Karte das Richthofensche Konglomerat überall dort, wo es vorhanden ist, als Basis des Muschelkalks aufgefaßt.

Ein etwas abweichendes Vorkommen bedarf noch besonderer Erwähnung. Nördlich Col, an der Straße Rocca Pietore—Sottoguda, unter den

[1]) Vgl. Ogilvie-Gordon (43), S. 19.

kleinen Felsabbrüchen, besteht das Richthofensche Konglomerat, das hier zirka 6 *m* mächtig ist, aus auffallend großen Geröllen von zumeist rotem Kalksandstein. Die Gerölle erreichen hier bis 50 *cm* Durchmesser, auch finden sich hier häufig große, flache Platten von Campiler Kalksandstein eingeschlossen. Verfolgt man den Aufschluß gegen O weiter, so sieht man das Konglomerat rasch auskeilen, an der Straße fehlt es völlig, nur noch die höheren, ockergelben Kalke des Muschelkalks sind hier erschlossen. (Vgl. Textskizze 4, S. 178.)

Das Richthofensche Konglomerat findet sich fast überall im kartierten Gebiet, soweit der Muschelkalk verbreitet ist. Auf größere Erstreckung fehlt es nur im Muschelkalkzuge westlich Lagusello bei Caprile, tritt aber weiter nördlich in demselben Zuge bald auf. Daß es lokal fehlen kann, wurde schon erwähnt.

Über dem Richthofenschen Konglomerat liegt eine Folge von roten oder bunten Mergeln mit Einschaltungen von roten Kalksandsteinbänken. Die Mergel unterscheiden sich von den sehr ähnlichen Campiler Mergeln durch ihre eigentümlich weinrote Färbung gegenüber der violettroten der Campiler. Stellenweise, so nördlich Cencenighe, treten die roten Kalksandsteine auf Kosten der Mergel ziemlich hervor und sind dann ziemlich grobgebankt. Fossilien sind in ihnen nicht selten, besonders Pekten- und Myophorienarten, doch ist aus dem harten Gestein schwer etwas Gutes zu gewinnen.

Die höheren Lagen des Muschelkalks sind vorwiegend kalkig ausgebildet und wechseln an den einzelnen Fundorten sehr in ihrem Aussehen. Vorwiegend sind es ockergelbe bis dunkle, gut geschichtete Kalke, die gewöhnlich mit dunklen Kalken in den zu unterst ebenfalls dunklen Mendoladolomit übergehen. An der Punta Lazzera, nördlich des Valladatales, bestehen die höheren Muschelkalklagen aus grauen, knolligen Mergelkalken, die erfüllt sind von Myophorien. Am Nordwesthang des Monte Forca stellen sich graue, sandige Lagen ein, ähnliche glimmerig-sandige Lagen mit Glimmer und Pflanzenresten finden sich auch beim Punkt 2025, südlich des Monte Poré. Auch finden wir hier rote und gelbe knollige Kalke in den oberen Muschelkalklagen. Einige Profile mögen den Wechsel in der Ausbildung der höheren Muschelkalkhorizonte veranschaulichen:

a) Punkt 2025, südlich Monte Poré.

Hangendes: Mendoladolomit.

7. Graue Krinoidenkalke mit *Physoporella pauciforata* Gümb. und *Monticulipora recubariense* Schaur.
6. Gelbliche Kalke, unten mit roten Kalken wechsellagernd, fossilreich.
5. Rote, etwas knollige Kalke.
4. Graue Kalke, fossilreich und glimmerig-sandige Lagen mit Pflanzenresten.
3. Graue Kalkbank.
2. Rote Mergel.
1. Richthofensches Konglomerat.

Liegendes: Campiler Schichten.

Gesamtmächtigkeit zirka 40 *m*.

b) Nördlich Col bei Rocca Pietore.

Hangendes: Mendola- und Marmolatakalk.

4. Graue Kalke
3. Ockergelbe Kalke
2. Mergelige, graue Kalke

} 6—8 *m*.

1. Richthofensches Konglomerat, sehr grob, zirka 6 *m*.

Liegendes: Campiler Schichten.

Gesamtmächtigkeit zirka 15 *m*.

c) Nördlich Costoja bei San Tommaso (vgl. Textskizze 14, S. 189)

Hangendes: Mendoladolomit.

4. Dunkle Kalke.
3. Gelbliche Kalke.
2. Rote Mergel.
1. Richthofensches Konglomerat.

Liegendes: Campiler Schichten.

Gesamtmächtigkeit zirka 15 *m*.

d) Südlich Forcella di Negher, nördlich Forno di Canale (vgl. Textskizze 6, S. 183).

Hangendes: Störung.

3. Ockergelber Kalk.
2. Rote und bunte Mergel.
1. Richthofensches Konglomerat.

Liegendes: Campiler Schichten.

Gesamtmächtigkeit zirka 15—20 *m*.

Die Verbreitung des Muschelkalks geht aus der Karte deutlich hervor. Nur nordöstlich Alleghe, an den Hängen des Col di Davagnin, sowie westlich Crep di Casamatta im Cordevoletal konnte Muschelkalk in der bekannten Ausbildung nicht nachgewiesen werden. Anzeichen für Störung sind nicht vorhanden, wir müssen daher annehmen, daß entweder das Muschelkalkniveau ganz fehlt, was wenig wahrscheinlich ist, oder daß es ganz dolomitisch entwickelt ist und vom Mendoladolomit nicht zu trennen ist.

Im Gelände tritt der Muschelkalk nicht besonders hervor, auch das harte Richthofensche Konglomerat verschwindet fast immer unter dem Pflanzenwuchs und ist schwer aufzufinden.

Es wurden folgende Fossilien im Muschelkalk gefunden:

Encrinus liliiformis Schloth.	Punkt 2025, südlich Monte Poré.
Dadocrinus gracilis v. Buch	„ 2025, „ „ „
Monticulipora (Monotrypa) recubariensis Schaur.	„ 2025, „ „ „
Rhynchonella decurtata Girard.	„ 2025, „ „ „
Coenothyris vulgaris Schloth.	„ 2025, „ „ „
Aulacothyris angusta Schloth.	„ 2025, „ „ „
Pecten discites Schloth.	Pezza-W., nördlich Vallada.

Gervillia sp. Schloth. ..... Monte Forca.
Myophoria laevigata Alb. form. typ... Pezza-W., Monte Forca, nordwestlich Monte Pelsa.
„ „ „ var. *ovalis* Phil. ..... Pezza-W.
Physoporella pauciforata Gumb. .... Punkt 2025, südlich Monte Poré.

Paläontologische Bemerkung.

Monticulipora (Monotrypa) recubariensis Schaur.

Chaetetis recubariensis Schaur. Benecke (1) S. 38, Taf. III, Fig. 1—3.
M. (Monotrypa) recubariensis Schaur. Haug (21) S. 172, Taf. X, Fig. 1—2.

Diese bisher nur aus dem Muschelkalk von Recoaro bekannte Art fand ich in mehreren Exemplaren im Muschelkalk bei P. 2025, nordöstlich von Caprile. Hier tritt sie in zwei getrennten Lagen auf, einmal in grauen Krinoidenkalken mit *Physoporella pauciforata* Gümb. zusammen, direkt unter dem Mendoladolomit, und dann in roten Krinoidenkalken in etwas tieferen Lagen, mit Brachiopoden zusammen. Es sind knollige oder langgestreckte Kolonien. Bezüglich ihrer Struktur vergleiche die Ausführungen Haugs, mit denen unsere Stücke gut übereinstimmen.

Mendoladolomit.[1])

Der Mendoladolomit findet sich auch in unserem Gebiet in der aus den Dolomiten bekannten Ausbildung wieder. Fast überall liegt er dem unteren Muschelkalk auf und entwickelt sich allmählich aus ihm. Nur wo letzterer fehlt (vergleiche oben), beginnt die dolomitische Fazies gleich über den Werfener Schichten. Das Muschelkalkniveau wird dann vertreten durch dunkle, plattige Dolomite. Dunkle Färbung und gut geschichtete Ausbildung ist überhaupt für die unteren Lagen des Mendoladolomits bezeichnend. In den höheren Lagen herrscht hellere Färbung vor, auch verliert sich dann die Schichtung. Immer aber bleibt der Mendoladolomit bituminös und ist daher auch infolge seiner unreinen Farbtöne vom ziemlich reinen Weiß des Schlerndolomits gut zu unterscheiden. Weiter sind, gegenüber dem Schlerndolomit, bezeichnend die gröber kristalline Ausbildung und das häufige Auftreten löcheriger Lagen, die gelegentlich fast das Aussehen von großzelligen Rauhwacken erreichen können. Besonders gut ist dies am Col di Foglia, nördlich Caprile, zu beobachten. Als etwas abweichende Ausbildung wäre der Mendoladolomit am Ostrand von Pian dell' Anime, nördlich Cencenighe, zu erwähnen. Hier ist fast der ganze Mendoladolomit auffallend dunkel und stark bituminös, auch finden sich hier gelegentlich graue, gefleckte dolomitische Kalke als Einschaltung. Dolomitische

[1]) Pia (die Gliederung der alpinen Mitteltrias auf Grund von Diploporen. Anz. Ak. d. Wiss., Wien, Nr. 23, 1925) hat als Ersatz für diese angeblich mißverständliche Bezeichnung den Namen „Sarldolomit" vorgeschlagen, und Cornelius-Furlani (16) sind ihm darin gefolgt. Ich halte es für unzweckmäßig, den altbekannten Namen, von dem doch jeder weiß, welche Zone er in sich begreift, mit einem neuen Namen zu belegen. Es gibt gerade genug Lokalbezeichnungen für Schichtengruppen der alpinen Trias.

Kalke kommen als unregelmäßige, nicht horizontbeständige Einlagerungen häufiger vor. In einer solchen Lage fand ich bei der Tabiai Forcella, östlich Lagusello, Diploporen. Eine genauere Bestimmung war wegen der vollständigen Verkalkung der Stücke nicht möglich.

Eine rein kalkige Entwicklung des Mendoladolomits konnte mit Sicherheit nirgends festgestellt werden. In Frage kommt nur eine Stelle, die schon mehrfach erwähnten Felsabbrüche nördlich Col bei Rocca Pietore. Hier liegen über dem Muschelkalk gleich die massigen, hellen Marmolatakalke. Zwischen beiden schaltet sich eine dünne gelbliche Lettenlage ein. Mendoladolomit und Buchensteiner Schichten fehlen. Nur 2 *km* weiter westlich, nördlich Sottoguda, tritt dagegen die gesamte Schichtenfolge Muschelkalk-Mendoladolomit-Buchensteiner Schichten unter dem Marmolatakalk auf. Wir müssen entweder annehmen, daß an der ersten Stelle die Kalkfazies Buchensteiner Schichten und Mendoladolomit in sich begreift, oder daß infolge einer Störung beide unterdrückt sind. Außer der dünnen Lettenschicht sind nun keinerlei Anzeichen einer Störung zu erkennen, so daß ich zu der Ansicht neige, daß die Kalkfazies hier durchgeht.

Die Mächtigkeit des Mendoladolomits beträgt zirka 50 bis 60 *m* im Mittel. Allgemein läßt sich feststellen, daß im S die Dolomite mächtiger sind; hier kommen bis 80 *m* Mächtigkeit vor. Im N dagegen mißt man zuweilen nur 30 bis 40 *m*.

Seine größte Verbreitung hat der Mendoladolomit im S des Gebietes und zwischen Caprile und Alleghe. Er baut den größten Teil der Pian dell' Anime bei Cencenighe auf und zieht am östlichen Cordevoleufer in einem breiten Streifen von Ghisel bis gegen Badiot. Westlich des Cordevole erstreckt sich ein Zug von Forchiade über Ravenna zur Punta Palazza. Weite Verbreitung hat der Mendoladolomit auch im Gebiet des Monte Forca. Von Col di Davagnin, nördlich Alleghe, zieht der Dolomit zum Fiorentinatal und nun an geringerer Mächtigkeit weiter östlich des Cordevole bis gegen Collaz. Nördlich Larzonei taucht ein Sattel von Mendoladolomit unter Buchensteiner Schichten auf. Auch die Süd- und Westhänge des Monte Poré werden von Mendoladolomit umsäumt. Im oberen Val Ornella, zwischen Ornella und Pian im Cordevoletal und im Gebiete des Col di Roccia, findet sich ebenfalls Mendoladolomit in größerer Verbreitung.

Im Gelände tritt der Mendoladolomit fast immer als Steilstufe hervor, er bildet die erste größere Stufe über den Werfener Schichten. Wenn er nicht gerade Felswände bildet, ist er zumeist gut bewachsen, und bei weniger steilen Hängen trägt er guten Waldbestand.

Plattenkalke des oberen Muschelkalks.

Fast überall liegt zwischen dem Mendoladolomit und den typischen Buchensteiner Knollenkalken eine bis zu 10 *m* mächtige Folge von dunklen Plattenkalken mit schwarzen Mergelkalken. Ogilvie Gordon hatte diesen Horizont schon früher als obere Grenzzone des Muschelkalks aufgefaßt und weist in ihrem jüngsten Werk (43) nochmals mit Nachdruck darauf hin. Ich habe keinen Zweifel, daß es sich in unserem Gebiet um den-

selben Horizont handelt, den Ogilvie-Gordon für das Fassa-Grödner Gebiet auch paläontologisch belegen konnte. Da ich jedoch nirgends Fossilien fand und andererseits der Horizont sehr geringmächtig ist, habe ich eine Ausscheidung auf der Karte unterlassen und ihn hier den unteren und mittleren Buchensteiner Schichten zugerechnet.

Es handelt sich, wie schon bemerkt, um ziemlich spröde, dunkle Plattenkalke, die mit dünnen, schwarzen Mergellagen wechsellagern. Die Plattenkalke sind immer ziemlich bituminös, an der Schichtenfläche zeigen sie oftmals einen kohligen Glanz. Gelegentlich sind ihnen 10 bis 15 *cm* dicke Lagen hellerer Kalke eingeschaltet, auch Brauneisenkonkretionen finden sich. Im Ru Fosch, südlich von Masaré, beobachtete ich in ihnen stark bituminöse Bänderdolomite.

Mächtigkeit. Die Plattenkalke sind in den einzelnen Gebietsteilen sehr verschieden mächtig. In der ganzen Südhälfte des Kartengebietes sind sie gering mächtig, mehr als 3 bis 4 *m* wurden nirgends beobachtet. Am Col-di-Davagnin-Zug zwischen Alleghe und Fiorentina schwellen sie auf 8 bis 10 *m* an. Im Gebiet des Monte Poré und der Colle San Lucia wurden 6 bis 8 *m* gemessen, in der NW-Ecke, zwischen Val Ornella und Digonera, wurden wiederum zirka 10 *m* festgestellt.

Verbreitung. Die Plattenkalke des oberen Muschelkalks finden sich überall dort, wo Mendoladolomit und Buchensteiner Schichten in ungestörtem Schichtenverband auftreten, zwischen beiden.

Knollenkalke und *Pietra verde* der Buchensteiner Schichten.

Über den Plattenkalken folgt die Hauptmasse der Knollenkalke der Buchensteiner Schichten. Es soll hier nicht die Frage erörtert werden, ob und wieweit die Buchensteiner Schichten als chronologischer und paläontologischer Horizont aufzufassen sind. Bei der Kartierung wird man sich naturgemäß eher an Fazies und lithologische Ausbildung halten als an paläontologische Zonen, zumal wenn Fossilien fast völlig fehlen. Als Buchensteiner Schichten werden darum im folgenden die Knollenkalke, Plattenkalke und *Pietra verde* bezeichnet, die zwischen oberem Muschelkalk und dem Schlerndolomit, bzw. der Tuffgruppe liegen. Die Knollenkalke nehmen in dieser Gruppe die unteren und mittleren Lagen ein.

Die Knollenkalke sind immer gut geschichtet. Die Dicke der einzelnen Bänke wechselt von 2 bis 30 *cm*, am häufigsten trifft man 5 bis 8 *cm* an. Die tieferen Lagen sind meistens die dünnschichtigeren, auch sind sie kleinknolliger als die dickeren, großknolligen oberen Lagen. Zwischen den einzelnen Lagen der Knollenkalke liegen dünne Zwischenlagen von mergeliger *Pietra verde* und grünlichem Mergel. Dieser stetige Wechsel von harten und weichen Lagen bedingt die außerordentliche Faltbarkeit der Schichten. Es gibt wohl kaum einen größeren Aufschluß, der nicht mehr oder weniger intensive Kleinfältelung zeigt. Der Kieselgehalt der Knollenkalke ist verschieden, die unteren sind SiO_2-reicher, hier finden sich auch Hornsteinknollen. *Pietra verde* fehlt nirgends ganz, sie ist jedoch in mächtigeren Zwischenlagen nur in den nördlichen Gebietsteilen entwickelt, hier auch reiner, während die dünnen Ein-

schaltungen im S fast immer durch Mergel verunreinigt sind. Weitaus am häufigsten trifft man graugrünlich gefärbte Knollenkalke; rötliche Farbtöne sind untergeordnet in den unteren Knollenkalken der südlichen Gebietsteile anzutreffen.

Pietra verde ist den Knollenkalken überall eingeschaltet, in mächtigeren, geschlossenen Massen tritt sie jedoch nur im N, besonders NW des Gebietes auf. Sie ist zumeist ziemlich dicht und grob gebankt. (Vgl. die Profile im nächsten Abschnitt.)

Die Mächtigkeit der Knollenkalke ist außerordentlichen Schwankungen unterworfen. Im SO sind sie mit zirka 50 bis 55 *m* am mächtigsten, im N werden sie geringmächtiger, 30 bis 35 *m*, hier tritt mächtigere *Pietra verde* an ihre Stelle. Im SW endlich wurden nirgends über 30 *m* beobachtet. Hier wird jedoch ein Ausgleich durch die Tuffbildungen geschaffen. Es wird später im Zusammenhang nochmals auf diese Frage eingegangen werden.

Die Verbreitung der Knollenkalke geht aus der Karte hervor. Sie liegen, sofern sie nicht durch Störung unterdrückt sind, überall mit dem Horizont des oberen Muschelkalks über dem Mendoladolomit, mit Ausnahme des schon mehrfach erwähnten Vorkommens nördlich Col bei Rocca Pietore.

Im Gelände heben sich die Knollenkalke meistens als kleine Steilstufen hervor und sind auch durch ihre leichte Faltbarkeit oft zu erkennen.

An Fossilien wurde, mit einer einzigen Ausnahme, nichts gefunden. Im Val Caldiera, östlich Avoscan, sammelte ich ein Bruchstück von *Daonella* cf. *tyrolensis* Mojs. Das Stück lag lose im Bachschutt im Bereich der unteren Knollenkalke, so daß eine genaue Horizontierung unmöglich war.

Plattenkalke und *Pietra verde* der oberen Buchensteiner Schichten.

In den nördlichen Gebietsteilen liegen über den Knollenkalken dunkle Plattenkalke mit dünnen, schwarzen Mergelzwischenlagen, die den Plattenkalken mit *Daonella Lommeli* Wissm. sehr ähnlich sind. Ihr Fossilinhalt beweist aber, daß es sich nicht um Wengener Horizonte, sondern um obere Buchensteiner handelt. Die Plattenkalke sind immer sehr dünn geschichtet, dunkel und gelegentlich bituminös. Nicht selten sind sie sandig oder tuffig und besonders in angewittertem Zustand leicht spaltbar. Die Mergelzwischenlagen sind oft nur papierdünn, nirgends dicker als 1—2 *cm*. *Pietra verde* tritt in diesem Horizont besonders häufig im Nordostteil unseres Gebietes auf, am mächtigsten nördlich Larzonei. Sie ist hellgrün, ziemlich dicht und läßt ihren Tuffcharakter makroskopisch kaum noch erkennen. Grobe Bankung herrscht weitaus vor. Im oberen Val Ornella, bei Davedino, und untergeordnet auch nördlich Larzonei ist der *Pietra verde*, bzw. den Plattenkalken ein heller, etwas tuffiger Kalk eingeschaltet. Er ist sehr fest und bildet 5—10 *cm* dicke Bänke. In ihnen fand sich der unten erwähnte Ammonit.

Verbreitung. Die Plattenkalke der oberen Buchensteiner Schichten finden sich nur im N des kartierten Gebietes bis in die Gegend von Alleghe; im S fehlen sie. Hier sind sie offenbar durch die oberen, weniger knolligen Kalke vertreten. Einige Profile aus den verschiedenen Verbreitungsgebieten mögen dies erläutern:

a) Ru Fosch südlich Masaré.

Hangendes: Schlerndolomit.

9. Dunkle Knollenkalke, wenig kieselig, nach oben dunkler werdend, mit 3—4 *m* grob gebankten (1 *m* Dicke) hellen Kalken . zirka 15·00 *m*
8. Hellgrüne *Pietra verde*, fein . . . . . 0·80 *m*
7. Helle und dunkle Kalke, wenig knollig, 5—20 *cm* dicke Lagen, mit grünen Mergelzwischenlagen . . . . . zirka 15·00 *m*
6. *Pietra-verde*-Zwischenlage, fein . . . . . 0·80 *m*
5. Grauer kieseliger Knollenkalk mit Hornsteinkonkretionen, Bankdicke 2—30 *cm* . . . . . zirka 20·00 *m*
4. Mergelige *Pietra verde* mit 1-2 *cm* dicken, hellen Kieselkalkbänken 0·35 *m*
3. Grauer Knollenkalk mit Hornsteinkonkretionen und Mergelzwischenlagen, Bänke 2—10 *cm* dick . . . . . 3·00 *m*
2. Unten graue und oben rötliche kieselige Knollenkalke mit Mergel- und *Pietra-verde*-Zwischenlagen und Hornsteinkretionen, dünn bis grobgebankt (2—30 *cm* Bankdicke), Zwischenlagen nach oben reichlicher werdend, doch immer dünn und mergelig . . . zirka 4·00 *m*
1. Schwarze, dünnbankige Kalke mit Mergelzwischenlagen und 10—15 *cm* dicken hellen Kalklagen. Gelegentlich Bänderdolomite und Brauneisenkonkretionen (Ob. Muschelkalk) . . . . . zirka 4·00 *m*

Liegendes: Mendoladolomit.

Gesamtmächtigkeit der Buchensteiner Schichten . . . zirka 60·00 *m*

b) Punkt 2025 nördlich Caprile.

Hangendes: Tuffgruppe.

6. Plattenkalke und *Pietra verde* . . . . . zirka 10 *m* — ob. Buchensteiner Schichten
5. Graue Knollenkalke mit *Pietra verde*, namentlich in den tieferen Lagen . . . zirka 20 *m*
4. Ziemlich dichte *Pietra verde* . . . . . zirka 10 *m*
3. Dünngeschichtete, kleinknollige Kalke . . zirka 15 *m*
2. Graue Kalke mit *Pietra verde* . . . . . zirka 2 *m*

(5.–2.: mittlere und untere Buchensteiner Schichten)

1. Plattenkalke mit Mergelzwischenlagen . . . 6—8 *m* — ob. Muschelkalk

Liegendes: Mendoladolomit.

Gesamtmächtigkeit der Buchensteiner Schichten . . . . zirka 60 *m*

c) Punkt 1552 südlich Pieve.

Hangendes: Tuffgruppe.

7. Dunkle Plattenkalke mit Mergelzwischenlagen . . . . . zirka 20 *m* — ob. Buchensteiner Schichten
6. Dünnschichtige graue bis grünliche Knollenkalke . . . . . zirka 30 *m*

Übergang in

5. Graue gebankte Kalke (30 *cm* Bankdicke), wenig knollig . . . . . 1 *m*
4. *Pietra verde*, dick- bis dünnbankig . . . zirka 15 *m*
3. Grauer Knollenkalk . . . . . 3—5 *m*
2. *Pietra verde*, gut geschichtet . . . . . zirka 12 *m*

(5.–2.: mittlere und untere Buchensteiner Schichten)

1. Dunkle Plattenkalke mit Mergelzwischenlagen zirka 10 *m* — ob. Muschelkalk

Liegendes: Mendoladolomit.

Gesamtmächtigkeit der Buchensteiner Schichten . . . . zirka 80 *m*

Die Mächtigkeit der Plattenkalke schwankt zwischen 10 und 20 *m*. Am mächtigsten sind sie im NW, wo ja überhaupt die Buchensteiner Serie ihre größte Mächtigkeit erreicht.

Im Gelände treten auch die Plattenkalke mit den Knollenkalken zusammen als Steilstufe hervor.

An Fossilien bestimmte ich:

Daonella Taramellii Mojs. Val Davedino, Val Lagaraz, Col Davagnin
Posidonomya wengensis Wissm., Val Lagaraz, Col Davagnin
Proarcestes sp. aff. *Boeckhi* Mojs. Monte Alti d'Ornella.

Breccienlagen in den Buchensteiner Schichten.

Im Gebiet des Monte Forca nehmen am Aufbau der Buchensteiner Schichten Breccien in hervorragendem Maße Anteil. Zumeist sind es grobgebankte, ziemlich feine Breccien, die immer kieselig sind. Die einzelnen Komponenten bestehen aus hellem, kieseligem Kalk und dunklen Kalken, den Plattenkalken des oberen Muschelkalks ähnlich; selten findet sich brauner Kalk. Das Bindemittel ist dunkler Kalk. Gröbere Breccienlagen treten untergeordnet und unregelmäßig inmitten der feineren auf. Westlich vom Monte Forca verliert sich der Breccioncharakter stellenweise ganz, und helle Kalke mit viel Kieselkonkretionen treten an ihre Stelle. Das unübersichtliche und schlecht aufgeschlossene Gebiet machte es unmöglich, die Übergänge genauer zu verfolgen. Ähnliche Kalkbreccien treten auch nördlich Sottoguda am Rio Caldiere auf.

Die beschriebenen Breccien erinnern sehr an gewisse Lagen in den Agglomeraten der Buchensteiner Schichten; typische Agglomerate fehlen jedoch in diesem Gebiet völlig.

Marmolatakalk.

Der Marmolatakalk greift als Ausläufer des Marmolatamassivs im W ein Stück in unser Gebiet ein. Er ist ein hellgrauer bis braungrauer Kalk, der ähnlich wie der Wettersteinkalk der Nordalpen relativ weich ist und sich deshalb gut schlagen läßt. Er verwittert bleigrau und zeigt oftmals splittrigen Zerfall. Blaßrote Lagen kommen gelegentlich vor, namentlich im Franzeigebiet. Das Gestein ist entweder ungeschichtet oder in groben, bis zirka 20 *m* dicken Bänken abgelagert. Der Kalk ist gewöhnlich dicht, nur sehr selten feinkrystallin. Großoolithe finden sich nicht selten, besonders angereichert in der Gegend des Monte Alto.

Am Aufstieg von Sottoguda zum Lago di Franzei steht etwa in 1700 *m* Höhe eine Breccienlage im Marmolatakalk an. Sie besteht aus erbsen- bis nußgroßen Stücken von dunklem, fast schwarzem Kalk und grauem Kalk, der dem Marmolatakalk sehr ähnlich ist. Beide treten etwa in gleicher Menge auf. Kleine, mit Kalkspat- und Dolomitkristallen besetzte Hohlräume sind nicht selten. Das Bindemittel ist weißer, feinkristalliner Kalk. Über Entstehung und Herkunft dieser Breccie konnten keine Anhaltspunkte gewonnen werden. Ähnliche Breccienlagen fanden

sich auch bei Vallier nordwestlich von Sottoguda. Sie erinnern hier besonders an die oben beschriebenen Breccienlagen der Buchensteiner Schichten.

Die Mächtigkeit des Marmolatakalks nimmt, entsprechend seiner Stellung als Ausläufer des Marmolatamassivs, von W nach O rasch ab. Beim Eintreten in unser Gebiet können wir sie noch auf zirka 250 *m* veranschlagen, sie sinkt dann in der Gegend der Forcella di Negher rasch auf zirka 50—60 *m*, weiter auf zirka 30 *m* und schwillt dann Ende des Zuges in der Gegend des Piz Zorlet wieder auf etwas über 100 *m* an. Im weiteren Verlauf ist der Zug tektonisch abgeschnitten. Etwas gleichmäßiger vollzieht sich das Abschwellen im nördlichen Zug: von zirka 200 *m* an am Piz Guda sinkt die Mächtigkeit auf etwa 15—10 *m* an der Straße westlich Rocca Pietore.

Verbreitung. Zwischen Monte Alto und Piz Guda tritt der Marmolatakalk als breiter Zug in unser Gebiet ein, spaltet sich aber bald in zwei Einzelzüge. Der nördliche zieht über Vallier gegen Rocca Pietore und verschwindet hier, der südliche zieht über Forcella Pianezza südlich der Cime-di-Pezza—Piz-Zorlet-Kette weiter und wird östlich des Piz Zorlet von einer Störung abgeschnitten. Ferner findet sich noch ein isoliertes Marmolatakalkvorkommen am Col di Roccia nordwestlich Caprile.

Im Gelände tritt der Marmolatakalk oft wandbildend auf. Seine hellen Kalkwände unterscheiden sich nicht von denen des Schlerndolomits. Bei flacher Schichtenlage ist der Marmolatakalk oft ein guter Bodenbildner und trägt dichten Wald. Ist jedoch einmal ein Gebiet völlig abgeholzt, so ist die Verwitterungskrume bald weggeschwemmt und nackter Fels mit dürftigem Graswuchs ist die Folge.

An Fossilien fand sich in unserem Gebiet nur wenig. Außer Cidarisstacheln am Rio Franzei bestimmte ich:

Encrinus granulosus Münst. Rio Franzei.

Retzia cf. *Taramelli* Sal. Monte Alto.

Dolomitische Entwicklung des Marmolatakalkniveaus.

Dolomitische Einlagerungen in geringer Verbreitung kommen gelegentlich im Marmolatakalk vor. Größere Ausdehnung und ziemlich einheitliche dolomitische Entwicklung wurde nur an einer Stelle beobachtet, zwischen Crepe rossa und Franzei östlich vom Monte Alto. Diese Stelle ist auch auf der Karte besonders markiert.

Der Bergrücken nördlich der Crepe rossa sowie deren Steilhänge gegen S werden von einem unreinen, gelbbraunen Dolomit aufgebaut, der oftmals braungefleckt ist. Löcherige Ausbildung ist in dem weichen, feinkristallinen Gestein weit verbreitet. Der Bitumengehalt ist nur gering. Gelegentlich ist der Dolomit etwas knollig. Das Gestein ähnelt sehr gewissen Lagen des Mendoladolomits und kann leicht mit ihm verwechselt werden.

An der Forcella di Negher lagert die Dolomitgruppe dem Marmolatakalk auf und geht allmählich aus ihr hervor. (Vgl. Textskizze 6, S. 183.) Östlich der Forcella Pianezza liegt über der Störungszone zunächst

brauner, plattiger Dolomit mit grünen Butzen. Er geht mit brecciösen Lagen in feine dolomitische Breccien über. Über ihnen folgt zunächst Marmolatakalk, dann Dolomit. Auch an dem unter der Störungszone liegenden Marmolatakalkzug ist die Wechselfolge von Dolomit und Kalk gut zu beobachten. (Vgl. Textskizze 7, S. 183.) Interessant ist in diesem Profil das Auftreten von grünen Flecken, die feine *Pietra verde* darstellen, und knolligen Lagen in den Dolomiten. Weiter östlich, südlich des Piz Zorlet, läßt sich der Übergang von Buchensteiner Schichten in knollige Dolomite und von diesen in Marmolatakalk recht gut beobachten. Auch hier treten wieder die grünen Flecken in den Dolomiten auf. Darüber wird später im Zusammenhang noch zu berichten sein.

Gruppe der Tuffe und Tuffsandsteine.

Im ganzen kartierten Gebiet mit Ausnahme des Monte-Alto-di-Pelsa-Zuges folgt nun nach Absatz der Knollenkalke bzw. Plattenkalke der Buchensteiner Schichten oder des Marmolatakalks eine sehr mächtige Gruppe von Gesteinen vulkanischer Herkunft. Indessen sind echte Laven nur sehr untergeordnet vertreten, Sedimentärtuffe verschiedener Art überwiegen weitaus (vgl. Cornelius-Furlani 15, 16. Hier auch eine kurze Würdigung der früheren Anschauungen). In den angeführten Arbeiten gliedern Cornelius-Furlani nun die Tuffbildungen in zwei Gruppen: die Explosivtuffe (Eruptivtuffe Richthofens), die durch explosive Vorgänge an Ort und Stelle entstanden sind, und die Sedimentärtuffe, die durch Wasser verfrachtete Bildungen darstellen. Der ersten Gruppe werden auch die sogenannten Buchensteiner Agglomerate zugerechnet.

Wir haben es in unserem Gebiet, mit Ausnahme einiger noch zu erwähnenden Agglomeratvorkommen, mit Sedimentärtuffen zu tun. Bei der Kartierung ergab sich nun, daß sich die Tuffe in zwei Untergruppen gliedern lassen, eine tiefere Gruppe von Tuffen und Tuffsandsteinen, die fast immer gut geschichtet sind, und eine höhere, oft schichtungslose Gruppe von Tuffkonglomeraten.

Die Gruppe der Tuffe und Tuffsandsteine beginnt über den Buchensteiner Schichten mit feinen oder etwas körnigen festen und gut geschichteten Tuffen. Die Dicke der einzelnen Bänke wechselt zwischen zirka 20 *cm* und 3 *m*. Oftmals sind sie durch dünne Zwischenlagen tuffiger Mergel getrennt, und ihr Sedimentcharakter ist dann offensichtlich. Sehr gut zeigen das die Aufschlüsse an der Straße Alleghe—Caprile am östlichen Cordevoleufer. Diese Zwischenlagen können jedoch völlig fehlen, und es entstehen schichtungslose dicke Lagen, wie z. B. um Caprile. Dem unteren Teil der Gruppe sind nicht selten Lagen von Buchensteiner Kalken bzw. Marmolatakalk eingeschaltet, die noch besonders zu besprechen sind. Oftmals sind die Tuffe stark eisenschüssig, was sich namentlich bei der Verwitterung zeigt. In den höheren Lagen werden die Tuffe oftmals dünnschichtiger, fast immer aber stellen sich nun sandig-mergelige Lagen ein. Mit ihnen wechsellagern graue, braun verwitternde tuffige Kalksandsteine und schwarze, unreine Plattenkalke. Sie sind von zahlreichen, schlecht erhaltenen Pflanzenresten erfüllt und erinnern sehr an die Wengener Pflanzenschichten

von Corvara. Gelegentlich sind den Tuffen auch brecciöse oder konglomeratische Lagen eingeschaltet, die gewissermaßen die Vorläufer der hangenden Gruppe der Tuffkonglomerate sind.

Wo die Tuffe dem Marmolatakalk auflagern, haben die untersten Lagen oft ein etwas verändertes Aussehen. Am Rio della Miniere östlich Sottoguda liegen über dem Marmolatakalk zirka 3*m* schwarze splitterige, sehr feine und dichte Tuffe. Erst dann folgen die etwas gröberen Tuffe, die sonst weit verbreitet sind. An einer Stelle liegt hier zwischen beiden noch eine kleine Kalklinse. Südlich des Col di Gai bei Franzei wird das Liegende der Tuffgruppe ebenfalls von sehr dichten Tuffen gebildet. Sie sind hier schwarz, grün oder rötlich und enthalten *Pietra-verde*-ähnliche Lagen.

Die festen Lagen der Tuffe geben einen sehr guten und widerstandsfähigen Baustein ab. Sie werden auch in mehreren Brüchen als Bausteine oder Chausseesteine gebrochen.

Die Mächtigkeit der Tuffgruppe ist beträchtlichen Schwankungen unterworfen. Im N des Gebietes trifft man 200—300, höchstens wohl 500*m* Mächtigkeit, im SO dagegen nur 100—200*m*. Südwestlich Sottoguda werden die Tuffe, die im Pettorinatal noch an 300*m* messen, immer geringmächtiger, bis sie an der Buca della Fontane auf eine zirka 600*m* lange Strecke ganz auskeilen. Auch am Col di Gai sind sie nur geringmächtig. Südlich der Cime di Pezza schwellen sie gegen O dann allmählich wieder an. Auch Mächtigkeitsschwankungen innerhalb der einzelnen — durch die Kalkbänder kenntlichen — Gruppen der Tuffe sind gelegentlich zu beobachten.

Verbreitung. Mit Ausnahme der obenerwähnten Stelle an der Buca della Fontane und dem Monte-Alto-di-Pelsa-Zug finden wir die Tuffe und Tuffsandsteine über das ganze Gebiet verbreitet. Sie haben mit der Gruppe der Tuffkonglomerate den überwiegenden Anteil am Aufbau des Gebietes.

Im Gelände treten die Tuffe fast immer als Steilhänge oder Wände hervor. Nur wo das Gelände dem Schichteneinfallen folgt, kommt es zur Ausbildung flacher, mit Gras oder Laubholz bedeckter Hänge. Auch die obere, mergelige Gruppe gibt sich zumeist als Geländeverflachung zu erkennen. Schon von weitem sind die Gesteine durch ihre dunkle, fast schwarze Farbe zu erkennen, besonders deutlich an feuchten Tagen. Die Tuffgruppe ist, mit Ausnahme der oberen Horizonte, nicht besonders wasserreich. Die Wände in ihr zeichnen sich durch besondere Schroffheit und sehr scharfkantiges Gestein aus.

Zur Altersfeststellung haben wir Anhaltspunkte im Liegenden und Hangenden der Schichtengruppe. Das Liegende bilden überall Buchensteiner Schichten oder Marmolatakalk. Nun finden sich, wie wir später sehen werden, innerhalb der Tuffgruppe, immer ihrer Untergrenze genähert, Einlagerungen von typischen Buchensteiner Schichten oder Marmolatakalk. Diese Einlagerungen sind sehr häufig auf weite Erstreckung hin ziemlich niveaubeständig zu verfolgen und meist nicht sehr mächtig. Auch Auskeilen in Tuffen ist mehrfach deutlich zu beobachten. Anzeichen für tektonische Erklärung dieser Einlagerungen sind mit wenigen Ausnahmen, die aber das Gesamtbild nicht beeinträchtigen (vgl. darüber S. 170),

nicht vorhanden. Auch entfällt die Möglichkeit, daß es sich um große Schollen in Explosivtuffen im Sinne von Cornelius-Furlani handelt, wenigstens für die bedeutenderen Vorkommen völlig. Wir haben es also mit normalen Einlagerungen in den Tuffen zu tun, und daraus folgt, daß die Bildung der Tuffe bereits zur Buchensteiner Zeit begann. (Über die Beziehungen der Tuffe zum Marmolatakalk vgl. die Ausführungen bei der Besprechung der Faziesverhältnisse zur Triaszeit.)

Über der Gruppe der Tuffe und Tuffsandsteine liegt entweder die Gruppe der Tuffkonglomerate oder Cassianer Schichten, bzw. Cipitkalk, also Bildungen Cassianer Alters. Wir schließen daraus, daß die Hauptmasse der Tuffe und Tuffsandsteine zur Wengener Zeit entstanden ist. Diese Folgerung erhält eine weitere Stütze durch die Beobachtung, daß im oberen Teil der Gruppe Einlagerungen von plattigen Tuffsandsteinen mit Pflanzenresten und schwarzen Plattenkalken, also Gesteinen, die Wengener Typen sehr ähnlich sind, nicht selten auftreten. Ob und wie weit die Bildung der Gruppe der Tuffe und Tuffsandsteine noch in die Cassianer Zeit hineinreicht, läßt sich nicht entscheiden, da es nicht möglich war, die Gesteine Cassianer Alters weiter zu gliedern. Wie wir sehen werden, spielen tuffige Sedimente auch noch zu dieser Zeit eine große Rolle.

Einlagerungen von Buchensteiner Schichten und Marmolatakalk im Tuff.

Nicht selten finden wir im unteren Teil der Gruppe der Tuffe und Tuffsandsteine Einlagerungen von Gesteinen Buchensteiner Alters und Marmolatakalk. Ihre horizontale Verbreitung ist sehr verschieden, man trifft mehrere Kilometer lange schmale Lagen, weniger ausgedehnte mächtigere Kalkbänke und endlich nur kleine, linsenförmig dem Tuff eingeschaltete Vorkommen. Die Zahl der letzteren ist bedeutend größer als aus der Karte hervorgeht. Es wurden nur die bedeutenderen und gut aufgeschlossenen eingetragen. Die typischen Buchensteiner Schichten und der Marmolatakalk sind auch in diesem Vorkommen leicht kenntlich. Nicht selten gehen Buchensteiner Knollenkalke nach oben in massige, dem Marmolatakalk ähnliche Kalke über (z. B. südwestlich Caprile). Ein ziemlich mächtiger Kalkzug, der nur in seinen unteren Lagen undeutlich knollig ist, zieht südlich des le Mandre nördlich von San Tommaso durch. Im W bilden sein Liegendes die Buchensteiner Knollenkalke, dann folgen eine zirka 8 *cm* starke gelbliche Lettenschicht, dunkler, dickgebankter Kalk und heller, massiger Kalk. Gelegentlich werden die Kalke etwas kieselig oder dolomitisch. Nach O schalten sich nun zwischen Buchensteiner Knollenkalk und dem darüberliegenden Kalk Tuffe ein, die allmählich immer mächtiger werden. Entsprechend vermindert sich die Mächtigkeit des Kalkes, bis er endlich östlich des Rn delle Fucine ganz auskeilt. In seiner weiteren Fortsetzung finden sich nur noch isolierte kleine Kalklinsen. Diese sind nicht mehr einheitlich kalkig, sondern bestehen, wie fast alle solchen linsenförmigen Einlagerungen aus einer mit Tuff vermengten Kalkbreccie, die den Buchensteiner Agglomeraten sehr ähnelt.

Die Mächtigkeit dieser Einlagerungen wechselt von 1 bis zirka 30 *m*, am häufigsten beobachtet man 3—10 *m*.

Ihre Verbreitung geht aus der Karte ohne weiteres hervor.

Agglomerate der Buchensteiner Schichten.

Nur im NW des Gebietes kommen Buchensteiner Agglomerate vor. Sie sind hier mit den erwähnten Einlagerungen von Buchensteiner Schichten im Tuff verknüpft. Die Agglomerate bestehen aus Kalk- und Tuffbrocken, doch sind Kalke sehr zahlreich, wodurch sich die Agglomerate von den Tuffkonglomeraten gut unterscheiden lassen. Der Kalkreichtum bedingt auch die graue Färbung der Agglomerate, die ebenfalls gegenüber der fast schwarzen Farbe der Tuffkonglomerate ein gutes Unterscheidungsmittel ist.

Die einzelnen Komponenten der Agglomerate sind meist kleine, eckige Stücke verschiedener Kalke. Am häufigsten trifft man helle, dem Marmolatakalk ähnliche, und dunklere, die den Buchensteiner Schichten angehören können. Werfener Material und ähnliche leicht kennbare ältere Sedimente sind nur selten. Tuffmaterial ist in Stücken nur untergeordnet vertreten. Das Bindemittel ist tuffig. Es ist möglich, daß die Agglomerate im NW etwas weiter verbreitet sind, als auf der Karte angegeben ist; lose Stücke wurden hier häufiger gefunden. Sie treten jedoch nur hier auf; im ganzen übrigen Gebiet konnten sie nirgends festgestellt werden.

Ältere Augitporphyrit- und Mandelsteinlaven.

Nordwestlich Rocca Pietore ist der unteren Tuffgruppe lagerförmig Lava eingeschaltet. Es handelt sich um Augitporphyrit, Diabasporphyrit und Mandelstein. Im Dünnschliff[1]) zeigen sich folgende zwei Haupttypen:

1. Diabasporphyrit. In einer schwärzlichen Grundmasse mit Plagioklas, Augit und Magnetit sind Einsprenglinge von ungefähr parallel angeordneten Plagioklasleisten und Augit erkennbar. Sekundär Kalzit als Kluftausfüllung.

2. Mandelstein. Die braungrüne Grundmasse enthält Plagioklas und Augit. Die rundlichen, z. T. ziemlich großen Hohlräume sind mit grobkristallinem Kalzit ausgefüllt. Spärlich faserige chloritische Bildungen.

Die in frischem Zustand ziemlich feste Lava gibt sich fast immer als Steilstufe im Gelände zu erkennen. Das Gestein verwittert rostbraun und zerfällt zu scharfkantigem Schutt. Die Mächtigkeit beträgt 20—80 *m*, im O sind die Laven mächtiger.

Sie werden überlagert von Tuffen, denen nur wenig über der Hangendgrenze ein Buchensteiner Kalkband eingeschaltet ist. Dann folgen wieder Tuffe. Das Alter dieser Laven ist also dadurch als zu den oberen Buchensteiner Schichten gehörig festgestellt. (Vgl. Profil 2 der Profiltafel.)

Jüngere Augitporphyrit- und Diabasporphyritlaven.

Nördlich Rocca Pietore und zwischen Moe und Ciamp d'Arei treten Lagergänge von Lava im oberen Teil der Tuffgruppe auf. In ihrer

[1]) Die Untersuchungen der angeführten Dünnschliffe verdanke ich Herrn Doktor O. Schmidegg in Innsbruck.

mineralogischen Zusammensetzung sind sie den oben beschriebenen ähnlich. Folgende Typen ließen sich erkennen:

1. Augitporphyrit. In graugrüner Grundmasse große, schwärzlich-grüne Augite und Plagioklasleisten. Ferner zahlreiche Bildungen von faseriger chloritischer Substanz, die auch Pseudomorphosen nach Augit bildet.

2. Diabasporphyrit. Feinkörnige Grundmasse von Plagioklasleisten, viel Magnetit, Augit und Eisenoxyd enthaltend, mit grünem Faserchlorit. Einsprenglinge: viel große Plagioklasleisten und Augit; Kalzit in Hohlräumen spärlich.

Mit ihnen zusammen treten auch Mandelsteinlaven auf, doch untergeordnet.

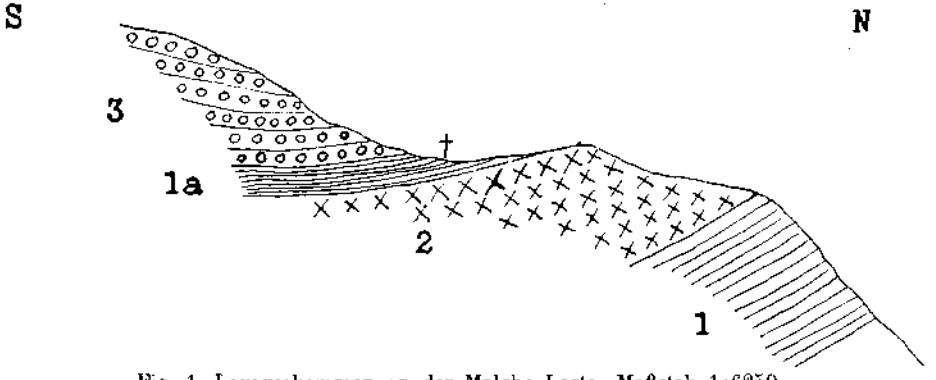


Fig. 1. Lavavorkommen an der Malghe Laste. Maßstab 1:6250.
1 = geschichteter Tuff; 1a = Tuffsandstein; 2 = Lava; 3 = Tuffkonglomerat.

Diese Gruppe wurde besonders abgetrennt, da sie deutlich dem obersten Teil der Tuffgruppe eingelagert sind. Besonders tritt das an der Malghe Laste hervor. (Siehe Textskizze 1.) Wir dürfen annehmen, daß sie Eruptivdurchbrüchen der Wengener Zeit angehören.

Gruppe der Tuffkonglomerate.

Ohne erkennbare Grenze geht die Gruppe der Tuffe und Tuffsandsteine in die der Tuffkonglomerate über. Es stellen sich zunächst feine Konglomeratlagen ein, sie wechsellagern noch mit reichlich Tuffsandsteinlagen. Allmählich treten letztere zurück, die Konglomerate werden gröber und herrschen jetzt fast allein. Die Gruppe der Tuffkonglomerate wurde auf der Karte besonders ausgeschieden, weil sie immer den höheren Teil der gesamten tuffigen Sedimentfolge einnimmt und auch, wenigstens z. T., stratigraphisch fixiert werden konnte. Natürlich ist die auf der Karte angeführte Grenze nur als annähernde zu werten, eine genaue Grenzführung ist aus den oben angeführten Gründen nicht möglich.

Die Tuffkonglomerate bestehen fast ausschließlich aus Eruptivmaterial, und zwar aus Melaphyrlaven verschiedener Zusammensetzung. In der Korngröße sind die Gerölle sehr verschieden, es finden sich bis 1 *m* im Durchmesser messende Stücke. Weitaus überwiegend sind jedoch

mittelgroße Gerölle von 5 bis 20 *cm* Durchmesser. Lokal finden sich auch Lagen, die überwiegend aus größeren oder kleineren Geröllen bestehen, doch ist eine bestimmte zonare Anordnung solcher Lagen, etwa in N-S- oder O-W-Richtung, nicht festzustellen. Nur ganz allgemein läßt sich sagen, daß im östlichen Gebietsteil, zwischen Bramezza und dem Ostrand der Karte, die Korngröße der Gerölle eine geringere ist als im W, dem Hauptverbreitungsgebiet der Tuffkonglomerate. Die Gerölle sind bis tief hinein verwittert, die größeren Stücke jedoch oft im Innern recht frisch. Fast immer sind sie gut gerundet, oftmals ellipsoidisch und liegen dann mit der längsten Achse oft parallel zur Schichtung. Brecciöse Lagen treten gelegentlich auf, sind aber recht selten. Eine Sortierung nach der Größe konnte ich, entgegen der Angabe bei Cornelius-Furlani (16), nirgends feststellen, immer liegen Gerölle verschiedenster Größe nebeneinander.

Sedimentäre Gerölle treten nur sehr untergeordnet auf, wenngleich sie wohl nirgends ganz fehlen. Nur an einzelnen Orten treten sie zahlreicher auf, z. B. in der Umgebung von Alleghe und am Ru Fosch. Hier sind sie jedoch nur klein, etwa nuß- bis eigroß. Verhältnismäßig zahlreiche Einstreuung größerer Blöcke habe ich südlich des Monte Padon im NW des Gebietes beobachtet. Hier erreichen sie z. T. mehrere Meter im Durchmesser und bestehen aus hellem, dem Marmolatakalk ähnlichen Kalk. Sonst findet man zumeist dunkle, bräunliche Kalke und Buchensteiner Knollenkalk.

Östlich von Alleghe und nördlich von Rocca Pietore sind den Konglomeraten Bänke eines harten, tuffigen Kalkes, der grünlich oder braun verwittert, eingelagert. Er enthält häufig Cidarisstacheln und -tafeln und erinnert sehr an gewisse Cassianer Kalke.

Das Bindemittel der Konglomerate ist Tuff und fein zerriebener Melaphyr. Nur sehr selten ist ein schwacher Kalkgehalt wahrnehmbar.

Die Mächtigkeit der Konglomeratgruppe läßt sich wegen der unsicheren Grenzführung nicht genau angeben, sie wird etwa 300—350 *m* betragen.

Verbreitung. Wie die Tuffe und Tuffsandsteine sind auch die Tuffkonglomerate im kartierten Gebiet weit verbreitet, namentlich in der Westhälfte. Nördlich des Pettorinatales bauen sie die höheren Lagen der schwarzen Tuffberge auf, südlich werden sie gekrönt von der Kalkmasse des Sasso Bianco. Kleinere, von der Hauptmasse isolierte Vorkommen liegen hier am Lago Franzei und Col di Gai. Nach O zieht ein Streifen der Konglomerate über Bramezza zum Lago di Alleghe und setzt sich östlich von ihm in breitem Zuge nördlich des Val Lander zum Col di Baldi fort. Ein ziemlich geringmächtiger Konglomeratzug begleitet das östliche Cordevoletal zwischen Alleghe und Avoscan. In der Nordostecke des kartierten Gebietes fehlen die Tuffkonglomerate völlig.

Im Gelände treten die Tuffkonglomerate ebenso wie die Tuffe und Tuffsandsteine als dunkle, zumeist mit Wiesen, seltener mit Wald bedeckte Berge mit mehr oder weniger steilen Hängen hervor. Felsabbrüche sind nicht selten. Das Gestein ist ziemlich wasserreich und die Bachrisse sind, infolge der leichten Verwitterbarkeit, ziemlich tief eingerissen.

Über die in den Tuffkonglomeraten gefundenen Fossilien gibt folgende Liste Auskunft:

Nr.	Name	Sonstige Vorkommen			
		Pachycardien-laff Seiser Alp, Langkofel	Cassianer Schichten	Marmolatakalk	Raibler Schichten
	Casere di Schiota:				
1	*Cidaris Hausmanni* Wissm.	+	+		
2	*Cidaris decorata* Münst.	+	+		
3	*Cidaris* sp.				
4	*Rhynchonella subacuta* Münst.	+	+		
5	*Terebratula neglecta* Bittn.	+	+		cf.
6	*Avicula arcuata* Münst.	+	+		+
7	*Avicula* cf. *Tofanae* Bittn.	+	+		
8	*Cassianella decussata* Münst.	+	+		+
9	*Mysidioptera angusticostata* Broili	+			
10	*Pecten* cf. *octoplicatus* Bittn.		+		
11	*Pecten* sp.				
12	*Plicatula* sp.				
13	*Modiola* sp. cf. *gracilis* Klipst.		+		+
14	*Palaeneilo elliptica* Goldf. sp.	+	+		
15	*Cucullaea impressa* Münst.	+	+	+	
16	*Dentalium* sp.				
17	*Worthenia canalifera* Münst.	+	+	cf.	
18	*Trochus* sp.				
19	*? Umbonium helicoides* Münst.		+		
20	*Hologyra alpina* Koken	+		+	+
21	*Fedaiella inaequiplicata* Klipst.	+	+		
22	*Marmolatella* cf. *Telleri* Kittl		+		
23	*Dicosmos declivis* Kittl			+	
24	*Palaeonarica Kittli* Blaschke	+			
25	*Scurria petricola* Kittl			+	
26	cf. *Ptychostoma Wähneri* Kittl	+	+		
27	*? Siliquaria* sp.				
28	*Amauropsis paludinaris* Münst.	+	+		
29	*Loxonema tenuis* Münst. var. *tenuissimum* Broili	+	+		
30	*Loxonema Walmstedti* Klipst.	+	+		
31	*Rhabdoconcha* cf. *Schaeferi* Kittel		+		
32	*? Macrochilina* sp.				
33	*? Spirostylus* sp.				
34	*Coelostylina similis* Münst.	+	+		
35	*Coelostylina* cf. *Münsteri* J. Böhm	+	+		
36	*Trypanostylus triadicus* Kittl	+	+	+	
37	*? Lissochilina picta* Kittl		+		
	Tabia Dornera:				
38	*Pecten* cf. *Landranus* Bittn.	+	+		
39	*? Macrodon* sp.				
40	*Coelostylina similis* Münst.	+	+		
	Val di Caldiera:				
41	*Mysidioptera* cf. *incurvostriata* (Gümb.) Wörhm.	+	+		+
42	*Palaeonarica hologyriformis* Blaschke	+			
	I Ru:				
43	*Cidaris* aff. *subcoronata* Münst.	+	+		
44	*? Gervillia Rothpletzi* Broili	+			+
45	*Pachycardia rugosa* Hauer	+			
46	*Coelostylina conica* Münst.	+	+		

Paläontologische Bemerkungen.

Pecten cf. *octoplicatus* Bittn.

P. octoplicatus Bittner (5, S. 162, Taf. XIX, Fig. 19).

Eine nicht ganz vollständige, anscheinend linke Klappe liegt mir vor, die jedoch nur das Innere der Schale erkennen läßt. Schloßrand gerade, ziemlich lang. Die Schale ist flach und trägt acht schmale hohe Rippen; ihre Zwischenräume sind ziemlich gleich. Vorderes Ohr zerbrochen, hinteres ziemlich groß und gut abgesetzt.

Das Stück erinnert an *Aviculopecten Bittneri* Waagen (53, S. 93, Taf. 34, Fig. 11), unterscheidet sich vor allem durch den viel kürzeren Schloßrand. Auch zähle ich nur acht Rippen, statt neun in symmetrischer Anordnung bei *A. Bittneri*. Casere di Schiota.

? *Umbonium helicoides* Münst.

U. helicoides Münst. Kittl (24, S. 242, Taf. VI, Fig. 1—3).

Ein stark verdrücktes unvollständiges Exemplar gehört vielleicht zur angezogenen Art. Nabel sehr weit, Gehäuse glatt. Hinsichtlich der anscheinend etwas vertieften Nähte paßt auch *Umbonium* sp. bei Broili (4, S. 90, Taf. VII, Fig. 31) ganz gut. Auch *U. umbilicatus* Read bei Broili (a. a. O., S. 89, Taf. VII, Fig. 29—30) käme zum Vergleich in Frage.

Marmolatella cf. *Telleri* Kittl.

Naticopsis Telleri Kittl (24, S. 84, Taf. IX, Fig. 5—6).

Ein kleines, schlecht erhaltenes Exemplar von Casere di Schiota dürfte wohl zu dieser Art gehören. Die Primärwindungen sind z. T. zerstört. Möglicherweise liegt ein Jugendexemplar von *M. Dieneri* Blaschke vor, obwohl Dornen auf dem Gehäuse nicht zu sehen sind (vgl. Broili 11, S. 98). Ich stelle das Stück infolge seines schlechten Erhaltungszustandes nur mit großem Zweifel hierher.

Dicosmos declivis Kittl.

Hologyra declivis Kittl (25, S. 140, Taf. IV, Fig. 10—14).
Dicosmos declivis Kittl Böhm (9, S. 257, Taf. XIII, Fig. 3).
Dicosmos declivis Kittl Häberle (19, S. 330, Taf. III, Fig. 5).
Vgl. *Dicosmos (? Fedaiella) maculatus* Klipst. var. *Seisensis* Blaschke Broili (11, S. 97, Taf. VIII, Fig. 17—19).

Ein nicht ganz vollständiges großes Exemplar von Casere di Schiota. Hinsichtlich der Form paßt es am besten zur angezogenen Art aus dem Marmolatakalk, es hat eine etwas mehr zusammengedrückte Form als der kugeligere *D. maculatus*. Eine subsuturale Depression auf dem letzten Umgang ist gut erkennbar, ebenso läßt sich feine Längsstreifung feststellen. Farbreste nicht vorhanden, da das Stück ziemlich angewittert ist. Mündung ist nicht vollständig erhalten.

Sonstige Vorkommen: Marmolatakalk, Latemarkalk, Sasso della Margherita bei Agordo.

Es erscheint sehr wohl möglich, daß diese Art mit dem *D. maculatus* Klipst. aus den Cassianer Schichten und dem Pachycardientuff zu vereinigen ist, da die Unterschiede beider Arten derart fein und unwesentlich sind, daß sie eine Zusammenziehung wohl zu rechtfertigen vermögen.

Mir liegt leider nicht genug Vergleichsmaterial vor, um diese Frage entscheiden zu können. Auf die sehr nahe Verwandtschaft wird von allen Autoren hingewiesen.

? Siliquaria sp.

Vgl. Häberle (19, S. 491. Weitere Angaben dort).

Nur mit großem Bedenken stelle ich ein Bruchstück einer ziemlich geraden, längsgestreiften Schale hierher. Länge 16 *mm*, Querschnitt kantig-elliptisch. Es ist nur die eine Hälfte der Röhre erhalten, die andere offenbar schon vor der Einbettung zerstört worden. Auf der Innenseite scheint die Schale ziemlich glatt gewesen zu sein. Möglicherweise stellt das Stück auch ein Dentalium-Bruchstück dar, was mit der Form ebensogut passen würde. Casere di Schiota.

Loxonema tenuis Münst. var. *tenuissimum* Broili.

Vgl. Broili (11, S. 110, Taf. X, Fig. 21—22).

Ein Exemplar dieser ungemein schlanken Form stelle ich hierher. Auffallend ist die beträchtliche Höhe der Umgänge; sie sind ebenso hoch als breit. Die Querrippen — 8 pro Umgang — sind sehr kräftig. Aus den Tuffen von Casere di Schiota.

Rhabdoconcha cf. *Schaeferi* Kittl.

R. Schaeferi Kittl (24, S. 180. Taf. VII, Fig. 23—24).

Ein wenig gut erhaltenes Exemplar paßt am besten zu der Abb. 24 bei Kittl. Trotz der starken Abreibung lassen sich Spiralstreifen stellenweise erkennen, auch scheinen drei derselben besonders hervorzutreten, wie dies Kittl angibt. Mündung ziemlich hoch. Gehäusewinkel zirka 15°. Höhe bei sieben erhaltenen Umgängen 16 *mm*. Anfangswindungen nicht erhalten.

? Lissochilina picta Kittl.

L. picta Kittl (25, S. 214, Taf. VII, Fig. 30).

Kittl kennt nur ein Exemplar von der Seelandalpe. Möglicherweise gehört unser Exemplar hierher, da es mit Kittls Beschreibung gut übereinstimmt. Eine feine Längsstreifung auf der glatten Schale ist erkennbar, besonders gut dort, wo die Schale ganz schwach abgerieben ist. Eine flache Depression unterhalb der kaum vertieften Naht ist ebenfalls deutlich wahrnehmbar. Mündung nicht vollständig erhalten. Gehäusewinkel zirka 28°.

Cidaris aff. *subcoronata* Münst.

C. subcoronata Münst. Broili (10, S. 152, Taf. XVII, Fig. 9—18).

Eine Ambulakraltafel aus den Tuffen mit *Pachycardia rugosa* von i Ru bei Alleghe. Warzenkopf rund, stark hervorragend, durchbohrt. Oberrand des Warzenkegels gekörnelt, man zählt zirka 20 Körnchen. Den Warzenhof umgibt ein Kranz von zirka 24 Körnchenwarzen, außerhalb dieses Kranzes finden sich, ebenfalls kranzförmig angeordnet, kleinere Sekundärwarzen. *C. subcoronata* unterscheidet sich durch die geringere Anzahl von Körnchenwarzen, die nach allen Angaben nur 11—15 beträgt. *C. nobilis* Münst. stimmt in der Zahl der Körnchenwarzen, hat aber einen glatten Oberrand des Warzenkegels. (Vgl. Laube 30, S. 61, Taf. IX, Fig. 5.)

? Gervillia Rothpletzi Broili.

G. Rothpletzi Broili (10) S. 191, Taf. XXIII, Fig. 2—3.

Drei Bruchstücke aus den Tuffen mit *Pachycardia rugosa* von i Ru gehören vielleicht dieser Art an. Der Wirbel ist nirgends erhalten, der hintere große Flügel ist erkenntlich und gut die am Unterrand aufblätternden Zuwachsstreifen. Schale sonst glatt.

Bemerkungen zur Liste.

Die Liste zeigt — wenn man von den mit sp. bestimmten Formen absieht — 36 Arten, die in den Tuffen vertreten sind. Von diesen kommen 28 in den Pachycardientuffen, 6 in den Cassianer Schichten und 2 im Marmolatakalk vor. 4 bzw. 5 Formen finden sich im Marmolatakalk und im Pachycardientuff, und 6 bzw. 7 finden sich auch in den Raibler Schichten. Bezüglich der beiden Marmolatakalkformen ist zu bemerken, daß *Dicosmos declivis* in den Pachycardientuffen durch die sehr nahe verwandte, wenn nicht idente Form *Dicosmos maculatus* Münst. var. *Seisensis* Broili vertreten wird. Auch *Scurria petricola* hat nahe verwandte Formen im Pachycardientuff und in den Cassianer Schichten.

Die Mehrzahl der angefürten Formen stammt von der Casere di Schiota südlich Col aus den oberen Horizonten der Tuffkonglomerate. Die Stücke von der Tabia dornera westlich Le Grazie und von Val di Caldiera südöstlich Forchiade wurden jedoch im tieferen Teil der Schichtengruppe unfern der Liegendgrenze gesammelt. Die Fundstelle i Ru ist ein isoliertes Vorkommen im Diluvium, scheint aber den höheren Horizonten anzugehören. Wir dürfen also daraus schließen, daß die gesamte Folge der Tuffkonglomerate Cassianer Alters ist, und ihr oberer Teil entspricht wohl den Pachycardientuffen der Seiser Alp und des Langkofelgebietes.

Diese Altersbestimmung bekommt eine weitere Stütze durch die Beobachtungen bei Rocca Pietore und an der Crepe di Ross. Am ersten Orte läßt sich beobachten, daß die Tuffkonglomerate mit Mergeln und dünnen Kalkbänken, die Cassianer Fossilien enthalten, verzahnt sind. Auch finden sich hier linsenförmige Einschaltungen von feinen Konglomeraten in den Cassianer Mergeln. An der Crepe di Ross ist Cipitkalk Cassianer Alters den Tuffkonglomeraten ebenfalls linsenförmig eingelagert. (Vgl. Textskizze 2, Seite S 161.)

Auf die fazielle Bedeutung der Tuffkonglomerate wird später noch im Zusammenhange eingegangen werden. Bezüglich der Entstehung der Tuffkonglomerate schließe ich mich der Meinung von Cornelius-Furlani (15, 16) an. Es handelt sich nach ihnen um vom Wasser umgelagerte Gebilde, die ihren Ursprung den wenigstens teilweise über dem Meeresspiegel gelegenen vulkanischen Eruptionszentren verdanken.

Cassianer Schichten.

Cassianer Schichten sind im Gebiet nur wenig verbreitet. Auch sie gehen ohne scharfe Grenze allmählich aus den Tuffsandsteinen hervor, indem letztere zunächst dünnschichtiger werden und sich tuffige Mergel-

zwischenlagen mit dünnen Aragonitlagen reichlicher einschalten. Nun stellen sich harte grünliche, braun verwitternde Kalke ein, die häufig Echinodermenreste enthalten. An Stelle der tuffigen Mergel treten nun schwarze Mergel mit harten dunklen Kalkbänken, die nun weiterhin den Cassianer Horizont vertreten. Am besten läßt sich die beschriebene Schichtenentwicklung nördlich Rocca Pietore im Val di Roccia und seinen Nebenbächen verfolgen. Die beiden anderen Vorkommen bei Bramezza, Saviner und um Pescul im Fiorentinatal weichen insofern etwas ab, als die Mergel hier durchgehends etwas tuffiger sind als bei Rocca Pietore. Aber auch hier treten wieder die Kalke mit Echinodermenresten auf.

Die wechselnde Folge von Mergeln und Kalken bedingt die leichte Faltbarkeit der Cassianer Schichten, alle Aufschlüsse lassen daher auch eine intensive Kleinfältelung erkennen.

Die Mächtigkeit der Cassianer Schichten läßt sich nirgends mit Sicherheit feststellen. Bei Rocca Pietore sind zirka 100 *m* erschlossen, die gleiche Zahl dürfte auch für die Aufschlüsse im Fiorentinatal zutreffen.

Verbreitung. Die Cassianer Schichten beschränken sich auf die schon erwähnten Vorkommen bei Rocca Pietore, Pescul und Bramezza und Sariner westlich Alleghe.

Im Gelände treten die Cassianer Schichten als zumeist mit gutem Pflanzenwuchs bedeckte Verflachungen hervor. Das gilt besonders bei Pescul. Der Wasserreichtum der Schichten gibt sich in zahlreichen kleinen Bachrissen zu erkennen. Die leicht angreifbaren Mergel sind meist tiefgründig verwittert und bilden einen guten, aber oft etwas feuchten Boden.

An Fossilien bestimmte ich:

Encrinus granulosus Münst.
Koninckina Leonhardi Wissm.
Gonodon astartiformis Münst.
} nördlich Rocca Pietore.

Cipitkalk.

Als Cipitkalk werden hier die Einschaltungen mehr oder weniger mächtiger Kalklagen in den Tuffen oder Tuffkonglomeraten Cassianer Alters bezeichnet. Sie sind an den einzelnen Vorkommen von verschiedenem Aussehen, so daß es zweckmäßig erscheint, ihr Aussehen und Auftreten von Fall zu Fall zu beschreiben. Einen der besten und instruktivsten Aufschlüsse von Cipitkalk finden wir an der Crepe di Ross östlich des Fedajapasses. (Vgl. Textskizze 2.) Hier liegt auf Tuffkonglomeraten, die ziemlich feinkörnig und eisenschüssig sind, zunächst eine Bank roter und heller Kalke. Sie sind gut gebankt, die Dicke der Bänke nimmt von W nach O ab, entsprechend der Verringerung der Gesamtmächtigkeit der Lage in gleicher Richtung. Nicht selten sind die Kalke konglomeratisch (? Pseudokonglomeratstruktur) und bilden mächtige Blöcke in rotem Mergel. An Fossilien fanden sich in diesen Kalken Korallen, Spongien und Echinodermenreste. Die größte Mächtigkeit dieser Kalkbank beträgt zirka 15 *m* (im SW). Nun folgen zirka 15—20 *cm* ganz fein konglomeratische Tuffe und tuffige Mergel mit linsen- oder

bankförmigen Einschaltungen von gelben, unreinen tuffigen oder konglomeratischen Kalken. Auch diese Gruppe nimmt, genau wie die liegenden Kalke, gegen O rasch an Mächtigkeit ab. Die Kalkeinlagen schließen sich, wie die Abbildung zeigt, z. T. im O zusammen. Die

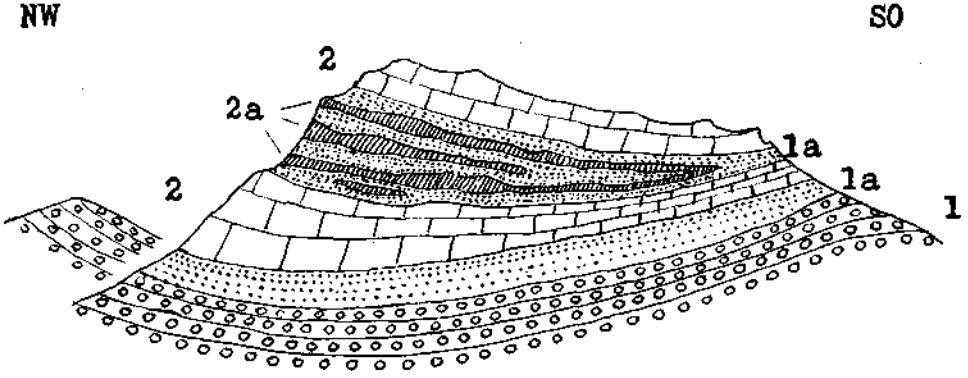


Fig. 2. Crepe di Ross von SW gesehen. Maßstab 1:6250.
1 = grobe Tuffkonglomerate; 1a = feine Tuffkonglomerate und Tuffsandstein; Cipitkalk: 2 = roter und heller Kalk, z. T. mit Blockstruktur; 2a = unreiner gelbbrauner Kalk, z. T. tuffig.

hangende Kalkbank besteht aus denselben Kalken wie die liegende. Die gesamte Gruppe keilt gegen N und O rasch in Tuffkonglomeraten aus und ist mit ihnen verzahnt. Im W bildet sie den schon vom weitem kenntlichen Steilabbruch.

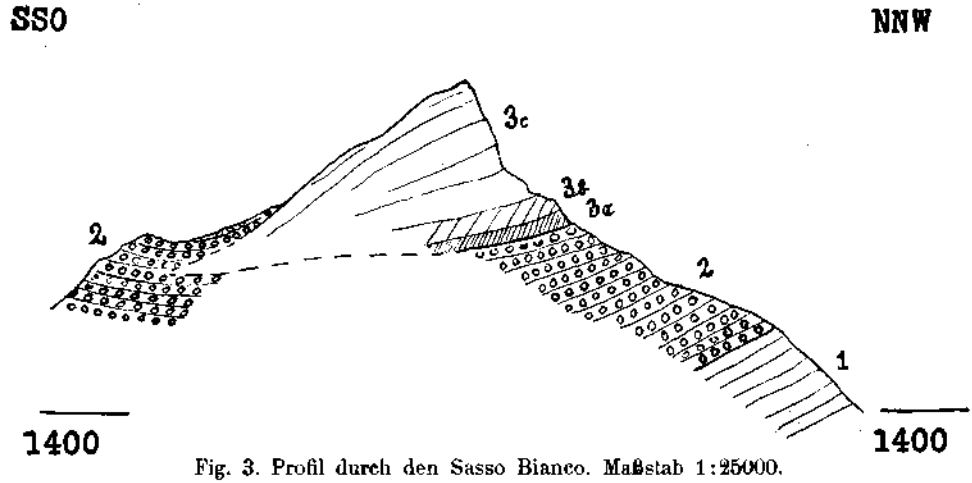


Fig. 3. Profil durch den Sasso Bianco. Maßstab 1:25000.
1 = Tuff und Tuffsandstein; 2 = Tuffkonglomerat; Cipitkalk: 3a = graue Kalkbank; 3b = roter Kalk; 3c = heller Kalk.

Als Cipitkalk fasse ich auch die ziemlich mächtige Kalkmasse des Sasso Bianco südwestlich Rocca Pietore auf. (Vgl. Textskizze 3.) Mojsisovics (35) hatte den „Dolomit" hier als Wengener Dolomit angesprochen. Da jedoch im N der Kalk den Tuffkonglomeraten aufliegt,

deren Alter gerade an dieser Stelle als den Pachycardientuffen entsprechend festgestellt werden konnte, ist die stratigraphische Stellung dieses Kalkes nunmehr sichergestellt.

Auf ziemlich feinen Tuffkonglomeraten liegt am Nordabbruch des Sasso Bianco zunächst eine ziemlich feste graue Kalkbank. Darüber folgen fossilreiche rote Kalke. Sie sind ziemlich grobgeschichtet, die Bänke zeigen flaches Südfallen. Oft ist der Kalk, ähnlich wie an der Crepe di Ross, etwas konglomeratisch oder brecciös.

An Fossilien fand ich sehr häufig:

Colospongia dubia Laube,
Calomophyllia sp.,

ferner große Bryozoenkolonien, die infolge der völligen Verkalkung der Röhren nicht näher bestimmbar waren, Gastropoden- und Bivalvenquerschnitte. Darüber folgt massiger, vorwiegend heller Kalk, der bis zum Gipfel anhält. Gelegentlich wird er schwach dolomitisch.

Die gesamte Schichtenfolge erreicht hier etwa 400*m* Mächtigkeit. Der steile Nordabbruch läßt nur Auflagerung auf den Tuffkonglomeraten erkennen, an der flachen Südabdachung erkennt man deutlich die Anlagerung der Tuffkonglomerate an den Kalk, und es ist nur wahrscheinlich, daß der Kalk hier noch zungenförmig in die Tuffkonglomerate eingreift. Deutlich sichtbar ist jedenfalls eine auffallende Verringerung der Mächtigkeit gegen S.

Die größte Mächtigkeit der Sasso-Bianco-Kalke, die für Cipitkalk außerordentlich groß ist, läßt auch die Deutung zu, daß es sich um ein Äquivalent der später zu beschreibenden „Schlernkalke" des Monte-Alto-di-Pelsa-Zuges handelt. Doch ist das lediglich Auffassungssache und ändert nichts an der stratigraphischen Stellung und faziellen Bedeutung dieser Stelle.

Ein weiteres größeres Vorkommen von Cipitkalk liegt an der Costa del Conte südwestlich Pescul im Fiorentinatal. An der Forcella Pecol liegen auf feinem, mergeligem Tuffsandstein zunächst wenig dunkle, blaugraue Kalke. Sie gehen, nach N mächtiger werdend, in dunkle, feste Kalke über, die gelegentlich Pyrit führen. Sie verwittern blaugrau und enthalten nicht selten Fossilien. In ihnen fand ich:

Sphaerocodium Bornemanni Rothpl.,
Avicula sp.,
Trigonodus rablensis Gredler,
? Myophoria Kefersteini Münst.

Diese dunklen Kalke sind ihrem Aussehen und der eingeschlossenen Fauna nach gewissen Raibler Kalken zum Verwechseln ähnlich.

Auf den ersterwähnten blaugrauen Kalken liegen meist dunkle, braunverwitternde Korallenkalke und dann hellere, massige Kalke. Erstere gehen gegen N, ebenfalls etwas mächtiger werdend, in unreine, braune, teilweise etwas dolomitische Kalke und Kalksandsteine über. Letztere setzen nach N unverändert fort. An Fossilien fanden sich außer zahlreichen Korallen noch *Colospongia dubia* Laube. Die Gesamtmächtigkeit der Kalke beträgt zirka 30—45 *m*.

Ähnliche Kalke stehen südlich der Casere Vescovado an und ziehen z. T. ins kartierte Gebiet herüber.

An der Forcella d'Alleghe liegen auf feinen Tuffkonglomeraten und Tuffsandsteinen zirka 6—8 *m* dunkle, löcherige, braun verwitternde Kalke, die nach S hin rasch auskeilen. Auf ihnen liegt mit einer Störungsfläche Schlerndolomit. Sie ähneln sehr den Cipitkalken des Grödner Gebietes.

Zum Cipitkalk stelle ich ferner ein kleines Vorkommen von hellen bis grauen Kalken östlich der Tabiai Sfessa nördlich des Col di Davagnin. Mit ihnen zusammen treten grünliche, sandige Mergel auf. Es muß jedoch bemerkt werden, daß hier das Alter dieser Kalke nicht sicher festgestellt werden konnte; es kann sich auch um Kalkeinlagen des Buchensteiner Niveaus handeln.

Schlerndolomit.

Der Schlerndolomit zeigt auch in unserem Gebiet, soweit er nicht, wie noch zu besprechen sein wird, kalkig entwickelt ist, das bekannte Aussehen. Helle Dolomite, vorwiegend massig und nur selten grobgebankt, bauen in ziemlicher Einförmigkeit den Horizont auf. Dunkle, meist bräunliche Lagen finden sich fast nur in den tieferen Horizonten. Großoolithe treten nicht selten auf, an Fossilien sah ich nur Gastropodenhohlräume und -querschnitte an der Cime di Colrean. Im Valle di Bec di Mezzodi bestehen die untersten Lagen des Schlerndolomits direkt über den Buchensteiner Schichten aus sehr festem, grünlichem bis rötlichem feinkörnigem Dolomit. Ähnliche Lagen treten auch im Roa Grande über der Störungsfläche auf.

Der Schlerndolomit ist häufig von Störungsflächen durchzogen, die sich jedoch, mit wenigen Ausnahmen, nicht weit verfolgen lassen. An diesen Störungszonen ist der Dolomit oft fein zertrümmert und bildet durch nachträgliche Verkittung eine tektonische Breccie.

Das Liegende des Schlerndolomits bilden überall, wo es normal erschlossen ist, die Buchensteiner Schichten, das Hangende die Raibler Schichten. Seine Bildungszeit umfaßt also die Wengener und Cassianer Zeit.

Die Mächtigkeit des Schlerndolomits beträgt in unserem Gebiet 500—600 *m*.

Verbreitung. Schlerndolomit findet sich nur im Südostteil des kartierten Gebietes. Zwischen der Forcella d'Alleghe und der Cime di Colrean baut er hier die untere große Steilstufe des Civettamassivs auf. Eine kleine isolierte Scholle findet sich etwas nördlich an der Roa Bianca. Hier ist der Dolomit grusig. Weiter nach S geht der Schlerndolomit in seine kalkige Fazies über.

Im Gelände tritt der Schlerndolomit fast immer als Steilhang oder Wand hervor. Bachrisse sind oft tief eingerissen und mit einem Haufwerk von Blöcken erfüllt. Bergsturzbildung ist nicht selten. Der Fels ist entweder nackt oder mit dürftigem Graswuchs und Latschen bewachsen.

Kalkige Entwicklung des Schlerndolomitniveaus.

Der Schlerndolomit geht im S in eine Kalkfazies über, die rasch den ganzen Komplex zwischen Buchensteiner und Raibler Schichten umfaßt. Am Ru Fosch und dem Aufstieg über die Casere di Casamatta zur Crep di Casamatta zeigt sich folgende Schichtenentwicklung:

Über den Buchensteiner Schichten liegen zunächst blaugraue Kalke mit gelegentlichen Kieselausscheidungen und dunkle, z. T. etwas plattige Kalke. Dann folgen massige, helle Kalke, die nun bis zur Höhe des Plateaus anhalten. Ihnen sind mehrere Lagen lichtroten, tonigen Kalkes eingeschaltet, auch bräunliche Kalke und dolomitische Lagen treten gelegentlich auf. Dort, wo der Weg von Casere di Casamatta das Plateau erreicht, findet man mit gelben und roten Kalken feinspätigen, hellen Krinoidenkalk vergesellschaftet. Auch zeigen hier die oberen Lagen wieder Schichtung. Am Monte Alto di Pelsa liegen über diesen Krinoidenkalken hellgraue, z. T. ziemlich feste Kalke, die sehr gut und gleichmäßig geschichtet sind. Am Abstieg zum Col Mandro erkennt man wieder die oben beschriebene Folge. Auch hier treten gelegentlich dolomitische Einlagerungen auf.

Nennenswerte Mergeleinlagen konnten nirgends festgestellt werden, nur geringmächtige rote Letteneinlagen finden sich gelegentlich.

Die Mächtigkeit der Schichten beträgt auch hier 500—600 *m*.

Verbreitung. Die kalkige Fazies findet sich als Fortsetzung des Schlerndolomitzuges von der Cime di Colrean nach S. Kleinere kalkige Lagen trifft man auch an der Pala della Foia und am Monte Coldai.

Bezüglich des Auftretens im Gelände gilt dasselbe wie für den Schlerndolomit.

An Fossilien fand ich am Wege von Col Mandro zum Plateau:
Calomophyllia sp.,
? Macrodon sp.,
Mysidioptera elongata Broili,
Myoconcha Maximiliani Leuchtenbergensis Klipst.

Raibler Schichten.

Die Fundstellen westlich des Civettamassivs lassen mehr oder weniger vollständig folgendes Profil der Raibler Schichten feststellen:

1. zu unterst graue bis braungelbe, ziemlich weiche Dolomite. Sie verwittern gelbgrün oder schmutzigbraun. Durch die unreinen Farbtöne sind sie immer leicht von dem Schlern- und Dachsteindolomit zu unterscheiden;

2. dunkle, blaugrau verwitternde Kalke und schwarze Kalksandsteine mit Fossilien. Sie sind immer gut geschichtet, z. T. plattig. An Fossilien fand sich *Sphaerocodium Bornemanni* Rothpl. und zahlreiche Gastropodenquerschnitte;

3. braune Tuffsandsteine und schwarze Mergel als oberstes der Schichtengruppe. Sie sind nur selten erschlossen.

Etwas mannigfacher sind die Raibler Schichten östlich des Monte Coldai entwickelt. Hier treten rote Mergel hinzu, die allerdings nur geringmächtig sind und nicht regelmäßig durchstreichen. Weiter findet sich hier ein grünliches, sehr feines, tuffiges Konglomerat. Es besteht aus verschiedenen Kalken und sehr kleinen Quarzkörnern. Das Bindemittel ist grüner, tuffiger Mergel. Kalke und Dolomite entsprechen den oben beschriebenen. Charakteristisch für die Raibler Schichten ist hier der schmutziggrüne bis braungelbe Verwitterungsboden.

Die Mächtigkeit der Raibler Schichten beträgt höchstens einige 30 *m*, meist ist sie geringer.

Verbreitung. Die Raibler Schichten finden sich nur in den N- und NW-Abbrüchen des Civettamassivs. Sie bilden hier die etwa bei 2000 bis 2100 *m* liegende Terrasse zwischen den Schlerndolomit- und Dachsteindolomitwänden. Erschlossen sind sie nur an wenigen Stellen, meistens verdeckt sie Moräne oder Gehängeschutt.

Dachsteindolomit.

Da die Civettagruppe nicht mehr kartiert wurde, ist auch der Dachsteindolomit nur ergänzungsweise auf unserer Karte mit enthalten. Seine untersten Lagen bestehen aus fast weißem, ziemlich reinem Dolomit, der zu unterst geschichtet ist. Nach oben hin wird er massiger, und erst die obersten 400—500 *m* zeigen wieder ausgezeichnete Schichtung. Es ist jedoch sehr wahrscheinlich, daß diese Lagen nicht mehr der Trias angehören, sondern den Lias vertreten. Im Schutt fand ich häufig Stücke von graugelbem, rötlichem oder buntem Kalk, der offenbar dieser Zone entstammt und den ich für Liaskalk halte.

Der Dachsteindolomit baut die Hauptmasse des Civettamassivs auf. Ein kleiner isolierter Fels liegt noch auf den Raibler Schichten nördlich der Rifugio Coldai.

Breccie des Col di Davagnin. (? Tertiär.)

Am Col di Davagnin liegt in der Nähe des südlichen Kalkvorkommens in zirka 1960 *m* Höhe an einer kleinen Geländeverflachung taschenförmig eine ziemlich fest verkittete Breccie verschiedensten Materials. Es finden sich verschiedene Kalke und Tuffe in sehr wechselnder Größe regellos durcheinander. Das Bindemittel ist ein braungrüner, sehr fester tuffiger Kalk. Die Breccie liegt mit grünen, sandigen Schichten an der Basis in den Tuffen.

Über ihr Alter konnte keine Sicherheit gewonnen werden. Möglicherweise handelt es sich um einen kleinen Rest der tertiären Landoberfläche, entsprechend den Bohnerzvorkommen auf dem Latemar.[1]) Anzeichen für diluviale Herkunft konnten nicht beobachtet werden, auch spricht die Art und das Auftreten der Breccie gegen die Annahme einer jungen Gehängebreccie.

Diluvium.

Diluvialer Schutt ist im kartierten Gebiet nicht selten. Es wurden als Diluvium auf der Karte nur solche Vorkommen bezeichnet, deren Charakter unzweifelhaft war; sonst ist die Bezeichnung Gehängeschutt gewählt worden. Im Andraztal zwischen Pian und Cernadoi ist das Diluvium bereits von R. v. Klebelsberg (27) untersucht worden, es sei hier darauf verwiesen.

Westlich des Nuvolau ist Moränenschutt ohne deutliche Endmoränenform ziemlich verbreitet und greift noch etwas ins kartierte Gebiet über.

---

[1]) Cornelius, H. P. Ein Bohnerzfund auf dem Latemar (Dolomiten). Verhandlungeu der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1926, Heft 10.

Im Codalungatal, das von hier nach Selva di Cadore herunterzieht, ist in zirka 1500 *m* Höhe ein schöner Endmoränenwall erhalten. Er besteht aus mittelgroßen, gut gerundeten und abgeschliffenen Geröllen, namentlich von hellem Dolomit und Tuff, in lehmig-sandiger Grundmasse. Im W lehnt er sich an die Werfener Schichten an, sein östlicher, besser kenntlicher Bogen streicht noch durch das untere Val di Zonia hindurch. Der relativ steile Südabfall ist noch gut zu erkennen. Er verdankt einem von der Nuvolaugruppe herunterkommenden Gletscher seine Entstehung und ist wohl ein Rückzugsstand des Gschnitzstadiums.

Weiter unten im Tal findet sich teilweise schon ausgewaschener Moränenschutt in ziemlicher Verbreitung um Selva di Cadore. Seine Oberflächenform ist ziemlich verwaschen und durch die zahlreichen kleinen Bäche und Wasserrisse zersägt, so daß sich nicht mehr feststellen ließ, ob es sich um ein älteres Rückzugsstadium desselben Gletschers handelt. Teilweise erwecken die Aufschlüsse hier den Eindruck, als ob es sich um Schotter handle.

Bei Caprile und zwischen Rucava und Collaz am östlichen Cordevoleufer findet sich Moränenschutt in 1050 bzw. 1250 *m* Höhe. Auch am westlichen Ufer um Sopracordevole liegen einzelne Moränenreste kleinerer Ausdehnung auf den Werfener Schichten. Sie sind auf der Karte nicht ausgeschieden.

Ein kleiner, verwaschener Moränenrest mit kleinen Geröllen und viel Werfener Material liegt im Pignazzatal in zirka 1600 *m* Höhe.

Im nordwestlichen Gebietsteil finden sich ausgedehnte Moränenvorkommen nur östlich des Fedajapasses und beim Militärfriedhof von Salere, östlich des Antermojatales. Das erste Vorkommen hängt offenbar mit einem kurzen, gegen O gerichteten Arm des Marmolatagletschers zusammen. Beim zweiten Vorkommen erkennt man deutlich zwei hintereinanderliegende Moränenwälle. Der größere und besser erhaltene ist der südliche bei Punkt 1731. Unten an der Straße ist er sehr gut erhalten, die steile Süd- und flache Nordböschung geht auch schon aus der Karte hervor. Gegen O werden die Formen durch die Gehängeschuttverdeckung undeutlicher. Die Gerölle bestehen vorwiegend aus Marmolatakalk und Tuffgesteinen. Der nördliche Zug ist nicht so deutlich zu erkennen, immerhin tritt die Wallform noch recht gut hervor. Es hat den Anschein, als ob beide Bogen nicht ganz parallel verlaufen, der nördlichere scheint seine Stirnseite mehr gegen O zu richten. Auch diese beiden Endmoränenzüge gehören dem vom Fedajapaß herabkommenden Arm des Marmolatagletschers an und entsprechen wohl dem Gschnitzstadium.

Mächtiger Moränenschutt findet sich auch in der Südwestecke des Gebietes, wenngleich Endmoränen hier nicht festgestellt werden konnten. Bemerkenswert ist das häufige Auftreten von Geröllen aus Quarzporphyr und Grödener Sandstein im Moränenschutt zwischen Caviola und der Forcella di Lagarzon. Sie weisen auf einen von W herübergekommenen Gletscherarm hin, der offenbar zeitweise die Forcella di Lagarzon überschritten hat. Jedenfalls sah ich hier und etwas östlich noch Gerölle von Grödener Sandstein und Quarzporphyr. Der Moränenschutt von Vallada besteht ausschließlich aus Gesteinen der Pezzakette und dürfte hier seinen

Ursprung finden. Das Vorkommen zwischen Pianezza und Canacede ist nur ein relativ dünner Moränenschleier auf Werfener Schichten. Es finden sich hier vorwiegend kleine Dolomit- und Kalkgerölle in ziemlich sandiger Grundmasse.

Im südöstlichen Gebietsteil endlich treten mächtige diluviale Schuttmassen zwischen Alleghe und der Forcella d'Alleghe und an der Basis der Westwände des Civettamassivs auf. Die letzteren Vorkommen sind wohl als Bergsturzmoränen aufzufassen und treten in Wällen parallel zur Civettakette auf. Sie bestehen ausschließlich aus z. T. sehr großen, kaum gerundeten Blöcken aus Dachsteindolomit und Kalk und feinerem Schutt. Von den jungen Gehängeschuttbildungen heben sich die älteren, bewachsenen Wälle recht gut ab.

Auch im Diluvium östlich Alleghe läßt sich eine typische Endmoränenform nirgends wahrnehmen. Die vorwiegend aus mittelgroßen, gut gerundeten Geröllen bestehenden Schuttmassen sind teilweise schon ausgewaschen und umgelagert. Bemerkenswert ist die starke Beteiligung von gut gerundeten Schlerndolomitgeröllen im Moränenschutt.

Alluvium.

Gehängeschutt verdeckt große Teile des anstehenden Gesteins. Auf der Karte wurde er nur dort ausgeschieden, wo er entweder sehr mächtig ist oder über die Natur des darunter anstehenden Gesteins Zweifel bestanden. Zur Bildung mächtiger Schutthalden neigen besonders die Wände des Dachsteindolomits, Schlerndolomits und der Tuffgruppe. Im übrigen sind die Hänge und höheren Lagen wenig schuttbedeckt, der Schutt sammelt sich in den Taltiefen und erreicht hier z. T. bedeutende Mächtigkeiten (Cordevoletal, zwischen Alleghe und Avoscan, Vallada). Murbildung ist selten und immer nur geringfügig. (Col di Frena-O.) Viele der größeren Schuttbildungen sind relativ alt und heute schon wieder gut bewachsen.

Bergstürze unterscheiden sich vom Gehängeschutt eigentlich nur durch die Art ihres Auftretens. Der bekannteste Bergsturz ist der des Monte Forca, der am 29. Jänner 1771 abging und drei Ortschaften unter sich begrub. Er war auch Veranlassung zur Aufstauung des Lago d' Alleghe, der sich damals bis gegen Caprile erstreckte. Der Cordevole hat den Staudamm dann nach und nach durchgenagt und den See auf seine heutige Größe reduziert. Durch Verhauung seines Südendes ist dem weiteren Durchnagen Einhalt geboten, doch wird der See von N her allmählich durch den Schutt des Cordevole zugeschüttet. Der Bergsturz ist offenbar auf von Wasser durchweichten Werfener Schichten, die hier in der Richtung des Geländes einfallen, abgegangen. Noch heute brechen kleinere Partien von Muschelkalk und Mendoladolomit oben ab. Auch der Bergsturz von Col im Fiorentinatal hat offenbar ehemals den Bach bis gegen Sottoguda zu einem kleinen langgestreckten See aufgestaut. Jedenfalls läßt der ebene Talgrund oberhalb Col darauf schließen. Weitere größere Bergstürze liegen südlich des Monte Fernazza, nördlich des Monte Coldai, südlich der Cime di Pezza.

Junge Talschotter finden sich überall in Begleitung größerer Wasserläufe an Stellen geringen Gefälles, besonders zwischen Caprile und Alleghe und zwischen Col und Sottoguda.

Gehängebreccie wurde an drei Stellen des Gebietes beobachtet. Eine Stelle liegt an der Straße Caprile—Alleghe zwischen *km* 21 und 22. Es ist eine Breccie von Tuff, Werfener Schichten und Mendoladolomit, die durch außerordentlich festen, braunen Kalzitsinter verkittet wird. In zwei Stollen wird das Material hier gebrochen. Das zweite Vorkommen findet sich an der Straße Masaré—Avoscan, etwas oberhalb Sala. Mendoladolomit bildet den Hauptschuttlieferanten, das Bindemittel ist kalkig. Das dritte Vorkommen bei Mas an der Straße Cencenighe—Forno di Canale besteht vorwiegend aus Werfener Brocken, die durch kalkigen Zement zusammengehalten werden. Ein kleines, auf der Karte nicht verzeichnetes Vorkommen liegt im unteren Ru delle Donne.

Zur Kenntnis der Fazies und Faziesverteilung in der Triaszeit.

Wenn im folgenden versucht wird, ein Bild der Faziesverteilung unseres Gebietes zur Triaszeit zu geben, werden die Schwierigkeiten, die sich dem entgegenstellen, keineswegs unterschätzt. Es mag verfehlt erscheinen, nur aus der eingehenderen Kenntnis eines immerhin kleinen Gebietes heraus Schlüsse zu ziehen, die eigentlich regionalen Untersuchungen zukommen. Es drängten sich jedoch bei der Kartierung eine Reihe von Fragen auf, die nur im Zusammenhang verständlich werden und bei der reinen Schichtenbeschreibung schlecht Platz finden. Sie sollen hier behandelt werden. Vieles wird vielleicht bei weiteren Untersuchungen eine andere Deutung bekommen, und wenn diese Zeilen Anregung zu solchen Untersuchungen werden, ist ihr Zweck schon erfüllt. Erst durch Aufdeckung der Entstehung der Gesteine und ihrer Beziehung zueinander bekommt ja das Bild, das uns die Stratigraphie zeichnet, Leben.

Wir haben gesehen, daß zur Oberpermzeit ein flaches Meer unser Gebiet bedeckte. Dabei bestanden offenbar im N ruhigere Sedimentationsbedingungen. Wenig verändert setzen sich die Sedimentationsbedingungen nun in der unteren Trias fort. Auch das Werfener Meer ist ein Flachwassermeer gewesen. Während der älteren Werfener Zeit herrschten noch ganz ähnliche Bedingungen wie zur Oberpermzeit (noch viel kalkige Ablagerungen, besonders im N). Erst in der jüngeren Werfener Zeit, etwa mit Beginn der Campiler Serie, tritt eine gewisse Änderung ein. Feines terrigenes Material, Sand und Glimmer, treten hervor, und zugleich überwiegt Rotfärbung der Schichten. Wellenfurchen sind nun nicht selten. Wir dürfen auf eine Verflachung des Meeres (Wellenfurchen) und zugleich eine Veränderung auf dem angrenzenden Festland (Zufuhr von Sand und Glimmer, Rotfärbung) schließen. Die Ursache in diesen Veränderungen ist wohl in klimatischen Einflüssen zu suchen.

Den Übergang zur anisischen Stufe vermittelt das Richthofensche Konglomerat. Es wird in allen Arbeiten als Transgressionsbildung aufgefaßt und soll nach Ogilvie-Gordon (43) in einem Flachmeer längs der Küste eines frischgehobenen Landes abgelagert sein, das aus jüngsten Schichten bestand. Ich habe nirgends im Gebiete

eine Diskordanz zwischen Werfener Schichten und Muschelkalk beobachtet — auch aus Ogilvie-Gordons Profilen geht eine solche nirgends hervor —, so daß man sich die Transgression als auf ein langsam und gleichmäßig sinkendes Gebiet erfolgt vorstellen muß. Woher dann aber die zahlreichen Kalkgerölle, die sehr gut Gesteinen der Seiser Schichten entsprechen, kommen, scheint mir nicht hinreichend geklärt. Wenn tatsächlich die eben abgelagerten Werfener Schichten gehoben würden, so würden doch offenbar nur ihre oberste Gruppe von der kurzfristigen Erosionsperiode erfaßt oder wir müßten tektonische Bewegungen auf dem jungen Lande annehmen, die ältere Gesteine bloßlegten. Dafür haben wir aber nirgends Anhaltspunkte. Auch scheint mir die regional doch weite Verbreitung des Richthofenschen Konglomerates in Verbindung mit seiner lithologischen Zusammensetzung gegen ein Küstenkonglomerat zu sprechen. Hoffen wir, daß neue Forschungen hier klärende Resultate geben.

Die weitere Entwicklung des Muschelkalks ist eine kalkig-mergelige; gelegentlich auftretende sandige Lagen mit Landpflanzenresten lassen auch wieder den Flachwassercharakter erkennen. Im N sind die Kalke wiederum mächtiger.

In einförmiger Ausbildung folgt nun die Schichtenplatte des Mendoladolomits. Auch seine Entstehung ist noch nicht hinreichend geklärt, nur die primäre Natur des Dolomits steht wohl außer Zweifel. Ist er aber eine rein organogene Bildung oder auch chemischer Niederschlag einer Seichtsee, wie es z. B. Arn. Heim für Rötidolomit annimmt?

Zur oberen anisischen Zeit wird im ganzen Gebiet die dolomitische durch eine Schlammfazies abgelöst, die dann in der ladinischen Zeit zunächst noch anhält. Es kommt zur Ausbildung bituminöser Plattenkalke.

Waren bisher die Sedimentationsbedingungen für das ganze Gebiet ziemlich einheitlich, so ändert sich das in der ladinischen Stufe. Wir sind nun auch dank einer umfaßenden Literatur weitaus besser über Einzelheiten orientiert. Es würde zu weit führen, die Namen aller, die sich um die Erforschung der Faziesverhältnisse verdient gemacht haben, aus älterer Zeit seien hier nur Mojsisovics und Salomon, aus neuester Zeit Ogilvie-Gordon und Cornelius-Furlani erwähnt, zu nennen. Letztere (16) haben für das benachbarte Marmolatagebiet eine gute Übersicht gegeben, die auch für unser Gebiet wichtig ist und im folgenden oft zitiert werden wird.

Im weitaus größten Teil des kartierten Gebietes findet die Schlammfazies der oberen anisischen Stufe auch in der unteren ladinischen Stufe ihre Fortsetzung als Buchensteiner Schichten. Lithogenetische Untersuchungen der Buchensteiner Knollenkalke sind im Gange und ihr Ergebnis bleibt abzuwarten. Wir werden jedoch nicht fehlgehen, wenn wir auch in den Buchensteiner Schichten Absätze eines relativ flachen Meeres sehen. Parallel mit dieser schlammigen Fazies, die wir als die normale bezeichnen wollen, geht stellenweise schon vom Mendoladolomit an eine kalkige, untergeordnet auch dolomitische Fazies. Sie ist in unserem Gebiet nur an der Südseite der Cime-di-Pezza—Piz-Zorlet-Gruppe und wahrscheinlich auch nördlich Col entwickelt. An der ersten

Stelle läßt sich deutlich beobachten, daß der Marmolatakalk über knollige Dolomite, z. T. noch mit *Pietra verde,* seitlich aus den Buchensteiner Schichten hervorgeht. Der Marmolatakalk ist hier also Äquivalent der Buchensteiner Schichten. Zu ähnlichen Ergebnissen kommen Cornelius-Furlani (16. 5. 26) für Teile des Marmolatagebietes. An anderen Stellen (Vallier) liegt jedoch der Marmolatakalk den typischen Buchensteiner Knollenkalken auf. Auch dieses Lagerungsverhältnis treffen wir in der Marmolatagruppe wieder. Es entzieht sich meiner Kenntnis, ob in den liegenden Schichten die ganze Buchensteiner Serie vertreten ist oder etwa nur Teile derselben, ob also der Marmolatakalk hier jünger ist als die Buchensteiner Serie — das ist sicher am Col di Roccia der Fall — oder ob er in seinen tieferen Lagen noch den Buchensteiner Schichten entspricht. Auf jeden Fall beginnt also die Kalkfazies des Marmolatakalks wenigstens teilweise schon zur Buchensteiner Zeit.

Zur jüngeren Buchensteiner Zeit tritt nun eine neue, die vulkanische Fazies, hinzu, die in unserem Gebiet herrschend wird. Ihre Vorläufer finden wir schon in den *Pietra-verde*-Lagen der Buchensteiner Serie. Das Buchensteiner Alter der tieferen Tuffe wird hewiesen durch die Einlagerungen von Buchensteiner Schichten in ihnen. Es besteht durchaus kein Zweifel, daß diese Einlagerungen normal-stratigraphisch sind. Wenn hie und da tektonische Verknüpfung an ihrer Basis zu beobachten ist, so handelt es sich nur um zufälliges Durchstreichen einer Störungsfläche an dieser Stelle.

Die Kalkeinlagerungen keilen in den Tuffen aus. Oft finden wir ihr Ende und auch die in ihrer Fortsetzung gelegenen Kalklinsen in einzelne Trümmer zerbrochen, die mit Tuff verkittet sind. Sie bekommen dann fast das Aussehen von Buchensteiner Agglomeraten. Ich möchte das durch Abbröckeln des bereits gebildeten Kalks erklären, wie es auch Ogilvie-Gordon (43. 5. 162) für den Cipitkalk annimmt. Das Abbrechen ist vielleicht zurückzuführen auf seismische Bodenunruhen in Verbindung mit den Eruptionen. Die Erschütterung des Bodens bewirkte ein Zerbrechen der schwächeren Stellen der Kalkzunge, während die plastischen Tufflagen sich leicht anpassen konnten. Nach Bildungen in der Brandungszone (Ogilvie-Gordon a. a. O.) sehen diese Vorkommen nicht recht aus, obwohl die gerundeten Kalkstücke dafür sprechen könnten. Es fehlt jedoch eine in der Brandungszone doch immer auftretende intensive Zertrümmerung und Rollung, und gerade die kleineren Stücke sind oft eckig.

Echte Agglomeratlagen kommen nur im NW des Gebietes vor. Sie sind hier konkordant den Tuffen eingelagert. Wenn wir also nach Cornelius-Furlani (16) die Agglomerate als Explosivtuffe auffassen, so handelt es sich um ein der Eruptionsstelle ferner liegendes Vorkommen das Gestein hat bereits einen Transport durchgemacht.

Die Gruppe der Tuffe und Tuffsandsteine umfaßt, wie wir gesehen haben, auch noch die Wengener Zeit. Wie sind nun ihre Beziehungen zum Marmolatakalk? Mit Ausnahme einer einzigen Stelle wird überall der Marmolatakalk in unserem Gebiet von Tuffsandsteinen überlagert. Nun läßt sich aber sehr gut beobachten, besonders südlich des Fioren-

tinatales, daß entsprechend der Mächtigkeitszunahme des Marmolatakalks die Mächtigkeit der Tuffe abnimmt. Eine Verzahnung der Tuffe mit dem Marmolatakalk ist nirgends mit Sicherheit nachweisbar, in Frage kommt nur die Stelle südlich Le Mandre. Doch ist hier der Kalkzug, der wohl einen Ausläufer des Marmolatakalks darstellt, im W durch eine Störung von zusammenhängendem Marmolatakalk abgetrennt, so daß die Stelle nicht unbedingt beweisend ist. Auch Cornelius-Furlani (16) konnten mit einer Ausnahme am Monte Fop nirgends Verzahnung zwischen Marmolatakalk und Tuff feststellen, u. zw. auch hier an der Basis des ersteren.

An einer oder richtiger zwei Stellen, an der Buca della Fontane und am Lago Franzei, die aber ursprünglich sicher zusammengehörten, ist nun der Marmolatakalk direkt von Tuffkonglomerat überlagert. Auch im eigentlichen Marmolatagebiet scheint Tuffkonglomerat das Hangende des Marmolatakalks zu bilden, und die Sandsteingruppe zu fehlen (Cornelius-Furlani). Wir haben die Tuffkonglomeratgruppe als Bildung Cassianer Alters kennengelernt.

Der Marmolatakalk wird also z. T. von Schichten Wengener Alters, z. T. von solchen Cassianer Alters überlagert. Für die Altersfeststellung des Marmolatakalks ergeben sich also folgende zwei Möglichkeiten:

1. Der gesamte Marmolatakalk ist älter als der ihn umhüllende Mantel tuffiger Sedimente, d. h. also, er ist im wesentlichen Buchensteiner Alters.

Dafür spricht das Fehlen der Verzahnung mit dem Tuff mit Ausnahme der basalen Lagen. Die ganze riesige Marmolatamasse müßte also schon vor ihrer Bedeckung im wesentlichen in ihrer heutigen Form und Mächtigkeit als Linse (Cornelius-Furlani) entstanden sein. Diese Auffassung würde sich mit der Kittls eng berühren. Dagegen spricht einmal der nicht unbeträchtliche Anteil Wengener und Cassianer Elemente in der Fauna des Marmolatakalks (Salomon) und weiter die Schwierigkeit für die Erklärung der Form und Mächtigkeit der Kalkmasse. Die Mächtigkeit allein wäre noch verständlich (vgl. Langkofel, zirka 600 *m* Schlerndolomit zwischen Raibler und oberen Cassianer Schichten! Ogilvie-Gordon, 43), doch macht die Form, die beträchtliche defensive Faziesböschung — bis zirka 38°! (Cornelius-Furlani, 16) — Schwierigkeiten. Sie werden noch vermehrt durch die Beobachtung, daß nach dem Abschwellen der Marmolatakalk ziemlich gleichmäßig und plattenförmig sich gegen O fortsetzt. Welche Lebensbedingungen haben das rasche Auschwellen hervorgerufen? Allerdings muß betont werden, daß solche steile Faziesböschungen auch anderweitig bestehen, beispielsweise am Sasso Bianco, wo der Cipitkalk einen Böschungswinkel von zirka 30° erreicht. Wir dürfen darum wohl dem letzten Einwand nicht zuviel Gewicht beilegen.

2. Der Marmolatakalk ist, wenigstens teilweise, gleich alt wie die ihn umhüllenden Tuffsedimente, umfaßt also mindestens Buchensteiner und Wengener Äquivalente.

Dafür spricht die Fauna (nach Salomon). Auch die große Mächtigkeit usw. würde eher eine Erklärung finden. Dagegen ist das Fehlen

jeglicher Verzahnung mit jüngeren Tuffsedimenten anzuführen. Was die stratigraphische Stellung auf Grund der paläontologischen Funde anbelangt, so ist auffallend, daß Kittl und Salomon mit dem gleichen Material zu so verschiedenen Schlüssen kommen. (Vgl. Salomon, 48.) Es erhebt sich da die Frage: Wieweit ist der Fossilinhalt zweier so verschiedener Faziesgebiete wie z. B. Marmolatakalk und Cassianer Schichten überhaupt beweisend für die Altersstellung? Ist hier nicht eher den geologischen Beobachtungen der Vorrang zu geben? Als Gegenargument ist auch noch die Feststellung von Cornelius-Furlani (16 p. 26) zu werten, daß Explosivtuffe tiefladinischen Alters den Marmolatakalk überlagern. (Am Piz Guda habe ich sie allerdings nicht beobachtet.)

Wir sehen aus allem, daß die Altersfrage des Marmolatakalks noch nicht einwandfrei geklärt ist. Die Beobachtungen im Felde legen den Schluß nahe, daß der Marmolatakalk eng mit den Buchensteiner Schichten verknüpft ist. Jedoch einen einwandfreien Beweis für diese Meinung kann man nicht gewinnen. Wir kommen zu ähnlichen Ergebnissen wie Cornelius-Furlani und müssen die endgültige Klärung der Frage der Zukunft überlassen.

In der Folgezeit haben wir in unserem Gebiet vorwiegend mit der Tuff- und Kalkfazies zu tun. Die Normalfazies (Wengener Lommelischiefer und Cassianer Mergel) ist nicht entwickelt bzw. tritt stark zurück.

Wir haben gesehen, daß im SO des Gebietes, am Monte Alto-di-Pelsa-Zug, die Kalkfazies bereits über den Buchensteiner Schichten beginnt, und ohne Unterbrechung als Schlerndolomit oder Kalk bis zur Basis der Raibler Schichten anhält. Hier fehlt die Tuffazies völlig. Die Alto-di-Pelsa-Gruppe liegt, wie später gezeigt werden wird, als Schubmasse, die aus südlicher Richtung gekommen ist, dem basalen Gebirge auf. Im S muß also eine tuffreie Zone mit rein kalkiger bzw. dolomitischer Sedimentation bestanden haben. Kalk- und Dolomitfazies gehen hier allmählich seitlich ineinander über, wobei die Kalkfazies die besser geschichtete und fossilreichere ist. Im Aussehen unterscheiden sich die Kalke von Marmolatakalk nur durch die gelegentlich auftretenden bunten Lagen. Sonst sind beide nicht zu unterscheiden und ja auch z. T. gleichzeitig entstanden. Der Marmolatakalk ist nichts anderes als der tiefere Teil der hier als kalkige Fazies des Schlerndolomits bezeichneten Gruppe. Trotzdem wird es sich aus Zweckmäßigkeitsgründen empfehlen, einstweilen die Trennung, dem Namen nach wenigstens, aufrechtzuerhalten, bis spätere zusammenfassende Untersuchungen mit den allzuvielen Namen für im Grunde gleiche Sachen aufräumen. Bezüglich der Entstehung der Kalk- und Dolomitmassen herrscht jetzt wohl allgemeine Übereinstimmung. Es sind Kolonien von Kalkalgen, untergeordnet auch Korallen und anderen Riffbewohnern in einem relativ flachen Meere. Bemerkenswert ist, daß die Korallen innerhalb der Kalkfazies immer größere, zusammenhängende Stöcke bilden, sonst aber fast völlig fehlen.

Im übrigen Gebiet herrscht nun während der übrigen Triaszeit die Tuffazies. Während der Wengener Zeit, in der die Tuffe und Tuffsandsteine im wesentlichen sedimentiert wurden, ist oft ein deutlicher

Rhythmus in der Ablagerung zu beobachten. Es wechsellagern feste Tufflagen mit dünnen mergeligen Zwischenlagen. Die Dicke der Schichten, sowohl der Tuffbänke als auch der Mergelzwischenlagen ist keine gleichmäßige, doch hält sich die Schwankung in verhältnismäßig engen Grenzen. Die Eruptivdurchbrüche der oberen Buchensteiner und Wengener Zeit haben in unserem Gebiet keine große Bedeutung, es kommt nur zur Ausbildung von Lagergängen. Anzeichen für Störung der durchbrochenen Schichten wurden nicht beobachtet. Als Tufflieferanten kommen diese Durchbrüche kaum in Betracht; außerhalb unseres Gebietes gelegene größere Eruptionsherde, die wir wohl im W zu suchen haben, sind als Hauptlieferanten für die Tuffsedimente anzusprechen. Gegen Ende der Wengener Zeit hat offenbar die vulkanische Tätigkeit hier etwas nachgelassen, und mergelige Ablagerungen treten mehr hervor.

Allmählich, zuerst mit feineren, dann gröberen Konglomeraten, entwickelt sich nun die jüngste Gruppe der Tuffkonglomerate Cassianer Alters. Cornelius-Furlani (16) haben überzeugend klargestellt, daß die Eruptionen nicht rein submarin verlaufen seien, sie sich vielmehr, wenigstens z. T., über den Meeresspiegel erhoben hätten und als Lieferant für die Gerölle der Tuffkonglomerate in Frage kommen. Wie für die Tuffe, gilt auch in noch verstärktem Maße für die Tuffkonglomerate die fremde Herkunft des Materials, und zwar von W. Neben Wahrscheinlichkeitsgründen kann als Beweis dafür namhaft gemacht werden das Abnehmen der Größe der Gerölle gegen O.

Aus den Ausführungen Ogilvie-Gordons (43) geht hervor, daß die Haupteruptionen im Fassagebiet in die Buchensteiner und Wengener Zeit fallen. Nun sind auffallenderweise in unseren Buchensteiner und Wengener Äquivalenten nirgends Konglomerate in größerem Maße festzustellen, erst zur Cassianer, vielleicht erst oberen Cassianer Zeit beginnt die mächtige Konglomeratbildung. Auch in den benachbarten Gebieten nehmen die Konglomerate immer die höheren Lagen der ganzen Tuffsedimentfolge ein. Das legt die Vermutung nahe, daß erst um die Wengener-Cassianer Zeitwende die Eruptivgebiete im W über den Meeresspiegel gehoben wurden. Krustenbewegungen in älterer Zeit hat Ogilvie-Gordon a. a. O. nachgewiesen, doch glaube ich, daß ihr Ausmaß und auch die vulkanische Aufschüttung nicht so beträchtlich waren, daß die Eruptionsgebiete für längere Zeit beträchtlich über den Meeresspiegel zu liegen kamen und die Gesteine abgetragen werden konnten. Sonst wäre das Fehlen von Konglomeraten in den tieferen Tuffhorizonten schwer verständlich. Mit Strömungen allein kommt man da meines Erachtens nicht aus. Erst später kamen die Eruptivgebiete über den Meeresspiegel, fielen der Abtragung anheim und lieferten das Material für die Tuffkonglomerate. Diese Auffassung deckt sich im wesentlichen mit der von Cornelius-Furlani (16) ausgesprochenen. Die Eruptionen können wohl, wenigstens z. T., submarin verlaufen sein, die Erhebung der Eruptionsgebiete ist jedoch später erfolgt.

Parallel mit der aktiven Bewegung der Eruptionsgebiete geht eine passive der umgebenden Teile. Hier sinkt der Meeresboden allmählich und es werden die mächtigen Tuffe aufgeschüttet. Ich sehe jedenfalls

keinen Grund, die Gebiete der Tuffsedimentation als tieferes Meer aufzufassen. Sie waren Flachmeergebiete, wie das ganze Gebiet überhaupt, und erst der langsam sinkende Meeresboden gab Raum für die Tuffbildungen.

Die Tuffkonglomerate sind mit Cassianer Schichten und Cipitkalk verzahnt. Im NO fehlen sie ganz und werden durch Cassianer Schichten ersetzt. Das Gebiet ist wiederum ortsfremd, als Schubmasse von N gekommen und hier zur selben Zeit mit Cassianer Schichten sedimentiert. Die Verbreitungsgrenze der Tuffkonglomerate liegt bei Caprile, hier ist die Verzahnung mit Cassianer Schichten zu beobachten. Auf die verschiedenen Fragen, die uns die Einlagerungen von Cipitkalken stellen, haben Cornelius-Furlani (16, S. 30) hingewiesen. Daß wir uns die Kalke als bodenständig, nicht ortsfremd vorzustellen haben, dürfte wohl außer Zweifel stehen. Bezüglich der Konglomeratstruktur möchte ich bemerken, daß ich sie stets nur bei kleinen Vorkommen oder an der Basis der mächtigeren beobachtete (z. B. Sasso Bianco, Costa del Conte); die höheren Lagen sind dann entweder massige (Sasso Bianco) oder geschichtete (Costa del Conte z. T.) Kalke. Der Fossilinhalt dieser Lagen besteht aus Korallen, Bryozoen und Echinodermen und ist, abweichend von den massigen Kalken, sehr reichhaltig. Ich glaube daher, daß es sich bei den Cipitkalken um primäre zoogene Kalke handelt. Die Fauna stand unter unruhigen Lebensbedingungen. Sie bildete einzelne, oftmals nur lose zusammenhängende Kolonien (größere Blöcke zeigen oft eine bemerkenswerte Anreicherung von Korallen und Bryozoen, während man in kleinen und in den Kalkbänken oftmals nur Echinodermenreste findet!). Das Wasser führte Verunreinigungen von Schlamm und feinem Tuff, und zwar in verschiedenen Zeitabschnitten verschieden viel. In Zeiten geringer Verschlammung des Wassers reichte diese nicht aus, um alle Organismen zum Absterben zu bringen, der Schlamm sammelte sich zwischen den einzelnen Kolonien an. Bei starker Verunreinigung des Wassers wurde die ganze Kolonie abgetötet und eingedeckt. Auf ihr konnte sich dann eine zweite entwickeln. Nur dort, wo die „corallophile" Fauna sich erhalten konnte und die Verunreinigungen nachließen, entwickelten sich reine massige Kalke, denen die Blockstruktur dann fehlt. Sie konnten rasch zu bedeutender Mächtigkeit anwachsen, wie am Sasso Bianco. Man kann die Kalke hier mit vollem Recht als kalkige Fazies des Schlerndolomites ansprechen, wie ja auch der Name „Cipitkalk" nichts Altersverschiedenes bezeichnet.

Gegen Ende der Triaszeit werden die Sedimentationsbedingungen ruhiger. Tuff und terrigenes Material sind zwar zur Raibler Zeit noch weit verbreitet, aber mit Beginn der norischen Stufe erlischt die vulkanische Tätigkeit, Dachsteindolomit und — Kalk erlangen weite Verbreitung und offenbar vertieft sich jetzt das Dolomitenbecken. Aus allem ergibt sich also, daß wir der Meinung Salomons und anderer voll beistimmen können. Für den Fazieswechsel in der ladinischen und karnischen Stufe ist in erster Linie die vulkanische Tätigkeit verantwortlich zu machen. „Hätte es zur ladinischen Zeit keine vulkanische Tätigkeit gegeben, so gäbe es auch keine Dolomitriffe" (Cornelius-Furlani).

Tektonischer Teil.

Kurze Übersicht über den Aufbau des Gebietes.

Wie ein Blick auf die Übersichtsskizze zeigt, besteht unser Gebiet aus drei verschiedenen tektonischen Einheiten. Der größte Teil des Gebietes wird vom basalen Gebirge eingenommen. Hier herrscht grundsätzlich W-O-Streichen bei ruhigem, gewöhnlich flachem Faltenbau. Eine gewisse Komplikation wird nur durch eine Quetsch- bzw. Störungszone in der Mitte des Gebietes hervorgerufen. In fazieller Hinsicht ist dies Gebiet charakterisiert durch das Auftreten von Tuffkonglomeraten in den Schichten Cassianer Alters. Im Nordostteil des Gebietes ist diesem basalen Gebirge eine Masse aufgeschoben, die ihre Heimat weiter im N hat. Nach dem im kartierten Gebiete höchsten Gipfel sei sie Monte-Poré-Schubmasse genannt. Das Streichen ist vorherrschend SO—NW, Faltung tritt gegenüber flachem Schichteinfallen zurück. Eine kleine Sekundärüberschiebung tritt in gleicher Richtung wie der Hauptschub auf. Faziell ist von Bedeutung das Fehlen von Tuffkonglomeraten, an deren Stelle Cassianer Schichten bzw. Tuffe treten. Mitteltriassische Tuffe sind, wie im basalen Gebiet, herrschend, Kalk tritt stark zurück.

Der Südostteil des Gebietes wird von einer anderen, aus SO kommenden Schubmasse eingenommen, die als Civetta-Schubmasse bezeichnet sei. Flache Schichtenlagerung ist alleinherrschend, nur die leicht faltbaren Schichtgruppen, wie Buchensteiner Schichten, zeigen gelegentlich Kleinfältelung. Das Streichen SSW—NNO. In diesem Gebiet fehlen Tuffbildungen völlig; von den Buchensteinern bis zu den Raibler Schichten finden wir eine ununterbrochene Kalk- bzw. Dolomitfazies. Nur in diesem Gebiet ist die obere Trias, Raibler Schichten und Dachsteindolomit, vertreten; auch Lias findet sich noch.

Nach diesen drei deutlichen tektonischen Großformen wollen wir den Aufbau des Gebietes näher kennenlernen.

A. Das basale Gebirge.

Es umfaßt im wesentlichen das Gebiet westlich des Cordevole. Zwischen Caprile und Cencenighe greift es auf sein östliches Ufer über und erstreckt sich in der Gegend von Alleghe zungenförmig nach O. Zwischen Digonera und Caprile gehört ein Teil des westlichen Cordevoleufers der Monte-Poré-Schubmasse an. Durch die im südlichen Drittel des basalen Gebirges liegende Pezza-Quetschzone (*a*),[1]) bzw. Monte-Forca-Störungszone (*b*) wird das Gebiet in einen nördlichen und südlichen Abschnitt geteilt.

1. Der nördliche Abschnitt.

Im nördlichen Abschnitt herrscht flacher Sattel- und Muldenbau. Zwischen Vallazza und der Säge von Pian folgt der Cordevole einem aus Werfener Schichten gebildeten Sattel, dem Cordevolesattel (1).

[1]) Zu den für die tektonischen Einheiten gewählten Namen vergleiche man die Übersichtsskizze am Schluß des Abschnittes. Die Nummern bzw. Buchstaben hinter den Namen beziehen sich auf entsprechende der Tafel.

Er ist ein flacher oder wenig steiler Sattel, in dessen Kern bei Vallazza, außerhalb des kartierten Gebietes, noch Bellerophonkalk zum Vorschein kommt. Bei der Säge von Pian taucht der Sattel ziemlich steil unter, Muschelkalk, Mendoladolomit und Buchensteiner Schichten ziehen rasch von den südlichen Hängen herab ins Flußbett. Quer zum Streichen ist der Cordevolesattel in sehr flache Falten gelegt, ein flacher Sattel dieser sekundären Faltung ist an den Hängen des Col Dadant, eine Mulde etwas oberhalb des Davedinotales erschlossen.

Am Eingang des Ornellatales biegen die ziemlich flach S fallenden Werfener Schichten ein Stück weit ins Tal hinein, dann folgt eine Strecke mit Schuttbedeckung, und erst oberhalb Ornella, etwa bei der Höhenkurve 1700 tritt wieder Anstehendes, u. zw. Buchensteiner Schichten, zutage. Sie streichen SW—NO und fallen steil nach N ein. Weiter aufwärts folgen Mendoladolomit, Muschelkalk und Werfener Schichten zunächst mit gleichem Fallen. Geht man jedoch noch weiter aufwärts, so wird das Einfallen immer geringer, bis endlich die Schichten eben liegen und der Mendoladolomit nun die Platte des Monte Alti d'Ornella bildet. Von hier läßt er sich am Osthang des Val Ornella weiter verfolgen, zunächst noch flach liegend, bis er plötzlich scharf umbiegt und mit Nordfallen gegen Col di Ornella ins Tal streicht. Sehr wahrscheinlich hängt er mit dem eben beschriebenen Mendoladolomitzug im Tal zusammen, wie ja auch die Karte erkennen läßt. Das obere Val Ornella bildet also einen kuppenförmigen Sattel, der mit dem Cordevolesattel zusammenhängt. Ich nenne ihn den Sattel von Ornella (3) (nicht zu verwechseln mit dem Sattel gleichen Namens bei Cornelius-Furlani [16], der weiter im W liegt!). Er ist wohl ein Teil eines dem Cordevolesattel parallel streichenden Sattelzuges (Belvederesattel bei Cornelius-Furlani [16]), der gleichfalls auch quer zum Streichen zusammengestaucht ist. Dadurch kommt die direkte Verbindung mit dem Cordevolesattel zustande und ebenfalls auch das scheinbar rechtwinklige Zusammenstoßen beider Sattelzüge. Weiter südöstlich taucht ein ähnlicher Sattelzug im Davodinotal auf. Oberhalb der Mündung des Ru da Ghe tauchen zirka 45° N fallende Buchensteiner Schichten auf, sie biegen westlich Davedino steil nach S wieder ab, die Umbiegung ist eben noch erschlossen. Auch dieser Sattel dürfte mit dem Belvederesattel (Cornelius-Furlani [16]) zusammenhängen, der nun endgültig untertaucht, denn weiter östlich ist nichts mehr von ihm zu erkennen. Zwischen diesen Sattelkuppen liegt eine flache, ganz im Tuff liegende Mulde, die Mulde von Ornella (2). (Gleichfalls nicht dieselbe gleichen Namens bei Cornelius-Furlani [16]!) Ihren Kern bildet der Oberlauf des Ru da Ghe.

Wir haben in diesem Abschnitt zwei SO—NW streichende Sättel (Cordevolesattel und Belvederesattel) vor uns, die später durch einen in der Richtung ihres Streichens wirkenden Druck quer zum alten Streichen zusammengestaucht wurden.

Weiter im S, in der Linie Monte Padon—Col Toront, sehen wir im allgemeinen flaches Südfallen der Tuffe und Tuffkonglomerate. In der Linie Crepe di Ross—Sass di Roi—Monte Migogn biegen letztere allmählich um und gehen in flaches Nordfallen über. Es ist dieselbe

Synklinale, die Cornelius-Furlani (16) an der Crepe di Ross beobachteten und nach W weiterverfolgen konnten. Sie sei darum auch hier als Fedajamulde bezeichnet. (Vgl. Prof. 1 und 2, Taf. 1.) In unserem Gebiet ist sie auf ihrer ganzen Erstreckung einheitlich und einfach gebaut und ziemlich ungestört. Im O verbreitert sich die Fedajamulde und spaltet sich in drei Lappen, die sich gegen den Col Toront, die Pian della Leda und den Monte Migogn erstrecken. Östlich der Pale di Ross wird die Mulde von einem dem Ru di Ross ungefähr parallel verlaufenden Bruch getroffen, der den östlichen Teil etwas zum Absinken gebracht hat. Es stoßen hier Tuffkonglomerate gegen Lava ab. Sonst ist am ganzen Ostrand der ungestörte Muldenschluß recht deutlich zu beobachten.

Südlich Sass di Roi—Monte Migogn herrscht zunächst noch flaches Nordfallen der Tuffkonglomerate. Die darunterliegenden Tuffe und der Marmolatakalk fallen allmählich steiler ein, bis in der Linie Piz Guda—Vallier wieder sattelförmiges Umbiegen zu beobachten ist. Wie Cornelius-Furlani (16) nachgewiesen haben, ist dieser Sattel als Ostausläufer des Marmolatasattels (5) aufzufassen und sei hier auch mit demselben Namen bezeichnet. (Vgl. Prof. 1 und 2, Taf. 1.) Die Verhältnisse am Piz Guda haben Cornelius-Furlani S. 57 bereits geschildert. Der hier in der Westwand des Piz Guda steckende Keil von Werfener Schichten bildet den Sattelkern, ist jedoch tektonisch stark verquetscht. Muschelkalk kann eventuell noch vorhanden gewesen sein, von Buchensteiner Schichten fand sich keine Spur. Auch der grobgebankte Marmolatakalk läßt hier recht gut steilen Sattelbau erkennen. Gehen wir etwas weiter nach O, so tritt der Sattelkern zwischen Vallier und Sottoguda wieder zutage. Hier ist jedoch die ganze Schichtenfolge von den Werfener Schichten bis zum Marmolatakalk vollständig entwickelt. Um Vallier erkennt man in den Bachrissen Buchensteiner Schichten, die entweder eben liegen oder einen ganz flachen Sattel bilden, der etwa O—W streicht. Weiter im W stehen die Schichten steiler, auch taucht nun darunter Mendoladolomit auf. Zugleich biegt das Streichen etwas nach SW um. Endlich tauchen am Fuße der Felswände nördlich Sottoguda steilgestellte und verquetschte Werfener Schichten auf. Die Aufschlüsse sind hier im steilen und dicht bewachsenen Gelände sehr schlecht, und es darf nicht verschwiegen werden, daß die Grenzführung hier auf wenige isolierte Aufschlüsse gegründet werden mußte. Unbedingte Genauigkeit kommt ihr darum nicht zu. Auch gelang es mir gleichfalls nicht, die Fortsetzung des Sattelkernes zum Piz Guda hin zu verfolgen. (Vgl. Cornelius-Furlani [16], S. 58.)

Weiter östlich im Gebiete des Bergsturzes von Col ist der Marmolatasattel entweder eingebrochen oder biegt plötzlich scharf in die Tiefe. Jedenfalls ist Anstehendes hier nicht festzustellen. Erst am Bachriß nördlich Col taucht der Marmolatasattel wieder auf und zieht nun südöstlich gegen Soraru im Pettorinatal. Östlich des erwähnten Bachrisses ist der Nordschenkel des Sattels mit N fallenden Schichten und mächtigem Richthofenschen Konglomerat gut erschlossen. (Vgl. Textskizze 4.)

Westlich des Baches sieht man deutlich, wie Muschelkalk und Marmolatakalk zum Südschenkel umbiegen und einen nach S etwas überkippten Sattel bilden. Nur an dieser einen Stelle ist der Südschenkel des Sattels erhalten, sonst ist er der Erosion anheimgefallen. Bei Soraru taucht der Marmolatasattel unter Tuffen unter. Möglicherweise ist als seine östliche Fortsetzung die Kalkbank zwischen Caprile und Caracoi Cimai anzusehen. Hier ziehen zwei Kalkstreifen von N nach Caracoi Cimai. Der östliche zeigt an der dem Cordevole zugekehrten Seite flaches Nordfallen; hier liegen auf Tuffen zunächst dunkler Kalk und Buchensteiner Knollenkalk, dann heller Marmolatakalk und wieder Tuff. Von einer Störung an der Basis ist mit Sicherheit nichts festzustellen. Je mehr sich nun der Zug dem zum Cordevole herunterziehenden Ru Barce nähert, desto steiler fallen die Schichten, bis endlich am Bach selber sie steil stehen. Hier sind sie sicher gestört, denn sie und auch die liegenden Tuffe tragen deutliche Anzeichen tektonischer

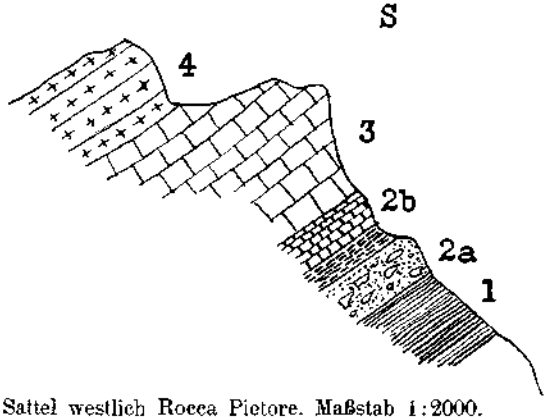


Fig. 4. Sattel westlich Rocca Pietore. Maßstab 1:2000.
1 = Werfener Schichten; 2a = Richthofensches Konglomerat; 2b = mergelige und gebankte Kalke; 3 = Marmolatakalk; 4 = Tuffgruppe.

Beanspruchung. Die Störungsfläche fällt steil ein, so daß ihr Charakter nicht sicher ist. Der westliche Zug zeigt im allgemeinen mäßig steiles Ostfallen und läßt von tektonischer Beanspruchung nichts erkennen. Allerdings sind die Aufschlüsse hier recht schlecht. Wenn diese Stelle mit dem Marmolatasattel in Verbindung gebracht werden soll, so müßte der überkippte Sattel plötzlich in geringer Breite einen recht beträchtlichen Vorschub erfahren haben. Das ist wenig wahrscheinlich, und auch die Verbindung mit dem letzten sicheren Vorkommen ist nur schwer herzustellen. Leichter erklärlich scheint mir die Annahme, daß es sich um eine etwas gestörte Einlagerung von Buchensteiner Kalk und Marmolatalkalk in den Tuffen handelt. Cornelius-Furlani (16, S. 59) geben an, daß nördlich des Piz Guda die Einlagerung von Marmolatakalk im Tuff überschoben sein soll, und nennen sie Forcaüberschiebung. Ich habe diese Überschiebung nicht bestätigen können, auch die auf dem Prof. 1, Taf. 1 bei Cornelius-Furlani eingezeichneten Explosivtuffe über der Kalkeinlagerung habe ich nicht beobachtet.

Der Marmolatasattel, der im Marmolatagebiet selber z. T. als Überschiebung auftritt, tritt als steiler Sattel in unser Gebiet ein. Im weiteren Verlauf wird er zunächst flacher, überkippt dann wieder nach S und taucht unter. Seine weitere Fortsetzung ist unsicher.

Westlich Sottoguda wird der Marmolatasattel im S von einer recht steilen Mulde begrenzt, die sich nach W weiter erstreckt und der Ombrettamulde (6) bei Cornelius-Furlani entspricht. Sie liegt in unserem Gebiet ausschließlich im Marmolatakalk und ist in der Sarai di Sottoguda gut zu beobachten. Bei Sottoguda klingt sie aus. Am Col di Lastei biegt ihr Südflügel zu einem kleinen Sattel um. (Von Buchensteiner Schichten, wie sie Cornelius-Furlani [16, S. 65] hier angeben, habe ich nichts gesehen.)

Am Col di Gai liegt in einer flachen, schüsselförmigen Einmuldung noch Tuff und Tuffkonglomerat auf dem Marmolatakalk. Es ist ein von der Erosion verschonter Rest der ursprünglich das ganze Gebiet bedeckenden Tuffplatte. Am Nordende dieser Mulde (Vieimulde bei Cornelius-Furlani, 16) grenzt mit steiler Überschiebung der Marmolatakalk an die Tuffe. Eine weitere Verfolgung dieser Überschiebung (Vieiüberschiebung bei Cornelius-Furlani) im Marmolatakalk ist nicht möglich. Es handelt sich wohl um eine kleine Aufschuppung der Marmolatakalkmasse (vgl. Prof. 1, Taf. 1).

Die Störungszone von Rocca Pietore. Im Raum nördlich Rocca Pietore betreten wir ein Gebiet, das sich durch etwas intensivere Lagerungsstörung auszeichnet. Die von W herüberziehende flach nördlich fallende Tuffgruppe mit ihren Einschaltungen wird westlich von Costa durch einen NNW—SSO streichenden Bruch abgeschnitten, an dem der östliche Teil abgesunken ist. Er läßt sich an einzelnen Aufschlüssen bis zur Pian della Leda verfolgen. Soweit die Beobachtungen Schlüsse gestatten, kann man auf steiles Einfallen der Bruchfläche schließen (vgl. Prof. 3, Taf. 1). Wo sie an Cassianer Schichten anstößt, sind diese in ihrer unmittelbaren Nähe stark verfaltet und gestört. Eine senkrecht zu dieser verlaufende mäßig steil nördlich fallende Störung verläuft unter dem Buchensteiner Band in den Tuffen. Der ersten parallel verläuft eine zweite Verwerfung im Val Roccia. Hier ist Lava gegen Cassianer Schichten verworfen. Auch diese Störung steht fast steil, und der östliche Teil ist an ihr abgesunken. An einer dritten N—S streichenden Verwerfung endlich stoßen nordwestlich Saviner Cassianer Schichten gegen die Tuffgruppe ab. Hier ist der westliche Teil der abgesunkene, die Cassianer Schichten zwischen den beiden letzterwähnten Störungen sind also am tiefsten eingebrochen. Diese auffallende Häufung von Störungen auf engem Raum — es sind noch eine ganze Anzahl kleinerer, die nicht kartiert wurden, zu beobachten — findet ihre Erklärung in der Überschiebung des Col di Roccia, der, wie wir sehen werden, nur ein Teil der Monte-Poré-Schubmasse ist. Diese Überschiebung ist unterhalb des von Ronc nach Saviner verlaufenden Weges recht gut aufgeschlossen (vgl. Textskizze 5).

Wir sehen hier die im Val di Roccia stark gefalteten Cassianer Schichten am Westhang des Tales allmählich in mittelsteiles Nordostfallen übergehen.

Im oberen Teil der Schichtengruppe tritt nun eine sehr intensive, im Profil nicht darstellbare Verfaltung der weichen Mergel und Kalke ein. Sie sind regellos nach allen Richtungen hin verfaltet und verquetscht. Darüber folgt dann mit zunächst flacher, dann zirka 45—50° NO einfallenden Störungsfläche der Mendoladolomit. Er ist stark tektonisch in Anspruch genommen und teilweise zu einer tektonischen Breccie zermalmt. Darüber liegt dann wenig gestörter Muschelkalk und wieder Mendoladolomit. Den basalen, verquetschten Mendoladolomit müssen wir als Schubfetzen auffassen, der beim Vorschub mitgerissen und zermalmt wurde. Der überschobene Mendoladolomit wird von einer unbedeutenden kleinen Querstörung getroffen, die sich in den basalen Cassianer Schichten nicht mehr verfolgen läßt. Der Druck der überschobenen Masse bewirkte ein Bersten und Absinken des überfahrenen Gebietes, und die überlasteten Teile brachen ein. Der ziemlich feste Tuff im O hat dem Druck eher

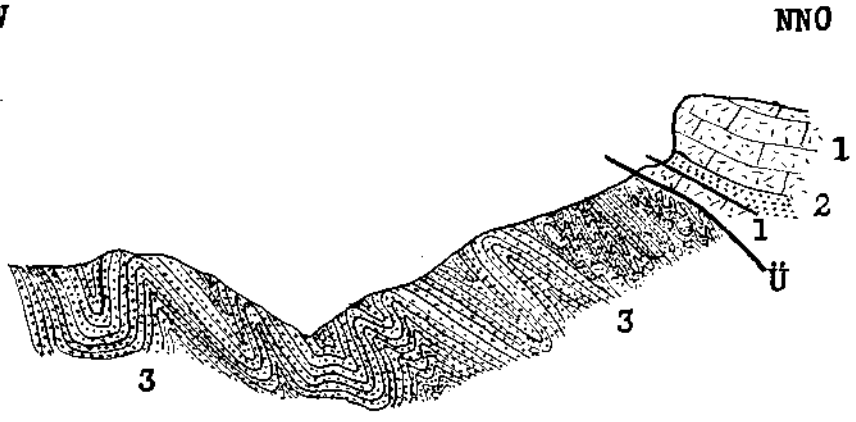


Fig. 5. Cassianer Schichten und Überschiebung südlich Col di Rocca. Maßstab 1:6250. 1 = Mendoladolomit; 2 = Muschelkalk; 3 = Cassianer Schichten; Ü = Überschiebung.

standhalten können, und so kommt es, daß die plastischen Cassianer Schichten besonders tief absanken. Ihre Kleinfältelung ist wohl zur Hauptsache auf die beim Einbruch auftretenden Spannungen zurückzuführen.

Das Gebiet zwischen dem Pettorinatal und der Pezza-Quetschzone, bzw. der Monte-Forca-Störungszone wird von einer flachen Mulde eingenommen. Nach dem etwa in ihrem Kern liegenden Sasso Bianco sei sie Sasso-Bianco-Mulde (7) genannt. Wir sehen sie am Westrand des Gebietes am Lago Franzei entstehen. (Vgl. Prof. 1, Taf. 1.) Östlich des Sees liegen auf vorwiegend dolomitischem Marmolatakalk Tuffkonglomerate ohne dazwischenliegende Tuffe. Sie bilden eine kleine, sehr flache Mulde, ebenso wie der liegende Marmolatakalk. Von SW her ist ihr an einer zirka 40—45° SW fallenden Störungsfläche die Marmolatakalkmasse des Monte Alto aufgeschoben. Diese Überschiebung (Franzeiüberschiebung bei Cornelius-Furlani, 16, S. 67) läßt sich noch etwas gegen N verfolgen, ist aber dann nicht mehr

festzustellen. Buchensteiner Schichten und Mendoladolomit, die nach Cornelius-Furlani hier aufgeschlossen sein sollen, habe ich nicht feststellen können.

Weiter verläuft die Sasso-Bianco-Mulde über die fast ebenen Marmolatakalkschichten nördlich der Crepe Rossa und tritt an der Buca della Fontane wieder in voller Deutlichkeit als flache Mulde hervor. Von hier bis östlich des Sasso Bianco zieht sie sich gleichmäßig und einförmig als weitgespannte Mulde hin, die in sich kaum gestört ist (vgl. Prof. 2, Taf. 1). Zeigten die bisher besprochenen Sattel- und Muldenzüge NW-SO- bis W-O-Streichen, so finden wir jetzt WSW-ONO-Streichen, das von nun an im südlichen Teil des basalen Gebirges herrschend wird. Der Nordflügel der Mulde ist überall vollständig erhalten, ihr Südflügel wird durch die Pezza-Quetschzone bzw. Monte-Forca-Störungszone abgeschnitten.

Östlich des Sasso Bianco spaltet sich die bisher einheitliche Mulde in zwei Äste, der nördliche behält das alte Streichen bei und endet östlich des Col Toront. Der südliche hingegen biegt in OSO-Streichen um, wird steiler zusammengefaltet und streicht über Bramezza als Alleghemulde (8) zum Lago d'Alleghe. Sie enthält zwischen Bramezza nnd Saviner noch Cassianer Schichten im Kern. Östlich des Sees geht das his dahin steile, teils senkrechte Einfallen plötzlich in flaches über, und die Mulde verbreitert sich rasch. Sie streicht nun ziemlich O—W zur Forcella d'Alleghe. Gut erhalten ist nur ihr Nordflügel, der Südflügel ist entweder unter Schutt oder der überschobenen Civettamasse begraben. In vollständiger Schichtenentwicklung finden wir den Nordflügel an der Straße Le Grazie—Alleghe. Wir sehen hier die ununterbrochene Folge Werfener Schichten bis Tuffkonglomerate mit ziemlich regelmäßigem (im Mittel 45°) Südfallen. Weiter östlich werden die tieferen Schichten bald von der Monte-Porè-Schubmasse überfahren, am Col di Davagnin ist noch Mendoladolomit erhalten (vgl. Prof. 5, Taf. 1), noch weiter östlich ist alles ältere als Tuffkonglomerat unterdrückt. Der Südschenkel der Mulde ist nur am Nordwesthang des Monte Coldai in einem kleinen Aufschluß von Tuff und Buchensteiner Schichten erschlossen. Der Tuffzug südlich Alleghe gehört wohl der La-Mont-Mulde an und ist wahrscheinlich durch eine Störung von der Alleghemulde getrennt. Daß Störungen, die sich jedoch unter der quartären Bedeckung verborgen halten, im Gebiet östlich Alleghe häufiger sind, beweist auch das Auftreten von Tuffen beim P. 1410, die plötzlich zirka SO—NW streichen. Wir dürfen wohl annehmen, daß die Alleghemulde hier zum mindesten in ihrem westlichen Teil zwischen Alleghe und Sassel von einer zirka O—W verlaufenden Störung in ihrem Kern getroffen wurde.

Das Cordevoletal zwischen Caprile und Alleghe. Schon Mojsisovics (35) hatte beobachtet, daß die beiden Talseiten des Cordevole zwischen Caprile und Alleghe verschiedenen Bau zeigen und dies auf eine N-S-Störung zurückgeführt. Es ist sehr wahrscheinlich, daß der Cordevole hier z. T. einem Bruch folgt, doch ist er nicht sehr bedeutend. Das westliche Cordevolegehänge zeigt einen einfachen Bau; Tuffe und Tuffkonglomerate streichen überall bis an die

Taltiefe heran. Sie gehören den eben besprochenen westlichen Sattel- und Muldenzügen an. Nur südlich Caprile und am Nordende des Alleghesees sind den Tuffen Kalke und Buchensteiner Schichten eingeschaltet. Sie finden auch am Ostufer des Cordevole ihre Fortsetzung und beweisen, daß der Querbruch des Cordevoletales jedenfalls nicht bedeutend ist.

Um Caprile ist Tuff das Anstehende. Der Mendoladolomit des Col di Foglia gehört der Monte-Poré-Schubmasse an und liegt ortsfremd auf den Tuffen. Geht man von Caprile die Straße nach Alleghe, so trifft man nach zirka 1 *km* etwas oberhalb der Straße plötzlich auf Werfener Schichten. Die Störungsfläche zwischen beiden ist ein steil stehender Bruch. Auf den Werfener Schichten liegen mit mittelsteilem Südfallen Mendoladolomit, Buchensteiner Schichten und Tuff. Wir haben also den Südflügel eines im First gebrochenen Sattels vor uns. Etwas nördlich des Ru de Col de Sopernai stoßen an steiler Bruchfläche wieder Werfener Schichten an Tuff, und es wiederholt sich das eben beschriebene Bild. Die weitere Schichtenfolge bis zum Muldenkern von Alleghe ist wieder der Südflügel eines im First gebrochenen Sattels. Der eben erwähnte Bruch hat auch die Monte-Poré-Schubmasse ergriffen, ihr südlicher Teil springt nach O zurück und das basale Gebirge wird auf eine größere Strecke bloßgelegt. Wir können daher erkennen, daß sich die Werfener Schichten des Sattelkerns nach O rasch verbreitern und ziemlich steil aus dem Cordevoletal auftauchen. Wir dürfen auch wohl für den nördlichen Sattel dasselbe annehmen; beide tauchen also nach W sehr rasch in die Tiefe und werden von einem Nordsüdbruch abgeschnitten.

Der nördliche Sattelteil liegt etwa in der Fortsetzung des Marmolatasattels und ist wohl mit ihm in Zusammenhang zu bringen. Der südliche läßt sich ungezwungen als Fortsetzung der kleinen Aufsattelung zwischen Sasso-Bianco-Mulde und Alleghemulde auffassen.

Zwischen Caprile und Alleghe tauchen die Sattelzonen also plötzlich scharf auf, sind im First gebrochen und werden von einer N-S-Störung getroffen. An ihr ist das westliche Gebiet etwas abgesunken.

2. Die Pezzaquetschzone.

Der Südrand des Cime-di-Pezza—Piz-Zorlet-Zuges ist durch eine Störungszone charakterisiert; nirgends liegen die jüngeren Schichten normal auf den älteren.

Wir beginnen mit der Betrachtung der Verhältnisse im W. Beim Aufstieg zur Forcella di Negher zeigt sich folgendes Bild:

Über den flach nördlich fallenden Werfener Schichten und dem Muschelkalk des basalen Gebirges folgen mit ebenfalls nördlich fallender Störungsfläche wieder Werfener Schichten. Sie werden überlagert von Marmolatakalk bzw. Dolomit und Tuffkonglomerat, die auf die Werfener übergeschoben sind. Buchensteiner Schichten und Mendoladolomit, die Cornelius-Furlani (16) und auch Castiglioni (13) hier angeben, habe ich nicht gesehen. Nur wenig weiter westlich stehen sie jedoch sicher

an. Ich habe infolge heraufziehenden Unwetters die Aufnahmen an dieser Stelle rasch beenden müssen, so daß mir möglicherweise das Vorkommen hier entgangen ist. Jedenfalls kann es sich nur um kleine Reste handeln.

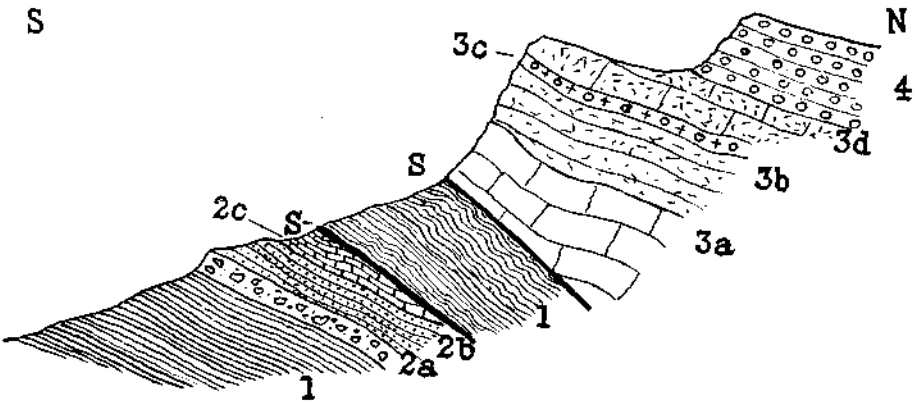


Fig. 6. Quetschzone westlich der Forcella di Negher. Maßstab ca. 1:6250.
1 = Werfener Schichten; unterer Muschelkalk: 2a = Richthofensches Konglomerat; 2b = rote und bunte Mergel; 2c = ockergelber Kalk; Marmolatakalkgruppe: 3a = heller Kalk; 3b = gelbrote Dolomite; 3c = Kalkbreccienlage; 3d = Dolomit und dolomitischer Kalk; 4 = Konglomeratgruppe; S = Störungsflächen.

Bis zur Forcella di Pianezza bleiben die Lagerungsverhältnisse nun ziemlich die gleichen. Die Scharte hier folgt offenbar einer kleinen Störung, und östlich derselben sehen wir nun ein ganz anderes Bild. (Vgl. Textskizze 7.)

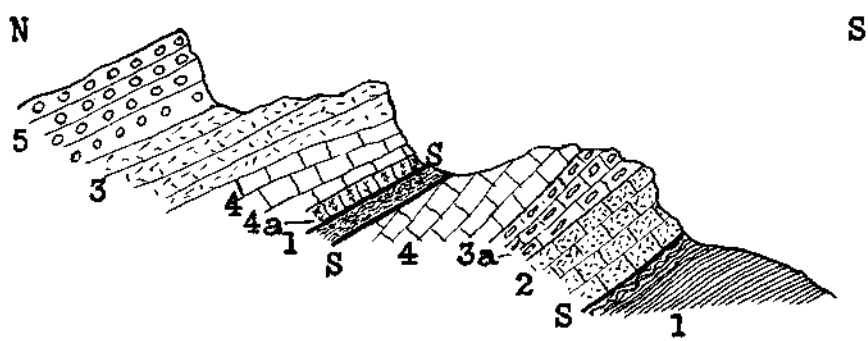


Fig. 7. Quetschzone an der Forcella di Pianezza. Maßstab ca. 1:6250.
1 = Werfener Schichten; 2 = Mendoladolomit; 3 = Marmolatadolomit; 3a = knolliger Dolomit mit *Pietra verde*; 4 = Marmolatakalk; 4a = brecciöse Lage und Dolomit mit grünen Butzen; 5 = Gruppe der Tuffkonglomerate; S = Störungsflächen.

Die Schichtenfolge des unter der Quetschzone liegenden Gebirges ist nun vollständiger entwickelt. Der Muschelkalk fehlt zwar, er ist tektonisch unterdrückt, unweit östlich tritt er jedoch bald auf. Mendoladolomit ist in typischer Entwicklung vorhanden. Die Buchensteiner Schichten sind durch knollige Dolomite mit *Pietra verde* vertreten, über denen Marmolatakalk liegt. Diese ganze Serie fällt mittelsteil nördlich, die

oberen Lagen zeigen ein steileres Einfallen als die unteren. Der Marmolatakalk wird nun von der flach nördlich fallenden Quetschzone geschnitten, die hier nur aus geringmächtigen, stark verquetschten Werfener Schichten

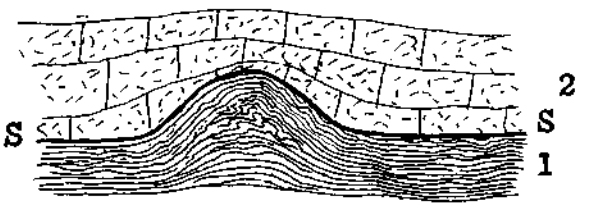


Fig. 8. Sattelförmige Aufbiegung im Streichen der Werfener Schichten, s. Cime di Pezza.
1 = Werfener Schichten; 2 = Mendoladolomit; S = Störungsfläche.

besteht. Darüber liegen mit ungefähr gleichem Einfallen Marmolatadolomit und -kalk und Tuffkonglomerat. Die tieferen Lagen des Dolomits sind an der Störungszone stark zertrümmert und z. T. mylonitisiert.

Nordwestlich der Sorgente di Pianezza, wo Muschelkalk über den Werfener Schichten fehlt, sind letztere an einer Stelle eigentümlich im Streichen aufgebogen. (Vgl. Textfig. 8.)

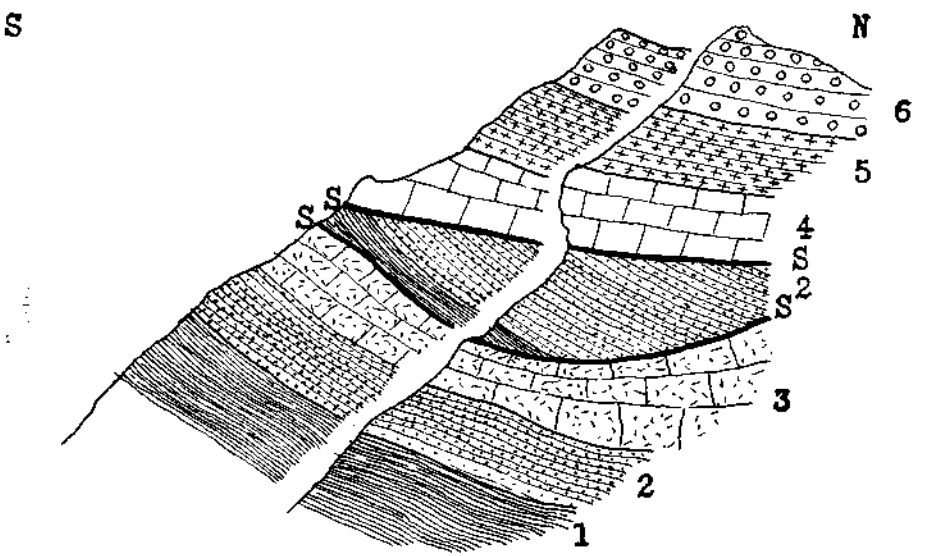


Fig. 9. Quetschzone am Bachriß westlich Pezza. Maßstab ca. 1:3000.
1 = Werfener Schichten; 2 = Unterer Muschelkalk; 3 = Mendoladolomit; 4 = Marmolatakalk; 5 = Tuffgruppe; 6 = Tuffkonglomerate; S = Störungsflächen.

Weiter nach O schaltet sich in der Quetschzone allmählich Muschelkalk ein, bis am Bachriß westlich Pezza die Werfener Schichten völlig verdrängt sind. Die Quetschzone verbreitert sich hier etwas. Sie liegt hier auf Mendoladolomit. Dolomit und Kalk der ladinischen Stufe sind schon weiter westlich völlig unterdrückt worden. In dem steilen, gut aufgeschlossenen Bachriß hier sind die Lagerungsverhältnisse gut zu beobachten. (Vgl. Textfig. 9.)

Im Gebiet von Pezza selber ist die Quetschzone nicht zu beobachten, Bergsturz und Schutt verdecken den ganzen Hang. Erst am tiefen Bachriß östlich Pezza sehen wir sie wieder aufgeschlossen, jetzt wieder mit wenig Muschelkalk und Werfener Schichten in verkehrter Lagerung.

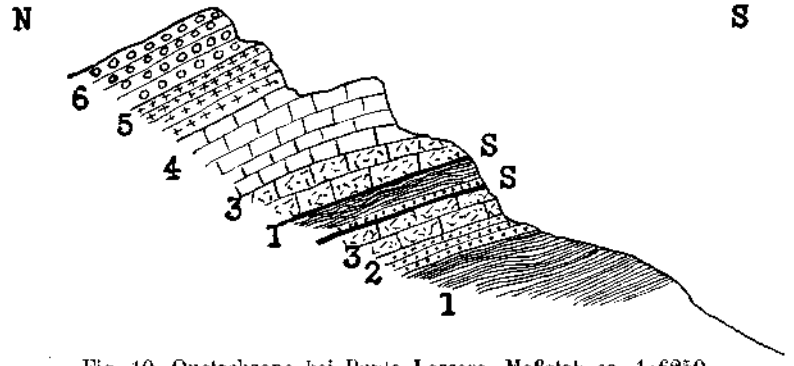


Fig. 10. Quetschzone bei Punta Lazzera. Maßstab ca. 1:6250.
1 = Werfener Schichten; 2 = Unterer Muschelkalk; 3 = Mendoladolomit; 4 = Marmolatakalk; 5 = Gruppe der Tuffe; 6 = Tuffkonglomerate; S = Störungsflächen.

Auch hier ist die Quetschzone wiederum nur geringmächtig, in ihrem Einfallen jedoch nun den höheren und tieferen Schichtenpaketen angepaßt. Eine tektonische Diskordanz, die bisher überall festzustellen war, fehlt jetzt fast völlig. (Vgl. Textskizze 10.)

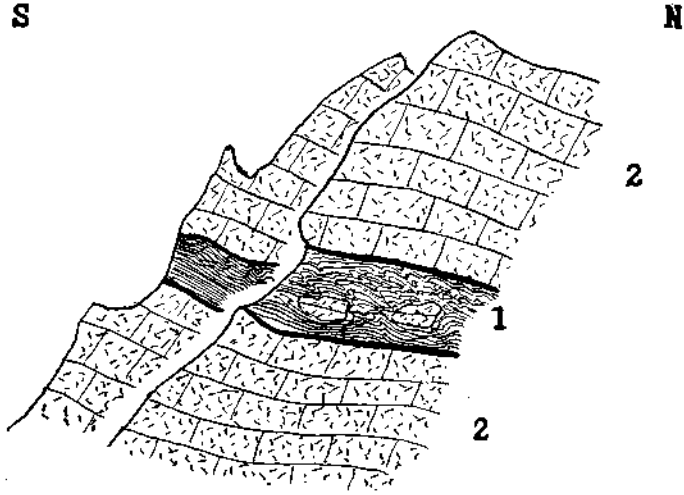


Fig. 11. Quetschzone an der Punta Lazzera. Maßstab ca. 1:1500.
1 = Werfener Schichten mit eingeklemmten Blöcken von Mendoladolomit; 2 = Mendoladolomit.

Wenig weiter östlich, an der Punta Lazzera, sieht man die Quetschzone bis auf wenige Meter, stellenweise unter 10 *m*, ausgequetscht. Sie liegt nun zwischen Mendoladolomit. Interessant ist hier das Auftreten von Blöcken von Mendoladolomit inmitten der intensiv verquetschten

Werfener Schichten. Auch die eingeschlossenen Blöcke sind, wie der Mendoladolomit, in der Nähe der Störungszone stark tektonisch beansprucht und teilweise in Mylonit umgewandelt. (Vgl. Textskizze 11.)

Östlich des Piz-Zorlet-Massivs biegt die Quetschzone plötzlich scharf nach N um und streicht dann wieder östlich zum vom Basso Bianco herunterziehenden Bachriß; wenig westlich desselben findet der Werfener Zug und auch der hangende Mendoladolomit sein Ende. Über letzterem stellt sich wieder ein tektonisch begrenzter, schmaler Zug von Werfener Schichten ein, der — teilweise von Muschelkalk begleitet — durch den Bach hindurch zum Monte Costiaza streicht. Südlich des Berges keilt er als steiler Sattel, der im First gebrochen ist, zwischen Tuff und Tuffkonglomerat aus. Hier findet die Pezzaquetschzone ihr sichtbares Ende. Ihre Fortsetzung ist wahrscheinlich an der Grenze zwischen Tuff und Tuffkonglomerat südlich des Monte Costiaza zu suchen, doch lassen die schlechten Aufschlußverhältnisse — das ganze Gehänge ist mit fast undurchdringlichem Laubholzgestrüpp bewachsen — eine sichere Feststellung nicht zu.

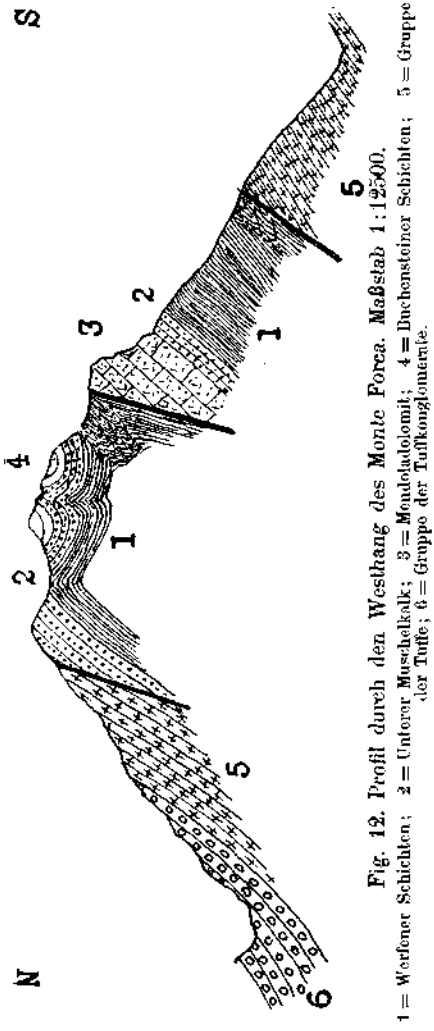


Fig. 12. Profil durch den Westhang des Monte Forca. Maßstab 1:12500.
1 = Werfener Schichten; 2 = Unterer Muschelkalk; 3 = Mendoladolomit; 4 = Buchensteiner Schichten; 5 = Gruppe der Tuffe; 6 = Gruppe der Tuffkonglomerate.

Östlich des vom Sasso Bianco nach SO herabziehenden Baches finden wir nun wieder eine gestörte Zone, die in ihrem Bau z. T. noch komplizierter ist als die Pezzaquetschzone. Da hier neben Überschiebung und Ausquetschung auch Bruchbildung eine große Rolle spielt, sei sie als Monte-Forca-Störungszone bezeichnet und im folgenden zunächst näher beschrieben.

3. Die Monte-Forca-Störungszone.

Östlich des Monte Costiaza tritt die Störungszone mit Werfener Schichten und Mendoladolomit, die zwischen Tuff und Tuffkonglomerat eingeklemmt sind, in die Erscheinung. Die tektonischen Begrenzungsflächen sind steil nördlich fallende Überschiebungen. Gegen O verbreitert sich die Störungszone, der Werfener Zug spaltet sich in zwei Sattelzüge, die am westlichen Vorberg des Monte Forca eine Mulde von Muschel-

kalk und Buchensteiner Schichten einschließen. (Vgl. Textskizze 12.) Mendoladolomit fehlt hier. Im W taucht inmitten der Mulde noch einmal ein steiler Sattel von Werfener Schichten auf, so daß wir hier drei Sattelzüge unterscheiden können. Die Mulde selbst ist in sich ziemlich gestört, zumal an ihrem Südrand. Hier stoßen stellenweise Buchensteiner an Werfener Schichten. Auch das Fehlen des Mendoladolomits ist wohl tektonisch zu erklären, wenn auch eine Störung zwischen Muschelkalk und Buchensteiner Schichten in dem schlecht aufgeschlossenen Gelände nicht mit Sicherheit festgestellt werden konnte.

Der nördliche Sattel wird im N vom Muschelkalk begleitet, der unmittelbar an Tuff anstößt. Zugleich wird das Einfallen der Störungsfläche immer steiler und sie verliert mehr und mehr den Charakter einer Überschiebung. Der südliche Sattel von Werfener Schichten stößt mit steiler Bruchfläche an Mendoladolomit. Unter diesem folgt nun die normale Reihe Muschelkalk, Werfener, die nun mit 45—60° nördlich fallender Überschiebung auf der Tuffgruppe liegen. Diese Überschiebung ist die Fortsetzung derjenigen zwischen Werfener Schichten und Tuff etwas weiter westlich. Im O wird die Mulde von zwei im allgemeinen nordsüdlich streichenden Brüchen getroffen, zwischen denen die Mulde als schmaler grabenartiger Streifen eingebrochen ist. Dieser Einbruch hebt sich auch morphologisch recht gut ab und bildet die flache Senke zwischen den beiden Gipfelkuppen der Monte-Forca-Gruppe.

Die östliche Bruchfläche läßt sich gegen SO bis fast zum Cordevoletal verfolgen; an ihr ist Tuff gegen Bellerophonkalk und ältere Trias verworfen. Der östlich dieses Bruches liegende Teil der Monte-Forca-Störungszone ist verhältnismäßig einfach gebaut. Er stellt im wesentlichen einen großen, ziemlich flachen Sattel von Bellerophonkalk bis Mendoladolomit dar; nur an einer Stelle im S sind noch Buchensteiner Schichten in einer sehr flachen Mulde von Mendoladolomit erhalten. Der Kern dieses Sattels streicht etwa ostwestlich mit schwacher Abbiegung gegen N. Im S hängt er offenbar mit den Werfener Schichten des Cordevoletales zusammen. Im N stößt der Sattel mit steiler Bruchfläche an Tuff. Westlich der Casere Bur ist noch Muschelkalk an der Bruchfläche mit eingepreßt.

Der eben besprochene Sattel gibt uns einen Hinweis zum Verständnis der Monte-Forca-Störungszone und der Pezzaquetschzone. Wir haben gesehen, daß sein Streichen etwa ostwestlich gerichtet ist. In der genauen Fortsetzung des Streichens liegt etwa 10 *km* entfernt im W der Sattel von Franzetas. (Vgl. Cornelius-Furlani 16.) Ich vermute nun, daß diese beiden Sattelzonen ursprünglich als einheitlicher Sattelzug zusammengehört haben. Der von N wirkende Druck, der ja in unserem Gebiet die ostwestlich streichenden Faltenzüge aufgefaltet hat, wirkte nun zwischen Marmolata und Cordevoletal besonders stark und faltete den Sattel zunächst zum steilen Isoklinalsattel auf. Bei andauernder Druckwirkung wird nun der Sattel zunächst gegen S umgelegt, seine Schenkel werden ausgequetscht und legen sich nun als Quetschzone auf das tiefer liegende Gebirge hinauf. Eine kleine Einmuldung, die den Sattel im S begleitet hat, wird hierbei völlig ausgewalzt und ist nur stellenweise als Schubfetzen in verkehrter

Schichtenfolge noch erhalten. Aus dem einstigen steilen Sattel ist also eine Quetschzone mit Überschiebungserscheinungen geworden. Die Reichweite des Schubes ist jedoch nur gering, sie beträgt etwa 1 bis höchstens 1·5 *km*. Dabei sind die am weitesten vorspringenden Teile am stärksten ausgequetscht (Punta Lazzera).

4. Der südliche Abschnitt.

Der südliche Abschnitt des basalen Gebirges wird im wesentlichen aus einem großen, WSW—ONO streichenden Sattel aufgebaut, der als Valladasattel (9) bezeichnet sei. Er tritt im W zwischen Caviola und Feder als breiter Sattel mit Grödner Sandstein im Kern in unser Gebiet ein (vgl. Prof. 1, Tafel 1) und streicht zunächst zum Col di Frena. Hier ist der Sattelbau des Bellerophonkalkes am Riß gegen O ausgezeichnet erschlossen (vgl. Textskizze 13).

Östlich des Col di Frena im Valle di Rif ist der Sattel wahrscheinlich an einer N-S-Störung abgebroehen; darauf läßt das weite Vor-

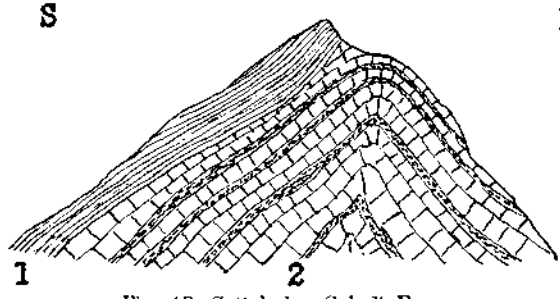


Fig. 13. Sattel des Col di Frena.
1 = Werfener Schichten; 2 = Bellerophonkalk mit Gipslagen.

greifen der Bellerophonschichten nach N schließen. Wahrscheinlich hängt diese Störung mit der von der Forcella di Pianezza herabkommenden zusammen. Im Gebiet von Vallada ist der Sattel sehr breit und flach, die Bellerophonschichten liegen teilweise fast eben. Nach O wird er nun rasch zusammengedrückt, an der Forcella di San Tommaso und im Val Forcella ist er als schmaler, steiler Sattel erschlossen (vgl. Prof. 2, Tafel 1), Der Valladasattel streicht nun weiter gegen Pecol und verschwindet südlich des Dorfes ein kurzes Stück unter Werfener Schichten. Südlich Piaja taucht er dann stark zerquetscht unter steil einfallenden Werfener Schichten wieder auf, um nun endgültig zu verschwinden.

Der Valladasattel ist in seinem östlichen Teil nördlich und südlich von kleinen Muldenzügen begleitet. Die nördliche Mulde sehen wir nordöstlich Costoja aus der Mendoladolomitplatte des Nordschenkels des Valladasattels entstehen, die Werfener Schichten greifen hier zungenförmig gegen Ravenna nach O vor und trennen eine flache Mulde ab, die nördlich Costoja gut aufgeschlossen ist (vgl. Textskizze 14).

In ihrem weiteren Verlauf nach W ist diese Mulde zunächst nur in einer mehr oder weniger steilen Einmuldung der Werfener Schichten

zu sehen, die z. T. nach S überkippt sind. Bei Canacede liegt wieder ein kleiner Rest Muschelkalk auf den Werfener Schichten, und nun findet die Mulde rasch ihr Ende.

Der südliche Muldenzug, die Piz-Croce-Mulde (19), beginnt etwas westlich des Piz Croce mit einer Einmuldung in den Werfener Schichten. Am Piz Croce selber ist ihr Muschelkalk eingelagert, der sich als schmaler Zug nach San Tommaso erstreckt (vgl. Prof. 2, Taf. 1). Hier hat sich nun die Mulde ursprünglich etwas verbreitert, wie das Auftreten von Mendoladolomit beweist. Durch späteren Südostdruck (vgl. darüber später: Civetta-Schubmasse!) ist jedoch hier die Mulde steil zusammengepreßt und vielfach gestört. Das ganze Gebiet nordöstlich San Tommaso zeichnet sich überhaupt durch intensive Störung und Faltung aus. Der Ru delle Nottole folgt einer NW-SO-Störung, die den östlichen Teil der Mulde etwas nach N verschoben hat. An der neuen Straße

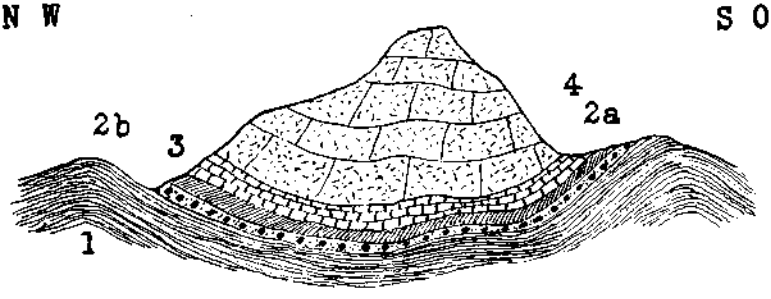


Fig. 14. Mulde nördlich Costoja. Maßstab ca. 1:5000.
1 = Werfener Schichten; Unterer Muschelkalk: 2a = Richthofensches Konglomerat; 2b = rote Mergel; 3 = dunkle Kalke; 4 = Mendoladolomit.

Avoscan—San Tommaso sind die steil stehenden und z. T. verquetschten Schichten ausgezeichnet erschlossen. Östlich des Baches findet die Mulde rasch tektonisch ihr Ende.

Die Piz-Croce-Mulde wird im S von einem kleinen Sattel, dem Avoscansattel (11), begleitet. Er erstreckt sich als mehr oder weniger steiler Bellerophonkalkzug von Avoscan gegen die Casere Chica und taucht hier unter Werfener Schichten unter. Vielleicht ist weiter westlich die kleine Aufsattelung von Bellerophonkalk südlich des Monte Celenton mit ihm in Zusammenhang zu bringen. Seine nördliche Fortsetzung ist der schmale, gestörte Bellerophonkalkzug, der sich parallel der Straße Avoscan—Forchiade bis zum letzten Ort erstreckt, hier über die Straße herüberzieht und im Cordevoletal verschwindet. Er hängt jedenfalls nicht mit dem Bellerophonkalk von Piaja zusammen.

Nördlich Cencenighe liegt auf Werfener Schichten eine weite und flache Mulde mit Buchensteiner Schichten im Kern, die Mulde von Fontanelle (12) (vgl. Prof. 2, Taf. 1). Im N, W und S liegt sie normal auf Werfener Schichten auf und fällt sehr flach gegen die Mitte ein. Im O wird sie teilweise von einer schon von Mojsisovics (35) erkannten Störung begrenzt, an der die ganze Mulde etwas nach O

eingesunken ist. Sie ist eigentlich nur ein Erosionsrest einer ehemals größeren flachen Mulde und hat zweifellos einst mit der Mulde von La Mont am östlichen Cordevoleufer zusammengehangen.

Die Mulde von La Mont (13) begleitet den Cordevole an seinem Ostufer zwischen Alleghe und Ghisel. Sie ist sehr einfach gebaut und zeigt die normale Schichtenfolge Muschelkalk bis Tuffkonglomerat bei flachem Ostfallen. Im Gegensatz zu den nördlichen Mulden zeigt sie deutliches SW-NO-Streichen, was ja schon bei den zuletzt besprochenen Sattel- und Muldenzügen immer deutlicher in die Erscheinung tritt. Auf die Bedeutung dieser Erscheinung werden wir später noch zurückkommen.

Im Cordevoletal zwischen Alleghe und Cencenighe hatte Mojsisovics (35) einen den Fluß parallel verlaufenden Bruch angenommen. Ein einheitlicher Bruch läßt sich nun hier nicht feststellen, wohl aber eine ganze Reihe kleinerer Störungen, die jedoch alle nicht

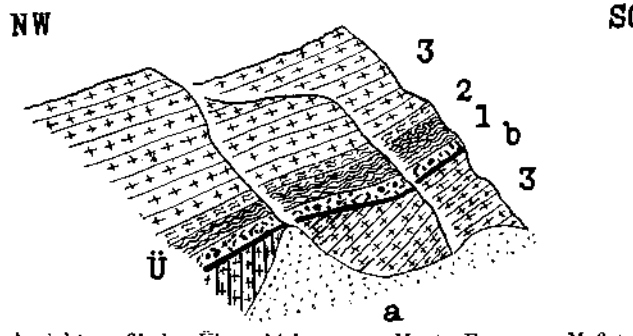


Fig. 15. Ansichtsprofil der Überschiebung am Monte Fernazza. Maßstab 1:5000.
1 = Untere Buchensteiner Schichten; 2 = Obere Buchensteiner Schichten; 3 = Tuffgruppe; a = Schutt b = Überschiebungsbreccien.

weiter zu verfolgen sind. Sie finden sich meistens an beiden Talhängen, in der Taltiefe läßt sich jedoch oft das ungestörte Durchstreichen der Werfener Schichten durch das Flußbett beobachten. Die meisten dieser kleinen Brüche verlaufen dem Tal parallel, doch gibt es auch eine ganze Reihe, die fast senkrecht dazu verlaufen. Auf der Karte sind sie wegen ihrer geringen Größe nicht eingetragen.

B. Die Monte-Poré-Schubmasse.

Im Nordostteil des Gebietes ist dem basalen Gebirge eine etwas abweichend gebaute Schubmasse aufgeschoben, die Monte-Poré-Schubmasse. Wir beginnen mit der Betrachtung der Lagerungsverhältnisse im S.

An den steilen Südhängen des Monte Fernazza läßt sich schon von weitem in den dunklen Tuffen ein helleres Kalkband wahrnehmen, das sich bei näherer Betrachtung als Buchensteiner Kalk herausstellt. Die Buchensteiner Serie ist hier ziemlich vollständig vertreten, auch die oberen Buchensteiner Plattenkalke sind entwickelt. Unter den Knollenkalken liegt nun eine 2 bis 3 *m* mächtige Breccie, die aus Buchensteiner Knollenkalk und Tuff besteht. Erstere überwiegen zumeist. Die

einzelnen Stücke sind in eine gelbe lettenähnliche Grundmasse eingebettet. Wir haben eine tektonische Breccie vor uns und stehen an der Überschiebung der Monte-Poré-Schubmasse (vgl. Textskizze 15).

Das basale Gebirge ist hier Tuff, der am Ausstrich der Überschiebungsfläche alle Anzeichen tektonischer Beanspruchung, Rutschstreifen und intensive Zermalmung zeigt. Die basalen Tuffe fallen größtenteils mittelsteil N, an einer Stelle jedoch stehen sie steil bei N 35° W-Streichen. Die überschobene Masse und die Überschiebungsfläche selber zeigen hier zirka 30° Nordfallen. Verfolgt man die Überschiebung weiter nach O, so sieht man die Buchensteiner Schichten teilweise tektonisch stark reduziert. Sie sind von verschiedenen jüngeren Querstörungen getroffen, die die einzelnen Teile der Überschiebungsfläche etwas gegeneinander verworfen haben. Am Ostende der besprochenen Felswände, südlich von P. 2013, tritt nun Mendoladolomit an die Basis der Überschiebung, die nun auf die Gruppe der Tuffkonglomerate erfolgt ist. Das Ostende des Mendoladolomitzuges ist stark aufgebogen und stößt mit SW-NO-Störung direkt an Tuff. Die weitere Fortsetzung der Überschiebung nach O ist unklar, wahrscheinlich folgt sie der Grenze von Tuff und Tuffkonglomerat. Die Almwiesen machen eine weitere Verfolgung hier unmöglich.

Verfolgen wir nun die Überschiebung vom ersten Punkt weiter gegen W. Knapp westlich des Monte Fernazza springt an einer Querstörung der westliche Teil der Überschiebung ein Stück gegen SW vor. Ein weiteres Störungsbündel bewirkt Wiederholung dieser Erscheinung, einem scharfen Zurückspringen folgt ebensolches Vorspringen, beides in einem Ausmaß von zirka 500 *m*. Südlich des Col di Davagnin liegen Werfener Schichten des Überschobenen auf Mendoladolomit des basalen Gebirges. Die Überschiebung fällt hier anscheinend ziemlich steil N (vgl. Prof. 5. Taf. 1). Vom Col di Davagnin bis zum Bruch des Ru de Col de Sopernai erfolgt Überschiebung von Werfener Schichten auf Werfener Schichten. Die Überschiebung läßt sich trotzdem recht gut verfolgen. Die Werfener Schichten der Schubmasse liegen söhlig oder fallen sehr flach (5 bis 20°) NO, die des basalen Gebirges fallen 40 bis 60° S bei O-W-Streichen. Am Ausstrich der Überschiebungsfläche sieht man an mehreren Stellen die Werfener Schichten des basalen Gebirges zunächst steil aufbiegen und dann, stark verknetet, ein Stück nach S verschleppt; das weist auf Herkunft der Schubmasse von N hin.

Der Ru de Col de Sopernai folgt einem jungen SW-NO-Bruch, der basales Gebirge und Schubmasse betroffen hat. Nördlich desselben verläuft der Ausstrich der Überschiebungsfläche dem Cordevoletal parallel und sie liegt bis Caprile auf den verschiedensten Gliedern des basalen Gebirges. Östlich Caprile tritt auf eine kurze Strecke Bellerophonkalk der Überschiebung an die Basis. Das Bild ist also ein völlig anderes, als es Mojsisovics (35) zeichnet. Nicht ein im O geschlossener Sattel, sondern Überschiebung ist das wesentlichste im Bau dieses Gebietes. Das Einfallen der Überschiebungsfläche ist hier flach bis mittelsteil NO.

Bis zum Fiorentinatal ist die Monte-Poré-Schubmasse nun recht einfach gebaut. Die Schichten zeigen einheitlich flaches bis mittelsteiles

Nordostfallen. Die weite Verbreitung des Mendoladolomits östlich Lagusello erklärt sich durch flache Faltung der Dolomitplatte. In der Ravine Marzelluch ist eine leichte Flexur im Mendoladolomit erkennbar (vgl. Textskizze 16).

Östlich Caprile keilen die Werfener Schichten nun plötzlich aus und Mendoladolomit tritt wieder an die Basis der Überschiebung (vgl. Prof. 4, Taf. 1). Zugleich biegen die höheren Schichtenglieder scharf gegen W vor. Auch der Mendoladolomit ist hier wohl tektonisch reduziert; jedenfals ist er plötzlich auffallend geringmächtig und läßt deutlich Zertrümmerung erkennen. Der Mendoladolomit des Col di Foglia ist nur ein durch Erosion von der Schubmasse abgetrennter Teil der Schubmasse. Er liegt offenbar direkt auf den basalen Tuffen. Geht man von Caprile aus den Cordevole aufwärts, so kommt man zunächst durch Tuffe des basalen Gebirges. Etwas oberhalb der zweiten Brücke über den Fluß trifft man plötzlich auf Werfener Schichten. Sie sind an der Grenze gegen den Tuff stark verquetscht und verfaltet

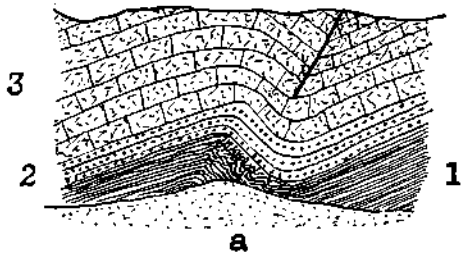


Fig. 16. Flexur in der Ravine Marzelluch (von N gesehen).
1 = Werfener Schichten; 2 = Unterer Muschelkalk; 3 = Mendoladolomit; a = Gehängeschutt.

und fallen steil nördlich. Wir haben hier wieder die Fortsetzung der Monte-Poré-Überschiebung vor uns. Genau so plötzlich wie die Werfener Schichten im Fiorentinatal aussetzen, treten sie hier wieder auf und bilden im Cordevoletal bis zur Säge von Digonera einen Sattel, den Cordevolesattel (1*a*). Im N enthält er noch Bellerophonkalk im Kern. Er geht südwestlich in eine kleine Mulde von Muschelkalk bis Marmolatakalk über, die Col di Rocciamulde. Sie liegt auf der ganzen Strecke zwischen Col di Laste und dem Cordevoletal mit zunächst flacher, dann steiler Überschiebungsfläche auf Cassianer Schichten und Tuff des basalen Gebietes. Die Monte-Poré-Schubmasse greift hier also auf das westliche Cordevoleufer über (vgl. Prof. 3, Taf. 1 und Textskizze 5, S. 180). Auch hier macht sich die Überschiebung in intensiver Verfaltung und Störung des basalen Gebirges kenntlich; am Col di Roccia stehen noch Schubfetzen von Mendoladolomit an. Die Richtung des Faltenüberkippens im basalen Gebirge läßt darauf schließen, daß hier die Druckrichtung aus NO kam. Wir müssen sie wohl als Differentialbewegung der grundsätzlich in N-S-Richtung bewegten Schubmasse auffassen.

Bei Col di Laste geht das bisherige Nordfallen der Überschiebungsfläche plötzlich in saigeres Fallen über, und sie streicht nun durch den

Ru di Ross und etwas unterhalb der Brücke westlich Pian in das von M. Ogilvie-Gordon bearbeitete Col-di-Lana-Gebiet hinüber. Es ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden, ob es sich um einen jüngeren Querbruch oder um sekundäre Steilstellung der Überschiebungsfläche handelt. Nach meinen Beobachtungen und den Begehungen im nördlichen Nachbargebiet scheint mir letztere Annahme die wahrscheinlichere.

Betrachten wir nun, nachdem wir den Verlauf der Überschiebung festgestellt haben, den Aufbau des nördlichen Teiles der Monte-Porè-Schubmasse zwischen Fiorentinatal und Rio d'Andraz. Er ist etwas komplizierter gebaut als der südliche Teil. Buchensteiner Schichten und Tuff streichen durch das Fiorentinatal mit scharfer, gegen W gerichteter Biegung bis zum Ru di Pignazza fort. Hier taucht nun eine breite Sattelzone, die Sattelzone von Larzonei (14), unter den Tuffen auf. Ihr Aufbau geht aus dem Prof. 3, Taf. 1, deutlich hervor. Sie besteht

N S

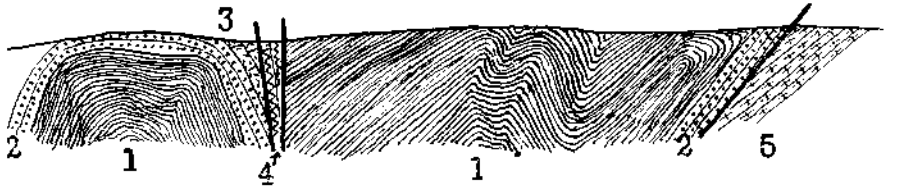


Fig. 17. Profil an der Straße Andraz—Collaz. Maßstab ca. 1:10000.
1 = Werfener Schichten; 2 = Muschelkalk; 3 = Mendoladolomit; 4 = Buchensteiner Schichten; 5 = Tuffe.

aus zwei kleinen Aufsattelungen von Mendoladolomit, von denen jedoch nur die nördliche bis zur Oberfläche emporkommt. Durch die Tuffmulde von Collaz wird die Sattelzone vom Cordevolesattel getrennt. Im NW wird sie durch einen dem Rio d'Andraz etwa parallel verlaufenden Bruch abgeschnitten, an dem der südwestliche Teil eingesunken ist. Doch auch der nordwestliche Teil läßt den Bauplan der Sattelzone recht gut erkennen, wie die Aufschlüsse an der Straße Andraz—Collaz deutlich beweisen (vgl. Textskizze 17). Das klare Bild im Profil von Larzonei wird durch einige Längsstörungen etwas verwischt, doch tritt das Gesamtbild noch recht gut hervor.

Die Tuffplatte von Somaforcia wird im N wiederum von Werfener Schichten überlagert, die mit mittelsteil nördlich fallender Überschiebungsfläche dem Tuff aufgeschoben sind (vgl. Prof. 4, Taf. 1). Bei Costalta springt diese Überschiebung, die Costaltaüberschiebung *(d)*, am weitesten gegen S vor. Der östliche Flügel dieser Überschiebung zieht von Costalta gegen Bacaliu und quert hier den Codalungabach. Der westliche Flügel ist zwischen Costalta und Ru unter Diluvium bzw. Schutt vergraben und tritt erst bei Ru deutlich in Erscheinung. Wir sehen hier auf den flach nördlich fallenden Tuffen mit zirka 60° nördlich fallender Schubfläche Werfener Schichten aufgeschoben. Die Tuffe sind an der Schubfläche z. T. steil aufgebogen und umgelegt. An einer Stelle schaltet sich noch ein Schubfetzen von Mendoladolomit zwischen Tuff

und Werfener Schichten ein. Etwa beim P. 1801 tritt nun Bellerophonkalk an die Basis der Schubfläche, der nun zum Ru di Pignazza streicht. Nordwestlich des Baches taucht er als normaler Sattel unter Werfener Schichten unter. Es hat den Anschein, als ob hier die Überschiebung in einem normalen Sattel ihre Wurzel findet. Allerdings könnte auch der Bellerophonkalk etwas östlich seines Verschwindens unter den Werfener Schichten von einer N-S-Störung, für die sich weiter im N gewisse Anzeichen finden, abgeschnitten sein. Er würde dann nicht mit dem Bellerophonkalk an der Überschiebung unmittelbar zusammenhängen. Allerdings müßten dann die zwei verschiedenen Züge in gleiches Streichen gerückt sein, was sehr wenig wahrscheinlich ist. Die sehr schlechten Aufschlußverhältnisse verhinderten eine zweifelfreie Deutung; immerhin glaube ich, daß beide Züge direkt im Zusammenhang stehen.

Die Costaltaüberschiebung ist eine tektonisch höhere Schuppe der Monte-Poré-Schubmasse. Sie verdankt dem fortwirkenden N-S-Druck ihre Entstehung. Weiter ist sie wohl auch Veranlassung zum scharfen Vordringen der Schichten im Fiorentinatal nach W und der gegen SW gerichteten Überschiebung am Col di Roccia gewesen. Diese Gebietsteile sind vor dem nachdrängenden Druck nach W bzw. SW ausgewichen.

Der weitere Aufbau der Monte-Poré-Schubmasse ist ziemlich einfach; wir erkennen die normale Schichtenfolge von Werfener Schichten bis zum Tuff. Eine gewisse Komplikation stellt sich nur in einer Bruchzone ein, die den Monte Poré im S halbkreisförmig umgibt. Wir sehen hier im W die Sattelzone von Larzonei mit steilem Bruch gegen Werfener Schichten abstoßen (vgl. Prof. 3, Taf. 1). Dieser Bruch geht stellenweise in eine steil nordöstlich fallende Überschiebung über. Seine Fortsetzung östlich P. 2025 ist unsicher, da in den Werfener Schichten eine Verfolgung unmöglich ist. An der vom Monte Poré nach S vorspringenden Bergnase ist dann wieder ein unbedeutender kleiner Bruch festzustellen, an dem das südliche Gebiet etwas abgesunken ist (vgl. Prof. 4, Taf. 1). Von hier läßt er sich noch nach O bis fast zum Cordalungabach verfolgen.

C. Die Civettaschubmasse.

Die Besprechung dieses Gebietes muß unvollständig bleiben, da nur ein kleiner Teil dieser Schubmasse zur Aufnahme gekommen ist.

Wir haben bei der Besprechung des basalen Gebirges gesehen, daß die La-Mont-Mulde (13) mit Tuffkonglomerat im Kern den Cordevole an seinem Ostufer zwischen Ghisel und Alleghe begleitet. Über den Tuffkonglomeraten liegt nun mit mittelsteil östlich fallender Überschiebungsfläche ältere Trias, Werfener Schichten oder Mendoladolomit. Im Valle di Caldiera ist die Überschiebungsfläche recht gut aufgeschlossen. Wir sehen hier über der Konglomeratgruppe zunächst wenig mächtige Werfener Schichten, die an der Basis stark verquetscht sind. Die Überschiebungsfläche fällt hier zirka 45° östlich ein. Auch der Muschelkalk ist bis auf winzige Reste ausgequetscht und tritt erst weiter südwestlich

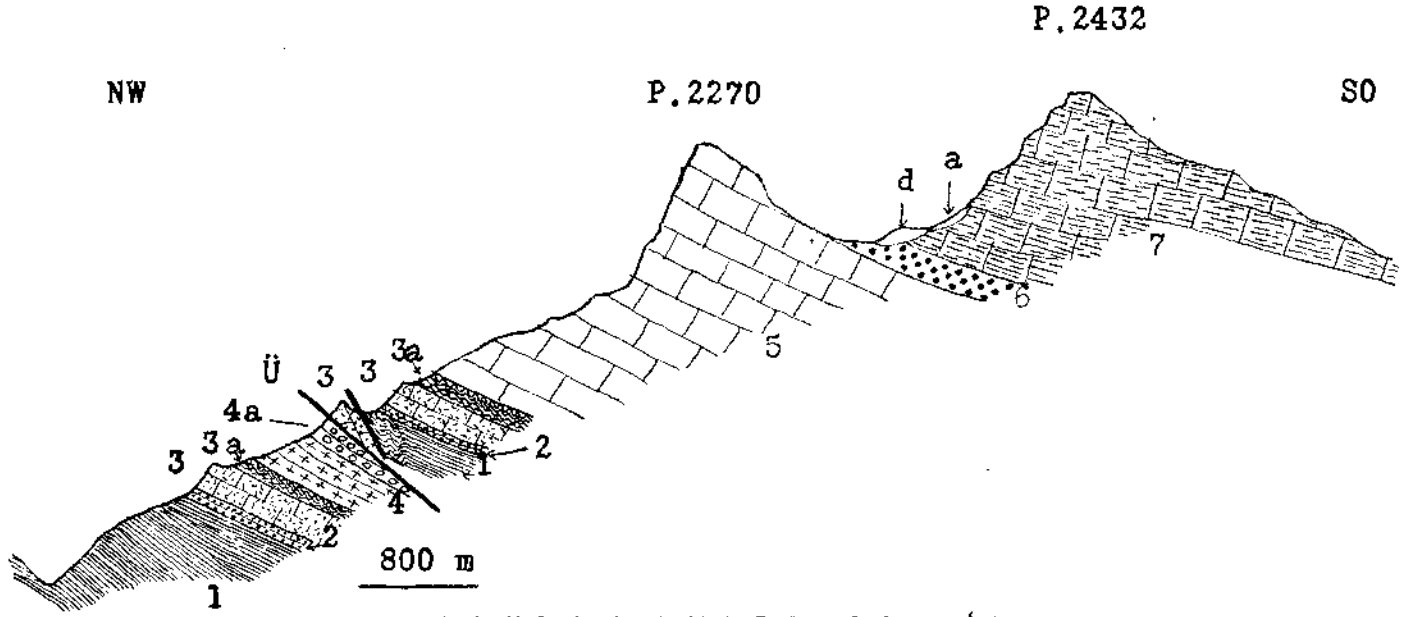


Fig. 18. Profil Cordevole—P. 2270—P. 2432. Maßstab 1:25000.

1 = Werfener Schichten; 2 = Unterer Muschelkalk; 3 = Mendoladolomit; 3a = Buchensteiner Schichten; 4 = Tuffe; 4a = Tuffkonglomerate; 5 = Schlerndolomit, kalkig; 6 = Raibler Schichten; 7 = Dachsteindolomit; a = Gehängeschutt; b = Diluvium; Ü = Überschiebung.

in voller Entwicklung auf. Über den Buchensteiner Schichten erfolgt sofort die kalkige Entwicklung des Schlerndolomits, dann Raibler Schichten und Dachsteindolomit. Das völlige Fehlen der Tuffazies ist ein stratigraphisches Hauptcharakteristikum der Civettaschubmasse. Das Einfallen der Schichten des basalen Gebirges und der Civettaschubmasse ist ziemlich gleich, es ist mittelsteil östlich.

Nach SW läßt sich die Überschiebungsfläche nun bis gegen Collaz gut verfolgen. Die Werfener Schichten nehmen allmählich an Mächtigkeit zu. Nordöstlich Ghisel tritt Mendoladolomit als Schubfetzen an die Basis der Überschiebung (vgl. Textskizze 18). Zugleich greift die Schubmasse hier auf die Tuffgruppe des basalen Gebirges über. Östlich P. 1229 ist endlich die ganze La-Mont-Mulde überfahren, die hier noch das Umbiegen zum südlichen Muldenschluß erkennen läßt. Weiter südwestlich verläuft die Überschiebung in Werfener Schichten und ist hier bei dem ziemlich gleichen Fallen des basalen und überschobenen Gebietes nur schwer festzustellen.

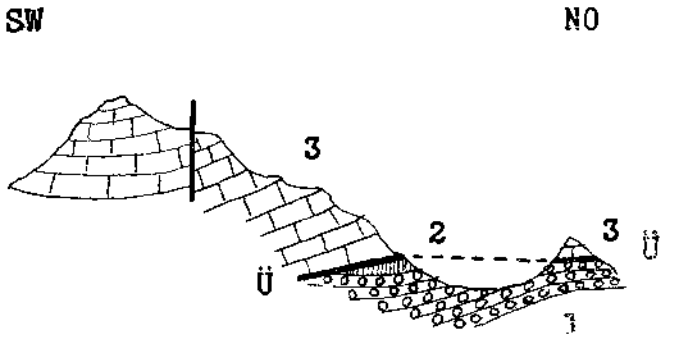


Fig. 19. Profil Monte Coldai—Roa Bianca. Maßstab 1:26000.
1 = Tuffkonglomerat; 2 = Cipitkalk; 3 = Schlerndolomit; Ü = Überschiebung.

Vom Valle di Caldiera nach NO keilen die Werfener Schichten der Schubmasse rasch aus. Im Ru Fosch liegt bereits Mendoladolomit mit 40 bis 50° östlich fallender Überschiebungsfläche auf der Konglomeratgruppe. Auch er ist an der Schubfläche stark tektonisch reduziert. Zwischen dem Valle di Bec di Mezzodi und dem Valle Scuro verschwindet die Überschiebung unter der Schuttbedeckung. Erst südöstlich Alleghe, im Roa Grande und Ru Antersaß, sehen wir ihre Fortsetzung. Hier ist Schlerndolomit auf Werfener Schichten überschoben. Ungeklärt bleibt hier die Frage, ob die Werfener Schichten der Schubmasse oder dem einen Sattel des basalen Gebirges angehören. Da die tieferen Schichten der Schubmasse im allgemeinen nach NO tektonisch reduziert werden, nehme ich an, daß sie an der fraglichen Stelle bereits völlig unterdrückt sind und die Werfener Schichten dem basalen Gebirge angehören.

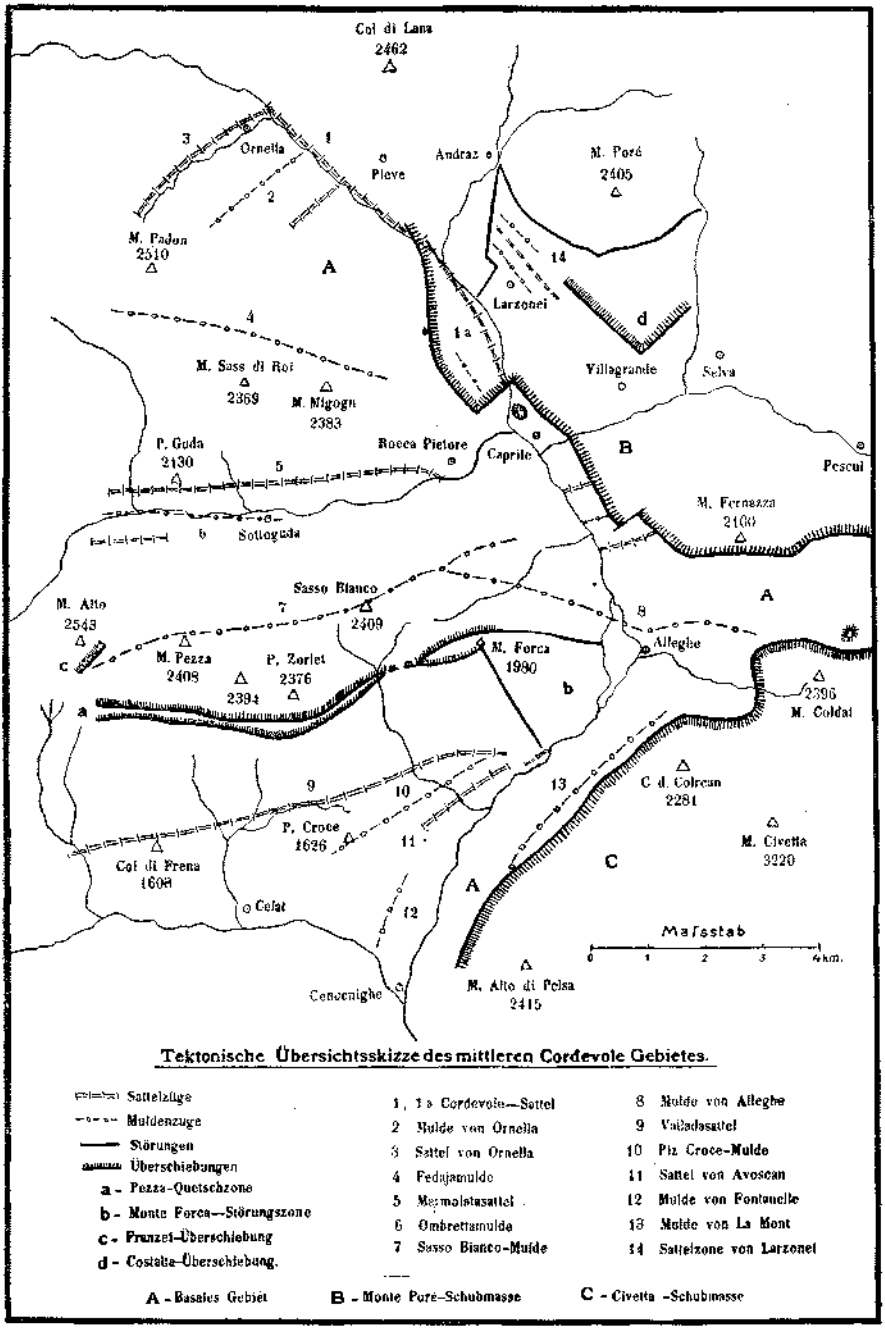
Im Gebiet von Sassel macht sich die Überschiebung, die unmittelbar nicht aufgeschlossen ist, im basalen Gebirge an der plötzlich veränderten Streichrichtung bemerkbar. Während sonst hier O-W-Streichen herrscht, streichen die dem Schlerndolomit vorgelagerten Tuffe plötzlich SSW—NNO.

Es ist dies die Folge der von SO her vordrängenden Schubmasse. Am Wege von P. 1410 gegen S sehen wir die Schubfläche wieder zwischen stark verquetschten Buchensteiner Schichten und Tuff ausstreichen. Der letzte gute Aufschluß in unserem Gebiet liegt an der Forcella d'Alleghe (vgl. Textskizze 19). Wir sehen hier den Schlerndolomit des Monte Coldai mit flach südwestlich fallender Überschiebungsfläche dem Cipitkalk des basalen Gebirges aufliegen. In der Fortsetzung des vom Monte Coldai zur Forcella d'Alleghe streichenden Bergrückens liegt isoliert auf den Tuffkonglomeraten die Schlerndolomitkuppe der Roa Bianca. Sie ist ein von der Erosion isolierter Rest der Civettaschubmasse.

Die Schubmasse selber ist sehr einfach gebaut, die normale Schichtenfolge ist nirgends wesentlich gestört. Kleine Querstörungen finden sich fast regelmäßig in den zum Cordevole berabströmenden Bächen, doch sind sie so unbedeutend, daß ihre Eintragung in die Karte unterblieb. Nur im N, wo die Schubmasse am weitesten vorgedrungen ist, macht sich eine etwas intensivere Zersplitterung durch Brüche bemerkbar. An ihnen ist der jeweils östliche Teil um einen geringen Betrag abgesunken.

Tektonisches Gesamtbild.

Wir haben gesehen, daß sich unser Gebiet aus drei großen tektonischen Einheiten aufbaut, die auf verschieden wirkende Druckkräfte zurückgeführt werden müssen. Die erste Anlage ist ein generell westöstlich streichendes basales Gebirge, das einem von N wirkenden Druck seine Entstehung verdankt. Er hat das Gebiet in mäßig steile, wellige Falten gelegt. Später wurde das basale Gebirge von einem Ost-West-Druck getroffen, der das bereits gefaltete Gebiet in Querantiklinalen und -synklinalen legte. Auf das so gefaltete basale Gebirge erfolgten nun vom N und SO her Überschiebungen. Sie haben das basale Gebirge insofern beeinflußt, als seine Sattel- und Muldenzüge durch den Anprall der Schubmassen nach S bzw. N etwas abgelenkt wurden. Über das Altersverhältnis der beiden Überschiebungen konnten keine unmittelbaren, sicheren Beobachtungen gewonnen werden. Man könnte vermuten, daß die von N kommende Monte-Poré-Schubmasse die jüngere sei. Sie ist in eine Nordsüdquersynklinale vorgestoßen. Letztere bestand also schon und ist das Resultat eines Ost-West-Druckes. Als Differentialbewegung dieses Ostdruckes könnte man die aus SO kommende Civettaschubmasse auffassen. Anderseits besteht aber auch die Möglichkeit, daß der Südostdruck nur eine jüngere Wiederbelebung des alten Ostdruckes ist, der zur Bildung der Quersynklinalen führte, wie ja auch der Norddruck der Monte-Poré-Schubmasse eine Wiederbelebung des Norddruckes der ersten Faltenanlage ist. Es ist nicht möglich, aus unserem Gebiet heraus für eine dieser beiden Möglichkeiten zu entscheiden. Man könnte sich nur auf die Deformationen des basalen Gebietes stützen, und das scheint mir sehr unsicher. Jedenfalls ist der Norddruck der wirkungsvollste gewesen. Das beweist die Anlage des basalen Gebirges (Zurücktreten der flachen Quersynklinalen) und die Schuppung der Monte-Poré-Schubmasse. Auch die Entstehung der Quetsch- und Störungszone des basalen Gebirges dürfen wir wohl auf jüngeren Norddruck zurückführen. Auch über das Alter



Tektonische Übersichtsskizze des mittleren Cordevole Gebietes.

Sattelzüge
Muldenzüge
Störungen
Überschiebungen
a - Pezza-Quetschzone
b - Monte Forca-Störungszone
c - Pranzel-Überschiebung
d - Costalta-Überschiebung.

1, 1a Cordevole-Sattel
2 Mulde von Ornella
3 Sattel von Ornella
4 Pedjamulde
5 Mesmolatusattel
6 Ombrettamulde
7 Sasso Bianco-Mulde
8 Mulde von Alleghe
9 Valladasattel
10 Piz Croce-Mulde
11 Sattel von Avoscan
12 Mulde von Fontanelle
13 Mulde von La Mont
14 Sattelzone von Larzonei

A - Basales Gebiet
B - Monte Pore-Schubmasse
C - Civetta -Schubmasse

der einzelnen Bewegungen läßt sich nichts feststellen, da jüngere als triassische Sedimente — natürlich abgesehen von jüngsten Formationen — nicht anstehen.

Mitteltriassische Krustenbewegungen, wie sie von Ogilvie-Gordon (43) im W festgestellt wurden, können wir nur mittelbar aus den Mächtigkeitsverhältnissen der Sedimente ableiten. Diese Bewegungen scheinen sich in unserem Gebiet als epirogenetische ausgewirkt zu haben.

Eine Reihe von Problemen ist durch die Spezialkartierung angeschnitten worden, die noch der Lösung harren. Vertrösten wir uns auf weitere Untersuchungen. Es wird und muß gelingen, den Aufbau der Dolomiten frei von vorher gefaßten Theorien aus den tatsächlichen Verhältnissen heraus zu verstehen.

Literatur.

1. Benecke, W., Über einige Muschelkalkablagerungen der Alpen (Geognostisch-paläontologische Beiträge, Bd. 2, Heft 1), München 1868.

2. Bender, G., Die Homomyen und Pleuromyen des Muschelkalks der Heidelberger Gegend (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 73), Berlin 1922.

3. Bericht über die 7. Generalversammlung des Geognostisch-Montanistischen Vereins für Tirol und Vorarlberg. Innsbruck 1845.

4. Bittner, A., Brachiopoden der alpinen Trias (Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 14), Wien 1890.

5. Bittner, A., Lamellibranchiaten der alpinen Trias. 1. Revision der Lamellibranchiaten von St. Cassian (Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 18), Wien 1895.

6. Bittner, A., Beiträge zur Paläontologie, insbesondere der triadischen Ablagerungen zentralasiatischer Hochgebirge (Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 48), Wien 1899.

7. Bittner, A., Lamellibranchiaten aus der Trias des Bakonyerwaldes (Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees, Bd. 1, Heft 1), Budapest 1901.

8. Bittner, A., Über *Pseudomonotis Telleri* und verwandte Arten der unteren Trias (Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 50), Wien 1901.

9. Böhm, J., Die Gastropoden des Marmolatakalks (Palaeontographica, Bd. 42), Stuttgart 1895.

10. Broili, F., Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp (mit Ausschluß der Scaphopoden und Gastropoden), (Palaeontographica, Bd. 50), Stuttgart 1903—1904.

11. Broili, F., Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp. Scaphopoden und Gastropoden (Palaeontographica, Bd. 54), Stuttgart 1907—1908.

12. Castiglioni, B., Sulla morfologia della Valle del Biois (Boll. d. Soc. Geol. Ital., Vol. XLV., fasc. II), Roma 1926.

13. Castiglioni, B., Note tettoniche sulla Valle del Biois (Atti Ac. Scient. Veneto-Trentino-Istriana, Vol. XVII), Padova 1926.

14. Catullo, Podromo di Geognosia Paleozoica delle Alpi Venete. Padova 1847.

15. Cornelius, H. P. und Furlani-Cornelius, M., Zur Geologie der Tuffbildungen im Marmolatagebiet (Zentralblatt für Mineralogie usw., 1924), Stuttgart 1924.

16. Cornelius, H. P. und Furlani-Cornelius, M., Über die Tektonik der Marmolatagruppe (Südtirol). (Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., Beilage, Bd. 56, Abt. *B*), Stuttgart 1926.

17. Cornelius-Furlani, M. und Cornelius, H. P., Cenni sulla ettonica della Marmolada (Atti Ac. Scient. Veneto-Trentino-Istriana, Vol. XVI), Padova 1926.

18. Fuchs, W., Untersuchungen in den Venezianer Alpen. Solothurn 1840.

19. Häberle, D., Paläontologische Untersuchung triadischer Gastropoden aus dem Gebiet von Predazzo (Verhandlungen des naturwissenschaftlich-medizinischen Vereines Heidelberg, Neue Folge, Bd. 9, Heft 2—3). Heidelberg 1908.

20. Hauer, F. v., Über die von Bergrat W. Fuchs in den Venetianer Alpen gesammelten Fossilien (Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Bd. 2), Wien 1851.

21. Haug, E., Über sogenannte *Chactetes* aus mesozoischen Ablagerungen (Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., 1883, Bd. 1), Stuttgart 1883.

22. Horn, M., Über die ladinische Knollenkalkstufe der Südalpen (Schlesische Gesellschaft für Vaterländische Kultur), Breslau 1914.

23. Keyserling, H. Graf, Geologisch-petrographische Studien im Gebiet der Melaphyre und Augitporphyre Südtirols (Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 52), Wien 1903.

24. Kittl, E., Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian der südalpinen Trias. Teil 1—3 (Annalen des k. k. Naturhistorischen Hofmuseums, Bd. 6—9). Wien 1891—1894.

25. Kittl, E., Die triadischen Gastropoden der Marmolata und verwandter Fundstellen in den weißen Riffkalken Südtirols (Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 44), Wien 1895.

26. Klebelsberg, R. v., Neuere geologische Forschungen, die Südosttiroler Dolomiten betreffend (Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, Wien, Bd. 4), Wien 1911.

27. Klebelsberg, R. v., Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 79), Berlin 1927.

28. Klipstein, A. v., Beiträge zur geologischen Kenntnis der östlichen Alpen, Gießen 1843.

29. Klipstein, A. v., Beiträge zur geologischen und topographischen Kenntnis der östlichen Alpen. Gießen 1871—83.

30. Laube, G., Die Fauna der Schichten von St. Cassian. Teil 1—5 (Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Bd. 24—30. Wien 1865—1869.

31. Loretz, H., Geologische Mitteilungen über Cadore, Fiorentinatal, Caprile und Zoldotal, Südtirol (Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., 1873), Stuttgart 1873.

32. Loretz, H., Das Tirol-Venetianische Grenzgebiet in der Gegend von Ampezzo (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 26), Berlin 1874.

33. Mojsisovics, E. v., Über die triadischen Pelecypodengattungen *Daonella* und *Halobia* (Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 7), Wien 1874.

34. Mojsisovics, E. v., Das Gebiet von Zoldo und Agordo in den Venetianischen Alpen (Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt), Wien 1875.

35. Mojsisovics, E. v., Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879.

36. Mojsisovics, E. v., Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz (Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 10), Wien 1882.

37. Nöth, L., Über Ophiurenreste aus den Werfener Schichten der Dolomiten (Zentralblatt für Mineralogie usw., Abt. *B*. 1927), Stuttgart 1927.

38. Ogilvie Gordon, M. M., On the Torsions-Structure of the Dolomites (Quart. Journ. Geol. Soc., Vol. 75), London 1899.

39. Ogilvie Gordon, M. M., The Thrust-Masses in the Western District of the Dolomites (Transact. Edinb. Geol. Soc. Vol. 9), Edinburgh 1910.

40. Ogilvie Gordon, M. M., Über Lavadiskordanzen und Konglomeratbildungen in den Dolomiten Südtirols (Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt), Wien 1911.

41. Ogilvie Gordon, M. M., Leithorizonte in der Eruptivserie des Fassa-Gröden-Gebietes (Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt), Wien 1913.

42. Ogilvie Gordon, M. M., Einige geologische Ergebnisse im Gebiet von Fassa und Gröden (Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt), Wien 1925.

43. Ogilvie Gordon, M. M., Das Grödener, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. I.—II. Teil. Stratigraphie und Tektonik (Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Bd. 24, Heft 1), Wien 1927.

44. Ogilvie Gordon, M. M., Das Grödener, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. III. Teil. Paläontologie (Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Bd. 24, Heft 2), Wien 1927.

45. Polifka, S., Beitrag zur Kenntnis der Fauna des Schlerndolomits (Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 36), Wien 1886.

46. Richthofen, F. v., Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, St. Cassian und der Seiser Alp. Gotha 1860.

47. Rübenstrunk, E., Beitrag zur Kenntnis der deutschen Trias-Myophorien (Mitteilungen der Badener Geologischen Landesanstalt, Bd. 6), Heidelberg 1909.

48. Salomon, W., Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata (Palaeontographica, Bd. 42). Stuttgart 1895.

49. Schmid, K., Entstehung des Alleghesees. Dissertation, Würzburg 1906.

50. Taramelli, T., Note illustrative alla Carta Geologica della provincia di Belluno (dazu Karte), Milano 1883.

51. Vardabasso, S., La struttura geologica delle Alpi Venete (Ann. d. R. Scuola d'Ing. di Padova A. II No 2). Padova 1926.

52. Vinassa de Regny, P., Trias-Tabulaten, Bryozoen und Hydrozoen aus dem Bakony (Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees, Bd. 1, Teil 1). Budapest 1901.

53. Waagen, L., Die Lamellibranchiaten der Pachycardientuffe der Seiser Alp (Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 18). Wien 1907.

54. Wittenburg, P. v., Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols (Geologisch-paläontologische Abhandlungen, Neue Folge, Bd. 8), Jena 1908.

55. Wittenburg, P. v., Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Werfener Schichten Südtirols mit Berücksichtigung der Schichten von Wladiwostok (Zentralblatt für Mineralogie usw., 1908). Stuttgart 1908.

56. Wittenburg, P. v., Einige neue Fossilien aus den Werfener Schichten Südtirols (Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., Bd. 1). Stuttgart 1908.

57. Wöhrmann, S. v., Die Fauna der sogenannten *Cardita-* und Raibler Schichten in den Nordtiroler und Bayrischen Alpen (Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 39). Wien 1889.

58. Wöhrmann, S. v., Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna (Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 43). Wien 1894.

59. Wöhrmann, S. v. und Koken, E., Die Fauna der Raibler Schichten vom Schlernplateau (Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 44). Berlin 1892.

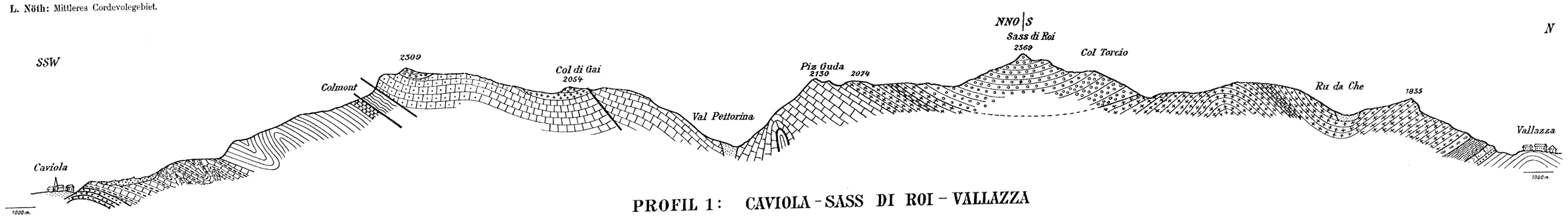
Druckfehler der Karte.

Westlich von Col Taront — 1929 *m* — fehlt auf einem schmalen Streif der braune Aufdruck. Südlich von Digonera ist bei 1167 *m* irrtümlich ein blauer Raster (Gehängeschutt). An der Südseite von Pzo. Guda, nördlich von Sottoguda und an der Südseite von Col Maor sind drei kleine Vorkommen von Werfener Schichten rötlich gedruckt. Südlich von Col Davagnin ist ein Fleck von Tuff zu hell gedruckt. Westlich von M. Forca — 1980 *m* — ist eine schmale Scholle von Werfener Schichten rötlich gedruckt. Östlich von Crep di Casamatta ist ein kleiner blauer Fleck irrtümlich. Südlich von Tabiai ist ein Stück einer Störungslinie schwarz gedruckt.

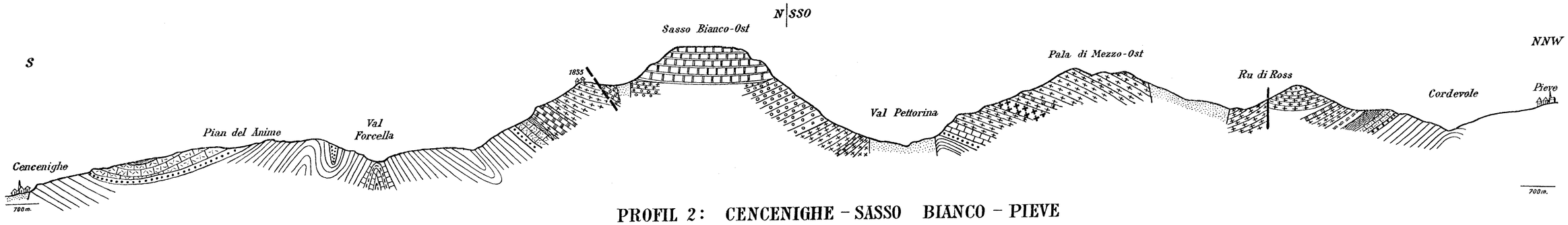
Inhaltsverzeichnis.

Seite

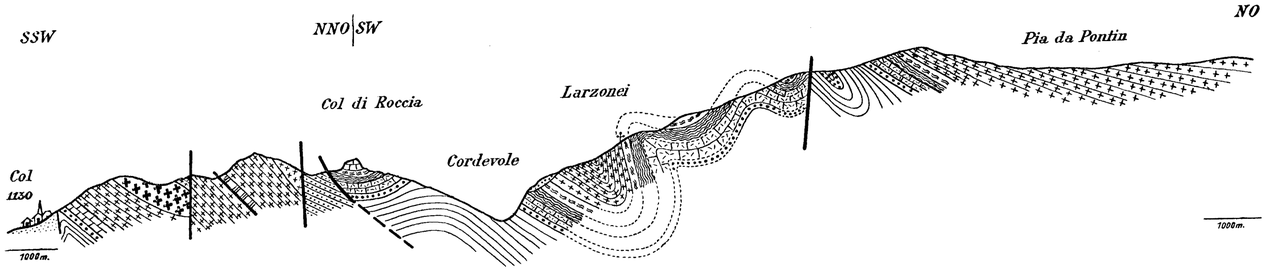
Vorwort ... 129
Einleitung ... 130
1. Kurzer Überblick über die geologische Erforschung des Gebietes ... 130
2. Topographischer Überblick ... 131
Stratigraphisch-paläontologischer Teil ... 133
Perm ... 133
Grödner Sandstein ... 133
Bellerophonschichten ... 134
Trias ... 136
Werfener Schichten ... 136
Unterer Muschelkalk ... 140
Mendoladolomit ... 143
Plattenkalke des oberen Muschelkalkes ... 144
Knollenkalk und *Pietra verde* der Buchensteiner Schichten ... 145
Plattenkalk und *Pietra verde* der oberen Buchensteiner Schichten ... 146
Breccienlagen in den Buchensteiner Schichten ... 148
Marmolatakalk ... 148
Dolomitische Entwicklung des Marmolatakalkniveaus ... 149
Gruppe der Tuffe und Tuffsandsteine ... 150
Einlagerungen von Buchensteiner Schichten und Marmolatakalk in Tuffen 152
Agglomerate der Buchensteiner Schichten ... 153
Ältere Augitporphyrit- und Mandelsteinlaven ... 153
Jüngere Augitporphyrite und Diabasporphyritlaven ... 153
Gruppe der Tuffkonglomerate ... 154
Cassianer Schichten ... 159
Cipitkalk ... 160
Schlerndolomit ... 163
Kalkige Entwicklung des Schlerndolomitniveaus ... 163
Raibler Schichten ... 164
Dachsteindolomit ... 165
Breccie des Col di Davagnin (? Tertiär) ... 165
Diluvium ... 165
Alluvium ... 167
Zur Kenntnis der Fazies und Faziesverteilung in der Triaszeit ... 168
Tektonischer Teil ... 175
Kurze Übersicht über den Aufbau des Gebietes ... 175
A. Das basale Gebirge ... 175
1. Der nördliche Abschnitt ... 175
2. Die Pezzaquetschzone ... 182
3. Die Monte-Forca-Störungszone ... 186
4. Der südliche Abschnitt ... 188
B. Die Monte-Porè-Schubmasse ... 190
C. Die Civettaschubmasse ... 194
Tektonisches Gesamtbild ... 197
Literatur ... 199
Druckfehler der Karte ... 201



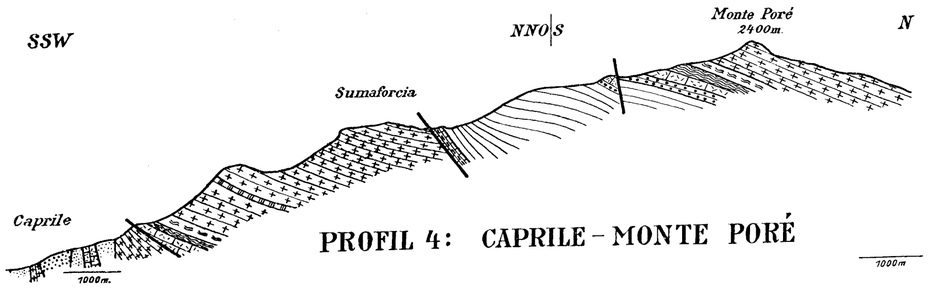
PROFIL 1: CAVIOLA - SASS DI ROI - VALLAZZA



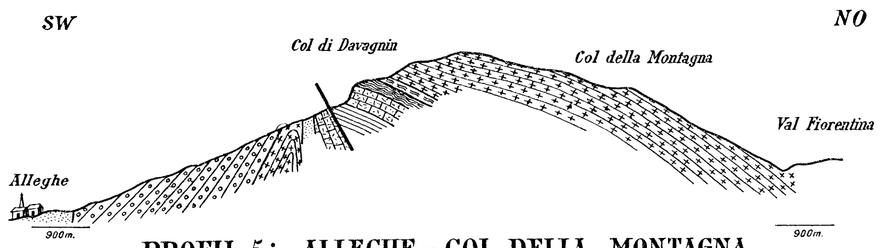
PROFIL 2: CENCENIGHE - SASSO BIANCO - PIEVE



PROFIL 3: COL - LARZONEI - PRA DA PONTIN



PROFIL 4: CAPRILE - MONTE PORÉ



PROFIL 5: ALLEGHE - COL DELLA MONTAGNA

PROFILE ZUR GEOLOGISCHEN KARTE DES MITTLEREN CORDEVOLE - GEBIETES 1 : 25.000.

Zeichen Erklärung:

- Grödner Sandstein
- Bellerophonkalk
  (Ob. Perm)
- Werfener Schichten
- Unterer Muschelkalk
- Mendoladolomit
- Plattenkalk des Ob. Muschelkalk u. Knollenkalke der Unt. u. Mittl. Buchensteiner Schichten
- Plattenkalk u. Pietra Verde der Ob. Buchensteiner Schichten
- Marmolatakalk
- Dolomitische Entwicklung des Marmolatakalkniveaus
- Buchensteiner Schichten u. Marmolatakalk als Einlagerung im Tuff
- Agglomerate der Buchensteiner Sch.
- Cassianer Schichten
- Cipitkalk
- Ältere Laven
- Jüngere Laven
- Gruppe der Tuffe und Tuffsandsteine
- Gruppe der Tuffkonglomerate
- Diluvium
- Alluvium
- Schichtgrenzen, Störungslinien

Zeichenerklärung:

- Grödner Sandstein
- Bellerophonkalk
  } Ob. Perm
- Werfener Schichten
- Unterer Muschelkalk
- Mendoladolomit
- Plattenkalk des ob. Muschelkalks u. Knollenkalke der unteren u. mittl. Buchenst. Schichten
- Marmolatakalk
- Dolomitische Entwicklung des Marmolatakalkniveaus
- Plattenkalk u. Pietra Verde der oberen Buchenst. Schichten
- Buchenst. Sch. u. Marmolatakalk als Einlagerung im Tuff
- Agglomerate der Buchenst. Sch.
- Ältere Laven
- Jüngere Laven
- Gruppe der Tuffe u. Tuffsandsteine
- Gruppe der Tuffkonglomerate

- Cassianer Schichten
- Cipitkalk
- Schlerndolomit
- Kalkige Entwickl. des Schlern-Dolomitniveaus
- Raibler Schichten
- Dachsteindolomit
- Diluvium
- Gehängeschutt
- Bergsturz
- Talalluvium
- Gehängebreccie
  } Alluvium

- Schichtgrenzen
- Störungslinien

Streichen und Fallen:
- 0°
- 0°–30°
- 30°–60°
- 60°–90°
- 90°

Geologische Karte des mittleren Cordevole-Gebietes. (Dolomiten)

aufgenommen von

Ludwig Nöth 1926–1927.

1 : 25.000.

Gedruckt mit Unterstützung durch den D. u. Ö. Alpenverein.

Gezeichnet: Fr. Huber.

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 79. Band, 1929.

Kartogr. Anstalt G. Freytag & Berndt A. G., Wien.

Zur Geologie der Umgebung des steirischen Erzberges.

Von **Gustav Hiessleitner.**

(Mit 2 Tafeln und 6 Textfiguren.)

Gliederung:

1. Zweck und Grundlage der geologischen Neuaufnahme; Abgrenzung des erreichten Arbeitsumfanges.

2. Die Bestandteile des Schichtenaufbaues; Mächtigkeiten und Grenzflächen; Fossilinhalt, Metamorphose und Altersfragen.

a) Die Schichten unter dem Porphyroid (Tonschiefer, Sandstein, Kieselschiefer, Graphitschiefer, Kalkschiefer, echte Kalkmassen mit vereinzelt Rohwand und Eisenspat).

b) Der Porphyroid.

c) Tonschiefer, Sandstein, Quarzit zwischen Porphyroid und Erz führendem Kalk.

d) Der Erz führende Kalk, seine Rohwand- und Eisenspatmassen, eingelagerte tonige, graphitische und kieselige Schiefer.

e) Kalkbreccie und quarziges Grenzkonglomerat der Werfener Schiefer.

f) Werfener Schiefer.

g) Eiszeitliche und jugendliche Schuttbildungen.

3. Der Gebirgsbau.

a) Sedimentationsbild, Vulkanismus und Tektonik bis zur vortriadischen Festlandwerdung. Abtrennung älterer paläozoischer von jüngerer nachtriadischer Gebirgsbewegung.

b) Festlandwerdung, Abtrag und vortriadische Landoberfläche; Triastransgression.

c) Auflastung jüngerer Formationen bis zum Eintritt der alpinen Gebirgsbildung.

d) Der nachtriadische alpine Gebirgsbau.

4. Die wichtigeren Erz- und Rohwandvorkommen des Aufnahmsgebietes.

a) Glanzberg.

b) Polster.

c) Zerbenkogel.

d) Platte.

e) Kressenberg.[1]

f) Mariabaue und Tullgraben.

g) Tulleck-Donnersalpe.

5. Lagerstättenkundliche Bemerkungen über die Erz-Rohwandvorkommen in Beziehung zu den am Erzberg durch die geologischen Neuaufnahmen gewonnenen Erfahrungen.

Beilagen:

I. Geologische Karte 1 : 25.000 der Umgebung des steirischen Erzberges.
II. Geologische Profile West-Ost (Abstand 600 *m*), 1 : 25.000.
II. Auszug der Tunnelprofile der Eisenerz-Vordernberger Bahn (S. 239).

---

[1]) Auch „Größenberg".

1. Zweck und Grundlage der Aufnahme; Abgrenzung des erreichten Arbeitsumfanges.

Das dem Erzberg anschließende Gebiet der Erz führenden Grauwacken-Zone mit bekannten Rohwand- und Spateisenmassen hat zwar schon mehrfach eine geologische Kartierung erfahren, doch fehlte eine für bergmännische Zwecke genügend ins einzelne gehende Untersuchung der Lagerungverhältnisse und deren Beziehungen zu dem am Erzberg erkannten Schichten- und Gebirgsbau.

Die vorliegende Neuaufnahme hatte zur Aufgabe, nach Möglichkeit Klärung in bezug auf die Lagerungsverhältnisse zu bringen: ein Ziel, dessen vollständig befriedigende Erreichung sowohl durch die teilweise bedeutenden Komplikationen des Gebirgsbaues, der noch dazu gerade an wichtigen Stellen unter der Werfener Schieferhülle oder unter Bergstürzen verborgen bleibt, als auch vielfach durch die geschlossene Waldbedeckung sehr erschwert wird.

Die Feldaufnahme wurde in den Monaten August bis Oktober und teilweise November 1927 durchgeführt und nach Möglichkeit bis ins einzelne getrieben, soweit eben Kartengrundlage und Aufschlüsse dies gestattet haben. Der erreichte Fortschritt gegenüber den älteren Kartenaufnahmen läßt sich aus dem verständlicher gewordenen Kartenbild ersehen und ermöglicht es auch, die Profilbauten zuverlässiger zu gestalten.

Als geologische Kartengrundlage diente vor allem die Aufnahme Prof. Redlichs 1920/21 im Maßstabe 1 : 25.000, welche die Gesteinsausscheidungen bereits recht eingehend vornahm und ohne welcher es kaum möglich gewesen wäre, die vorliegende noch eingehendere Neuaufnahme in verhältnismäßig kurzer Zeit durchzuführen. Die Spenglersche Karte der Geologischen Bundesanstalt[1]) übernimmt die Redlichschen Ergebnisse mit einigen Abänderungen. Sehr wichtig waren die Untersuchungsergebnisse der Neuaufnahme des steirischen Erzberges selbst durch Ing. Kern 1925/1926, welche erschöpfende Arbeit den einfachen tektonischen Aufbau des Erzberges — im Gegensatz zu früheren Untersuchungen — nachgewiesen hat. Schließlich ist die 100 Jahre alte geologische Aufnahme des Schichtmeisters Szlawik anzuführen, welcher in ähnlich gründlicher Art wie später Schichtmeister König den Erzberg, die Gegend des Tulleck kartierte; die geologische Karte Szlawiks vom Tullgraben aus dem Jahre 1828 ist, mit für die damalige Zeit erstaunlich weitgehenden und richtigen Einzelheiten ausgestattet, auch heute noch für Vergleichszwecke in willkommener Weise benutzbar.

Als topographische Grundlage wurde die von Prof. Redlich seinerzeit eingeführte Vergrößerung 1 : 12.500 des Spezialkartenblattes 1 : 25.000 benutzt. Die Kartengrundlage ist verhältnismäßig gut, die Vergrößerung erweist sich gerade als die richtige und ist für Aufnahmsarbeit als sehr vorteilhaft zu empfehlen.[2])

---

[1]) Hiezu E. Spengler und J. Stiny „Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Eisenerz—Wildalpe—Aflenz, G. B. A. 1926.

[2]) Das Kartenblatt (Beilage I), welches dieser Arbeit beigegeben wurde, enthält die Aufnahmsresultate auf 1 : 25.000 verkleinert, entbehrt aber aus technischen Gründen einer ausreichenden Topographie; es ist daher als Ergänzung und im Verein mit der Redlichschen Karte zu benutzen.

Als wichtigstes neueres Schriftum für die vorliegende Arbeit wurde benutzt:

1. F. Heritsch:

a) Geologie der Steiermark. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, Graz 1921 (enthält auch die älteren Arbeiten von Heritsch angeführt).

b) Caradoc im Gebiete von Eisenerz in Obersteiermark. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1927.

c) Eine Koralle von der Vordernberger Mauer in Obersteiermark. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1927.

d) Bemerkung zu M. Rozsa, Erzgang im Eisenerzer Porphyroid. C. f. Min. etc., Jahrgang 1927, Abteilung A, Nr. 7.

2. K. A. Redlich (Mitarbeiter W. Stanczak, J. Jungwirth und H. Sackenschweiger):

Der Erzzug Vordernberg—Johnsbachtal. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, XV. Band, 1922, mit geologischen Karten 1 : 25.000 (hierin angeführt die gesamte bisherige Literatur über Erzberg und Umgebung).

3. F. Angel:

Die Quarzkeratophyre der Blassenecksерie. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1918.

4. E. Spengler:

a) Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1926, Heft 6 bis 7.

b) Warum liegt die weitaus größte Sideritlagerstätte der steirischen Grauwackenzone gerade am Erzberg bei Eisenerz? Zeitschrift für praktische Geologie, 1926, Heft 6.

5. A. Kern:

Zur geologischen Neuaufnahme des steirischen Erzberges 1925 bis 1926. Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch, Bd. 75, 1927, Heft 1 und 2.

6. M. Rozsa:

a) Die Entstehung des Dolomits. C. f. Min. etc., 1926, S. 216.

b) Erzgang im Eisenerzer Porphyroid. C. f. Min. etc., 1927, Abteilung A, Nr. 7, S. 255.

c) Differenzierungserscheinungen an sedimentären Karbonatgesteinen, Zeitschrift Kali 1925.

Im großen und ganzen wurde der Arbeitsumfang der Redlichschen Karte 1922 (Lit. 2) erreicht, wobei aber der Werfener Schiefer meist nur in den Randgebieten zum Paläozoikum, die übrige Trias überhaupt nicht begangen wurde. Die Kartierung am Ostrand des Kartenblattes, um den Himmelkogel, wurde nicht zum Abschluß gebracht. Der Erzberg selbst wurde nur zu Studienzwecken besucht, die Aufnahme Kerns daselbst unverändert in das geologische Kartenbild und in die Profile übertragen.

Den Herren der Generaldirektion der Österreichischen Alpinen Montangesellschaft in Wien, Zentraldirektor Dr. A. Zahlbruckner und Oberbergrat Ing. R. Pohl, habe ich für die freundliche Genehmigung, die geologischen Ergebnisse meiner Arbeit, die im Auftrage der Österreichischen Alpinen Montangesellschaft durchgeführt wurde, zu veröffentlichen, bestens zu danken; desgleichen den Herren der Bergdirektion in Eisenerz, Direktor Ing. R. Schaur und Berginspektor Ing. H. Asimus, die meine Arbeit mit ihrem Interesse begleiteten, und insbesondere noch Herrn Ing. A. Kern in Eisenerz, welcher mich mit seinen geologischen Erfahrungen am Erzberg bereitwilligst vertraut machte.

2. Die Bestandteile des Schichtenaufbaues; Mächtigkeiten und Grenzflächen; Fossilinhalt, Metamorphose und Altersfragen.

Die geologische Schichtengliederung des Gebietes um Eisenerz wurde infolge der Bedürfnisse des Bergbaues schon frühzeitig in Angriff genommen.

In der Monographie von Redlich (Lit. 2) wird die älteste Unterteilung von Pantz und Atzl aus dem Jahre 1814 angeführt:

Grauwacke . . . . . unten.
Übergangstonschiefer,
Übergangsporphyr (= Porphyroid),
Kalk . . . . . oben.

Die gute geologische Karte vom Tullgraben des k. k. Schichtmeisters Johann Szlawik aus dem Jahre 1828/29 bezeichnet die Liegendgrauwacken der Erz-Kalkmassen bereits als „Porphyr"; die Hangendüberdeckung durch Werfener Schiefer und Breccie ist klar erkannt; sehr gut ist auch die im oberen Tullgraben vorhandene dichte Wechsellagerung Kalk—Schiefer zur Darstellung gebracht.

Der weitere Entwicklungsgang der geologischen Erkenntnis, durch Redlich in Lit. 2 ausführlicher behandelt, ist, kurz gefaßt, in den wichtigsten Etappen folgender:

Nach Schouppe, 1854, von unten nach oben:

Grauwackenformation.

1. Dunkle bis schwarze Tonschiefer, nach oben übergehend in quarzige Kieselschiefer, z. T. Hornstein haltend.
2. Körnige Grauwacke (heute Porphyroid).
3. Grauwackenkalkstein mit Erzlagen, von Ton- nnd Kieselschiefer durchzogen; Krinoidenkalke.
4. Hangende Breccie.

Triasformation.

5. Bunter Sandstein.
6. Triaskalke.

Aus 1860 erwähnt A. F. Reibenschuh 1903 (in Lit. 2) den Fund von *Spirifer heterocyclus* (Obersilur) im Erz, ferner eine *Rhynchonella*. Aus dem Steinbruch im Saubergkalk am Erzberg stammen Gastropoden, *Euomphalus*, und eine Koralle (*Chaetetes* boh.). Haberfellners Fossilfunde 1865, von Stur beschrieben (in Lit. 2): *Orthoceras* im Kieselschieferschutt des Sauerbrunngrabens, der Kieselschiefer petrographisch übereinstimmend mit dem Obersilur von Dienten mit *Cardiola interrupta*.

Ferner im Saubergkalk Trilobitenreste: Pygiden von *Bronteus palifer* Beyr. und *Bronteus cognatus* Beyr., Nautiliden: *Cyrtoceras* sp.; aus schwarzen Hangendkalken (Redlich, Lit. 2) *Calamopora Forbesi* Roemer und Krinoidenreste. Dementsprechend liegt (Heritsch Lit. 1 *a*) Unter- und Mitteldevon vor (Saubergkalk = Koniepnisfazies).

Vacek 1900 (in Lit. 2) stellte die graphitischen Kieselschiefer über den Blasseneckgneis (= Porphyroid); bekannt ist seine Zweiteilung der Erzformation in alt- und jungpaläozoisch.

Redlich 1916/1922 (Lit. 2) bringt bereits eine eingehende Kartierung zum Abschluß. Seine Schichteneinteilung lautet:

1. Porphyroide zuunterst; darauf die
2. Tonschiefer-Quarzit-Gruppe (ursprünglich — wie es auch Vacek tat — geteilt in Kieselschiefer und Tonschiefergruppe, später aber die Teilung wieder fallen gelassen).
3. Kalk mit Erz.
4. Trias.

Spengler 1926 (Lit. 3 *a*) unternimmt den Versuch, die Grauwackenschiefer, welche er unter die Phorphyroide stellt, in eine „feinschichtige", mehr phyllitische tiefere und eine weniger phyllitische, graphitische höhere Tonschiefergruppe zu unterteilen. Für letztere wäre das Alter durch den bekannten *Orthoceras*-Fund sichergestellt. Neue Fossilfunde konnte auch Spengler nicht beibringen. Es ergibt sich für den Bereich von Eisenerz von oben nach unten:

Erz führender Kalk	Unter- und Mitteldevon / Obersilur
Tonschiefer, Quarzite, Blasseneckporphyroid, Ton- und Kieselschiefer	Obersilur
Feinschichtige Grauwackenschiefer	Untersilur

Heritsch 1927 (Lit. 1 *b* und *c*) bearbeitete u. a. zwei Fossilien aus dem Eisenerzer Gebiet:

Eine Koralle aus dem Silur-Devonkalk der Vordernberger Mauer, welche er als *Syringopora eifelensis* (Mitteldevon) bestimmt;

eine Koralle aus dem quarzitischen Sandstein der Handlalm unterm Polster, die er als *Lindströmia subduplicata* erkennt und mit dem karnischen Caradoc (Untersilur) vergleicht.

Kurz vorweg sei gesagt, daß die vorliegende Arbeit, deren Schwergewicht allerdings auf tektonischem Gebiete lag, keine bedeutungsvollen Neufunde an Fossilien erbringen konnte. Hiezu sind angesichts der großen Fossilarmut eigene Suchtage erforderlich, wenn nicht gerade zufällig ein Fund glückt. (Solche Exkursionen an beachtenswerten Punkten waren in Aussicht genommen, mußten aber mangels Zeit vorläufig zurückgestellt werden.) Aber aus dem eingehenden Studium der Lagerungsverhältnisse konnte doch mit ziemlicher Sicherheit eine Erweiterung der bestehenden Schichtengliederung gefunden werden, worin die zuletzt von Spengler ausgesprochene „Annahme", daß die Tonschiefergruppe unter dem Porphyroid zu liegen käme, als gesicherte Erkenntnis und Bestätigung älterer Ansichten betrachtet werden darf. Mit gleicher Sicherheit aber kam die Erkenntnis, daß die faziellen Verhältnisse östlich und westlich des Erzberges sich nicht völlig gleichen, sondern daß in einem Raume von kaum 10 bis 15 *km* streicheuder Erstreckung im westlichen Gebiet ein Vorsprung des Kalkanteiles gegenüber dem Schieferanteil innerhalb der gesamten paläozoischen Kalk-Schiefer-Entwicklung zum Ausdruck kommt.

Die Besonderheiten der einzelnen Schichtenstufen bringen folgende Abschnitte:

a) Die Schichten unter dem Porphyroid (Tonschiefer, Sandstein, Kieselschiefer, Graphitschiefer, Kalkschiefer, echte Kalkmassen mit vereinzelt Rohwand und Spateisen).

Einen ausgezeichneten Einblick in die Entwicklung dieses Schichtenbundes östlich vom Erzberg als auch die klare Erkenntnis seines Unterteufens unter die Porphyroide, gibt der Nordhang des Gerichtsgrabens und das Bachbett des Grabens, der von der ehemaligen Kremplalpe nach Trofeng absteigt. In letzterem ist die mäßig geneigte Schichtenfolge nach aufwärts:

grünlichgrauer mittelkörniger Sandstein mit Rostflecken und wenig Glimmer, phyllitischer Schiefer,
grauschwarzer feinschichtiger Tonschiefer mit Schwefelkies,
harter, splitteriger grünlicher Quarzsandstein,
weiche, graugrüne, sandige Schiefer mit zahlreichen Glimmerschüppchen, dichter, glimmerarmer sandiger Schiefer,
glimmerreicher Sandstein,
phyllitische Schiefer mit rostigen Quarzlagen;
darüber folgt sehr wenig geschieferter Porphyroid mit Schwefelkiesimprägnation in der Berührungszone; irgendwelche Zerrüttungsanzeichen, Stauchfältelungen u. dgl., welche hier die Grenzfläche als bedeutenden Bewegungshorizont deuten ließen, sind nicht zu erkennen. An dieser Stelle, welche eine der größten sichtbaren Mächtigkeiten der Schieferunterlage entblößt (zirka 700 *m*) wie auch anderwärts wurde die von Spengler (Lit. 3 *a*) durchgeführte Grenzziehung zwischen höher und geringer metamorphen Tonschiefern versucht, mußte aber feldgeologisch fallen gelassen werden. Denn phyllitischer Charakter, Glimmerreichtum sowie Feinschichtigkeit tritt bald knapp unter dem Porphyroid, bald weiter entfernt von demselben auf und ist eher auf primäre Unterschiede des Sedimentationsmaterials als auf graduelle Unterschiede der Metamorphose zurückzuführen. Zweifellos haben auch höhere Schieferzonen mit starker Durchbewegung Glanzschieferaussehen. Die von Cornelius ausgeführten Dünnschliffanalysen aus der Tonschiefergruppe (Spengler, Lit. 3 *a*) stützen zwar Spenglers Auffassung, doch ist allein ihre Zahl für das weite und verschiedenartige Gebiet noch zu gering.

Im Nordhang des Gerichtsgrabens sind mehrere bis 20 *m* mächtige Kalkbänke der Schiefergruppe eingeschaltet. Es sind körnig-schuppige, gelblichgraue Kalke, z. T. auch stark geschiefert, wobei die Schieferungsflächen serizitische Häutchen aufweisen. Die tiefste bläuliche Kalklage ist durch ein kleines Rohwandvorkommen mit geringer Spateisenführung bemerkenswert. Die Zwischenschichten sind gewöhnliche Tonschiefer, aber auch kalkige Schiefer. Die stellenweise starke Zermürbung der Kalke, das stark wechselnde Verflächen der Schieferunterlage ließen anfangs an tektonische Einschaltungen denken, das regelmäßige Ausstreichen der knapp übereinander befindlichen Kalkbänder und die Ähnlichkeit mit den Verhältnissen westlich vom Erzberg machen von dieser Deutung abwendig. Wahrscheinlich entsprechen diese Kalke dem Kalk und Kalkschiefer gegenüber an der Präbichlstraße; hier sind bereits graphitische Tonschiefer und Kieselschiefer im Verbande der glimmerreichen Tonschiefer, Sandsteine und Kalke. Im Steinbruch ober der Faistawiese sind bunte Anlauffarben der Tonschieferbruchstücke auffallend. Schmale eisenschüssige Quarzgänge sind in der Tonschiefergruppe allgemein verbreitet.

In der östlichen Fortsetzung, sowohl in der Unterlage des Polsters als auch zu beiden Seiten des Vordernberger Tales kann schätzungsweise eine Zunahme des sandigen Materials in Form von feinkörnigen Sandsteinen, oft reinen Quarzsandsteinen mit quarzigem Bindemittel, sowie dichten Quarziten erkannt werden. Am Südhang des Vordernberger Tales greifen Tonschieferstreifen tief ein in die Kalkmassen der Reichen-

stein-Vordernberger Mauer; ein solches Band eines feinschichtigen grauschwarzen, wenig phyllitischen Tonschiefers bei der Silbergrabenalpe setzt über den Rand des Kartenblattes hinaus.

Wieder in Erzbergnähe zurückgekehrt, wurde des östlichsten Auftretens der schwarzen graphitischen Kieselschiefer bei der Faistawiese bereits Erwähnung getan. Dort als auch bei vielen anderen Aufschlüssen ist seine Pseudostruktur nach Art eines geäderten Kalkes bemerkenswert. Kieselschiefer und graphitische Tonschiefer (nach Heritsch graptholitenverdächtig) treten immer zusammen auf, der gewöhnliche Tonschiefer und die Sandsteine gehen in westlicher Richtung an Menge zurück, ohne ganz zu verschwinden. Die Trennung dieser beiden Gruppen auf der geologischen Karte wurde versucht; sie hat mehr lithologische und technisch-praktische Bedeutung, ist im übrigen leicht durchführbar und scheitert nur in manchen Fällen bei zu dichter gegenseitiger Abwechslung an dem unzureichenden Kartenmaßstab. Der graublaue, fast stets graphitische Kieselschiefer zersplittert als Folge innerer Zermürbung in kleine, eckige Bruchstücke, die einen unter den Schuhen knirschenden Kies erzeugen, ähnlich dem Dolomitgrus; Pyritgehalt ist wahrscheinlich beträchtlich; auf der Oberfläche der Kiesstücke bilden sich weiße Häutchen (Alaun nach Redlich). Schon Schouppe erwähnt aus dem Sauerbrunngraben eine Vitriolquelle.

Am Eingang des Tullgrabens ist ein heller weißlicher und rötlicher, äußerst fein gebänderter und gefältelter Kieselschiefer, dem Jaspis ähnlich, aufgeschlossen: die Bänderung umfließt Quarzknauern.[1])

Im Rücken des Erzberges, unter der Platte, vollzieht sich das fazielle Überwiegen von Kieselschiefer und graphitischen Schiefern gegenüber der im O — zum Teil auch unterhalb und im N des Erzberges — herrschenden Tonschiefer-Sandstein-Ausbildung. Im Sauerbrunngraben überwiegen die steil aufgerichteten schwarzen Ton- und Kieselgesteine, deren Abbruchwände in den Bachschluchten zu einem auffallenden Landschaftsbild führen. Auf der Platte selbst ist noch ein schwach phyllitischer, seidenglänzender Tonschiefer, der stellenweise — dem Werfener Schiefer ähnlich — violett gefärbt ist, neben einem harten körnigen Sandstein und weißlichgrünem Quarzit vorhanden.

Dem Plattensandstein gleicht der grobe glimmerreiche Sandstein des nördlichen Kressenbergrückens; er führt, dem Porphyroid manchmal ähnlich, glasige Quarzkörner, doch unregelmäßig gestreut; sehr wohl unterscheidet ihn von diesem die reichliche Glimmerführung als auch die Einschiebung normaler, grauer Tonschiefer. Niemals wird dem Sandstein öligfettiger Glanz eigen wie dem geschieferten Porphyroid; hier wie überall führt auch ein eckig-blockiger Zerfall des Sandsteins zum leichteren Erkennen gegenüber den mehr rundblockigen Porphyroidhalden. Auch im vorderen Tullgraben ist ein solcher massiger Sandstein entwickelt.

---

[1]) Solche gebänderte Jaspisschiefer, vielleicht Radiolaritengesteine, erwähnt auch H. Mohr aus dem Silurdevon östlich vom Semmering; „Das Gebirge um Vöslenhof", Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, 1904, S. 144.

Die Graphit- und Kieselschiefer zwischen Kotalm und Kressenberg zeigen vereinzelt Kalkzwischenlagen und damit die ersten Anzeichen jener, weiter im W ganz ausgezeichnet erkennbaren Wechsellagerung von Kalk, Graphitschiefer und Kieselschiefer oft in sehr raschem Rhythmus. Damit tritt ein neues gesteinsfazielles Bild der Schichtengruppe unter der Niveaufläche des Porphyroids in Erscheinung. Westlich des Erzberges handelt es sich freilich nur mehr um die gedachte Fortsetzung des Porphyroidniveaus, das aber durch die Klärung der tektonischen Verhältnisse mit ziemlicher Sicherheit durchgezogen werden kann: die Porphyroiddecke weist hier eine primäre Lücke auf. Das Studium der Lagerungsverhältnisse (Abschnitt 3) hat dazu geführt, den obersten, auch reichlich verrohwandeten Kalkzug von Donnersalpe—Tulleck mit dem den Porphyroid unmittelbar überlagernden Erzbergkalk gleichzustellen und die Annahme einer großen Überschiebungsfläche im Liegenden desselben abzuweisen. Eine ähnliche Schlußfolgerung ist auch in den älteren Darstellungen enthalten. Nur Spengler spricht sich für die Möglichkeit aus, daß unter dem Donnersalpkalk eine gewaltige flache Überschiebung die Wiederholung gleicher Gesteinsverhältnisse hervorruft.

Nach den Ergebnissen der vorliegenden Aufnahme muß demnach das Porphyroidniveau, wenn auch ohne Porphyroid, unter dem obersten Donnersalpkalk durchsetzen und der gesamte Schichtenkomplex im Liegenden desselben dem Tonschiefer-Sandstein-Komplex östlich des Erzberges in Parallele gestellt werden. Wenn in letzterem bereits mehrfach nicht unbedeutende Kalkzwischenlagen (Gerichtsgraben) Vorstöße kalkiger Sedimentation andeuten, haben wir, nach einer Übergangszone mit sehr lebhaftem Rhythmus Kalk—Schiefer, im Donnersalpen-Tulleck-Gebiet sowie in den Hängen südlich von Schlinkerweg—Ramsau das typische Bild von normalem Wechsel der Schiefer- und Kalkhorizonte bei großen Einzelmächtigkeiten.

Die Übergangszone der dichten Wechsellagerung Kalk und Schiefer ist zum ersten Mal im Bachtal zwischen Kressenberg und Nordwestrücken von „Auf der Stang" schön ersichtlich; sie zeigt sich ebenso im Beresbach, im obersten Tullgraben, im Fölzgraben. Die Mächtigkeiten der einzelnen Kalk- und Schieferbänke betragen oft nur Dezimeterstärke. Vorwiegend sind graphitische Tonschiefer von feinem Korn an der Wechsellagerung beteiligt, weniger graphitische Kieselschiefer, die eher zu selbständigen größeren Mächtigkeiten neigen; helle Tonschiefer und Sandsteine, die mitunter graphitisch sind, treten hiebei zurück.

Die vorgenannte Wechsellagerung Kalk—Schiefer spielt weiter gegen W in den Schieferkomplex mit einzelnen Kalkbändern unterhalb des obersten Donnersalpkalkzuges ein (Abb. 1), der seinerseits wieder in die Schieferkappe am Südhang von Schlinkerweg zwischen Hackalpe und Hochalpe fortsetzt, wo neben Sandstein nur mehr Ton- und Kieselschiefer, ohne Kalkanteil, da sind. Die Verbindung dieser Schieferkappe nach O geht aber nicht den auf der Spenglerschen Karte gezeichneten Weg nördlich der Hackalpe, sondern das Schieferband läuft südlich der Hackalpe, zwischen Kote 1554 und Stadelstein, ins Gallcital und verbindet sich unter dem mächtigen Blockschutt der Talsohle mit der

Kieselschieferunterlage des Kressenberges. Die vorgenannte Schiefermasse nördlich und südlich von Schlinkerweg, im N außer dem Kleinwechsel von Schiefer und Kalk auch mit 2—3 bis 15 *m* und mehr mächtigen, weithin verfolgbaren Kalkbändern versehen, ist auf 200—300 *m* zu schätzen, bis sie von einer zirka 350 *m* starken, schon in der Bodengestaltung gut ausgeprägten tieferen Kalkmasse abgelöst wird. Auch diese ruht, gegen die Ramsau zu aufgeschlossen, auf graphitischen Schiefern und Kalken auf und zergabelt sich gegen W durch das Einschieben mehrerer Schieferbänder. Auch im Bachtal des Weißenbaches schiebt sich in die einheitliche Kalkmasse nahe ihrer oberen Begrenzung ein schmales Band graphitischer Kieselschiefer, ein Beweis stets vorhandener Tendenz zu sandig-tonigem Absatz.

Die Kalke der dichten Wechsellagerung Schiefer—Kalk, wo oft jede einzelne Kalkbank durch eine Graphitschieferlage eine gesteigerte Eigen-

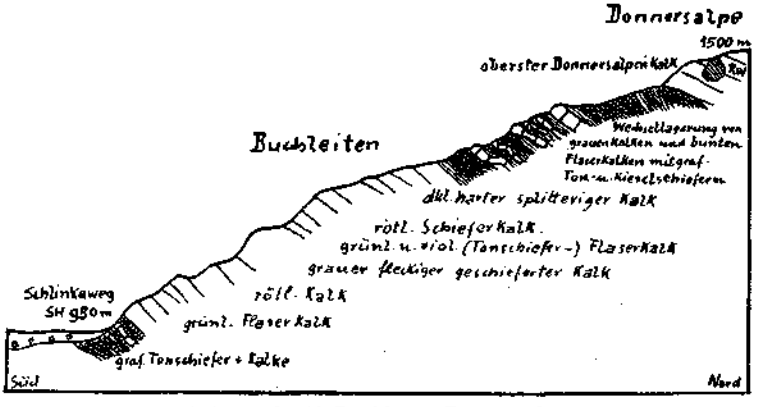


Abb. 1. Profil Buchleiten-Donnersalpe.

beweglichkeit erhält, sind zumeist helle und dunkle, graue, manchmal spätige feinkristalline Kalke, seltener rötlich oder mit gefältelten Tonflasern erfüllt, knollige Oberflächen der Kalkbänke sind oft bezeichnend; rohwandige Kalke sind im Tal zwischen Kressenberg und Auf der Stang als auch im oberen Tullgraben und im Fölzgraben am lebhaften Rhythmus gleichfalls beteiligt. Ganz gleicher Art, doch vorwiegend aus Tonflaserkalken neben massigen grauen Kalken sind die mächtigen tieferen Kalkzüge zusammengesetzt, die sich in ihrem Gesteinscharakter durch nichts von den höheren, über dem Porphyroidniveau befindlichen Kalkmassen unterscheiden. Der violette, rote und grünliche Tonflaserkalk nimmt großen Raum ein; er wird seine Entstehung einer außerordentlichen feinen rhythmischen Sedimentation verdanken, wobei durch die nachfolgende Metamorphose und Fließbewegung die heutige Struktur zustande kam, welche sehr an einen kristallinen Schiefer erinnert. Der prozentuelle Anteil Tonschiefer im Kalk ist oft beträchtlich und kann bis auf 5% und mehr geschätzt werden. Dieser Tonreichtum des

Kalkes fügt sich gut in das gröbere Bild der Wechsellagerung Schiefer—Kalk ein. Heritsch (nach mündlicher Mitteilung) neigt einer anderen Bildungserklärung dieses Tonflaserkalkes zu, er hält Entmischungserscheinungen der Tiefenmetamorphose für möglich.

Die tiefe mächtige Kalkmasse im Tale Schlinkerweg—Ramsau enthält Rohwand nur spärlich; innerhalb der Kalke der darüber befindlichen Wechsellagerung ist Rohwand schon häufiger, um schließlich in dem über dem Porphyroidniveau befindlichen Kalk die größte Verbreitung zu finden.

Zusammenfassend ergibt sich, daß im W des Erzberges die Gesteinsteufe unter dem Porphyroidhorizont ungefähr gleich tief erschlossen ist als im O und hiebei über den Weg einer oft kleinbankigen Wechsellagerung graphitisch-kieseliger Schiefer mit Kalken sich sehr mächtige Kalkmassen einstellen, die nur durch eine spärliche und verarmte Rohwandführung von den oberen Donnersalpkalken abstechen. Die mächtigen Kalke in W und SW, verbunden mit graphitisch-kieseligen Sedimenten, lassen auf eine größere Meerestiefe schließen, die gegen O und NO abnimmt, wo sandig-tonige Sedimente das Übergewicht haben. Diese Erscheinung ist vielleicht auch von Bedeutung, daß gerade im O die Porphyroiddecke ihre mächtigste und stetigste Ausdehnung besitzt. Dem gezeichneten Bild widerspricht auch nicht, daß im O, schon außerhalb des Kartenblattes, die Tonschiefergruppe von Quarzphylit (Spengler) unterlagert wird; mit der Kernschen Ableitung einer Überflutungsrichtung SO nach NW für den Erzbergkalk ist die aus dem Faziesbild der unterlagernden Schichten erkannten Überflutungsrichtung nicht ganz in Übereinstimmung. Doch bedeuten solche Abweichungen im engen Raum und bei welligem Relief der Unterlage noch keinen Widerspruch.

Die aus rein lithologischen und tektonischen Beobachtungen abgeleiteten Schlußfolgerungen haben noch der endgültigen Klärung und Prüfung durch zu erwartende Fossilfunde standzuhalten. Außer Krinoidenkalken (Ost Lasitz A. H.; Fölzgraben) ist zu den bereits bekannten Fossilfunden kein neuer hinzugekommen. Die bisherige Altersbestimmung der Kieselschiefer nach den Fossilfunden im Sauerbrunngraben spricht sich für Untersilur bis Obersilur aus.

b) Der Porphyroid.

Eingehende mikroskopische Prüfungen des Eisenerzer Porphyroids sowie Vergleiche mit anderen alpinen und außeralpinen (Oberungarn) Porphyroiden enthalten die Arbeiten Redlichs (Lit. 2), F. Angels (Lit. 3) und Spenglers (Lit. 4). Hier sollen nur einige feldgeologische Bemerkungen angereiht werden.

Es wurde erwähnt, daß der k. k. Eisenerzer Bergmeister Szlawik 1828 bereits von „Porphyr" spricht. Diese richtige Erkenntnis der dem Quarzporphyr verwandten Gesteinsnatur ging später wieder verloren, um den Bezeichnungen „körnige Grauwacke" und „Blasseneckgneis" Platz zu machen. Erst Redlich in Verbindung mit den Forschungs-

ergebnissen Ohnesorges in Kitzbühel erkannte das Gestein wieder als metamorphen Quarzporphyr, der dann von Heritsch und Angel als Quarzkeratophyr eine strengere petrographische Definition erhielt.

Schon dem bloßen Augenbefund ist auch an dem stärker geschieferten Porphyroid von öligfettigem Aussehen auffallend, daß die grauen Quarzeinsprenglinge verhältnismäßig unversehrt erscheinen (unter dem Mikroskop allerdings vollständig zerbrochen) und ihre Dihexaederform trotz bedeutender innerer Beanspruchung des Gesteins bewahren konnten. Diese Erscheinung mag zum Teil einer schon vor der Faltung bestandenen Bruchschollentektonik zuzuschreiben sein; es wurden schon vorgebildete Schollen von der Faltung mitgenommen, wobei dann nur die Scher- und Schubflächen einer besonders starken Schieferung und Serizitisierung ausgesetzt waren. Dort, wo auch der paläozoische Sandstein glasige Quarzkörner, wenn auch meist in unregelmäßiger Streuung führt und dann dem Porphyroid ähnlich werden kann, ist wieder der Glimmergehalt des Sandsteins, welcher für Porphyroid in solcher Häufigkeit und Größe absolut nicht charakteristisch ist, ein gutes Unterscheidungszeichen. Eine violette bis ziegelrote Färbung des Porphyroids stellt sich manchmal an seiner Grenze zu Werfener Schiefer, aber auch weiter entfernt von demselben ein. Sehr häufig sind rostfleckige Porphyroide, die ihr Aussehen der Verwitterung von Kiesimprägnationen danken. Nach Redlich ist auch Magnetit als Übergemengteil nachzuweisen.

Die Übergangsporphyroide an der Grenze zur hangenden Kalk-(Erz)decke, welche Kern vom Erzberg beschreibt, sind in gleicher Art im Tullgraben (Hauptgraben) vorhanden, sie haben gelblichgrüne Färbung, sind kalkig, z. T. auch verkieselt und verrohwandet. Für die Deutung dieser Abart kann durchaus die Kernsche Auffassung eines normalen Transgressionsverbandes mit der überlagernden Kalkdecke angenommen werden, doch sind im Tullgraben die tektonischen Verhältnisse, z. T. Kalk unter Porphyroid, bei beschränktem Aufschlußumfang infolge der Werfener Schieferüberdeckung nicht völlig zu klären.

In Übereinstimmung mit Spengler wird gleichfalls eine schon ursprünglich sehr schwankende Dicke der Porphyrplatte erkannt; von wenig gestörten Örtlichkeiten dienen folgende als Beispiele für Mächtigkeitsangaben *(d)*:

Zerbenkogel-Südhang	$d = 300—600\ m$
Polster SW	$d = 600—800\ m$
Erzbergunterlage S Trofeng	$d = 200—400\ m$
im Tullgraben	$d = 80—100\ m$

An gestörten Stellen, wie an der in Schuppen gelegten Porphyroiddecke im Rücken des Erzberges, am Kressenberg, NW vom Rössel usw. sind die Mächtigkeiten durchwegs geringer, ja am Kressenberg sind die Porphyroide zu mehrere Meter starken Linsen ausgedünnt. Doch sind solche Befunde sicher nicht auf Ausquetschung allein zurückzuführen, sondern auf den Umstand, daß eine schon ursprünglich dünne Porphyroiddecke um so leichter in eine Faltungs- und Überfaltungstektonik einbezogen werden konnte.

Im Gerichtsgraben und im Vordernberger Tale, wo die Auflagerungsfläche des Porphyroids auf die Tonschieferunterlage am besten zur Beobachtung gelangt, war die Vorstellung, daß hier eine Hauptbewegungsfläche vorliege, nicht zu beweisen. Die ganz leichte Diskordanz, mit der mitunter der sofort massig einsetzende Porphyroid dem Tonschiefer aufliegt, ist durchaus als primäre Übergußdiskordanz deutbar; Rutschzonen, Stauchfältelungen usw. der Tonschiefer fehlen.

Eine Eigentümlichkeit besonders der stark gestörten Porphyroidschollen ist, daß deren meist gut ausgeprägte Druckschieferung mehrfach wechselt und in keine rechte Beziehung zur Tektonik gebracht werden kann. Echte, aus Porphyroid hervorgegangene Serizitschiefer mit bis zur Unkenntlichkeit verwischter Porphyroidstruktur wurden in dem begangenen Gebiet nicht gefunden; immer war zumindest andeutungsweise die Einsprenglingsstruktur erhalten. Dies gilt von den ausgewalkten Linsen am Kressenberg als auch von den schon außerhalb des Kartenblattes liegenden Schollen zwischen Reichenstein—Lins. Gerade an letztgenanntem Punkte sind gehäufte Quarzeinsprenglinge auffallend; aus diesem Vorkommen dürften auch die Porphyroidgerölle hinter dem Tullgrabenalpenhaus stammen. Die Eigenschaft des Porphyroids zum rundlichblockigen Verwitterungszerfall wurde bereits angeführt; er besitzt keine Neigung zu Kleinzerfall. Für seine technische Beurteilung ist der stark bläheude Charakter hervorzuheben, demzufolge die Bergbaustrecken sofort und reichlich Zimmerung verlangen, sehr zum Unterschied des gleichaltrigen Porphyroids in der Slowakei,[1]) in welchen Stollen jahrelang ohne Ausbau stehen. Unbeschadet der starken Zerschuppung, welche die Porphyroiddecke samt den auflastenden Kalkerzmassen besonders im Rücken des Erzberges erleiden mußte, können doch sämtliche Porphyroidvorkommen ohne Zwang in einen einzigen Deckenerguß als auch in ein tektonisches Hauptniveau eingereiht werden. Die mächtige stetige Ausbreitung der Porphyroiddecke über der Sandstein-Tonschiefergruppe am Erzberg und östlich sowie nordöstlich davon und die primäre Verdünnung westlich und südwestlich lassen sich, für den engen Bereich der Aufnahme allerdings nur mit Vorbehalt aussprechbar, mit einer seichteren Meerestiefe und vielleicht nahem Kontinentalrand in Zusammenhang bringen, aus welcher Richtung auch der Spaltenerguß abzuleiten wäre. Doch kann einer strengen Beantwortuug der Herkunftsfragen des Porphyroids nur in Zusammenhang mit dem Studium der übrigen, im Streichen viele hundert Kilometer ausgedehnten Porphyroidmassen der Grauwackenzone nähergetreten werden.

Die Ergüsse werden wahrscheinlich untermeerisch stattgefunden haben, doch ist bei großen Mächtigkeiten der Porphyroiddecken von mehreren hundert Meter die Möglichkeit da, daß sich eine Änderung in der darauffolgenden Sedimentation einstellt. Tatsächlich ist die Zwischenschaltung von Porphyroid fast durchwegs der Auftakt zu Kalkabsatz, was aber eher mit beträchtlichen Senkungen der randvulkanischen Gebiete im Gefolge der ungeheuren Lavenergüsse zu vereinen wäre.

---

[1]) Z. B. Porphyroid im Antimonbergbau Cucma bei Rošnava.

Über die Metamorphose des Porphyroids geben die eingangs erwähnten petrographischen Arbeiten Aufschluß. Die inneren Umbildungsvorgänge haben hier — im Gegensatze zu den Porphyroiden der Radmer — die Porphyroidstruktur nur selten zu überwinden vermocht. Ein prachtvolles Beispiel für das verschiedene Verhalten von Porphyroid und Kalk während der Tiefenbewegung gibt ein Felshlock, welcher in der Gehängebreccie am Westausgang des Präbichltunnels (Bahneinschnitt) natürlich verankert ist (Abb. 2). Der Block dürfte dem Kalkporphyroidkontakt am Südhang des Polsters entstammen; gebänderter kristalliner Kalk durchdringt den in Schollen zerlegten unversehrten, Quarzeinsprenglinge führenden Porphyroid.

Das Alter der vulkanischen Ergüsse, die in normalem zeitlichem Ahlauf zu ihrer sedimentären Unterlage und Überdeckung stehen, wird durch letztere hestimmt. Nach Spengler, mit welchem die vorliegende

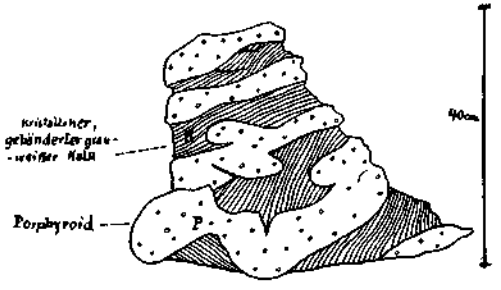


Abb. 2. Durchdringung Porphyroid-Kalk.

Schichteneinteilung übereinstimmt, rückt damit der Porphyroid entsprechend der obersilurischen Stellung der Kieselschiefer spätestens ins Obersilur. Durch die jüngste Fossilhearbeitung von Heritsch (Lit. 1*b*) ist aber ein untersilurisches Alter der unmittelbaren Porphyroidüberlagerung und damit auch des Porphyroids nicht ausgeschlossen.

c) Tonschiefer, Sandstein, Quarzit zwischen Porphyroid und Erz führendem Kalk.

Diese Vorkommen sind beschränkt, die Gesteinsausbildung derselben, von welcher besonders die Tonschiefer jenen der Porphyroidunterlage völlig entsprechen, zeigt an, daß für diese Örtlichkeiten die Porphyrzwischenschaltung keine wesentlichen Änderungen der Absatzbedingungen gebracht hat. Zu nennen sind vom Westhang des Polsters (Kohlerebenhütte) ein blätteriger, schwach phyllitischer Tonschiefer, ebenso nordöstlich von Waidau bei Präbichl. Ein eigenartiger Quarzsandstein entwickelt sich, im Hangenden von Tonschiefer begleitet, über dem Porphyroid des Zerbenkogel—Himmelkogel; millimetergroße, rundliche Quarzkörner sitzen äußerst dicht gestellt, einem Rogenstein ähnlich, in quarziger Grundmasse; überdies durchschwärmen mächtige Gänge und Lagen von milchweißem Quarz das gesamte Gestein. Östlich Rotscheid ist diese Ent-

wicklung nahe 100 *m* mächtig. Für diese Stelle ist ein Abrasionsvorgang an der Porphyroiddecke und Zusammenschwemmung des quarzigen Porphyroiddetritus wahrscheinlich gemacht, möglicherweise auch die spätere Beteiligung von hydrothermaler Kieselsäure. Daß die Auflagerung des Erz führenden Kalkes mit einer Diskordanz verbunden ist, hat schon Kern (Lit. 5) vermöge der ausgezeichneten Aufschlüsse des Erzberges nachzuweisen vermocht. Quarzsandsteine ähnlicher Ausbildung wie am Himmelkogel konnten nochmals in einem Horizont zwischen dem Erz führenden Kalk des Polsters gefunden werden; die Sandsteine unter dem Porphyroid haben gewöhnlich kleineres Korn. Aber doch kann der Augenbefund allein nicht genügen, um die gerundeten glasigen Quarzkörner dem durch Abrasion aufgearbeiteten Porphyroid zuzuschreiben; Dünnschliffuntersuchungen sind noch ausständig.

d) Der Erz führende Kalk, seine Rohwand- und Spatmassen, eingelagerte tonige und kieselige Schiefer.

Die Klarstellung der tektonischen Verhältnisse des Erzberges durch Ing. Kern hat die primäre Zweiteilung der Kalk-Rohwand-Erz-Massen durch ein Schieferband erwiesen, ebenso die einfache Muldenform dargetan. Eine genaue gesetzmäßige Schichtengliederung der verschiedenen Kalkarten auf paläontologischer oder petrographischer Grundlage hat auch die Aufnahme Kerns nicht erbracht; sie beschränkt sich nur auf den Nachweis wenig mächtiger, roter Krinoidenkalke (Saubergkalk) auf einige hundert Meter im Streichen. Bei den vorliegenden Aufnahmen war es die häufige Wiederkehr gleicher oder sehr ähnlicher Kalkabarten in verschiedenen Horizonten, welche den Versuch des petrographischen Auseinanderhaltens der einzelnen Kalkzüge bisher zu keinem einwandfreien Erfolg brachte. Gesteinsanalysen, Feststellung von Dolomitanteil an der Kalkbildung usw. liegen meines Wissens für die Gebiete außerhalb des Erzberges nicht vor.

Vom Erzberg weg liegen in verhältnismäßig ungestörter Fortsetzung der Erz-Kalk-Massen desselben im W der Kalk-Erz-Zug beim Ratzenstadl (Mariabau) diesseits und jener des Tullgrabens jenseits des Tullriegelkammes, im O der mit Rohwand und Spat durchsetzte Kalkzug des Glanzberges. Die Mächtigkeit des Kalkes bei den Mariabauen wurde durch die vortriadische Abtragsperiode auf wenige Meter, vielfach auf Null herabgedrückt. Die Verhältnisse im Tullgraben sind infolge zahlreicher Schollenstörungen und durch den beschränkten Einblick infolge der Verhüllung durch Werfener Schiefer — es ist nur ein schmales Erosionsfenster freigelegt — nicht genügend zu klären. Zweifellos ist aber auch hier nur mit geringen Kalkstärken, höchstens 10—20 *m*, zu rechnen; an einer Stelle des Talweges führt eine Kalkscholle Roteisen in kleinen Mengen.

Die Kalkmassen zu beiden Talseiten von Schlinkerweg-Ramsau wurden bereits geschildert; die Porphyroiddecke reicht aber nicht mehr bis dorthin, sondern der ideelle Porphyrhorizont, aus dem Gebirgsbau ableitbar, bringt die obersten Donnersalp- und Tulleckkalke in das Niveau des Erzberges; diese führen auch tatsächlich beträchtliche Roh-

wand- und einzelne Spatvorkommen. Der Versuch, auch den Zwischenschieferhorizont in die Fortsetzung der Erzbergkalkmassen zu tragen, wurde selbstverständlich unternommen, hatte aber von Haus aus im Terrain ohne künstliche Aufschlüsse bei den geringen in Betracht kommenden Schiefermächtigkeiten wenig Erfolgsaussicht. Im Donnersalp-Tulleck-Gebiet besteht noch dazu mangels Porphyroids die Möglichkeit, daß nur der hangende Erzbergkalk erzführend hier Fortsetzung findet, der Zwischenschiefer und Liegendkalk des Erzberges aber in die Schiefer-Kalk-Unterlage des Donnersalpkalkes münden. Mithin hat die Unterteilung daselbst bloß schematischen Wert und ist auch deshalb bedeutungslos, weil der petrographische Charakter der tieferen und der höheren Kalkzüge gleich ist: Tonflaserkalke, graue und rote, massige und spätige Kalke in allen Horizonten. Ein Krinoidenkalk wurde östlich unterhalb Tulleck, auch im Fölzgraben, festgestellt; er gehört dem obersten Donnersalpkalkzug an.

Die oberen Kalke von Donnersalpe—Tulleck gehen nach S über in die mächtigen Kalkmassen, welche dem Schiefer von Hoch- und Hackalpe aufgesetzt sind und den Stadlstein usw. aufbauen.

Die mit wenigen Rohwandvorkommen verbundenen Kalkzüge im Rücken des Erzberges, in der Umgebung der Platte, gehören, wie die dort befindlichen Porphyroide, der an dieser Stelle zerschuppten, von der Tonschieferunterlage abgehobenen Porphyroid-Kalkplatte an. Auch hier gilt dieselbe Schwierigkeit, welche auch am Erzberg trotz der umfassenden Aufschlüsse vorkommt, daß einerseits Massigkeit des Kalkes, anderseits eine sehr regelmäßige, mit echter Bankung oft zu verwechselnde Klüftung der dichten Kalke die Erkenntnis der Lagerungsverhältnisse erschwert. Die Kalkmassen mit bedeutenden Rohwand- und Spateinschaltungen am Kressenberg werden auf Grund des tektonischen Studiums mit der dem Erzberg zunächst liegenden Kalkscholle der Platte in Zusammenhang gebracht.

Im Süden der Plattenschuppen schließt die mächtige, zusammenhängende, doch vielfach gestörte Kalkmasse des Reichensteins an, vom Zinken oberhalb Vordernberg übers Grübel—Reichensteingipfel—Lärchkogel—Stang. Mächtige ungeschichtete graue, auch rötliche Kalke, manchmal von mißfarbener Verwitterungsoberfläche, insbesondere aber die schon mehrfach besprochenen Tonflaserkalke sind häufig. Im Gebiet des Lärchkogels zieht über hellem blauem Kalk ein mißfarbiger dunkler, z. T. rohwandiger, wohl auch etwas verkieselter, feuersteinriechender Kalk vom Reichenstein, flach fallend, herunter.

Einzelne Tonschiefervorkommen, wie jenes bei der Silbergrabenalm (NW St. Laurenzen) können mit Wahrscheinlichkeit als aus dem Untergrund emporgezogene Schiefermassen gedeutet werden; bei anderen, wie am Grübel und Auf der Stang, wo auch graphitische Kieselschiefer hinzutreten, ist doch auch primäre Einschaltung nicht auszuschließen. Rohwandmassen sind verbreitet, aber doch in schütterer Verteilung.

In der nordöstlichen Erzbergfortsetzung liegt der Glanzberg mit mehrfachem Auftreten von vererzter Rohwand und Lagen rötlichen schiefrigen Kalkes (Krinoidenkalk?); weiter östlich folgen die Kalk-Rohwand-Massen

des Polsters und des Zerbenkogels, wo gleichfalls ausgedehnte Rohwandvorkommen mit geringer Spatführung bekannt sind.

Während im Westhang des Polsters ein quer eingreifendes Schieferband sich in Begleitung einer sekundären Schuppung erweist, sind die fossilresterfüllten, von Redlich zuerst beschriebenen Quarzsandsteine von der Handlalm in keinem sicher erkennbaren Zusammenhang mit Schuppenbau. Die Aufschlußsicherheit ist zwar durch ausgedehnte Haldenverschüttung der Polsterostwände beeinträchtigt, doch wurde eher eine normale Zwischenlagerung der Sandsteine in die Kalke erkannt. Die inzwischen durch Prof. Heritsch (Lit. 1*b*) bekanntgemachte Fossilbestimmung aus diesen Sandsteinen und deren Stellung ins Untersilur ist aber doch von solcher Bedeutung, daß eine neuerliche örtliche Überprüfung der tektonischen Lage vorbehalten bleiben muß.

Die wahren, heute noch vorhandenen Mächtigkeiten der Kalkmassen sind ungefähr:

Erzberg (nach Kern)	=	60—250 *m*
Tullgraben	=	10— 20 „
Donnersalpe-Tulleck	=	60— 80 „
Glanzberg	=	100—250 „
Polster	=	400 *m*
Zerbenkogel	=	150 „

c) Kalkbreccie und quarziges Grundkonglomerat der Werfener Schiefer.

Das transgressive Übergreifen der Untertrias auf das Paläozoikum vermittels einer Kalkbreccie war den Eisenerzer Bergleuten und Geologen schon lange bekannt, nur weisen ihr ältere Aufnahmen beschränkte örtliche Verbreitung zu, die Redlich und Spengler beträchtlich erweitern. In Wirklichkeit ist die basale Kalkbreccie fast lückenlos bei allerdings sehr schwankender Mächtigkeit nachweisbar. Den gewöhnlich frischen, reinen Zustand der Kalkbruchstücke als auch die häufige Erscheinung bruchloser Deformation derselben haben die jüngeren Beschreiber, zuletzt Kern, betont. In der Tat besitzen die roten und weißen, feinkristallinen, fast durchwegs eckigen, manchmal auch schön gerundeten Kalkbruchstücke keine Andeutung einer Verwitterungsoberfläche; sie erreichen im Durchschnitt höchstens Kinderfaustgröße, vereinzelt aber kommen Anhäufungen kopfgroßer Blöcke vor. Solche Breccien sind, lichtrot und weiß buntgemischt, z. T. gut gerundet, im Graben südlich Gsollalpe (östlich Wintereben) 20—30 *m* mächtig anstehend; sie gewähren im Verein mit den recht häufig enthaltenen Bruchstücken von dunkelrotviolettem Werfener Sandstein den Anblick eines lebhaftfarbigen Mosaiks. (Ähnliche Breccien finden als Werkstein auch im Steinmetzgewerbe Verwendung; siehe Eisenerzer Friedhof.) Daß Porphyroidbruchstücke in der Kalkbreccie fehlen, hebt Redlich hervor; dies bleibt eine auffallende Erscheinung, da bedeutende Flächen des Porphyroids dem Abtrag ausgesetzt waren, welcher dem vortriadischen Gebirgsbau folgte. Die Kalkbreccie ist stellenweise auch über dem Porphyroid als solche entwickelt, meist unter Hinzutreten von Quarzgeröllen, die gut gerundete Formen haben.

Porphyroidverdächtige Bruchstücke der Breccie erwiesen sich stets als Quarzit. Am Abhang des Glanzberges gegen die Präbichlstraße beherbergt die vorwiegend quarzig ausgebildete Breccie, die ohne Kalkzwischenlage dem Porphyroid direkt aufruht, langgestreckte Stückchen von dunklem Hornstein, der dem Kieselschieferhorizont entstammen kann; auch östlich Wintereben ist diese Feststellung zu machen.

Porphyroidzerreibsel als Bindemittel des Sandsteins ist da und dort wahrscheinlich; aber weitaus die Hauptmenge des Bindemittels stellt der rotviolette tonige Sandstein und Schiefer des Werfener Horizontes selbst dar. Nachdem letzterer auch in Bruchstücken häufig ist, kann man auf eine erneute Vehemenz des Transgressionsvorstoßes schon nach Ablagerung und Verfestigung von Werfener Sandstein schließen.

Bruchlose Deformation der Breccie (Redlich) bis zum Übergang in Kalkschiefer (Kern) ist auch außerhalb des Erzberges, z. B. im Tullgraben, anzutreffen. Diese Erscheinung wird bereits dem Metamorphosegrad der ersten Tiefenstufe kristalliner Schiefer zugewiesen. Es besteht also kein wesentlicher Sprung zum Umbildungsgrad des unterlagernden Paläozoikums, der ebenfalls die erste Tiefenstufe nicht überschreitet. Im großen und ganzen überwiegt aber außerhalb des Erzberges der wenig geschieferte und ungeschieferte Zustand der Breccie.

Die mißfarbenen Breccien mit graugrünem tonigem Bindemittel sind den vererzten Breccien benachbart, so beim Ratzenstadl, Tullgraben und Polster.

Örtliche Verrohwandung und Vererzung der Breccien gibt schon Redlich vom Erzberg an, ebenso vom Ratzenstadl und Tullgraben. Beim Ratzenstadl als auch im Tullgraben sind stellenweise noch autochthone Kalkreste erhalten, die Hauptvererzung aber trägt die 3—4 *m* starke Breccie. Eine ölgelbe, spätige Rohwand dringt in einzelnen Lagen auch in höhere Schichten des Werfener Sandsteins ein. Auch der ehemalige Bergbau bei der Handlalm auf dem Polster ging teilweise auf Breccienerz um.

Günstige Beweisstücke für echte Erzbreccien, etwa gerollte und für sich eingebettete Erzstücke, ohne Spuren von Lösungszufuhr, konnten nicht beigebracht werden; immer sind solche Breccien mit Erzbruchstücken auch von Rohwand- und Spatgeäder — wahrscheinlich jüngere Mobilisationen — durchzogen.

Die Mächtigkeiten der Kalkbreccien schwanken zwischen $^1/_2$ *m* und 20—30 *m*; letztere liegen z. B. beim Gsollalpenhaus, am Polster und am Zerbenkogel vor, wo sie felsbildend gleich Nagelfluhwänden in Erscheinung treten.

Über der Kalkbreccie folgt, mit weitaus geringerer Beständigkeit als diese selbst, das quarzige Basalkonglomerat der Werfener Schiefer, meist in Form von Bänken mit nußgroßen Quarzgeröllen innerhalb roten Sandsteins.

f) Die Werfener Schiefer.

Die grünlichen bis gelbweißen Quarzite und Quarzsandsteine sind gewöhnlich nahe der Basis und werden von der mächtigen Folge roter, rotvioletter und grünlicher, feinsandiger und toniger Schiefer überlagert;

Geröllagen in diesen sind vereinzelt. Hie und da (östlich Wintereben) bilden sich wenig ausgedehnte Bleichzonen in den roten Schiefermassen aus, wobei nach Abfuhr von Eisen gelb- und rotgefleckte oder durchaus hellgefärbte Gesteine entstehen.

Am Osthang des Glanzberges ist ein dichter, anscheinend eisenreicher roter Quarzsandstein entwickelt; laut Analyse der Bergdirektion Eisenerz mit 3·9% Fe ist aber der gewöhnliche Eisengehalt der Werfener Schiefer nicht überschritten.

Schichten und Schieferung sind gewöhnlich schwer auseinanderzuhalten, die Metamorphose geringer als im unterlagernden Paläozoikum. Auffallend ist die scheinbare Unabhängigkeit der Schieferungsebene von der Auflagerungsfläche zum Porphyroid einerseits als auch zur Kalktriasunterfläche anderseits.

Zu den von Spengler bereits ausgeschiedenen Gipsvorkommen in höheren Horizonten des Werfener Schiefers tritt noch das von Kern erwähnte Vorkommen unreinen Gipses im Renatagraben des Erzberges.

Neue Funde an Fossilien, die sich schon nach älteren Berichten (Szlawik) erst in der Nähe der Triaskalke einzustellen pflegen, wurden nicht gemacht.

g) Eiszeitliche und jugendliche Schuttbildungen.

Moränen und besonders Blockströme von eiszeitlichem oder eher nacheiszeitlichem Gebirgsschutt erfüllen die großen Talfurchen.

Ein grandioser Schuttstrom mit Riesenblöcken paläozoischen Kalkes, vielleicht in Verbindung mit Bergstürzen entstanden, ging aus dem Galleitental heraus; er kam aus dem Gebiet des Stadelstein—Zwölferkogel—Hochstein, füllte das Galleitental hoch an, versperrte dem Ramsaubach den Talausgang, prellte in scharfer Kurve auf die Seite des Hohenecks, dort eine mächtige Schutterrasse zurücklassend. Die scheinbar gewachsenen Kalkwände des Abhanges vom Hoheneck nach Krumpenthal sind verkittete Riesenblöcke des angeworfenen Schuttes. Reste desselben Schuttstromes liegen beim Eisenerzer Schichtturm und bilden den Felsen des Gradsteins. Das Ramsautal vom Schlinkerweg nach aufwärts wurde sehr wahrscheinlich zu einem See gestaut, in dem die Gerölle des Ramsaubaches einen flach ansteigenden Schuttkegel, der heutige Untergrund der prächtigen Almwiesen, anschütteten, bis durch den Schuttwall von Galleiten wieder ein Ausgang geschaffen war. Die zeitweilig verhinderte Erosion hatte die heutige Talstufe im Gefolge.

Ähnliche Schuttströme stiegen vom Grübel auf die Vordernberger Seite hinab; Reste liegen am Präbichlpasse, bei der Faistawiese und Franzosenbühel (Moränen) usw.

Ein gewaltiger Schuttstrom von Triaskalken des Kaiserschilds nahm seinen Weg durch den Fölzgraben, den älteren Bergsturz der paläozoischen Kalkwände der Donnersalpe beim Schirmbacher Alpenhaus überdeckend. Bergstürze sind sehr verbreitet. Der Nordfuß des Kressenberges ist von einem solchen größtenteils eingehüllt; Porphyroidbergstürze liegen im Gerichtsgraben und im Vordernberger Tal.

Ausgedehnte Gehängebreccien stehen mit der Bergschuttverhüllung des Präbichlpasses, unter anderem auch mit dem Schuttstrom im Fölzgraben, in Verbindung.

Kalktuffe sind in der Nähe von Quellhorizonten da und dort anzutreffen.

3. Der Gebirgsbau.

a) Sedimentationsbild, Vulkanismus und Tektonik bis zur vortriadischen Festlandwerdung. Abtrennung älterer paläozoischer von jüngerer nachtriadischer Gebirgsbewegung.

Ohne vorerst zu den Entstehungsfragen der Erz-Rohwand-Massen innerhalb der Kalkzüge des Paläozoikums Stellung zu nehmen, zeichnet sich das bereits in den Einzelbeschreibungen gelieferte Bild der Ablagerungsverhältnisse zusammenfassend wie folgt (Abb. 3):

Tonschiefer und Sandsteine bauen östlich des Erzberges, graphitische Ton- und Kieselschiefer im Verein mit gewöhnlichen Tonschiefern, abwechselnd in mehr oder weniger dichter Folge mit Kalkbänken bauen westlich des Erzberges die Schichtmassen auf, welche den höheren, durch reichliche Rohwand-Eisenerz-Führung ausgezeichneten Kalkzug unterlagern. Die Erzansammlungen desselben erreichen am Erzberg ihre höchste Dichte. Dieser oberste 200—400 *m* mächtige Kalk, im besonderen als Erz führender Kalk bezeichnet, hängt gegen S mit den 600—700 *m* mächtigen rohwandarmen Reichensteinkalken zusammen.

Die gesamte Schichtenfolge sowohl der Schiefer als auch der Kalke — ins Silurdevon gestellt — ist nach den bisherigen Fossilfunden marin; die graptolithen-, vielleicht auch radiolaritenverdächtigen graphitischen Kieselschiefer im W würden eine Zunahme der Meerestiefe anzeigen, die gegen O bei Mehrung des feinsandigen Elementes abnimmt. (Mit zwar exakteren Beobachtungsmitteln, aber in dem sehr eng begrenzten Erzbergbereich und wohl nur für diesen gültig, leitet Kern eine Transgressionsrichtung nach NW, eine Tiefenzunahme des Absatzbeckens gegen SO ab.) Unterbrochen wird diese Schichtenfolge an der unteren Grenze des Erz führenden Kalkes durch einen untermeerischen Deckenerguß eines sauren Magmas, wahrscheinlich siluren Alters. Obwohl diese vulkanische Einschaltung nur den Teil einer regionalen Erscheinung der alpinen Grauwackenzone darstellt, welche sogar noch in den Innerkarpathen vorliegt, ist die Vermutung nach einer im N oder NO gelegenen Eruptivspalte vorhanden.

Die Beobachtungen einer transgressiven Auflagerung der Werfener Breccie auf gefaltetes Paläozoikum haben zur Kenntnis einer vortriadischen Landoberfläche als auch eines vortriadischen Gebirgsbaues (Redlich, Mohr, Spengler, Kern) geführt, der als Endergebnis die mächtige marine Schichtenfolge des Paläozoikums über das Meeresniveau heraushob und in die Abhängigkeit von Abtragkräften brachte.

Die nachfolgende zweite Versenkung und darauf die alpine Gebirgsbewegung gestatten bei der geologischen Feldaufnahme nicht ohne weiteres eine reinliche Altersscheidung der mannigfach sichtbaren tektonischen Einflüsse auf die Gesteinskörper.

Wohl hat Kern vermöge der ungeheuren Bereitschaft zusammenhängender Aufschlüsse am Erzberg selbst den Versuch unternommen, die vortriadische Tektonik an Hand der unbeirrt über diese hinweg-

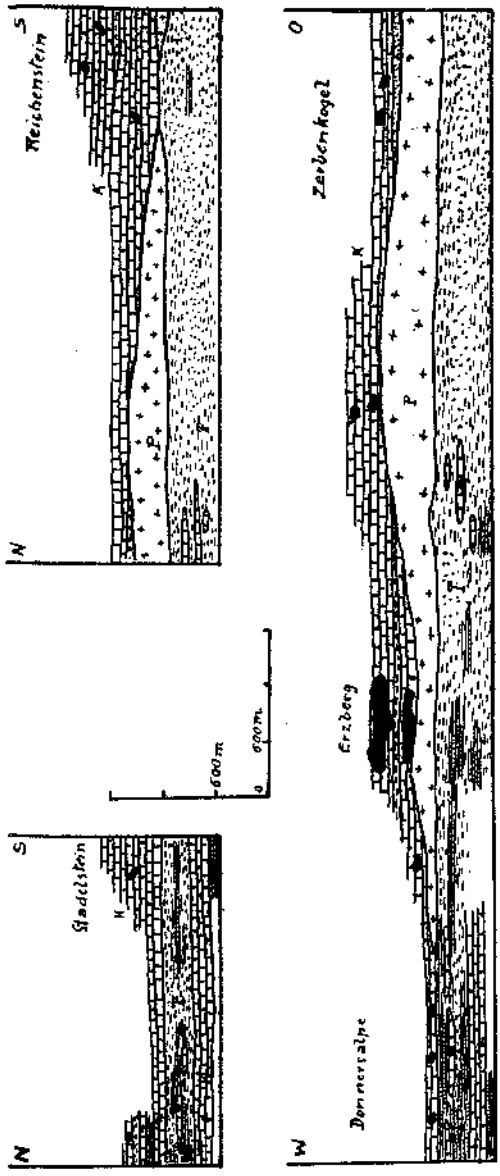


Abb. 3. Vortektonische Gesteinsverhältnisse (Zeichengebung von Beilage I). K = Kalk; T = Tonschiefer, Sandstein, Kieselschiefer; P = Porphyroid; schwarz = Erz und Rohwand.

setzenden Werfener Schichten festzustellen; es gelang ihm, eine Reihe von Kluftsystemen als auch die beginnende Muldenform mit Sicherheit dem paläozoischen Bau zuzuweisen. Nach Kern ist die ältere vortriadische „Festlandstektonik" keine Faltenbewegung, sondern besteht

in „einfachen Schollenverschiebungen"; erst nach Ausbildung dieser Schollenverschiebungen ist durch „Druck aus SO" die Halbbogenform des Schichtenstreichens am Erzberg, die Aufrichtung und Überkippung der Erzbergmulde entstanden. Der nachtriadische Bau beschränkt sich nach Kern nur auf eine „Unmenge kleiner und kleinster Sprünge", die sich in der Werfener Schieferhülle abprägen, für die großen Baulinien aber ohne Bedeutung sind.

Nun sind die Ergebnisse Kerns mit großer Exaktheit gewonnen, die lückenlosen Beobachtungen an dem grandiosen Aufschlußkörper des Erzberges überdies mit den Mitteln der Vermessungstechnik kartographisch aneinandergefügt. Die Durchführung der Aufgabe in dieser Art war sowohl vom Standpunkt exakter geologischer Forschung als auch im Interesse des Bergbaubetriebes die einzig richtige, notwendige, ja dürfte gewiß schon längst ein Bedürfnis gebildet haben.

Vom Erzberg weg können nur mehr die gewöhnlichen Mittel der Feldgeologie unter Bedienung von einer mittelguten topographischen Karte Verwendung finden. Trotzdem aber drängen einige wichtige, weil ausgedehnte Erscheinungen zur Annahme, daß zwar das Paläozoikum vor Ablagerung der Trias einen flachwelligen Faltenbau verbunden mit einer älteren Schollenbewegung erlitten hat, daß aber die großen nachzuweisenden Falten- und Schubbewegungen nachtriadischen Alters sind. Zumindest ist dieses Ergebnis dahin zu fassen, daß im vorliegenden, immerhin noch engbegrenzten Aufnahmsgebiet kein befriedigender Beweis für ein paläozoisches Alter des Schuppenbaues erbracht werden konnte, mehrere Beobachtungen aber indirekt eher für ein nachtriadisches Alter sprechen.[1]) Es ist beispielsweise keine der nachweisbaren größeren Schubflächen — mit Ausnahme des Christofverwurfes Kerns — von der Triastransgression angeschnitten worden. Wo eine beträchtliche Schubleistung wie am Kressenberg vorliegt, fehlt allerdings die Werfener Schieferhülle. Die von Kern für den Erzberg erwähnte Druckrichtung aus SSO wäre ebenfalls alpiner Abstammung nicht fremd.

Wo immer Werfener Kalkbreccien das Paläozoikum übergreifen, geschieht dies unter verhältnismäßig geringen Diskordanzwinkeln, die höheren Werfener Schichten mögen hiebei dank anders wirksamer Druckkräfte einen steilen Schieferungswinkel gegenüber der paläozoischen Schichtenoberfläche einschließen. Die mehrfach als Beweis für einen intensiven vortriadischen Gebirgsbau (Tauriskisches Gebirge, Spengler

[1]) Nach Abschluß der vorliegenden Arbeit wurde im Sommer 1928 das westlich anschließende Grauwackengebiet von Radmer einer eingehenden Neuaufnahme unterzogen. Hier konnte eine bedeutende O—W gerichtete Überfaltung und Aufschiebung der paläozoischen Porphyroid-Kalkmassen nachgewiesen werden. Zwar spielt diese Störung zum Teil und annähernd in jene zwischen den Triasbergen Lugauer und Kaiserschild ein. Aber der Werfener Schiefer — noch weniger die übrige Trias — erreichen das Bewegungsausmaß des Paläozoikums, vielmehr schrägt der Werfener Schiefer am Fuße des Lugauer die Überfaltung ab. Damit wäre die in Eisenerz vergeblich gesuchte Beweisführung zugunsten des vortriadischen Schuppenbaues ziemlich entschieden. Doch soll in der vorliegenden Arbeit noch an den Eisenerzer Ergebnissen festgehalten werden, bis in einer erst abzuschließenden Untersuchung über den Gebirgsbau der erzführenden Grauwackenzone von Radmer die neuen entscheidenden Beobachtungen für die Altersfragen der Tektonik ausgewertet werden.

und Mohr, Lit. 4*a*) herangezogenen Verhältnisse am Polster, Handlalm, lösen zwar, den Beschauer täuschend, den Eindruck aus, als ob sehr flach geneigte Kalkbreccie über fast saiger stehende Schichtenköpfe des Erz führenden Kalkes hinweggreife, in Wirklichkeit taucht aber auch die Werfener Breccie an dieser Stelle annähernd im Streichen des Kalkes steil in die Tiefe; es kann höchstens ein Anlagerungswinkel von 30° erkannt werden, für eine mächtige grobe Breccie, in Rinnen gehäuft, an sich schon keine Besonderheit. In gleicher Art zeigt sich dies auch am Erzberg selbst, wo Kern (Lit. 5, Abb. 2) die Verhältnisse am Leitenrücken abbildet: überkippt aufgerichtete Kalk-Erz-Bänke mit ebenfalls überkippter Kalkbreccie.

Die steile, nahe N—S streichende Spießfalte von Werfener Breccie auf Etage Zauchen des Erzberges nimmt gegenüber den sonst überzeugenden Nachweisen des ruhigen Muldenbaues daselbst eine etwas eigenartige Stellung ein: Kern hat sie zwar dahin erklärt, daß schon ursprünglich steilwandige Furchenränder bei der Aufrichtung sich noch weiter genähert haben. Vollbefriedigend fällt diese Erklärung meines Erachtens nicht aus.

Eine weitere Tatsache von großer Eindringlichkeit ist darin zu sehen, daß vom Zerbenkogel weg über Polster, Erzberg bis zur Donnersalpe annähernd das gleiche Kalkniveau bzw. der gleiche Kalkzug, wenn auch stellenweise bis zum Porphyroid herunter angenagt, vom transgredierenden Triasmeer bespült wurde.[1]) Wenn der Schuppenbau vortriadisch wäre, so ist doch eher zu erwarten, daß die Auflagerungsfläche der Trias quer und unbeirrt von älteren Bauliuien auf tektonisch verschiedenwertige Kalkschollen übergreife. Eher läßt sich vorgenannte Tatsache mit einem nachtriadischen Gebirgsbau vereinen, dessen höchste Wirksamkeit zwar unter, aber nahe der Werfener Schieferhülle bestand, wobei die Werfener Kalkbreccie, gleich einer Narbe mit dem paläozoischen Kalk verbunden, noch in das Bewegungsabbild einbezogen wurde.

Wenn man sich nun entschließt, dem Hauptfalten- und Schuppenbau eher nachtriadisches Alter zu geben, bleiben freilich nur wenige Erscheinungen übrig, die ausschließlich als Folgen des alten paläozoischen Baues deutbar wären. Diese Beobachtungen am Werfener Kontakt, wie sie der Erzberg bietet, gelingen nur in den seltensten Fällen. Eine wesentliche Bereicherung wäre aus der Dünnschliffuntersuchung dann zu erfahren, wenn es gelänge, ähnlich wie in alten kristallinen Schiefern, zwei Metamorphosen nachzuweisen. Im vorliegenden Fall ist aber bei beiden Tiefenverlagerungen, vortriadisch und nachtriadisch, die erste Tiefenstufe nicht überschritten worden. Das bildsamste Bauelement ist zudem der Kalk, höhere Kristallinität und bruchlose Defomation müssen sich an ihm wiederholt haben. Rückbildung von Diaphthorese wäre etwa von Mineralneubildungen des kieselig-tonigen Elements zu erwarten. Es besteht immerhin eine Lücke in der tektonischen Beurteilung, solange nicht auch ausgiebige petrographische Untersuchungen der Kalke und Schiefer vorliegen.

---

[1]) Im Gebiete des Tullgrabens und in der Fölz, wo der Porphyroid endet, greift die Triastransgression noch bis in die Kieselschiefer-Sandstein-Unterlage hinab.

Die Angaben über den alten paläozoischen Bau müssen sich vorläufig darauf beschränken, eine mäßige Faltenwellung als Tatsache zu erkennen. Daß derselben eine Schollenzerstückelung vorausgegangen ist, hat Kern vom Erzberg erwiesen. Die brauchbare Feststellung vertikaler Schollenstörungen außerhalb des Erberges, welche zweifellos in sehr großer Zahl bestehen werden, gelingt nicht allzuoft. Daran ist eher Aufschlußmangel, auch das Verwischen durch den nachfolgenden alpinen Bau schuld. Die vorhandene Schollentektonik wird den späteren Schuppenbau begünstigt haben.

b) Festlandwerdung, Abtragung und vortriadische Landoberfläche; Triastransgression.

Allmähliche Emporhebung der gefalteten paläozoischen Gesteinsmassen, flächenhafter Abtrag durch lange Zeiträume und als morphologisches Endergebnis vor Eintritt der Triastransgression das Entstehen spät- bis mittelreifer Landschaft, hat zuletzt Kern aus den Verhältnissen des Erzbergs abgeleitet. Die Beobachtungen in der engeren und weiteren Umgebung des Erzbergs fügen sich ebenfalls in diese Schlußfolgerungen ein.

Die Hebung als Bestandteil eines epirogenetischen Vorganges von großem Ausmaß bringt die wahrscheinlich nur schwach gefalteten paläozoischen Schichten in einen jungen Erosionszyklus, als dessen Endergebnis eine mäßig zerfurchte Landoberfläche in der schmalen ostwestlichen Aufschlußzone des Werfener Kontaktes zu erkennen ist. Eine bedeutende Furche wird vom Gerichtsgraben bei Trofeng angeschnitten, wo der am Erzberg als auch am Glanzberg mächtig entwickelte Zug Erz führenden Kalkes bis auf den Porphyroid herunter durchsägt wurde.

Über die Fortsetzung der vortriadischen Landoberfläche gegen S und gegen N können nur Vermutungen angestellt werden. Im Halbfenster des Tullgrabens, auch im Fölzgraben, hat es den Anschein, daß die Abtragfläche noch unter den stellenweise primär fehlenden Porphyroidhorizont absteigen würde. Die südliche Fortsetzung ist hoch über den Gipfeln der Reichenstein-Wildfeld-Gruppe zu suchen.

Zur Rekonstruktion der klimatischen Bedingungen, unter welchen der terrestrische Abtragsvorgang stand, wäre kurz zu bemerken, daß die unter Werfener Kalkbreccie auftauchenden Silur-Devon-Kalke frisches, unversehrtes Aussehen haben, etwaige Karstbildungen mit metamorph gewordenen Toneinschlüssen, an die Grenzfläche gebunden, gelangen nicht zur Beobachtung. Doch hat auch die andringende Flachsee noch beträchtlichen Abtrag leisten können, bis schließlich nach Vorrücken der Strandlinie die marinen Abrasionsprodukte in Form der Kalkbreccie zur dauernden Ablagerung im ruhigen Wasser kamen. Die roten Buntsandsteinbrocken der Breccie zeigen an, daß bereits da und dort Sandstein verfestigt war, als die Transgression zu neuem Vorstoß ausholte.

Es drängt sich schließlich die Frage auf, ob nicht der äußerste Südrand des von N her anflutenden Triastlachmeeres unweit des heute zutage tretenden Südrandes der Werfener Schiefer vermutet

werden darf und die Kalkbreccie als Zeuge einer breiten Brandungszone zu gelten habe. Bereits Spengler (Lit. 4*a*) hält eher dafür, daß die Triaskalke auch ursprünglich nördlich der Silur-Devon-Masse des Reichensteins ihre Bildungsstätte hatten. Der Absatz der Werfener Schiefer wird allerdings über den Rand der Triaskalke noch wesentlich hinausgegriffen haben. Nach Heritsch (Lit. 1*a*) ist aber das von E. Ascher gefundene Vorkommen von Werfener Schiefer am Reiting nicht bodenständig, sondern wahrscheinlich einem Schuttkegel angehörig.

Dem tektonischen Studium des gesamten, im S unserer Aufnahme anschließenden Paläozoikums sollte eigentlich der Nachweis gelingen, ob tatsächlich nur der nördliche Teil desselben die alpine Bewegung unter Auflast mächtiger Triaskalkmassen mitgemacht hat.

Schließlich soll als weitere Rechtfertigung für die vorliegende Auffassung des Umfanges alpiner Gebirgsbildung noch betont werden, daß die Profilgebung keine wesentliche Änderung erfahren könnte, wenn anderwärts ausreichende Beweise für paläozoisches Alter des Schuppenbaues gebracht würden.

c) Auflastung jüngerer Formationen bis zum Eintritt der alpinen Gebirgsbildung.

Die Transgression der Trias leitet einen gewaltigen Senkungs- und Sedimentationsvorgang ein, welcher während ungeheurer Zeiträume ohne Unterbrechung durch gebirgsbildende Vorgänge andauerte. Die Mächtigkeit der Buntsandsteinmassen des Werfener Horizonts kann in unserem Kartenraume mit 500—600 *m*, jene der bis zum Jura reichenden mesozoischen Kalkmassen mit über 1000 *m* geschätzt werden. Die kristalline Umbildung der Triaskalke durch Tiefenkräfte ist ebenfalls vorhanden, weist aber zumeist einen geringeren Grad auf als jene der Unterlagerung, für welche anderseits die Auflast der Trias die Verlegung in eine tiefere, reaktionskräftigere Zone der Erdrinde bedeutet.

Mit dem Eintritt der kretazeischen Gebirgsbildungsphase beginnt die bis ins Jungtertiär dauernde alpine Gebirgsbildung.

d) Der nachtriadische (alpine) Gebirgsbau.

Die Schwierigkeit und Unsicherheit, welche abseits vom Erzberg bezüglich Zuweisung der einzelnen tektonischen Bauelemente zum alten paläozoischen oder jungen alpinen Bau besteht, die größere Wahrscheinlichkeit, daß vor allem die intensive Schuppen- und Faltenbildung alpines Alter besitzen, führt zur Zusammenfassung aller wesentlichen Störungen unter alpinem Bau.[1])

Diese vorläufige, aus der Umgebung von Eisenerz begründete Lösung, für deren Bekräftigung allerdings noch die Ergebnisse eingehenden Studiums der Nachbargebiete erforderlich sind, steht im Gegensatz zu den Schlußfolgerungen Spenglers, welcher sich für ein paläozoisches Alter des Schuppenbaues entscheidet. Spengler stützt

[1]) Siehe Anmerkung auf S. 223.

sich dabei auf die Diskordanz der Werfener Breccie und auf NW—SO bis N—S gerichtete Faltenachsen des Paläozoikums, und erhebt damit das „tauriskische Gebirge Mohrs", nach unserer Auffassung nur eine mäßige Äußerung gebirgsbildender Kräfte, zu einer orogenetischen Phase ersten Ranges. Spengler hält für wahrscheinlich, daß die zwei durch ein Schieferband getrennten Kalkmassen im Profil Schwarzenstein—Donnersalpe eine tektonische Wiederholung darstellen; für die von Redlich dargestellte tektonische Zweiteilung des Erzberges in eine durch einen Zwischenschiefer getrennte Hangend- und Liegendschuppe wird ebenfalls paläozoisches Alter in Anspruch genommen und mit dem durch die eigenartigen Porphyroidvorkommen vom Reichenhals, Lins usw. angedeuteten Schuppenbau des Reichensteins in Zusammenhang gebracht (obere und untere Blasseneckschuppe von Heritsch).[1])

Nun hat Kern den ruhigen Muldenbau des Erzberges durch exakte Detailaufnahme nachgewiesen. Der übrigens in der Einzahl gebliebene Fund eines (handgroßen?) Porphyroidscherlings im Zwischenschiefer auf der Erzbergspitze (Lit. 5), ein Überschiebungszeuge, dem schwer mit einer entgegengesetzten Meinung anzukommen wäre, wurde von Kern nicht bestätigt, obwohl nach seiner mündlichen Mitteilung tagelanges Suchen durch mehrere geübte Augenpaare darauf verwendet wurde. Es bleibt also doch zu bedenken, ob dieser Fund nicht einer Mystifikation zuzuschreiben ist, wie eine solche bei der ungeheuren Materialbewegung dieses Bergbaubetriebes auch bei gutem Glauben denkbar wäre.[2])

Aber auch Kern glaubt auf Grund der Beobachtungen am Werfener Kontakt das paläozoische Alter sowohl der Muldenform als auch der den Detailbau des Erzberges beherrschenden Verwerfersysteme (Christof- und Muldenverwürfe) zu erkennen, läßt aber Druckwirkung aus SSO gelten, was auch alpinem Bau eigen sein könnte.

Mit den Ergebnissen der gründlichen Untersuchungen von Heritsch (insbesondere Akademie der Wissenschaften, Bd. CXVIII, Abt. 1, 1909, und Bd. CXX, Abt. 1, 1911) in der Grauwackenzone des Paltentales wird erst das in Aufnahme befindliche Gebiet von Radmer zu eingehenderen Vergleichen Gelegenheit geben. Für die Annahme der oberen Blasseneckschuppe Heritsch liegt in der Umgebung des Erzberges kein zwingender Grund vor. Wenngleich die Schieferunterlage des Porphyroids oft als Bewegungshorizont ausgenutzt wird, so trifft dies für die Hangend-

[1]) Heritsch selbst, der im Zwischenschiefer des Erzberges weiterhin Werfener Schichten vermutet, bekennt sich damit allerdings zu alpinem Alter der Erzbergtektonik.

[2]) Die Zwischenschiefer auf Etage Leitner des Erzberges erscheinen allerdings örtlich durch sekundäre Umwandlungsprozesse in Erznähe zu ölig-schiefrigen, zersetzten, porphyroidähnlichen Gesteinen umgewandelt; nirgends aber gibt der makroskopische Befund derselben noch Quarzeinsprenglinge zu erkennen, welche einen Porphyroidverdacht bestätigen könnten. Aber abgesehen davon kann auch aus den Lagerungsverhältnissen dieser Gesteine, welche durch ausgezeichnete Übergänge mit normalen Tonschiefern verbunden sind, nicht auf Porphyroid geschlossen werden. Denn echter Porphyroid, wenn auch in noch so gestörter Position wie etwa am Kressenberg, gibt sich, zumindest im Bereiche der Kartenaufnahme, wo feinkörnige Porphyroidvarietäten fehlen, noch gut als solcher zu erkennen, einerseits durch seine mehr minder erhalten gebliebenen Quarzeinsprenglinge, anderseits durch seine Eigenbeweglichkeit gegenüber Tonschiefer, was die Ausbildung linsenförmiger Schollen begünstigt.

begrenzung nur selten zu; im Gegensatz zu den Ergebnissen Heritsch stehen hier Porphyroid und Kalk innig verbunden im tektonischen Geschehen.

Die eigenen Untersuchungen über den Bau des dem Erzberg anschließenden Paläozoikums konnten dem einfachen Bau der Erzbergmulde rückhaltlos zustimmen, ja die theoretische Profilfortsetzung durch den Erzberg fordert ihn geradezu und würde die Konstruktion einer Doppelschuppe nur unter Zwang als wenig wahrscheinliche Lösung in sich aufnehmen können. Nirgends liegt in der Nachbarschaft des Erzberges ein solcher haarscharfer isoklinaler Schuppenbau vor, er ist vorerst auch für die von Spengler vermutete Überschiebungslinie in Ramsau—Schlinkerweg wenig wahrscheinlich.

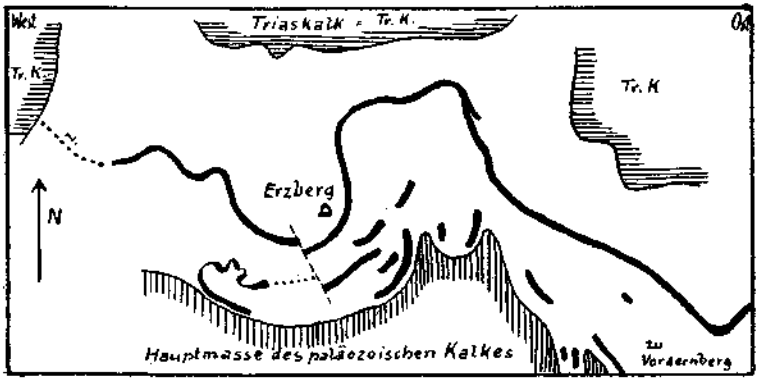


Abb. 4. Tektonische Strukturlinien am Porphyroid.

Die Darstellung der in 600 *m* Parallelabstand gelegten O-W-Profile (Beilage II) findet folgende kurze Erläuterung:

Der Gebirgsbau südlich und östlich des Erzberges im Bereich der Porphyroidplatte ist gekennzeichnet durch eine breite Faltenbewegung mit örtlicher Schuppung des Porphyroids und seiner Auflast; wo die Porphyroid-Kalk-Decke zerschuppt ist, bildet die Schieferunterlage den ausgezeichneten Gleithorizont.

An Hand der Strukturlinien des Porphyroids (Abb. 4) ist die Großbewegung der Porphyroid-Kalk-Platte samt ihrer Unterlage gut erkennbar. Zwischen Erzberg und Polster drängt eine Großfalte, wahrscheinlich sogar Faltenüberschiebung nach NW. Der Erzberg selbst bleibt bei diesem Vorstoß zurück, ja er stemmt sich, aus unbekannter Ursache fest eingespannt, wie ein Prellbock gegen den Faltungsdruck aus SO. Im Innern des Faltenbogens, vor allem im Rücken des Erzberges herrscht Raummangel, die Porphyroid-Kalk-Platte, zum Teil vom Schieferuntergrund losgelöst, wird in dachziegelartig aufgerichtete Schuppen zerteilt. 3—4 solcher Porphyroidkalkschuppen sind so zwischen Platte und Prebichl nachweisbar, das stumpfe Endigen derselben in der aufgewühlten, zwischen die Schuppen eingepreßten Schieferunterlage ist durch schrittweises Abklettern besonders im Weyritzgraben prachtvoll nachzuweisen.

Es hat nun sehr den Anschein, daß auch die flache Unterschiebung des Christofverwurfes als Folge des eminenten Raummangels südlich des Erzberges zu gelten habe; am oberen steil aufgerichteten Muldenteil des Erzberges müssen die aus SO vorrückenden Schubschollen gebrandet haben, ohne daß er der vortreibenden Kraft nachgegeben hätte; es kam eher die Vorschiebung seines Sockels zustande. Diese Erklärung muß sich freilich noch mit der Keruschen Auffassung auseinandersetzen, die den Christofverwurf altpaläozoisch hält. Doch leitet sich das gezeichnete Bild so zwanglos aus den Profilen ab — vermutlich ist sogar die Schubfläche des Kressenberges mit dem Christofverwurf in Zusammenhang zu bringen —, daß eine zu empfehlende Überprüfung des Christofverwurfs am Werfener Kontakt vielleicht doch eine Mit-

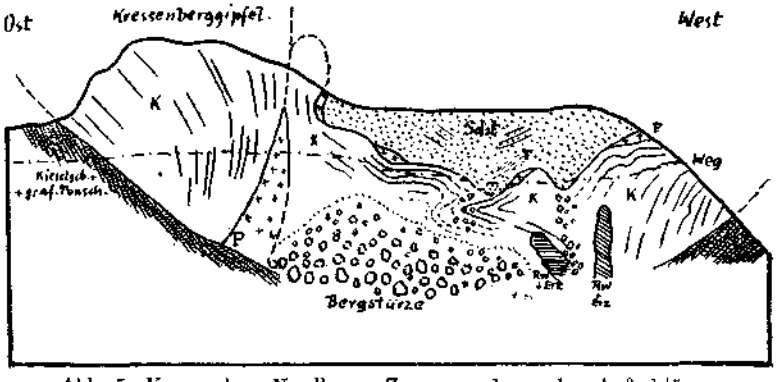


Abb. 5. Kressenberg-Nordhang. Zusammenhang der Aufschlüsse.

bewegung der Werfener Schiefer ergibt, oder aber daß bei Bestätigung des vortriadischen Verwurfalters die eigenen Schlußfolgerungen bezüglich nachtriadisches Alter des Schuppenbaues zu einer Revision drängen.

Vom Erzberg in westlicher Richtung verdünnt sich die Porphyroiddecke und endet vor dem Tulleck. Der Hemmschuh der zurückgebliebenen Erzbergmulde ist aber hier nicht mehr in Wirksamkeit, die aus SO gerichteten Druckkräfte können sich bei relativem Raumüberschuß ungehemmt auswirken, bringen eine Scholle Porphyroid-Kalk, welche mit dem Plattenporphyroidkalk zusammenhängt, in überdrehte Lagerung und transportieren dieses Gesteinspaket als echte Schubdecke etwa 1 *km* nordwestwärts in die heutige inverse Lage am Kressenberg.

Die Klärung der tektonischen Verhältnisse am Kressenberg ist infolge weiter Verhüllung durch Bergsturz an seiner Nordseite und fast durchwegs dichter Bewaldung ziemlich schwierig. Durch die geologische Karte von Redlich ist die Problemstellung schon etwas erleichtert. Es gelang, den Zusammenhang der einzelnen Porphyroidaufschlüsse untereinander zu einer oft nur meterdünnen, stark verdrückten Decke nachzuweisen, welche dem Erz führenden Kalk in inverser Folge aufliegt und auf ihrem Rücken noch einen mächtigen Rest des Untergrundes, von dem sie samt dem Kalk abgeschert wurde, in Form von Sandsteinen und Tonschiefern trägt (Abb. 5). Die Sandsteine gleichen

völlig jenen von der Platte. Den Beginn einer Eindrehung des Kalkes unter den Porphyroid auf der Platte deutet möglicherweise schon das Fortschrittprofil des Plattentunnels an (Beilage III): von *m* 230—240 ab Eisenerzer Portal folgt dem Porphyroid wieder Kalk.

Nicht ganz so klar ist der Mechanismus einer zweiten, den Kressenberggipfel aufbauenden Kalkscholle, die an das inverse Paket steil angeschoben erscheint. Beide Schuppen aber liegen vermittels einer flachen Überschiebungsbahn der Kieselschiefer-Tonschiefer-Gruppe als echte Scherdecken auf.

Der winzige, doch interessante Rest einer dritten Schuppe, vielleicht aber nur ein tektonisch versenktes Stück der inversen Kressenbergscholle, liegt ober dem Westausgang des Kressenbergtunnels; ein Steinbruchbetrieb aus der Bahnbauzeit hat einen kleinen, mitten in Tonschiefer gebetteten Felsen aus Kalk und Porphyroid angegriffen, der gleichfalls invers gelagert ist. In der Steinbruchsohle steht, einige Meter stark, 50° ONO fallend, rohwändiger Kalk an, darüber folgt 2 *m* Übergangsporphyroid und hierauf 1·5 *m* Porphyroid mit Gangschnüren von Spateisen in gleich steiler Lagerung, worauf seidenglänzender phyllitähnlicher Tonschiefer anschließt.

Im Tullgraben ist die normale Fortsetzung der ziemlich flachliegenden Porphyroidplatte mit erosiv ausgedünnter Kalkauflage zu sehen, welche vom Westrand der Erzbergmulde über Ratzenstadl unter der Werfener Schieferhaube des Tullriegels durchstreicht; aber zahlreiche Störungen sind hier vorhanden, deren befriedigende Aufdeckung durch die weitgehende Verhüllung mit Werfener Schiefer verhindert wird. Die Schichten des Erz führenden Kalkes erscheinen bis auf geringmächtige, durch Lücken unterbrochene Reste vortriadisch abgetragen. Die Porphyroiddecke ist gleichfalls wenig stark entwickelt, ein Keil graphitischer Schiefer in derselben kann als Aufschuppung aus dem Untergrund gedeutet werden. Mehrere steilstehende Verwürfe sind mit Sicherheit vorhanden, auch der Werfener Schiefer schneidet im Talgrund an einer solchen ab. Nach den Lagerungsbildern der Werfener Breccie wäre man hier eher geneigt, einem vortriadischen Schollenbau den Vorzug zu geben. Die Aufschlußsicherheit ist aber gering, die Kombinationsmöglichkeit zu groß, um aus den Verhältnissen des Tullgrabens jetzt schon weitreichende Schlüsse zu ziehen.

Wir kommen in das Gebiet Donnersalpe—Tulleck und damit zu jener von Spengler vermuteten, in der geologischen Karte von Eisenerz auch dargestellten Überschiebungslinie zwischen je einem mächtigen tieferen und höheren Kalkzug. Der Verlauf des trennenden Schieferhorizontes wurde bereits in einem vorhergehenden Abschnitt richtiggestellt; seine Geltung als Horizont großer Beweglichkeit soll nicht in Frage gestellt werden. Aber trotzdem der Vorschub der Kressenbergschollen auf diesem Schieferhorizont vor sich ging, konnte für das Donnersalpengebiet eine solche Schubfläche, die nach Spengler ihren liegenden Schichtenkomplex in vollkommen paralleler Lage wieder auf ihren Rücken trägt, nicht beweiskräftig erkannt werden. Es bleibt aber trotzdem das Verdienst Spenglers bestehen, daß er mit der Zusammenfassung des liegenden Kalkzuges zu einer größeren Lagerungs-

einheit einen Fortschritt der Redlichschen Kartendarstellung gebracht hat. Durch mehrfache Wechsellagerung von Schiefern mit weithin verfolgbaren mächtigen Kalkbändern, ebenso durch oft vorhandene innige Aufeinanderfolge dünner Kalk- und Schieferbänke zeigt der Schieferhorizont an, daß er demselben Rhythmus der Kalkschiefersedimentation angehört als sein Hangend und Liegend, seine Kalkeinlagerungen ebenso beständig, aber nur von geringerer Stärke sind als die übrigen Kalkzüge. Gewiß sind mehrfach an den Kalkschiefergrenzen ganz prächtige tektonische Diskordanzen nachweisbar; dies gilt von den mächtigen Kalkzügen so gut wie von den dünnen Kalkbändern. Aber der Verlauf der Kalkbänke im großen zeigt doch wieder, daß alle diese inneren Störungen nur örtlichen Charakter besitzen können. Bei der Durchbewegung und Fortbewegung, welche das ganze Schichtenbündel ergriffen hat, wurde der ursprüngliche Zusammenhang im großen ziemlich bewahrt, im kleinen aber wurden entsprechend dem verschiedenen Verhalten an Beweglichkeit und Festigkeit von Schiefer und Kalk lebhafte Differentialbewegungen ausgelöst. Eine große Überschiebung in diesem Schieferhorizont, die also eine Art isoklinalen Schuppenbau mit Wiederholung der Schichtenfolge erzeugt hätte, müßte die Niveaubeständigkeit der dem Schiefer eingelagerten geringmächtigen Kalkzüge zerstört haben. Der Feldbefund aber läßt klar die vollkommene Anpassung derselben an dem Großverlauf des hangendsten mächtigen Kalkzuges erkennen. Breiter Gewölbebau herrscht auf der Donnersalpe vor, lebhaftere Faltung ist weiter südlich wohl auch gegen Annäherung an die vorgeschobenen Kalkmassen des Reichensteins vorhanden.

Die Untersuchung der tektonischen Verhältnisse östlich des Erzberges an Hand der Strukturlinien des Porphyroids fortgesetzt, läßt die einzige Aufschuppung am Außenrand des großen Faltenbogens zwischen Erzberg und Polster im Gebiet Wintereben (Kohlereben) beachten, welche eine Schubrichtung mehr aus O verrät. Am Polster-Nord- und Ostrand sinkt die Porphyroidkalkplatte samt der angelagerten Kalkbreccie ziemlich steil in die Tiefe. Unterhalb der Handlalm (Leobner Hütte) sind an der Triasgrenze mehrfach kleine Schollenstörungen aufgeschlossen, die, auch von Redlich angeführt, nur örtliche Bedeutung besitzen und die Werfener Breccie längs Rutschharnischen keilförmig in den paläozoischen Kalk einzwängen.

In der Fortsetzung zum Zerbenkogel legt sich die Porphyroidkalkplatte, mit ihr auch die Schieferunterlage, etwas flacher, am Zerbenkogel selbst ist im Kalk der Ansatz zu einer Aufschuppung ohne Beteiligung der Porphyroidunterlage zu sehen; am Rand zur Reichensteinmasse ist flacher Wellenbau vorhanden, der nur westlich von St. Laurenzen zu einem steilstehenden Schuppenbau gesteigert wird.

Die großen zusammenhängenden Kalkmassen des Reichenstein—Lins reichen nur mit ihrem Nordrand in das Kartenblatt und konnten darüber hinaus nur wenig untersucht werden. Neben geschichteten Kalken der bekannten Typen sind auch solche mit undeutlicher oder keiner Schichtung beteiligt. Das O-W-Profil durchs Rössel, dem nördlichsten Zipf der großen, steil aufgerichteten Kalkmassen (Beil II;

Profil cos — 4400) läßt gut die Eignung derselben für die Übertragung von Druckkräften und Schubkräften auf das vorgelagerte, geringer mächtige und reicher gegliederte Schichtenpaket erkennen. Die Zusammensetzung der großen Kalkmassen ist keine einfache, es ist zumeist steilstehende, auch gefaltete Aufschuppung vorhanden, wobei die einzelnen großen Schollen, von der Schieferunterlage abgleitend, sich aneinander aufrichten. Es wäre hiebei gut denkbar, daß die Porphyroidreste, die Heritsch (Lit. 1*a*) am Reichensteinkamm (Reichenhals, Großscharte) entdeckt hat und die auf der Großscharte zudem von phyllitischen Tonschiefern begleitet sind, nicht von oben her eingeschuppt (Heritsch)[1]), sondern von unten her aufgeschlüpft wären. Eine große sichtbare Bewegungsfläche streicht in der Richtung zum Reichenhals auf der Nordseite des Kammes durch; zweifellos ist in der Großscharte der Ausstrich einer bedeutenden Störung vorhanden. Eine entscheidende Stellungnahme zu diesen Fragen müßte allerdings einer umfassenderen Untersuchung vorbehalten bleiben.

Es bleibt noch übrig, zu dem zweiten Argument Spenglers für vortriadisches Alter des hauptsächlichsten Gebirgsbaues, dem Streichen der Faltenachsen des Paläozoikums von NW—SO bis N—S, also quer zum allgemeinen alpinen Gebirgsstreichen O—W, die eigenen Ergebnisse hierauf zu prüfen. An dem Vorwalten der genannten Faltenrichtungen besteht für den überwiegenden Teil der tektonischen Erscheinungen kein Zweifel. Vor allem die Erzbergmulde und das hinter ihr liegende Reichensteinmassiv werden von N-S-Streichen beherrscht. Der zwischenliegende Schuppenbau neigt in die Richtung NO—SW. Vom Polster gegen Zerbenkogel ist die Abweichung vom alpinen Streichen nicht mehr groß, das gleiche gilt vom flachgelagerten Donnersalpengebiet.

Eine wichtige Tatsache besteht nun darin, daß auch die tiefere Hälfte der Werfener Schiefer durchgehends in steiles N-S-Streichen der Schieferung eingestellt ist.

Im Verein mit früher angeführten Tatsachen ist der Versuch folgender Vorstellung (Fig. 6) eines nachtriadischen Falten- und Schuppenbaues des Paläozoikums begründet: Die in flachen Wellenbau (Spengler) gelegte Triaskalkplatte war nur als Auflast wirksam, unter welcher sich ein Bewegungshorizont nach oben und unten gut begrenzt, begleitet von den Metamorphoseerscheinungen der ersten Tiefenstufe, Plastizität des Kalkes usw., gegenüber den aus SO bis O wirksamen Druckkräften ausbilden konnte. Starke Raumbehinderung bedingt einen unruhigen Faltenbau nach Art von Unterschiebungen und Unterströmungen (Ampferer) hervor, wobei das Bild des alpinen Baues durch Ausbildung von Druckrichtungen zweiter Ordnung verloren geht.

Für das Vorhandensein einer solchen Beweglichkeitszone spricht auch das Verhalten der Druckschieferung in den verschiedenen Gesteinshorizonten, welche in Fig. 6 für die Verhältnisse knapp östlich des Erzberges dargestellt ist: Der Schiefersockel, vielleicht bis zum Quarzphyllit hinab, gibt das nur an der Grenzfläche beteiligte untere

[1]) Siehe auch F. Heritsch, Geologisches aus der Gegend des Eisenerzer Reichensteins, Mitt. Naturw. Verein d. Steiermark 1910.

Widerlager ab. Porphyroid und Kalk, letzterer mit bruchloser Beweglichkeit ausgestattet, nehmen die Hauptbewegung auf; die Narbe der Werfener Breccie ist daran noch beteiligt. Der tiefere Werfener Schiefer stellt sich, schon etwas eigenwillig, noch gegen die Druckrichtung, während der höhere Teil derselben sich an die flachwellige untere Grenzfläche der Triaskalke anpaßt.

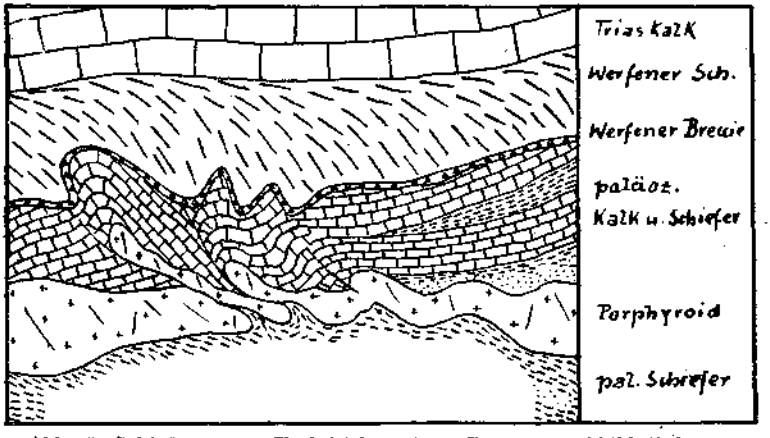


Abb. 6. Schieferung (z. T. Schichtung) zu Bewegungsabbild (Schema).

4. Die wichtigeren Erz- und Rohwandvorkommen des Aufnahmsgebietes.

Die eingehende Untersuchung der Erz- und Rohwand-Vorkommen außerhalb des Erzberges hinsichtlich ihrer Umgrenzung und Lagerung ist durch die mangelhafte Entblößung sehr erschwert, fest begründete Prognosen infolge des gesetzlosen Verhaltens der Lagerstättenkörper unmöglich. Trotz zweijähriger Detailaufnahme des nackten Erzbergmassivs konnte Kern nur wieder die alte Erfahrung bestätigen, daß Regellosigkeit die einzige Regel für den Verlauf der Erzlager bildet.

Im folgenden können hier nur kurze Bemerkungen zu den wichtigeren Fundpunkten gegeben werden.

a) Glanzberg: Die geologische Stellung des Erz führenden Kalkes ist die gleiche wie am Erzberg, nur daß er sich auf der anderen Seite des aufgerichteten, vortriadischen Erosionstales befindet. Die Aussicht, den Zwischenschiefer des Erzberges aufzufinden, war hier am ehesten vorhanden, die Suche blieb aber bisher ohne Erfolg. Die größte Rohwandmasse mit einem Eisenspatvorkommen beherbergt das Kalkpaket des Glanzberges in seinem westlichen, dem Erzberg zunächstgelegenen Zipfel, wo es mittelmäßig geneigt einfällt.

Es bestehen bereits bergmännische Arbeiten; ein schmales Band roten schiefrigen Kalkes innerhalb der Rohwand-Erz-Führung, steil bis überkippt stehend, ist dem Saubergkalk zu vergleichen und teilt die Rohwandkalke in zwei Teile; in beiden Teilen sind Vererzungen mit Spat enthalten. In der östlichen Fortsetzung wird die Lagerung flacher.

Von den übrigen Rohwandfunden des Glanzberges gewinnt jenes bei der Mauznerkeusche an Bedeutung, wo eine kurze Förderung von Spateisen im Gange war. Das Kalkpaket liegt hier nur mehr wenig über der Talsohle und wird nahe derselben von Werfener Schiefer, die schräg in die Tiefe setzen, überdeckt; ein schmaler Lappen Werfener Schiefer liegt mitten auf Kalk. Es muß hier sehr bald zu einem Tiefbauaufschluß kommen, um die Erzanhäufung weiter zu verfolgen. Einige Kutthaufen der verbrochenen Stollen zeigen schönen Fluß.

b) Polster: Die Rohwandmassen am Polster liegen größtenteils über der Baumgrenze, sind daher gut einzusehen.

Die Rohwandvorkommen der Südwestseite mit kleineren Spatlagern wurden da und dort beschürft. Von einiger Bedeutung ist bisher das Spatvorkommen nächst der Handlalm (Redlich, Lit. 2) gewesen, wo eine Zeitlang regelrechte Förderung im Gange war. Nach Redlich wurden mehrere Sideritlinsen im Kalk nebst vererzter Breccie ausgebeutet, von letzterer sind heute fast ausschließlich Haldenfunde zu machen. Das erzhältige Rohwandlager setzt ungefähr gleich mit den Kalken steil in den Talgrund fort und wurde noch in diesem als auch in mehreren Zwischenhorizonten beschürft. Im Anschluß an die Rohwand-Spat-Vorkommen des Polsters soll der Nachweis eines Kupfererzganges im Kalk östlich des Jagdhauses Kohlereben in Seehöhe 1600 *m* angeführt werden. Zahlreiche Kalkstücke mit Malachit, Azurit, Fahlerz lassen sich auf eine längere Erstreckung (siehe Beil. I), oft dicht gehäuft, nachweisen; die Erze gehören einem jüngeren Sulfidgang und dessen Zersetzungsprodukten an, wie solche Gangbildungen auch vom Erzberg bekannt sind. Möglicherweise handelt es sich um jenes Quecksilberfahlerz mit ungefährer Fundortbezeichnung „Polster", das gleichzeitig mit Zinnober von Tschermak (Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 1866, L III. 1.) beschrieben wurde.[1])

c) Zerbenkogel: Kurze Schurfarbeiten sind auch hier auf ausgedehnte Rohwandmassen mit geringer Spatführung durchgeführt worden.[2])

d) Platte: Der Plattenkalk, der, nicht ursprünglich, sondern durch Schollenvorschub in unmittelbare Nachbarschaft des Erzberges gerückt ist, enthält ein größeres Rohwandvorkommen, das durch einen kurzen Einhau angetastet wurde.

e) Kressenberg: Auch einer Schubscholle angehörig, doch eher in näherer tektonischer Position zur Erzbergmulde als der Plattenkalk, steht das Erz-Rohwand-Vorkommen am Kressenberg. Bei diesem Vorkommen kommt klar zum Ausdruck, was Kern schon vom Erzberg bekanntgibt, daß fertige Erzansammlungen von der Überschiebung betroffen wurden und daß keine bedingten Beziehungen der Erzansammlungen zum Werfener Kontakt bestehen. Die Erzvorkommen liegen im umgestülpten Kalk der Schubscholle. Es sind vornehmlich zwei, ungefähr mit dem Kalk gleich steilstehende Lager vorhanden,

[1]) Auch R. Freyn, Naturw. Verein d. Steiermark 1905, erwähnt Kupferkies, Fahlerz und Kuprit vom Polster und Handlalm.

[2]) Beschreibung und Erzanalysen der seinerzeitigen Schurfbetriebe enthalten die Angaben von Fr. v. Hauer, Jahrb. Geol. R. A. 1857, und F. v. Andrian, Jahrb. Geol. R. A. 1862, Verh., S. 300.

von denen besonders das östliche gute Spateisenführung (Viktormaß) zeigt und auch in früheren Zeiten ausgiebig beschürft wurde.

f) Mariabaue und Tullgraben. Nur durch das junge Erosionstal des Erzberggrabens getrennt, bilden die Erzvorkommen beim Ratzenstadl (Mariabaue) die flach gegen W abklingende, unmittelbare Fortsetzung des Westflügels der Erzbergmulde. Infolge der bis an den Porphyroid herabreichenden vortriadischen Erosionsleistung ist der Erz führende Kalk nur mehr lückenhaft in geringmächtigen Resten vorhanden. Die Vererzung beschränkt sich größtenteils auf Breccienerze, doch ist auch dichter heller Kalk mit mächtiger und massiger Spateisenführung vorhanden.

Die ziemlich flache Lagerung der Porphyroiddecke mit aufsitzenden Kalkrelikten hält unter dem Werfener Schiefer des Tullriegels an, um im Tullgraben wieder hervorzutreten. Im Tullgraben war Gegenstand des vor 100 Jahren in Betrieb gestandenen Bergbaues die vererzte Werfener Breccie (Redlich), welche, einige Meter stark, tagbaumäßig gewonnen wurde. Ein kleineres Kalkvorkommen mit Rohwand und Roteisenstein steht in der Talsohle an; die Lagerung ist vielfach gestört.

g) Tulleck-Donnersalpe. Der oberste Kalkzug des Tullecks ist durch einen Erosionsdurchbruch von jenem der Donnersalpe getrennt; beide Kalkmassen, aus Tonflaserkalken und grauen massigen Kalken zusammengesetzt, nach tektonischer Bemteilung in das Erzbergniveau zu stellen, führen große und kleine Rohwandstöcke und -lager in größerer Anzahl. Die Kalkmassen weisen gegenüber ihrer Schieferunterlage einen etwas eigenwilligen Faltenbau auf, dem auch die Rohwandvorkommen folgen. Leider sind die aus 1870 stammenden Aufschlußarbeiten schon sehr verwachsen, doch ist an einzelnen Punkten noch gute Spateisenführung zu erkennen.[1])

Die Nordkante des Erz-Kalk-Zuges wird am Tulleck wieder von Werfener Schiefer abgeschrägt, unter demselben auf der Fölzgrabenseite sieht noch vereinzelt rohwändiger Kalk hervor. Die Donnersalpe wird von einem flachen Kalkgewölbe gebildet, das auf beiden Seiten von Rohwandlagern begleitet ist.

Der Aufschlußbetrieb auf Tulleck-Donnersalpe war 1870 im Gange (Redlich, Lit. 2), kam aber sehr bald zum Erliegen. Förderdaten sind nicht erhalten. Die noch heute gut kenntlichen obertägigen Förderwege, ehemalige Schienenwege auf horizontalen Lehnenstrecken und Bremsberge, führten in den Tullgraben.[2])

5. Lagerstättenkundliche Bemerkungen über die Erz-Rohwand-Vorkommen in Beziehung zu den am Erzberg durch die geologische Neuaufnahme gewonnenen Erfahrungen.

Naturgemäß konnte außerhalb des Erzberges nur ein Bruchteil jener Beobachtungen in lagerstättenkundlicher Hinsicht gesammelt werden,

[1]) Fr. v. Hauer, Die Eisensteinlagerstätten der Steirischen Eisenindustriegesellschaft bei Eisenerz, Jahrb. d. Geol. Reichsanstalt 1872; in dieser Arbeit ist die Schwierigkeit ersichtlich, welche schon damals für die Beurteilung der Mächtigkeit und des durchschnittlichen Erzgehaltes dieser verstreut liegenden Erzausbisse bestand.

[2]) Hierüber berichtet M. Jaritz, Förderanlage der Steirischen Eisenindustriegesellschaft in Eisenerz, Berg- u. Hüttenm. Jahrb. 1875.

wie sie am Erzberg Redlich vor allem für die Umwandlungsprozesse von Kalk in Erz und Kern in bezug auf Gesteinskunde, Lagerung und Einzeltektonik in reichem Maße zur Verfügung standen. Die folgenreichen Schlüsse, die zuletzt Kern aus dem Erzbergstudium für das Alter und die Tektonik der Lagerstätten abgeleitet hat, müssen im Falle ihrer Richtigkeit doch so tragfähig sein, um einer Überprüfung auch an den im Felde weniger gut aufgeschlossenen Lagerstätten standzuhalten.

Die Zustimmung zur Erzbergtektonik Kerns wurde in einem vorangehenden Abschnitt bereits begründet. Was die Altersfrage der Lagerstätten betrifft, so ist das Beispiel Kressenberg bezeichnend für eine Verschiebung bereits vorhandener Lagerstättenkörper und stimmt mit den Beobachtungen Kerns von Schollenbewegungen an „fertigen" Erzpaketen überein. Die Erzlagerstätten sind vortektonisch.[1]) Da wir aber zwei Gebirgsbildungsphasen zu unterscheiden haben, fertige Erzlagerstätten von der Triastransgression abgeschrägt werden, so zielt der Schluß auf vortriadisches Alter der Erzbildung ab, welches Kern für den Erzberg für erwiesen hält. Es bleiben allerdings noch Erscheinungen übrig, die sich nicht ohne weiteres einem vortriadischen Vererzungsprozeß einfügen mögen, so vererzte Werfener Kalkbreccien, Gänge und Lager von Spateisen und Rohwand im Werfener Schiefer (z. B. Rohwand im Werfener Schiefer des Tullgrabens), wie solche Vorkommen außerhalb des Kartenblattes in der östlichen Fortsetzung der Grauwackenzone an Häufigkeit zunehmen. Die eigenen Beobachtungen an vererzter Kalkbreccie außerhalb des Erzberges waren übrigens nicht entscheidend, in derselben gerollte oder abgesplitterte Bruchstücke eines Erzlagers zu erkennen, denn sehr oft waren quergreifende Gängchen von Spateisenstein und Rohwand zu entdecken, welche die Breccie durchsetzten. Aber Kern bestätigend, war vererzte Breccie doch nur auf oder in Nähe von sichtbaren Lagerstätten des Erz führenden Kalkes nachzuweisen.

Unter Festhalten eines vortriadischen Alters der Erzbildung müssen für die vererzte Breccie, für die in Werfener Schiefer aufsteigenden Gänge und Lager von Erz und Rohwand (auch Dolomit) jüngere Mobilisationen der älteren Erzgesteine herangezogen werden. Damit in Zusammenhang können nun sehr wohl die metasomatischen Umbildungserscheinungen der Erzansammlungen im paläozoischen Kalkmuttergestein gebracht werden, die Redlich durch eingehende, ausgezeichnete Untersuchungen am Erzberg nachgewiesen hat. Auch wenn diese Umbildungserscheinungen, die Umwandlung von Kalk über Ankerit in Erz, nicht als epigenetische Erklärung und Beweis für die Zufuhr von auf den Kalk einwirkenden Erzlösungen aus der Tiefe angesehen werden, sondern der Vorgang dieser Metasomatose vornehmlich als Glied der Tiefenumwandlung zu betrachten sei, wird den Forschungsergebnissen Redlichs über die Umwandlungsprozesse kein

[1]) In dem inzwischen aufgenommenen erzführenden Grauwackengebiet von Radmer drängen ebenfalls zahlreiche Beobachtungen zur Annahme des vortektonischen Bestandes der Erz-Rohwand-Massen in den paläozoischen Kalken.

Abbruch getan. Die Fragen nach der Herkunft so großer Eisenanhäufungen bleiben auch in letzterem Falle noch offen. Die von Spengler (lit. 4b) ausgesprochene Meinung, die Herkunft der Eisenlösungen aus dem Werfener Schiefer abzuleiten, hat viel Bestechendes, da in der ungeheuren Gesteinskubatur der Werfener Schiefer mit 3 bis 5% Eisengehalt tatsächlich ein unerschöpflicher Eisenvorrat enthalten ist. Wenn aber gerade die metasomatischen Bildungsvorstellungen, wie sie besonders von Redlich mit vielem Recht begründet wurden, die Überdeckung der vererzungsfähigen Kalke durch einen mächtigen undurchlässigen Schieferkomplex geradezu fordern, so wirkt es befremdend, in einer anderen Theorie eben in diesem Schieferkomplex, in welchem Wasser nur schwer zu zirkulieren vermag, die Heimat der ausgewanderten Erzlösungen zu suchen. Wenn Auslaugungsvorgänge in so großem Maße vor sich gehen konnten, müßten auch große Zonen eisenverarmter Gebiete im Werfener Schiefer nachweisbar sein. Räumlich sehr eng beschränkte Bleichungszonen, wobei aus dem roten Werfener Schiefer ein gefleckter oder gar hellgelber Schiefer wird, konnten an einer Stelle östlich Wintereben beobachtet werden. Wie weit hiebei die Entführung des Eisengehaltes vor sich ging, bleibt noch zu untersuchen. Für regionale Auslaugungsvorgänge kann diese rein örtliche Erscheinung kaum in Anspruch genommen werden. In Spenglers Bildungstheorie ist zwar die Verdichtung des sekundären Erzabsatzes am zu tiefst liegenden Nordrand der paläozoischen Kalkmassen durch die Tektonik derselben, welcher zufolge die Lösungen nach dem tiefsten Punkt absteigen mußten, gut begründet. Aber ein weiteres Bildungsrätsel bleibt doch in bezug auf den primären, für ein tonigsandiges Sedimentgestein beträchtlichen Eisengehalt der Werfener Schiefer selbst bestehen. Man könnte ja ebensogut, ja noch viel besser, einen primären Eisengehalt der paläozoischen Kalke annehmen, der im Gefolge der Tiefenverlagerung und der großen Zirkulationsfähigkeit für wässerige Lösungen seine Umbildung zu kristallinem Spateisen erfahren hat.[1]) Es bleibt hiebei noch die Frage offen, ob die Verdichtung zur großen Eisenerzlagerstätte schon einer Uranlage entspricht oder ob eher die von Spengler gezeigte tektonische Ursache für die Erzansammlung am tiefsten Punkte maßgebend war.

In letzterem Falle müßte also schon dank der vortriadischen Tektonik das Gebiet des Erzberges den tiefsten Punkt der Eisenerz führenden Silurdevonkalkplatte eingenommen haben; zudem wäre eine dichtende Auflage erforderlich gewesen, die heute zufolge des vortriadischen Abtrages nicht mehr vorhanden ist. Daß sich aber kalkaufwärts tonige Sedimentation einschalten kann, beweisen schon die Zwischenschiefer am Erzberg, die zwar allein noch nicht imstande waren, die Erzansammlungen nach oben zu begrenzen.

---

[1]) Ähnlich sprach sich bereits R. Schwinner aus: „Das Paläozoikum am Brenner", Centralblatt für Mineralogie, 1925. Gegen eine Sedimentationshypothese hat hierauf Redlich Stellung genommen „Sind die ostalpinen Karbonatlagerstätten und die mit ihnen genetisch verwandten Talke sedimentären Ursprungs?" Z. f. prakt. Geologie 1926). Redlich betont neuerlich, daß sich die Eisenerzlagerstätte des Erzbergs erst nach Erlangen der heutigen tektonischen Form gebildet habe.

Eine Erklärungsweise dieser Art nähert sich jener der Eklektogenese, welche Mohr (Tschermaks Mineralogische Mitteilungen, Festband Becke 1925) für die alpinen Spatmagnesite als tiefenmetamorphes Produkt aufgestellt hat. (Mohr zeigt die Möglichkeit an, daß kristalliner Magnesit aus dolomitischem Kalk entstehen kann, aus welchem der $CaCO_3$-Anteil in größerem Maße weggelöst wird.) Damit wäre die Entstehungsdeutung ebenso wie jene Spenglers von der bisher üblichen Auffassung einer jugendlichen Zufuhr der Erzlösungen aus der Tiefe abgekommen. Die da und dort bekanntgewordene Vererzung des Porphyroids, z. B. auch im Tullgraben unbedeutend vorhanden, als Zeugen der Erzzufuhrswege zu stempeln, ist angesichts der weitverbreiteten, fernab von solchen Erscheinungen vorhandenen, untereinander nicht zusammenhängenden Rohwand- und Erzvorkommen der Kalke nicht angängig; für solche Fälle in verschwindend kleiner Anzahl muß Spaltfüllung durch absteigende Lösungen (Kern) angenommen werden. Es ist bezeichnend, daß die zahlreichen Verrohwandungen des Donnersalpengebietes in Kalken stecken, deren Schieferunterlage weithin erzfrei beobachtbar ist; sogar dünne Kalkbänke, welche dem lebhaften Rhythmus Schiefer-Kalk angehören und in dichtende Schiefer gehüllt sind, führen Rohwand. Solche Beobachtungen würden viel zugunsten eines schon mit dem Kalkabsatz erfolgten Eisenniederschlages sprechen, unter weiter Beteiligung von Magnesia, nachdem Dolomitisierung und Vererzung zusammentreten. Rozsa hat versucht, mit Hilfe der Gesetzmäßigkeiten der Salzabscheidung aus Lösungen auch für den noch immer sehr fraglichen Sedimentationsvorgang der Fe-Mg-Ca-Karbonate am Erzberg Richtlinien zu finden. Es ist aber anzunehmen, daß die Tiefenmetamorphose etwa vorhanden gewesene ursprüngliche Gesetzlichkeit verwischt hat. Ein praktischer Erfolg der Theorie Rozsas liegt auch nicht vor, denn es gelingt mit derselben nicht, der Aufsuchung und Verfolgung der Lagerstätten zu Hilfe zu kommen.

Für die Erzgänge und -lager in den triadischen Schiefern als auch für die Vererzung im Porphyroid müssen jüngere Mobilisationen der Erzlösungen, etwa durch Zutritt juvenilen Wassers während der nachtriadischen Tiefenverlagerung, herangezogen werden.

Besonders für die kalkfernen Spateisenlager und -gänge der Grauwackenzone, die z. B. in Mitterberg gemeinsam mit den Kieslagerstätten auftreten, ist die Möglichkeit eines von den älteren Eisenerzlagerstätten der paläozoischen Kalke ganz unabhängigen jüngeren Vererzungsprozesses nicht auszuschließen.

Die voranstehenden Bemerkungen bezwecken nicht, eine entscheidende Stellungnahme zugunsten einer Sedimentationstheorie auszusprechen — hiefür liegen völlig unzulängliche Anhaltspunkte vor —, sondern sie stellen nur einige Überlegungen dar, zu welchen die Ergebnisse des Studiums der Lagerungsverhältnisse im großen angeregt haben, und die einem Sedimentationsproblem nicht widersprechen würden, zumindest aber als sehr wahrscheinlich gelten lassen, daß im Falle einer Epigenese diese erstmalig vortektonisch stattfand, vielleicht auch vortriadisch. Erst für eine zweite Wanderung der Erzlösungen war das Dach der Werfener Schiefer von Bedeutung.

Auszug aus den geologischen Tunnelprofilen der Eisenerz-Vordernberger Bahn.

(Nach den Originalplänen der Betriebsleitung Vordernberg der Österreichischen Bundesbahnen.[1])

A. Fortschrittsprofil des Plattentunnels. Länge 1392 *m*.

(Herstellungsjahr 1888—1890.)

tr = trocken; f = feucht; tropf = tropfnaß.

Eisenerzer Portal beginnend:			
0— 70 *m*	grober Bergsturz mit mächtigen Kalkfindlingen	0— 60	tr, 60—70 f
70— 230 „	Grauwacke, teils dicht, teils schiefrig	70— 170	tr, 170—235 Wassereinbrüche
230— 240 „	(aus der Firste) klüftiger Kalkstein	235— 240	Wassereinbrüche
240— 360 „	Grauwackenschiefer, mild und blähend	240— 265	tr
360— 420 „	„ wechselnd und lassig	265— 275	f
420— 475 „	„ mild und blähend	275— 620	tr
475— 500 „	„ wechselnd und lassig	620— 630	f
500— 535 „	„ mild und schwach blähend	630— 640	tr
535— 575 „	„ wechselnd lassig	640— 645	f
575— 615 „	„ mild und blähend	645— 690	tr
615— 650 „	Grauwacke	690— 695	f
650— 735 „	Grauwackenschiefer, wechselnd lassig	695— 715	tr
735— 745 „	Grauwacke	715— 720	f
745— 755 „	Grauwacke und Schiefer	720— 740	tr
755— 795 „	Grauwackenschiefer, ziemlich standfest	740— 780	tropf
		780— 810	tr
795— 810 „	Grauwackenschiefer mit Lager von Grauwacke	810— 855	tropf
810— 820 „	Grauwacke	855— 870	tr
820— 835 „	Grauwackenschiefer mit Lager von Grauwacke	870— 895	f
835— 850 „	Grauwackenschiefer, sehr lassig	895— 935	tr
850— 890 „	„ „ „ „ eingekeilt Grauwacke	935— 940	tropf
890— 920 „	Grauwackenschiefer, mild und blähend	940— 955	tr
920— 935 „	„ lassig	955— 960	tropf
935— 945 „	„ mild und blähend	960— 980	tr
945— 950 „	Grauwacke eingekeilt	980—1010	gering tropf
950— 980 „	Grauwackenschiefer lassig	1010—1055	tr
980—1010 „	Quarzige Grauwacke mit Schiefereinlagen	1055—1075	f
1010—1030 „	„ „ dicht und massig		
1030—1090 „	Grauwackenschiefer, wechselnd und lassig	1075—1130	tr
1090—1125 „	„ mild und blähend	1130—1165	f
1125—1170 „	Kalkstein (aus der Sohle)	1165—1245	tr
1170—1200 „	Grauwackenschiefer, mild und blähend	1245—1275	f
1200—1300 „	„ mit Abgängen	1175—1295	Wassereinbruch
1300—1392 „	Bergschutt mit Grauwackenfindling	1295—1340	stark tropf
		1340—1392	f

B. Schichtturmtunnel. Länge 1500 *m*.

Eisenerzer Tunnelportal beginnend:

Werfener Schiefer mit verworfener Schichtung; Abgänge (Gangklüfte?) häufig; verwitterte Einlagen, weiche Zwischenlagen, z. T. körnig, fast trocken.

[1]) Für die Genehmigung der auszugsweisen Veröffentlichung habe ich der Generaldirektion der Österreichischen Bundesbahnen in Wien zu danken.

C. Klammwaldtunnel. Länge 261·0 *m*.

Eisenerzer Portal beginnend:

0—80 *m* Tonschiefer mit wechselnder Schichtung und weichen Lagen; gegen die Firste Schichtung verworfen und daselbst stellenweise Bergschutt auftretend. } durchweg naßfeucht oder tropf

D. Kressenbergtunnel. Länge 151·0 *m*.

Eisenerzer Portal beginnend:

0— 25 *m*	Kieselschiefer, Tonschiefer und Grauwackenschiefer wechselnd, stellenweise verworfen, weiche Einlagen	tropf
25— 75 „	Grauwackenschiefer vorherrschend, mit teilweise verworfener Schichtung	naß
	und weichen Einlagen von Serizit- und Graphitschiefern: zerdrückte Quarzausscheidungen .	tropf
75— 85 „	Grauwackenschiefer, mit Tonschiefer wechselnd, Schichtung verworfen	bis 110 *m* vereinzelter Wassertropf
85—151 „	Kieselschiefer, wechselnd mit Grauwackenschiefer	110—120 naß
	und Tonschiefer, Schichtung wechselnd, weiche Seriziteinlagen auftretend	120—151 fast tr

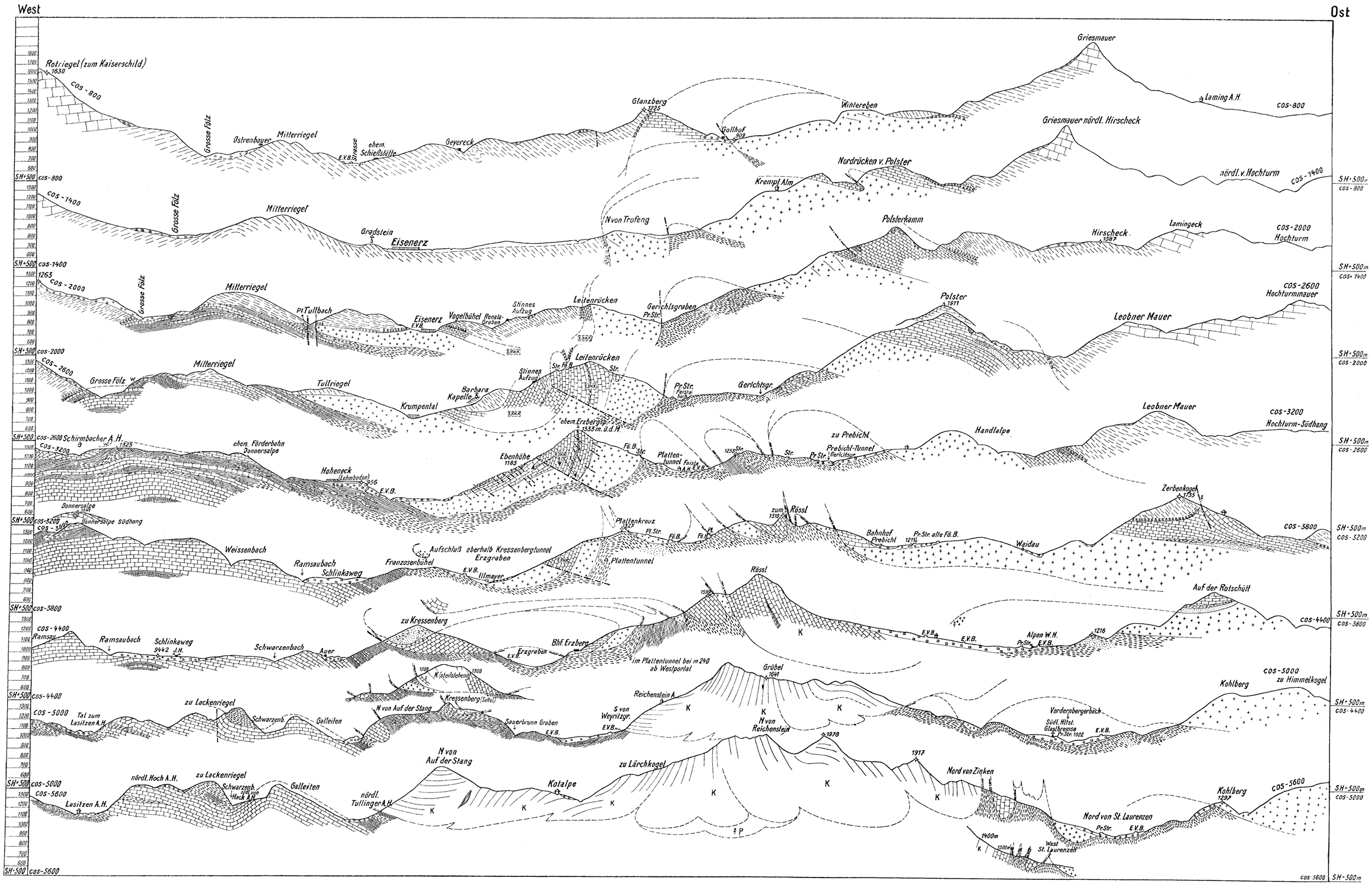
E. Präbichltunnel. Länge 518·2 *m*.

Eisenerzer Portal beginnend:

0— 45 *m*	festgelagerter Bergschutt mit Lehm und Findlingen vermischt	0 — 40 tr 40—145 *m* naß und f
45—205 „	Bergschutt, lehmig, im Firststollen große Grauwacken- und Kalkfindlinge	145—205 tr und f
205—255 „	grauer und gelber Lehm mit dazwischen wasserführender Schotterschichte	320—425 tr
255—295 „	Letten	425—455 wenig feucht
295—320 „	festgelagerter Schotter, mit Sand und Lehm vermischt; kleine Findlinge	455—518 tr
320—518 „	Bergschutt mit Lehm gebunden, inzwischen wenige kleine Findlinge	

West-Ostprofile (cos –200 bis cos –5600) zur Geologischen Karte der Umgebung des steirischen Erzberges.

Maßstab 1 : 25000.

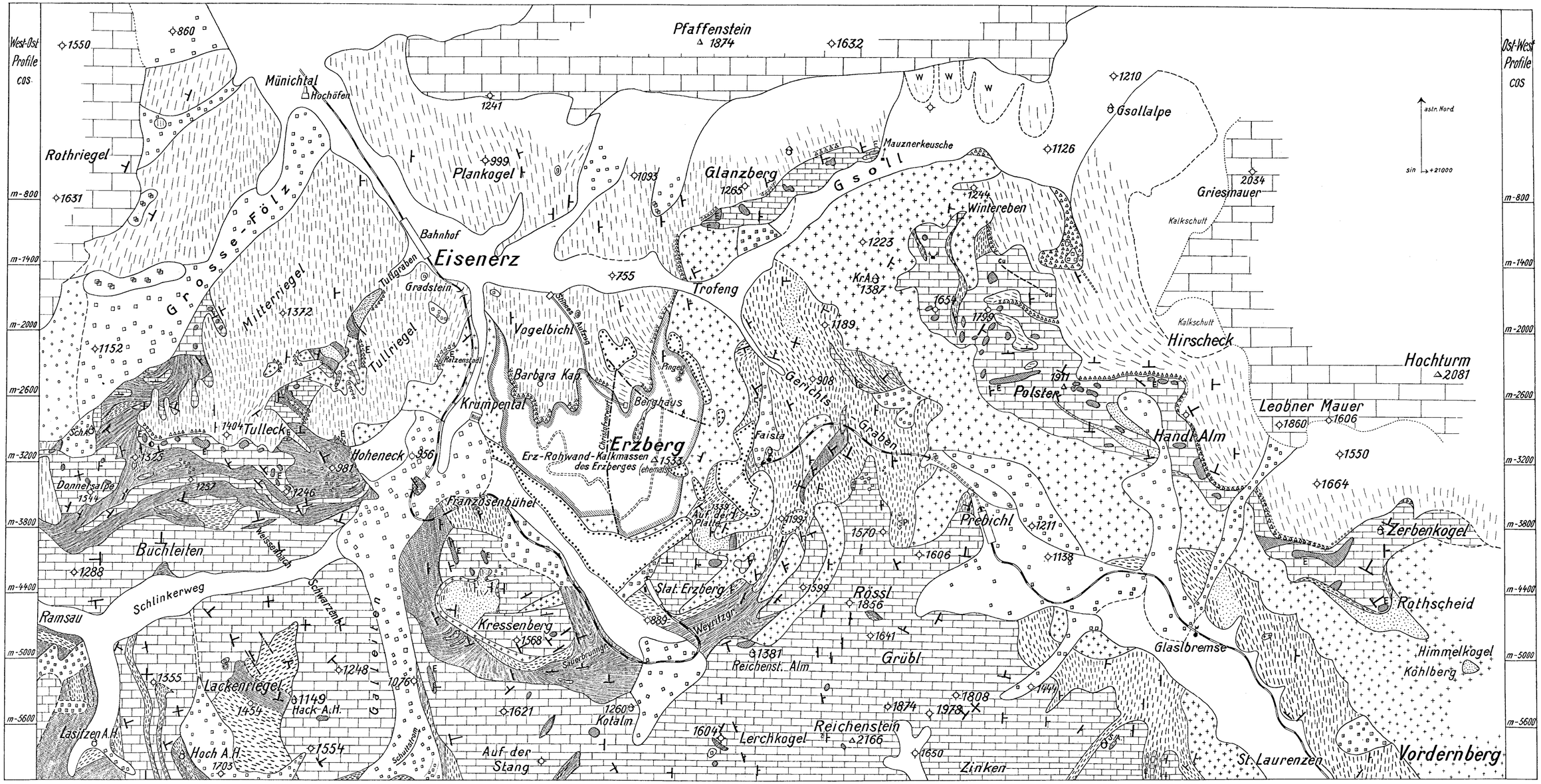


Anmerkungen: 1. Einzelne bezeichnende, den Profilschnitten nahegerückte Punkte, Bergspitzen usw. wurden in das Profil einbezogen.
2. Die geologische Darstellung des Erzberges (Kalk-Erzschollen sowie Zwischenschiefer) erfolgte auf Karte und Profil nach der Aufnahme von Ing. A. Kern.
3. Zeichenerklärung auf der geologischen Karte.

Geologische Karte der Umgebung des steirischen Erzberges.

Neu aufgenommen August—November 1927 unter Benützung der geologischen Karte von Eisenerz von Prof. Dr. **K. A. Redlich** 1920/21, des geologischen Spezialkartenblattes Eisenerz—Wildalpe von Prof. Dr. **E. Spengler** 1926 und der Erzbergaufnahme von Ing. **A. Kern** 1925/26.

Längen- und Höhenmaßstab 1 : 25000.



Einige Beispiele von Kerbwirkung und Reliefüberschiebung aus den Südtiroler Dolomiten.

Von **Otto Ampferer.**

(Mit 8 Textfiguren.)

In den Sitzungsberichten der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften in Wien vom Jahre 1916, 125. Bd., 3.—4. Heft, S. 225, habe ich meines Wissens zum erstenmal den Begriff der „Kerbwirkung" in die geologische Literatur eingeführt.

Es sind darunter jene Wirkungen zu verstehen, welche auftreten, wenn nicht eine unversehrte Schichtenfolge, sondern eine bereits von der Erosion oder der Tektonik zerschnittene noch weiteren mechanischen Angriffen ausgesetzt wird.

Diese Wirkungen sind ziemlich mannigfaltig und kommen besonders für die Tektonik und Morphologie in Betracht.

Eine große Bedeutung hat die Kerbwirkung für die Ausbildung und den Verlauf von Überschiebungen.

Die wichtigsten hier auftretenden mechanischen Beziehungen habe ich zum erstenmal in den „Beiträgen zur Auflösung der Mechanik der Alpen" im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt vom Jahre 1924, S. 35—53, unter dem Namen der „Reliefüberschiebung" zusammengestellt und an einigen Beispielen erläutert.

Unter Reliefüberschiebung ist eine Überschiebung zu verstehen, welche nicht über eine glatte Schichtenoberfläche, sondern über ein bereits in die liegenden Schichten eingeschnittenes Relief hin erfolgt ist.

Dieses Grundrelief kann von Wasser bedeckt sein oder frei liegen.

Nachdem zum mindesten große Teile des Grundreliefs auch unter der Überschiebung erhalten bleiben, liefert uns eine Reliefüberschiebung im allgemeinen nicht nur tektonische, sondern auch morphologische Angaben.

Sie kann so zur Überlieferin von uralten Erosionsformen werden, von deren Existenz wir sonst vielleicht keinerlei Kunde erhalten hätten.

Die Verbreitung der Reliefüberschiebungen in den Alpen und den anderen Gebirgen der Erde ist heute noch größtenteils unbekannt und muß erst in der Zukunft erforscht werden.

Ein besonders großartiges Beispiel bieten die Karpathen. Nach Petrascheck setzen sich die Sudeten und der Krakau-Wieluner Höhenzug als Bergwälle mit erodierten Oberflächenformen unter die Schubmassen der Karpathen hinein fort. Hier ist durch den Bergbau und zahlreiche Bohrungen das Relief des überfahrenen Untergrundes auf große Strecken hin aufgeklärt worden. Götzinger hat sich in letzter Zeit mit der Darstellung dieses alten Reliefs beschäftigt.

Jedenfalls kann man behaupten, daß die Reliefüberschiebungen durchaus nicht selten sind. Der Nachweis der Reliefüberschiebungen ist von den Nordalpen ausgegangen. Sie spielen aber auch in den Südalpen eine Rolle, wie in der nachfolgenden Beschreibung gezeigt werden soll.

Ich wende mich zunächst der Marmolatagruppe zu, deren wahrhaft großartige, tektonische Aufschlüsse durch H. P. Cornelius und Marta Furlani-Cornelius im Beilageband LVI, Abt. B, der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft vom Jahre 1926 eine neue und sehr gute Darstellung erfahren haben.

Dabei vergesse ich keineswegs die wichtigeren älteren Vorarbeiten von Richthofen, Mojsisovics, Ogilvie-Gordon und Salomon.

Das große Werk von Salomon hat ja erst die Marmolata zu einer geologischen Berühmtheit gemacht. Er war auch der erste, welcher auf der Südseite der Marmolata eine größere Überschiebung nachgewiesen hat.

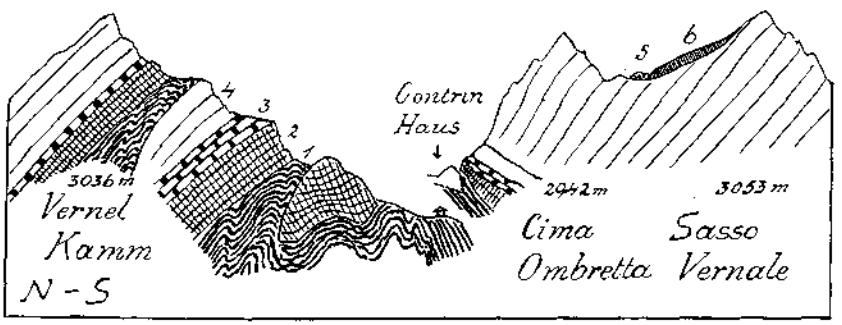


Fig. 1. 1 = Werfener Schichten und Unterer Muschelkalk. 2 = Mendoladolomit. 3 = Buchensteiner Schichten. 4 = Marmolatakalk. 5 = Moränenwall. 6 = Gletscher.

Ich habe die Südseite der Marmolata im Jahre 1926 in Begleitung meiner Freundin Maria Ogilvie-Gordon kennengelernt.

Das hier als Fig. 1 vorgelegte Profil stammt von dieser Reise und deckt sich im wesentlichen mit den benachbarten von H. und M. Cornelius veröffentlichten Profilen.

Das Charakteristische ist hier eine mächtige, von W gegen O streichende Aufwölbung, an der alle Schichten bis hinab zu den permischen Bellerophonkalken hochgebracht werden.

Diese Aufwölbung zeigt nun bei genauerer Betrachtung eine teilweise sehr komplizierte Kernfüllung, welche sich mit der äußeren Großform nicht in unmittelbarer Übereinstimmung befindet. Ein beträchtlicher Anteil der hier vorhandenen Komplikationen läßt sich, wie schon Cornelius gezeigt hat, ohne weiteres auf vulkanische Kräfte zurückführen.

Es bleibt aber auch nach Ausschaltung der vulkanisch deutbaren Störungen noch ein großes Maß von Komplikationen übrig, die sich einer solchen Erklärung entziehen.

Ich will nun versuchen, dieses Mißverhältnis zwischen Großform und innerer Struktur klarer herauszuheben.

Zu diesem Zwecke stelle ich der vervollständigten Großform jene Form gegenüber, die sich unabhängig davon nur aus der inneren Struktur ergibt. Wie das Schema Fig. 2 ohne weiteres klarstellt, sind dies zwei Formen, welche sich gegenseitig einfach ausschließen.

Während bei einer einfachen Aufwölbung alle Teile zusammenpassen müsseu und sich daher dieselbe Großform ergibt, ob man zu ihrer Konstruktion die oberste Schichte oder eine tiefere verwendet, erhalten wir hier zwischen der Form der äußeren Hülle und dem Aufbau des Kerns einen schroffen Unterschied.

Die Tektonik der Hülle paßt hier durchaus nicht zur Tektonik ihrer Kernmasse.

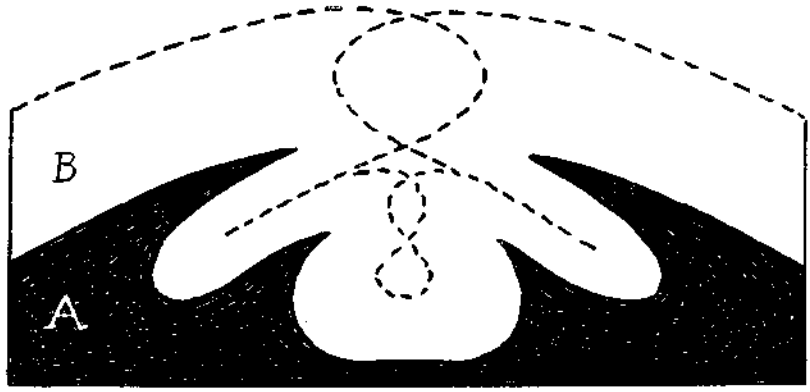


Fig. 2. Das Schema stellt einen schwarzgezeichneten Faltenunterbau — A — dar. Der Oberbau — B — kann trotz starker Ausquetschungen der Vorzeichnung des Unterbaues nicht mehr folgen. Seine Faltungen würden sich dabei bereits gegenseitig übergreifen und sind daher nicht ausführbar.

Was ist nun die Ursache für diese ausgesprochene tektonische Unstimmigkeit?

Zunächst gibt es zwei Wege für ihre Erklärung. Der erste Weg benützt die Annahme, daß der Marmolatakalk in dem Gebiet zwischen Nord- und Südflügel von Anfang an nur eine geringmächtige Ablagerung gebildet hat.

Dann ist es leichter möglich, daß derselbe an der tiefgreifenden Verfaltung und Verschuppung der Kernmasse gleichsinnig teilgenommen hat. Diesen Erklärungsweg haben im wesentlichen H. und M. Cornelius eingeschlagen.

Der zweite Weg ruft die Aunahme zu Hilfe, daß es sich hier um einen alten Erosionseinschnitt handelt und in diesem die tiefer liegenden Schichten in die Höhe gepreßt worden sind.

Nach dieser letzteren Erklärung hat hier überhaupt zwischen Marmolata- und Ombrettakamm keine geschlossene Aufwölbung von Marmolatakalk bestanden, weil beide Gebiete bereits vor der Auffaltung schon durch einen Erosionseinschnitt voneinander getrennt waren.

Um nun zu einer Entscheidung zwischen diesen beiden Erklärungsmöglichkeiten zu kommen, müssen wir uns noch genauer mit der Detailtektonik der Kernmasse beschäftigen.

Die besten Aufschlüsse hiezu befinden sich in der Umgebung des Contrin-Hauses und am Ombrettapaß. An beiden Stellen folge ich zunächst der klaren und auch raumrichtigen Darstellung von H. und M. Cornelius. In dem Profil vom Contrin-Haus gegen den hohen Vernelkamm treffen wir zwei Keile von Marmolatakalk, Buchensteiner Schichten, Mendoladolomit, welche durch Aufpressungen von Werfener Schichten voneinander getrennt werden.

Wie man auch aus den Profilen von H. und M. Cornelius ablesen kann, haben wir es nicht mit Einfaltungen der jüngeren Kalk- und Dolomitmassen in die Werfener Schichten, sondern mit klar umgrenzten Schubschollen zu tun.

Für die Ausbildung von Schubflächen kommt dabei der große Materialunterschied zwischen den starren Kalk- und Dolomitmassen und den leicht faltbaren, weichen Werfener Schichten als Leitmotiv in Betracht.

Es befinden sich aber unter den Schichtengliedern der Einschubmassen auch sehr gut faltbare Ablagerungen, wie z. B. die Buchensteiner Kalke.

Wenn man die heutige Form dieser Schubschollen von Einfaltungen ableiten will, so ist man gezwungen, einen großen Teil ihrer Masse durch tektonische Auswalzung oder Abscherung zu entfernen. Das ist aber bei den hier nur in Betracht kommenden geringen Dimensionen der Einfaltungen wohl ganz ausgeschlossen.

Wenn wir uns nun dafür entschieden haben, daß hier nicht Einfaltungen, sondern Schubkeile vorliegen, so bleibt doch noch die Frage nach der Entstehung offen.

Auch dafür vermag die zweite Erklärungsmöglichkeit eine Antwort zu geben.

Wenn wir von der Annahme ausgehen, daß hier schon vor der Auffaltung eine Erosionsfurche vorhanden war, so ist es leicht möglich, aus einer entsprechenden Gestaltung dieser Furche die Ausbildung von Schubkeilen abzuleiten. Durch den Einschnitt einer Talfurche erfahren horizontal liegende Schichten schon an und für sich im Vertikalschnitt eine keilförmige Begrenzung.

Je steiler der Erosionseinschnitt verläuft, um so stumpfer wird die Keilform, welche bei lotrechter Wandbildung ganz verschwindet.

Es ist klar, daß die Wirksamkeit eines solchen keilförmigen Zuschnittes bei mittleren Neigungswinkeln der Talhänge am größten ist

Wenn nun das Gebiet einer solchen Talfurche von einer starken seitlichen Pressung ergriffen wird, die aus der Tiefe aufsteigt, so unterliegen derselben in erster Linie die noch geschlossenen Verbände der tieferen Schichtenlagen.

Sie werden im Bereiche der Erosionsfurche dem starken Seitendruck gegen oben zu ausweichen.

Dadurch wird hier eine Auffaltung der tiefer liegenden Schichten ausgelöst, welche dann durch ihren Auftrieb auch die seitlichen Ränder der alten Furche ergreifen und mit aufheben kann.

Bei diesem Vorgang ist es nun, wie Schema Fig. 3 zeigen soll, leicht möglich, daß einerseits die vorderen keilförmigen Teile der Schichtenmassen abgebrochen werden und anderseits in die dadurch

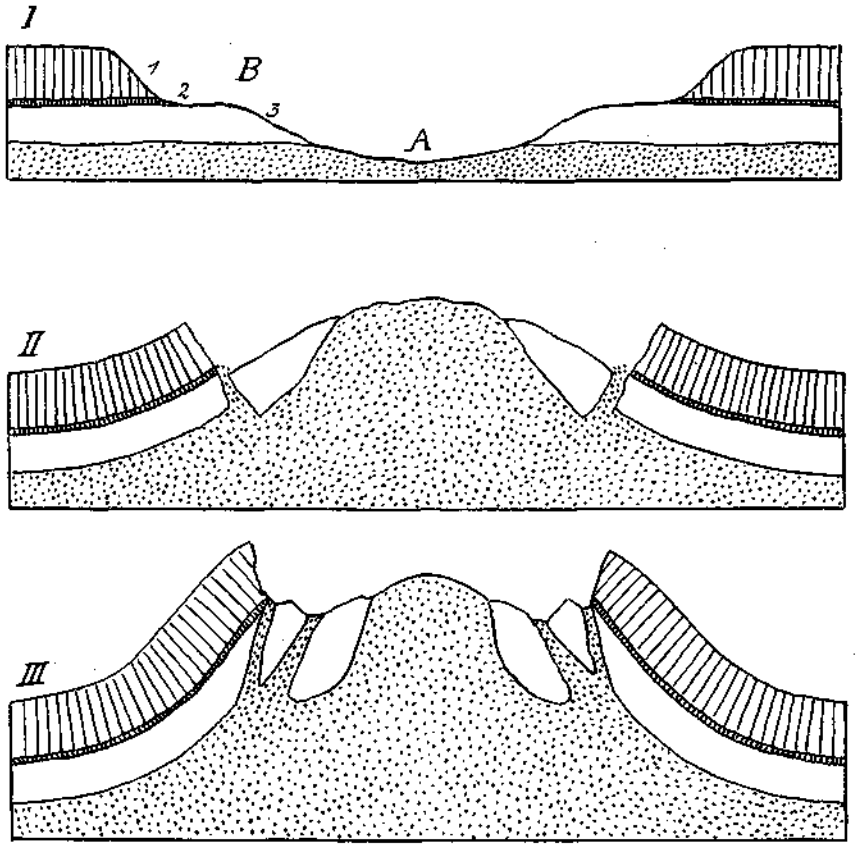


Fig. 3. Das Schema soll die Wirkung einer prätektonischen Talfurche bei der Auffaltung vorstellen. A = Plastische Liegendschichten = punktiert. B = Starrere Hangendschichten = 1+2+3. I = Prätektonischer Taleinschnitt. II = Zusammenpressung mit Hochsteigen der Liegendschichten und Ablösung von seitlichen Keilen. III = Steigerung der Zusammenpressung und Auffaltung der Liegendschichten, weitere Abspaltung von seitlichen Keilen.

entstehenden Lücken und Fugen von unten her leichter bewegliche Schichtenmassen eingepreßt werden.

Das scheint mir nun genau jener Fall zu sein, welcher in den Profilen an der Südseite des Marmolatakamms verwirklicht ist.

In der Gegend des Contrin-Hauses haben wir z. B. zwei solche keilförmige Schollen übereinander, zwischen denen die liegenden Werfener Schichten hochgepreßt worden sind. Es handelt sich daher

bei dem Auftreten der Werfener Schichten in den Lücken zwischen den Schubkeilen gar nicht um eigentliche Faltungssättel.

Die sattelförmigen Verbiegungen der Werfener Schichten kommen durch den Mechanismus der Aufpressung von weicheren Schichten in die sich über ihnen öffnenden Hohlräume zustande. Die weicheren Schichten des Untergrundes, die unter schwerem Druck liegen, stülpen sich gleichsam in alle über ihnen aufreißenden Entlastungsspalten hinein und tragen so auch wieder zu der Erweiterung und Verschiebung dieser Spalten bei.

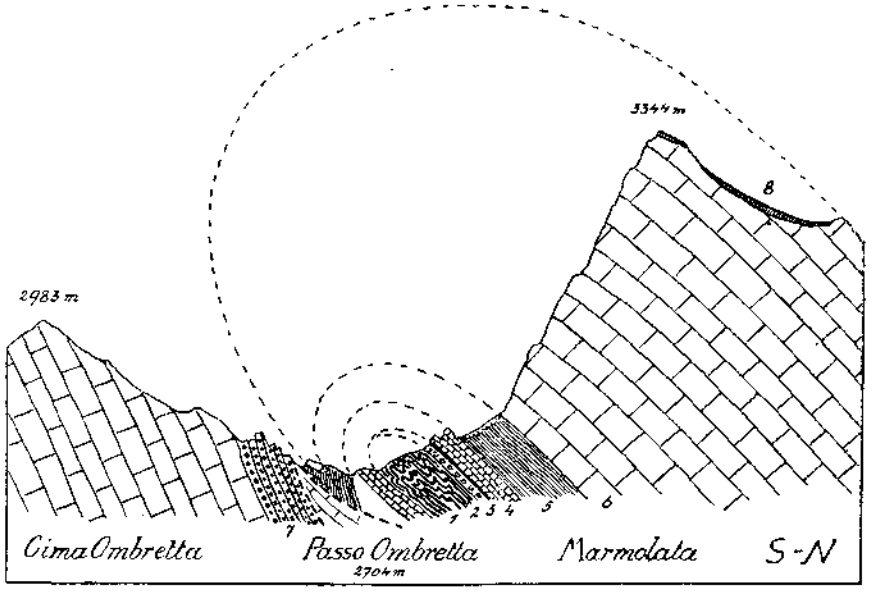


Fig. 4. 1 = Werfener Schichten. 2 = Richthofenkonglomerat. 3 = Unterer Muschelkalk. 4 = Mendoladolomit. 5 = Buchensteiner Schichten. 6 = Marmolatakalk. 7 = Tuffkonglomerate. 8 = Gletscher.

Jedenfalls haben wir hier eine Mechanik vor uns, die ganz wesentlich von jener der einfachen Faltung abweicht.

Das schöne Profil des Ombrettapasses, welches H. und M. Cornelius neu aufgenommen haben, liefert noch weitere interessante tektonische Angaben.

H. und M. Cornelius deuten dieses Profil als einen stark gegen S oder SW zu überkippten Sattel, der das Ostende der Marmolataüberschiebung vorstellen soll. Ich halte diese Deutung nicht für glücklich, weil sie auch wieder, wie Fig. 4 zeigt, zu recht unwahrscheinlichen Konstruktionen zwingt.

Bei einer faltenmäßigen Kombination der Aufschlüsse ergibt sich sofort eine außerordentliche Mächtigkeitsabnahme des Marmolatakalks zwischen Marmolata im N und Cima Ombretta im S, welche gerade mitten in sein Verbreitungsgebiet hineinfallen würde.

Da scheint mir die Annahme einer alten Talfurche weit wahrscheinlicher. Außerdem würde sich an einer Stelle, wo die stärkste Schichtenplatte des ganzen Systems so auffallend geschwächt erscheint, bestimmt viel eher eine Überschiebung als eine regelrechte Falte entwickeln.

Ich zweifle daher gar nicht, daß die Marmolataüberschiebungen über den Passo Ombretta nach O weiterstreichen.

Die Scholle von Marmolatakalk, welche auf der Paßhöhe über heftig gepreßten Buchensteiner Schichten liegt, ist höchstwahrscheinlich nur ein kleiner Schubkeil. Der darunter anstehende Marmolatakalk dürfte eine zweite, tiefere Schubscholle vorstellen oder schon zur Ombrettamasse gehören.

Die Profile, welche am Fuße der gewaltigen Südwände des Ostgrates der Marmolata aufgeschlossen sind, zeigen ebenfalls wieder deutliche Gliederung in mehrere Schubkeile. Warum hier H. und M. Cornelius diese offenkundige Fortsetzung der Marmolataüberschiebung mit einem

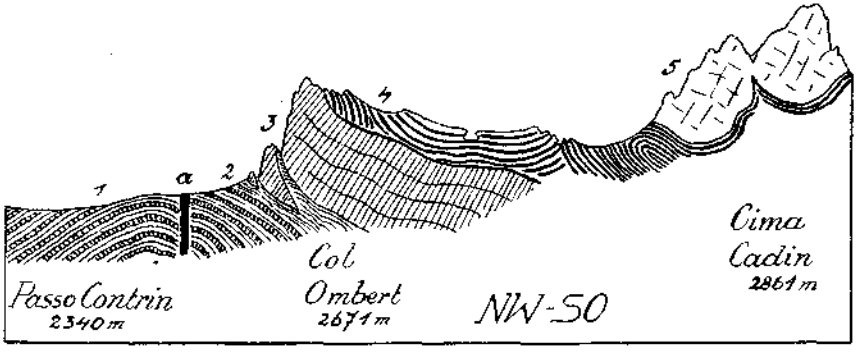


Fig. 5. 1 = Werfener Schichten. 2 = Unterer Muschelkalk. 3 = Mendoladolomit. 4 = Buchensteiner Schichten. 5 = Marmolatakalk. *a* = Gang von Serpentin.

neuen Namen als „Forcaüberschiebung" bezeichnen, bleibt mir unverständlich.

Nach meiner Einsicht kann man die zusammengehörigen Überschiebungen und Schuppenbildungen an der Südseite der Marmolata vom Collaz im W bis über den Pizo Gudo im O hin auf eine Länge von zirka 12 *km* verfolgen. Eine Entstehung aus überkippten Falten ist recht unwahrscheinlich. Vielmehr liegt hier ein alter Erosionseinschnitt vor, welcher bei dem nachfolgenden Zusammenschub das Abbrechen von keilförmigen Randschollen, die Aufpressung der plastischen Werfener Schichten in alle sich über ihnen öffnenden Lücken sowie die Ausbildung von Überschiebungen veranlaßte.

Diese Erklärung fordert, da ja ein Taleinschnitt ein doppelseitiges Gebilde ist, bis zu einem gewissen Grade eine gegenseitige Ergänzung.

Ein solches Gegenstück ist nun hier im Bereiche des Contrintales in prächtiger Weise entwickelt.

Der von N gegen S gerichteten Überschiebung und Verschuppung des Marmolatakammes entspricht die gegen N gerichtete Überschiebung und Verschuppung vom Col Ombert bis unter die Nordwände der Cima Ombretta.

Das Kammstück Col Ombert—Cima Cadin, Fig. 5, zeigt eine ganz analoge, aber schwächere und entgegengesetzt gerichtete Tektonik von Schubkeilen und Überschiebungen.

Wir haben nun erkannt, daß die eigenartige Tektonik an der Südseite der Marmolata durch die Annahme einer bereits vor Ausbildung dieser Tektonik vorhandenen Talbildung viel verständlicher gemacht werden kann. Es ist nun an und für sich ziemlich wahrscheinlich, daß eine solche alte Talbildung in den Dolomiten nicht bloß auf das Gebiet der Marmolata beschränkt gewesen ist.

Ich habe auch in der Tat an manchen anderen Stellen in den Dolomiten noch Beweise für diese Erscheinung angetroffen.

Eine wesentliche Erweiterung der Befunde bietet vor allem das Studium der Tektonik der Puez- und Sellagruppe.

Diese Gebiete haben in der letzten Zeit durch die Aufnahmen von Otto Reithofer eine verläßliche geologische Kartendarstellung erhalten (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1928).

Zwischen Sella und Puez finden wir hier in der Furche des Grödner Jochs wieder ein zu hohes Emporsteigen eines Sattels mit einem Kern von Bellerophonschichten.

Die Struktur dieses Sattels ist weder mit der flachen Muldenstruktur der Puez im N, noch auch mit jener der Sella im S unmittelbar zu vergleichen. Der Sattel stellt zu diesen Mulden kein gleichwertiges Bauglied vor. Er ist sowohl viel zu schmal als auch zu hoch. Wieder kann man die Tektonik viel leichter verstehen, wenn man annimmt, daß zwischen Puez und Sella eine breite, alte Furche offen lag, welche dann bei der Zusammenpressung das lokale Steilaufsteigen des Untergrundes veranlaßte.

Diese Erscheinung erschöpft aber in dieser Gegend bei weitem noch nicht den Umfang der tektonischen Geschehnisse.

Wie wir heute aus den Arbeiten von O. Reithofer wissen, sind sowohl Puez als auch Sella mit verschiedenen Schollen einer alten Reliefüberschiebung bedeckt, die wohl nur Reste einer großen, einst zusammenhängenden Schubmasse vorstellen.

Das Vorkommen von Überschiebungen in der Gipfelregion der Puezgruppe wurde zuerst von E. Haug, jenes auf der Sella zuerst von M. Ogilvie-Gordon beschrieben. Letztere hatte auch bereits erkannt, daß an der Hangendschubmasse außer Dachsteindolomit auch noch Raibler Schichten teilnehmen, welche eine andere Fazies als jene der autochthonen der Sella besitzen.

Ein weiterer Fortschritt wurde dann in der Sella durch die Aufnahmen von K. Amort erzielt, der bald darauf sein junges Leben an der Kleinen Zinne verlor.

Amort hat auch zusammen mit Professor Klebelsberg die merkwürdigen Überschiebungsreste im Gebiete des Boeseekofels entdeckt, mit denen wir uns auch noch zu beschäftigen haben.

Durch die Kartierung von Otto Reithofer ist nun der Charakter aller dieser Überschiebungen als Reliefüberschiebungen klar zutage getreten. Wir haben also hoch über den Joch- und Taleinschnitten hier

noch ein altes Erosionsrelief durch die Überdeckung mit den Hangendschubmassen erhalten.

Dieser Befund ist für die Auflösung der Tektonik der Dolomiten und auch darüber hinaus für die Alpentektonik von großer Bedeutung.

Wir erkennen hier eine alte Landoberfläche, deren Relief in die Kreide-, Jura- und zum Teil sogar noch in die Triassedimente eingeschnitten war.

Über dieses alte Relief von ganz erheblicher Vertikalspannung drang dann scheinbar aus dem O eine große Schubmasse, alles überdeckend, vor.

Von dieser Schubmasse sind heute nur mehr geringe Reste erhalten, deren Zeugnis deshalb um so wertvoller ist.

Nach dieser ersten ausgedehnten Überschiebungsphase unterlag das Gebirge wieder lange Zeit hiedurch den Angriffen der Erosion. Dieselbe schuf so ein neues Relief, welches nicht nur die Hangend-Schubmasse, sondern auch die darunter liegenden Schichten stellenweise bis zu den Werfener Schichten hinab durchsägte.

Nnn wurde das ganze Gebiet samt diesem Relief in ein neues tektonisches Kraftfeld einbezogen.

Die mächtigen Druckspannungen trieben die weicheren, tieferen Schichtlagen in und gegen die Erosionsfurchen empor. Da sich die durch die Erosion freigesägten Dolomitstücke dem gewaltigen, in der Tiefe herrschenden Seitendruck weitgehend zu entziehen vermochten, so kam es an ihrer Basis vielerorts zur Ausbildung von kleineren Überschiebungen. Wieder verdanken wir die Kenntnis dieser Basalüberschiebungen fast ausschließlich dem unermüdlichen Eifer der schottischen Geologin Maria Ogilvie-Gordon.

Vielfach sind diese Überschiebungen aber eigentlich Unterschiebungen. Die tieferen, weicheren Schichten wurden relativ mehr zusammengestaut als die freiliegenden Dolomitstöcke. Dadurch kam es an der Basis der Dolomitstöcke häufig zur Ausbildung von kleineren Schubflächen. An diesen Schubflächen wurden die basalen Schichten etwas unter die hangenden Dolomitmassen hineingepreßt. Ein prächtiges Beispiel dafür ist die Unterschiebung am Fuß der Nordwand des Langkofels.

An einer großen, allseitig freigesägten Dolomitplatte können nach dieser Erklärung ringsum radial gerichtete Schubspuren auftreten, welche sich aber nicht zu einer einheitlichen Schubbewegung in gerader Richtung summieren lassen.

In dieser Nichtsummierbarkeit liegt ja gerade die Charakteristik ihrer Entstehung und ihres Auftretens.

Im Jahre 1900 hat C. Diener in den Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien den Einfluß der Erosion auf die Struktur der südtirolischen Dolomitstöcke eingehender beschrieben.

Er kam zu dem Urteil, daß die von Ogilvie-Gordon bereits damals nachgewiesenen basalen Überschiebungen nur durch das Einsinken der schweren Dolomitstücke in ihre weichere Schichtunterlage entstehen.

Diese Deutung der Überschiebungen ist aber gegenüber der heute sorgfältig aufgenommenen Detailtektonik bestimmt unhaltbar.

Sie würde zu ganz andersartigen und viel geringfügigeren Störungen führen, wie solche auch tatsächlich am Rande der Dolomitstöcke da und dort zu erkennen sind.

An dem Vorhandensein von zahlreichen basalen Überschiebungen, bzw. Unterschiebungen in den Südtiroler Dolomiten ist nicht mehr zu zweifeln.

Dieselben sind jedoch streng an die einzelnen Dolomitstöcke gebunden und zeigen hier im großen und ganzen gegenüber diesen Stöcken ungefähr radial angeordnete Bewegungsrichtungen.

So komme ich also zu dem Schluß, daß im Bereiche der westlichen Dolomiten nur die Hangend-Schubmasse, deren Reste auf Puez und Sella liegen, eine Schubmasse von größerer Förderweite vorstellt. Sie ist zugleich eine typische Reliefüberschiebung.

Ihre Ausdehnung beträgt zwischen Puez und Boèspitze in N-S-Richtung nach den heute noch vorhandenen Schubschollen etwa 11 *km*.

In der dazu senkrechten W-O-Richtung beweisen die hier noch erhaltenen Deckenreste nur eine Ausdehnung von etwa 5 *km*.

Damit ist jedoch meines Erachtens die Größe dieser Schubmasse bei weitem nicht erschöpft. Anzeichen ihrer weiten Erstreckung gegen O scheinen mir die heftigen Gipfelfaltungen zu sein, welche L. Kober bereits im Jahre 1908 aus dem Dachsteindolomitgebirge zwischen Gader—Rienz—Boita in den Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien beschrieben hat.

Ich habe dieselben bisher nicht persönlich kennen gelernt.

Trotzdem zweifle ich nicht daran, daß diese lebhaften und deutlich niedergebügelten Gipfelfalten an der Roten Wand im N und an der Tofana II und III im S nur unter dem Druck einer darüber vordringenden Schubmasse entstanden sein können.

Eine lokale Erklärung dieser auffallenden Überfaltungen scheint mir recht unwahrscheinlich zu sein.

Sie zeigen vielmehr den Gewaltmarsch einer höheren Schubmasse an, deren Körper inzwischen von der Erosion anscheinend vollständig verzehrt worden ist.

Ich habe aber die Vermutung, daß sich doch noch Reste und Wegzeichen dieser Deckschubmasse weiter im O finden lassen werden.

Vereinigt man die hier erwähnten Anzeichen für das Vorhandensein einer Deckschubmasse in den Südtiroler Dolomiten, so erhält man eine Schubtafel von der Dimensionierung von 11 *km* in N—S- und 25 *km* in W-O-Richtung. Das ergibt eine Überdeckungsfläche von zirka 275 km^2. Es ist nun aber zu überlegen, daß die Angaben der Bewegungsrichtungen an den einzelnen, heute ziemlich weit auseinanderliegenden Stellen nicht auf eine und dieselbe Schubrichtung hinweisen.

Nach den Angaben von Reithofer haben wir in der Puezgruppe Schubrichtungen von N → S und von O → W, in der Sella von O → W, nach jenen von Kober zeigen die Gipfelfalten in der Roten Wand und in der Tofanagruppe Überkippung und Überschiebung gegen SW.

Nun ist gegenüber von diesen wesentlich divergierenden Richtungszeichen festzuhalten, daß, einerseits beim Vormarsch einer Reliefüber-

schiebung je nach der Beschaffenheit des Grundreliefs ziemlich starke Abweichungen von der Hauptschubrichtung ohne weiteres eintreten können, anderseits aber auch die alten Wegzeichen infolge von jüngeren Faltungen und Verschiebungen aus ihrer ursprünglichen Lage herausgerückt worden sein können.

Es entzieht sich derzeit meiner Einsicht, ob es auf diese Weise möglich ist, eine einheitliche Schubrichtung für diese große, alte Schubmasse zu erhalten.

Ob es sich nun um eine große zusammenhängende oder um mehrere getrennte Deckschubmassen handelt, jedenfalls beweisen dieselben große Reliefüberschiebungen, die natürlich weit älter als die basalen Überschiebungen und davon ganz unabhängig sind.

Diese Auflösung der Tektonik der Südtiroler Dolomiten steht in vollem Widerspruch mit jener, welche H. u. M. Cornelius in ihrer Marmolata-Arbeit entworfen haben.

„Nach ihrer Meinung ist der bestimmende Grundzug dieser Tektonik eine Stockwerksfaltung, bedingt durch Materialunterschiede. Über den stetigen Falten von Bellerophonschiefer und Untertrias setzt die Überschiebungs- und Schuppungszone des Marmolatakalks ein.

In den Wengener-Cassianer Mergeln tritt wieder stetige Faltung, im Schlerndolomit dagegen Überschiebung und Ablösung auf. Endlich zeigt die Obertrias mit den Jurakreidegesteinen als oberstes Stockwerk wieder schöne Falten wie in der Puez- und Sellagruppe. Die ‚Gipfelfaltungen' verlieren auf diese Weise den Charakter einer merkwürdigen Ausnahmserscheinung und werden zu einem normalen und leicht verständlichen Glied im Bau der Dolomiten, wie ihn der Zusammenschub geschaffen hat."

An dem großen Einfluß der Materialbeschaffenheit auf die Ausbildung der Bewegungsformen ist gewiß nicht zu zweifeln.

Damit ist aber nur die Detailausführung der Bewegungen und der Gegensatz zwischen den gutgeschichteten und den ungeschichteten Gesteinen charakterisiert, nicht jedoch die Veranlassung und die zeitliche Gliederung der Tektonik.

Zunächst scheiden die sogenannten „Gipfelfaltungen" aus, weil sie eben keine sind.

Hier handelt es sich um klar ausgebildete Reliefüberschiebungen.

Diese Schubmassen drangen über ein Relief vor, das vor allem in Kreide- und Juraschichten eingeschnitten war. Dieses Relief wurde von den vordringenden Schubmassen teilweise aufgepflügt, abgeschert und zusammengestaut.

Im Bereiche von Puez und Sella sind noch die Reste der hangenden Schubmassen teilweise unmittelbar als Deckel auf den überwältigten jungen Schichten des Unterbaues erhalten. Weiter im O liegen nur mehr die niedergebügelten Falten der jungen Schichten vor und die Hangendschubmassen selbst scheinen bereits ganz abgetragen zu sein.

Wir halten also fest, daß in den westlichen Dolomiten durch Hebung und Erosion zunächst eine alte Landoberfläche geschaffen wurde, die dann von ausgedehnten Schubmassen überschritten wurde.

Infolge neuerlicher Hebungen schnitt hierauf die Erosion ein weit tieferes Relief ein.

Auch dieses Relief wurde nochmals von der Zusammenpressung ergriffen.

Bei dieser Gelegenheit kamen dann erst die basalen Überschiebungen an den Rändern der großen Dolomitstöcke zur Ausbildung.

Bevor ich nun das Gebiet der hochgelegenen Reliefüberschiebungen der Sella verlasse, möchte ich mich noch etwas eingehender mit dem prachtvollen Profil des Boeseekofels beschäftigen.

Ich lege hier ein Profil, Fig. 6, nach meiner eigenen Begehung vor, das nicht im Tatsächlichen, wohl aber in der Deutung und Verbindung der einzelnen Aufschlüsse von den Profilen Reithofers im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1928 abweicht. Der Boeseekofel bildet

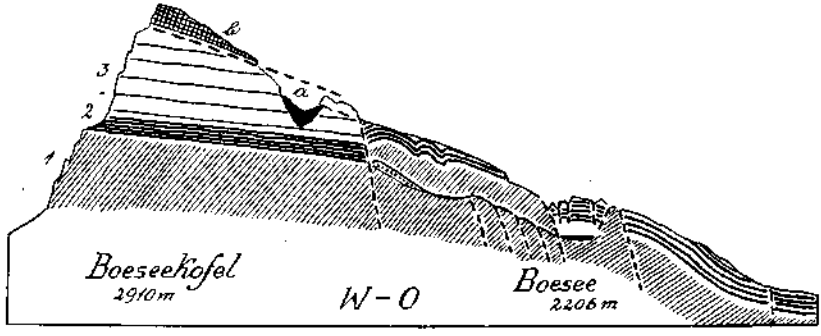


Fig. 6. 1 = Schlerndolomit. 2 = Raibler Schichten. 3 = Dachsteindolomit. a = Füllmasse, zumeist aus Neokom. b = Schubscholle aus Dachsteindolomit.

das Nordosteck der Sella und das vorliegende Profil ist entlang von seinem Ostgrat aufgeschlossen.

Das Merkwürdige an diesem Profile ist das Auftreten einer alten Erosionsfurche in dem ungefähr horizontal lagernden Dachsteindolomit des Boeseekofels.

In dieser Furche befinden sich nun viel jüngere Schichtenmassen, welche offenbar durch die vorrückende Deckschubmasse abgeschürft und in diesen Hohlraum hereingeschleppt wurden. Bei diesem Vorgang wurde sogar der eine Rand der alten Furche teilweise über ihre tektonische Füllmasse vorgestoßen.

Die Hangendschubmasse hat dann diese Furche noch wesentlich überschritten und auch am Boeseekofel sowie auf den benachbarten Gipfeln von Zehner- und Pitzkofel prächtige Schubzeugen hinterlassen.

Reithofer hat die Lagerung der jungen Schichten in der Furche des Boeseekofels als Einbruch zwischen vertikalen Verwerfungen zu erklären versucht.

Nun sind hier wirklich kleine Brüche da, aber sie reichen bei weitem nicht aus, um diese Verhältnisse zu erklären.

Ich erblicke in diesem großartigen Aufschluß am Boeseekofel ein prächtiges Gegenstück zu den berühmten Aufschlüssen auf der Höhe des Stanserjochs im Karwendelgebirge.

Während aber am Stanserjoch eine alte Furche im Wettersteinkalk mit Buntsandstein und Reichenhaller Schichten ausgestopft wurde, ist am Boeseekofel eine Furche im Dachsteindolomit mit Jura- und Neokomschichten ausgefüllt worden. Im ersten Fall wurde also von einer Schubmasse eine Furche in den Basalschichten mit älterem Schichtgut, im zweiten Fall dagegen mit jüngerem Schichtgut ausgestopft.

In beiden Fällen war die Bewegung der Deckschubmasse quer auf die Richtung der alten Furche erfolgt.

Es ist auch interessant zu beobachten, wie sowohl die Furche auf dem Stanserjoch von Rothpletz als auch jene auf dem Boeseekofel von Reithofer zuerst als Einbruch zwischen steilen Verwerfungen gedeutet worden ist.

Das Profil des Boeseekofels ist durch einen schönen Zusammenklang aller tektonischen Motive besonders ausgezeichnet.

Die Wirkung der von O her vordringenden Deckschubmassen ist in der Schrägstellung der Verwerfungen, in der Ausstopfung der alten Furche mit abgeschürftem Material und in der Verzerrung der einen Furchenlippe völlig gleichsinnig abgebildet.

Zum Schlusse meiner Untersuchung möchte ich noch einige merkwürdige Stellen in der Tektonik von Rodella und Val Dona kurz besprechen.

Der Schuppenbau des Südhanges der Rodella gegen Campitello, welcher von Ogilvie-Gordon in ihrem großen Werk über die Südtiroler Dolomiten (Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Bd. 24 vom Jahre 1927) ausführlich dargestellt wurde, läßt sich auch unter Annahme eines alten Erosionseinschnittes an der Südseite der Langkofelgruppe viel einfacher erklären.

Größere Schwierigkeiten bieten aber die Verhältnisse am Westabhang der Rodella. Hier lagert unmittelbar auf dem tief angeschnittenen Gewölbe der Werfener Schichten, welches den Sockel des Rodellagipfels bildet, eine Breccie, welche hauptsächlich aus Stücken von Marmolatakalk sowie seltener von Buchensteiner Schichten, Porphyrit und Werfener Schichten besteht.

Bei meinem ersten Besuch dieser Stelle im Jahre 1926 hielt ich diese Breccie im Einverständnis mit Frau Ogilvie-Gordon für ein tektonisches Gebilde.

Bei einem neuerlichen Besuch im Jahre 1928 bin ich jedoch zu der Anschauung gekommen, daß hier eine alte Schutthalde vorliegt, welche dann von einer Reliefüberschiebung überdeckt und auf diese Weise überliefert worden ist. Die Merkwürdigkeit und Seltenheit eines solchen Fundes erfordern eine etwas ausführlichere Darstellung.

Die Zeichnung Fig. 7 legt die wichtigsten räumlichen Beziehungen dieser Breccie an der Westseite der Rodella vor.

Die Breccien erscheinen hier unmittelbar einem Steilabfall von Werfener Schichten angeschmiegt. Da dieselben aus den gleichen Kalken

bestehen, welche auch den Gipfel der Rodella aufbauen (Marmolatakalk), so können sie eine alte Schutthalde des Gipfelkörpers vorstellen, welche sich über einen Steilhang von Werfener Schichten herabergoß.

Später wurde diese Halde zu einer „Gehängebreccie" verkalkt und von einer Reliefüberschiebung eingedeckt.

Nun lagert aber diese Breccie nicht nur auf dem Sockelgewölbe von Werfener Schichten, sondern im nahen Einschnitt der Pozzates-

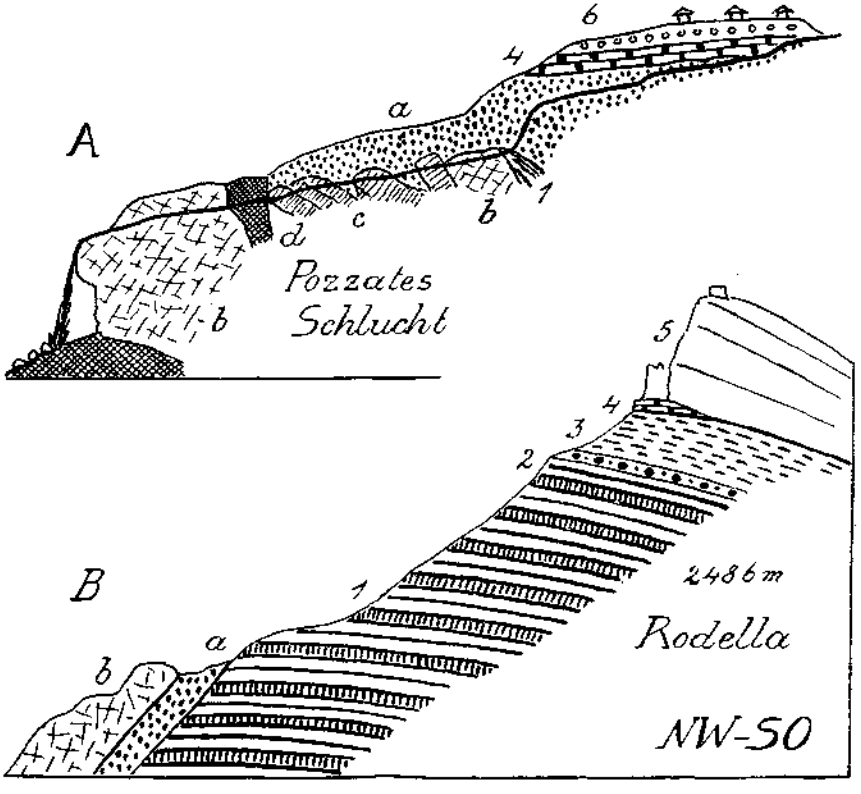


Fig. 7. 1 = Werfener Schichten. 2 = Richthofenkonglomerat. 3 = Unterer Muschelkalk. 4 = Buchensteiner Schichten. 5 = Marmolatakalk. 6 = Tuffbreccien. a = Gehängeschuttbreccie. b = Mendoladolomit. c = Geschichtete, feingebänderte Dolomite. d = Porphyritgänge.

schlucht auf einer kompliziert gebauten Schichtenfolge, welche Fig. 7 wiedergibt.

Angesichts dieser Befunde wird man zu dem Schluß geführt, daß man es hier mit zwei tektonischen Phasen zu tun habe, welche durch die Ablagerung und Verkittung der Breccie zeitlich getrennt werden.

Die Gesteinsserie, welche unter unserer Breccie liegt, ist sehr intensiv mit Werfener Schichten verschuppt und außerdem von einem Porphyritgang durchdrungen. Die Verschuppung des Mendoladolomits mit den Werfener Schichten scheint älter als der Porphyritgang zu sein.

Das würde bedeuten, daß die älteren Schubbewegungen stellenweise noch von den letzten vulkanischen Durchbrüchen überdauert waren. Die Überschiebung des Rodellagipfels schneidet einen Explosivgang, der dort in den Buchensteiner Schichten und im Marmolatakalk steckt, von dem Sockelgewölbe aus Muschelkalk und Werfener Schichten ab. Hier ist die Überschiebung offenbar jünger als der vulkanische Durchbruch.

In der Pozzatesschlucht ist aber der Durchbruch jünger als die Verschuppung des Mendoladolomits.

Das wirft auf die ganze Tektonik der Rodella ein neues Licht.

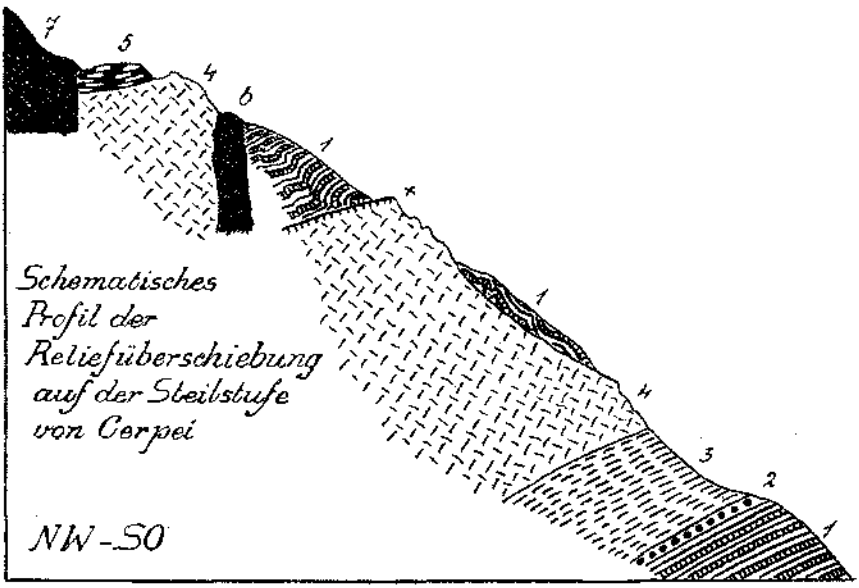


Fig. 8. 1 = Werfener Schichten. 2 = Richthofenkonglomerat. 3 = Unterer Muschelkalk. 4 = Mendoladolomit. 5 = Buchensteiner Schichten. 6 = Porphyritgang. 7 = Tuffe und Laven. × = Schöne Schubfläche.

Wir haben wahrscheinlich mit einer noch wesentlich weiter ausgreifenden zeitlichen Zerlegung der tektonischen Bewegungen zu rechnen.

Einen weiteren interessanten Fall einer Reliefüberschiebung findet man am Weg, der von Campestrin im Fassatal über eine Steilstufe zur Kapelle Cerpei und von dort zur Alpe Foscaz im Val Dona leitet.

Auch diese prachtvoll klar gezeichnete Überschiebung wurde von Ogilvie-Gordon entdeckt und beschrieben.

Die genauere Besichtigung ergab auch hier wieder die typische Form einer Reliefüberschiebung, welche die Zeichnung Fig. 8 vorlegt.

Die Front dieser Überschiebung ist durch eine deutliche Stirnfaltung ausgezeichnet.

Die Schubbewegung erfolgte demnach von SO gegen NW, d. h. schräg zum Berggehänge. Dieser Befund ist recht merkwürdig.

Eine weitere Eigentümlichkeit dieser Überschiebung besteht dann darin, daß in geringer Entfernung davon ein mächtiger Eruptivgang den Mendoladolomit samt den auflagernden Buchensteiner Schichten durchbricht.

Es macht den Eindruck, daß dieser Durchbruch erst nach der Reliefüberschiebung stattgefunden hat. Leider reichen die Aufschlüsse für eine sichere Entscheidung dieser Frage nicht aus. Wahrscheinlich ist die Verwerfung im Mendoladolomit mit dem Durchbruch des Porphyritganges gleichzeitig erfolgt und also jünger als die hier vorliegende Reliefüberschiebung.

Diese Deutung der Verhältnisse führt uns zu der Anschauung, daß die Schubfläche auf der Stufe von Cerpei älter als die benachbarte Verwerfung und der große Porphyritgang ist. Nun stellt aber diese Schubfläche eine offenkundige Reliefüberschiebung vor.

Das heißt mit anderen Worten, daß hier vor der Überschiebung bereits ein bis in den Mendolakalk hinabgreifendes Relief vorhanden war.

Die Überschiebung erfolgte über dieses Relief hin. Daher hat auch der Eruptivgang hier eine alte Landoberfläche durchstoßen. Es handelt sich dabei um einen Explosivgang, der aus Brocken von verschiedenartigen Porphyriten besteht und auch ziemlich häufig Stücke von lichtem Kalk umschließt, wie solche in seinem Liegenden nicht aufgeschlossen sind.

Eine ähnliche Beobachtung habe ich auch an dem Explosivgang gemacht, welcher im Gipfelkörper der Rodella steckt. Dieser enthält Blöcke und Brocken von Marmolatakalk aus seinem Hangenden, dagegen kein Material aus den liegenden Werfener Schichten.

Petrographische Studien am Tiefengesteinskern von Marienbad.

Von **Herbert Haberlandt.**

(Mit einer geologischen Karte, 1 Tafel und 1 Textfigur.)

Einleitung.

Von meinem verehrten Lehrer Herrn Hofrat F. Becke wurde mir eine Reihe von Marienbader Tiefen- und Ganggesteinen, welche von dem leider schon dahingeschiedenen Prof. Aug. Rosiwal gesammelt worden waren, nebst dazugehörigen von Bergrat Dr. O. Hackl ausgeführten chemischen Analysen zur petrographischen Untersuchung und Auswertung übergeben. Prof. A. Rosiwal war in den letzten Jahren mit der geologischen Spezialaufnahme von Marienbad und Umgebung beschäftigt und hat eine Zusammenfassung seiner Ergebnisse im Führer für den internationalen Geologenkongreß Wien 1903 (1) gegeben, doch war es ihm nicht vergönnt, seine Arbeit zu Ende zu führen und das umfangreiche wissenschaftliche Gesteinsmaterial, welches sich jetzt samt seinen Karten und Notizbüchern im Besitze der Geologischen Bundesanstalt befindet, weiter auszuwerten. Ich möchte an dieser Stelle den Herren der Geologischen Bundesanstalt, vor allem Herrn Direktor W. Hammer sowie den Herren Bergräten Dr. O. Hackl und Dr. H. Beck meinen besten Dank sagen für ihr freundliches Entgegenkommen bei der Überlassung des Gesteins- und Analysenmaterials sowie der Karten und Notizbücher zur wissenschaftlichen Auswertung. Leider war es mir nicht möglich, das geologische Vorkommen der Gesteine an Ort und Stelle zu studieren, doch konnte ich mir nach der früheren Literatur (2) über Marienbad, nach den Karten, Notizen und dem Führer von Prof. A. Rosiwal und endlich nach Angaben und einer kurzen Beschreibung Hofrat F. Beckes (3) ein gutes Bild davon machen und dadurch eine geologische Grundlage für meine Untersuchungen gewinnen.

Allgemeine geologische Verhältnisse.

Beiliegende Kartenskizze, die natürlich keinen Anspruch einer vollkommen genauen Spezialkarte erheben kann, wurde nach den vorhandenen Angaben und Karten A. Rosiwals und F. Beckes entworfen, wobei unsichere Grenzlinien, wie z. B. zwischen Gneis und Amphibolit im sogenannten Brückelhau nicht gezogen wurden. Als Unterlage diente ein schematisch kopierter Ausschnitt der Freytag & Berndt-Karte von Marienbad und Umgebung im Maßstab 1 : 25.000.

Marienhad liegt auf einem Granitkörper, der den südöstlichen Ausläufer der großen Granitmasse des Kaiserwaldes darstellt und vorwiegend

aus einem grobkörnigen porphyrartigen Granitit besteht. Wie F. Becke (3) angibt, enthält dieser häufig „kugelige bis schollenförmige basische Konkretionen eines feinerkörnigen dunkleren Gesteins, die stellenweise in größeren Schlieren auftreten, endlich wie am Südwestabhang und am Gipfel des Steinhauberges den lichten porphyrartigen Granit gänzlich verdrängen".

Schon K. von Warnsdorff (4) beschreibt einen feinkörnigen dunklen Granit als „Einschluß" im grobkörnigen. Ferner gibt er an, daß große Blöcke des dunklen Gesteins vom lichten Granit in Adern, welche an der Grenze bisweilen feinkörniger sind, durchdrungen werden. Aus allen diesen Angaben geht hervor, daß es sich bei den basischen Partien um zuerst ausgeschiedene Differentiationsprodukte handelt, welche von dem Hauptgranit wahrscheinlich kurz vor ihrer endgültigen Erstarrung injiziert wurden und mit diesem schlierig verwoben sind.

Diese Erscheinungen sollen besonders gut auf dem schon erwähnten Steinhauberg zu beobachten sein, wo das dunkle Gestein — dessen größere Widerstandsfähigkeit die Überhöhung bedingt — nach F. Becke ein Granodiorit ist. A. Rosiwal hat schon hervorgehoben, daß dieses Gestein den Übergang von den Graniten zu den Glimmerdioriten, welche vor allem im sogenannten Brückelhau in kristallinen Schiefern vorkommen, bildet.

Da mir über diese Glimmerdiorite genaue Begrenzungsangaben fehlten und der Granodiorit keine scharfen Grenzen gegen den Granit zeigt, konnten solche auf der Karte auch nicht gezogen werden.

Von Ganggesteinen kommen Turmalin führende Aplite beim Café Jägerhaus und im sogenannten Rehkuok vor, wo der Granit überhaupt sehr reich an aplitischen Gängen ist, wie aus den Angaben A. Rosiwals hervorgeht.

K. von Warnsdorff erwähnt feinkörnige lichtrote „Ganggranite", richtig Aplite mit Schörlnestern und einer gewissen den Saalbändern parallelen Struktur zusammen mit Pegmatiten im Granit der Steinbrüche der Kleinen Schweiz. Ihm war auch schon der große Gang von dunklem Granitporphyr im Amphibolit des Hamelikaberges bekannt, der nach seinen Beobachtungen zahlreiche Bruchstücke eines benachbarten Diabasvorkommens enthalten soll. Ich werde darauf noch zurückkommen. Helle Granitporphyrgänge kommen auch im Granit selbst beim Wasserleitungsreservoir vor, sind also wie die Aplite jünger als der Granit. Das Streichen der Gänge ist nach Angaben von A. Rosiwal vorwiegend NW—SO.

Im NO Marienbads am Ostabhang der sogenannten Kleinen Glatze tritt ein Basalt im Amphibolit auf. Und zwar ist es nach A. Rosiwal (5) ein Nephelinbasanit, der stellenweise als Nephelinit ausgebildet ist. Er liegt gerade auf der Verbindungslinie des Basaltvorkommens der Großen Glatze bei Königswart und des mit ihm verwandten Nephelinbasaltes von Podhorn.

Im folgenden gebe ich auch eine kurze Darstellung der kristallinen Schiefer und der Quellen von Marienbad, dem Führer von A. Rosiwal (1) entnommen.

Der Granit und seine basischen Begleitgesteine werden mantelförmig von kristallinen Schiefern, vorwiegend Gneisen und Amphiboliten, umhüllt, wobei sich dieselben an die Umrisse des Batholithen anschmiegen. Am Kontakt selbst kommen Sillimanitgneise vor. Die dichten grauen Schiefergneise nehmen in der Nähe des Granites gröberes Korn an und werden durch Feldspatanreicherung zu Augen- und Perlgneisen. Unter den mannigfaltigen Hornblendegesteinen hebt A. Rosiwal folgende Typen hervor: Hornblendegneise, mitunter Biotit führend, mit abwechselnd hellen und dunklen Lagen. Massige Granatamphibolite — unter ihnen ein quarzreicher, von Klipstein „Hamelicit" genannter Typus. Ferner eklogitartige Gesteine, zum Teil mit schönen Kelyphitrinden um den Granat. Beim sogenannnten Filzhübel nördlich von Marienbad tritt ein Serpentin im Gneis auf, der nach H. B. Patton (6) aus einem Peridotit entstanden ist.

Von den im Granit auftretenden Hornsteingängen und den Mineralquellen, auf die sich der Weltruhm Marienbads gründet, sind die wichtigsten auf der Karte eingetragen. Der größte Hornsteingang läßt sich vom Talboden über die Karola-Höhe in nordwestlicher Richtung, parallel zur herzynischen Spaltenrichtung streichend bis in die Gegend des Jägerhauses verfolgen. Er besteht aus einem Eisen und Manganerz führenden Quarzbrockenfels mit einem Bindemittel aus Chalcedon und rotem Hornstein. Die Marienbader Mineralquellen sind im Gegensatz zu denen von Karlsbad qualitativ sehr verschieden untereinander. Salinisch muriatisch-alkalisch sind der Kreuzbrunnen, Alexandrinenquelle, Alfredsquelle und Ferdinandsbrunnen. Bei der ähnlich zusammengesetzten Waldquelle sind mehr Kalkmagnesiumsalze vorhanden. Die vier vorgenannten Quellen liegen auf der durch den Marienbader Bach hervorgerufenen N—S-Terraindepressionslinie. A. Rosiwal stellte ein kompliziertes Netz von Klüften mit drei Hauptrichtungen fest; wo eine Kluft von der Talfurche geschnitten wird, entsteht eine Quelle.

Salinisch-erdige Eisensäuerlinge sind Karolinenquelle und Ambrosiusbrunnen. Rudolfsquelle, Marienquelle und Pottasäuerling endlich gehören in die Gruppe erdiger Eisensäuerlinge. Rosiwal führt die so verschiedene Zusammensetzung der einzelnen Mineralquellen auf eine verschiedene chemische Beeinflussung durch Auslaugung der durchsetzten Gesteine und auf Influenzierung durch vadose Wässer zurück. So läßt sich bei der Waldquelle eine Mitbeteiligung kalk- und magnesiareicher Grundwässer aus dem Serpentin-Amphibolitgebiet des Steinhaubaches als Ursache für die abweichende Zusammensetzung feststellen.

Für die Beschaffenheit der Karolinenquelle und des Ambrosiusbrunnens ist die Nähe der eisenreichen Hornblendegesteine des Hamelikarückens ausschlaggebend. In noch höherem Maße gilt dies für die Rudolfsquelle, Marienquelle und den Pottasäuerling, wie aus der Karte leicht zu ersehen ist.

Die genannten Quellen treffen während ihres Weges auf Kohlensäureexhalationen, welche sie dann befähigen, größere Stoffmengen aus dem Nebengestein zu lösen. Eine solche Kohlensäureexhalation läßt sich in dem Quellenbassin der Marienquelle deutlich beobachten. Hier in der

Nähe war in älterer Zeit ein Mineralmoor mit Kohlensäure und Schwefelwasserstoffausdünstungen.

Gegenwärtig ist das bedeutendste Moorlager am westlichen Darrnbergabhang gelegen.

Beschreibung der Tiefengesteine.

Es folgt nun die Beschreibung der mir zur Verfügung stehenden Gesteine und Dünnschliffe, wobei zusammen mit den aus dem Nachlaß von Prof. Rosiwal stammenden, einige von Hofrat Becke gesammelte Handstücke behandelt werden, welche von diesem seinerzeit in der Mineralogischen Gesellschaft vorgelegt und kurz beschrieben wurden (3). Hofrat Becke sagt dort unter anderem: „Die Gesteine bieten ein sehr schönes Beispiel einer durch Differentiation aus einem gemeinsamen Stamm-Magma abzuleitenden normalen Reihe." Diese Gesetzmäßigkeit einer Differentiation in mineralogischer, chemischer und regionaler Beziehung herauszuarbeiten und ihr Wesen im Vergleich mit anderen Gebieten zu erfassen, war meine Zielsetzung.

1. Granitit hell. Großer Steinbruch. Kleine Schweiz.

Es sind drei von Hofrat Becke gesammelte Stücke vorhanden, welche dasselbe Bild bieten. Mit freiem Auge erkennt man vor allem bis 7 *cm* große nach *M* tafelförmig entwickelte Kalifeldspate, fast ausnahmslos Karlsbader Zwillinge, welche dem grobkörnigen Gestein das porphyrartige Aussehen verleihen. Die kleineren Plagioklase lassen sich rein äußerlich kaum von ihnen unterscheiden. Rauchgraue Körner von Quarz und tiefschwarzbraune Biotitblättchen vervollständigen das Bild.

Bei zunehmender Verwitterung nimmt das Gestein einen mehr bräunlichen Ton an, der durch die zahlreichen Abscheidungen von Eisenhydroxyd bedingt ist.

Charakteristik der Gemengteile.

Kalifeldspat ist vorwiegend Orthoklas mit starker perthitischer Durchaderung. An einigen wahrscheinlich druckbeanspruchten Stellen läßt sich eine undeutliche Mikroklingitterung erkennen. Während die großen Karlsbader Zwillinge makroskopisch deutlich idiomorph erscheinen, sieht man unter dem Mikroskop, wie sie mit ihrer Substanz randlich zwischen die angrenzenden Gemengteile eingreifen und diese zum Teil umschließen.

Die auffallende Größe der Kalifeldspateinsprenglinge ist vielleicht im Sinne von J. H. Vogt (7 *a*) durch rasche Abkühlung des Gesteins verbunden mit Übersättigung, wodurch ein übereiltes Weiterwachsen derselben nach ihrem Ausscheidungsbeginn eintrat, zu erklären.

Außer in größeren, dicktafeligen, gegen Quarz und Kalifeldspat idiomorphen Individuen kommt Plagioklas auch häufig als Einschluß im Kalifeldspat, selten auch im Quarz vor. Bei den größeren Plagioklaseinsprenglingen findet sich meist das Albitgesetz mit dem Karlsbader

Gesetz kombiniert. Manchmal tritt auch das Periklingesetz hinzu. Unter dem Mikroskop erkennt man erst, wie reich das Gestein an Plagioklas ist; seine Menge ist der des Kalifeldspates ungefähr gleich. Schöner zonarer Bau mit zahlreichen Rekurrenzen ist vorhanden.

Auslöschung $\perp$ MP Kern $+12°$, Hülle $-3°$ } nach der Tabelle[1])
Anorthitgehalt „ 29%, „ 17% An } von A. Köhler.

F. Becke (3) gibt an: Kern 28—29% An, Hülle 17% An.

Im Kern einzelner, größerer Individuen treten Flecken mit noch größerem Anorthitgehalt auf (bis 35%) — eine Erscheinung, die sich übrigens durchgreifend in allen Plagioklasen der von mir untersuchten Tiefengesteine findet. Anderseits geht der An-Gehalt der Hülle an der Grenze gegen den Kalifeldspat noch weiter herunter. Besonders gut ist dieser albitreiche Saum an den Plagioklaseinschlüssen im Kalifeldspat zu sehen.

Eine weitere Erscheinung an der Grenze zwischen beiden Feldspaten ist die gelegentlich auftretende Myrmekitbildung mit Oligoklasgrund und Quarzstengeln, deren Index zirka 2 nach Beobachtungen von F. Becke (3) beträgt. Kalifeldspat und Plagioklas erscheinen durch Zersetzungsprodukte (Muskovit) getrübt; letzterer vorwiegend im Kern.

Der Quarz muß sich schon während der Plagioklas- und teilweise vor der Kalifeldspatkristallisation ausgeschieden haben, da er in rundlichen Körnern vor allem in letzterem anzutreffen ist. Die großen selbständigen Quarzkörner lösen sich unter dem Mikroskop bei gekreuzten Nikols in ein Mosaik von zackig aneinandergrenzenden Feldern auf, welche mehr oder weniger undulös auslöschen. Manchmal sind die Grenzen verschwommen und bei völligem Verschwinden derselben zeigt das ganze Korn undulöse Auslöschung mit wandernden Schatten. Diese bekannten Erscheinungen, welche auch M. Stark (5) bei den Quarzen eines verwandten Gebirgsgranits aus dem Kaiserwald beschreibt, sind durch Druckbeanspruchung hervorgerufen. Manchmal liegen in einem größeren Quarzkorn „inselartige" Partien desselben Minerals von anderer Auslöschung, welche Bildung von L. Milch (9) bei einem Riesengebirgsgranit beschrieben und auf primäre Anordnungen zurückgeführt wird. In einem Schliff zeigt sich bei einem dieser Quarzkörner ein eigentümlich treppenartiger Bruch, eine Erscheinung, auf die bereits F. Martin (10) bei verwandten Graniten aufmerksam gemacht hat. Häufig kommen die bekannten schnurartig angeordneten Flüssigkeitseinschlüsse im Quarz vor.

Der Biotit ist fast einachsig und gehört nach seinen optischen Eigenschaften: hohe Doppelbrechnung und starker Pleochroismus: γ tiefdunkelrotbraun, α hellstrohgelb, einem eisenreichen Magnesiaglimmer an. Randlich ist er häufig unter Erz-, bzw. Leukoxenabscheidung resorbiert, wobei dann seine randlichen Apatit- und Zirkoneinschlüsse im Quarz, bzw. Feldspat eingebettet liegen.

Manchmal erscheint der Biotit randlich gebleicht, wobei die Farbe ins Grünliche umschlägt und als Endstadium eine Umwandlung in

[1]) Tschermaks Mineralogische und petrographische Mitteilungen. Bd. 36, S. 43.

Chlorit stattfindet. Abgesehen davon geht eine weitreichende Chloritisierung des Biotits besonders an verbogenen Stellen und Rißzonen unter gleichzeitiger Abscheidung von Titanmineralien vor sich. Der Chlorit zeigt anomale lavendelblaue Interferenzfarben, einen Pleochroismus: γ gelbgrün bis grasgrün, α blaß gelbgrün und ist wahrscheinlich Pennin.

Der Biotit weist besonders um die zahlreichen Zirkoneinschlüsse herum schöne pleochroitische Höfe auf, bei denen deutlich eine Erhöhung der Doppelbrechung eintritt. Die Formen der Höfe sind von der Form des Einschlusses abhängig derart, daß um rundliche oder punktförmige Körner kreisrunde, um längliche oder prismatische Körner dagegen elliptische Höfe entstehen.

Von den verschiedenen Stadien, die G. Hövermann (11) in seiner ausführlichen Arbeit über pleochroitische Höfe unterscheidet, können in diesem Granit zwei beobachtet werden. Weitaus am häufigsten kommt das Stadium II von Hövermann wie Stadium 2 bei Joly vor. Es besteht in einer gleichmäßig verstärkten Absorption um den Einschluß herum, d. h. der Grenzwert der Einwirkung ist für sämtliche Reichweiten erreicht.

Selten findet sich auch das Stadium I von Hövermann (Stadium 1 bei Joly). Es besteht in einer ringförmigen Verstärkung der Absorption, d. h. der Betrag der Einwirkungen von Thorium C, bzw. Radium C bleibt hinter dem der anderen Zerfallsprodukte weit zurück. Im ersten Fall bei Stadium II ist um den Einschluß eine gleichmäßig gefärbte dunkle Zone vorhanden, welche im zweiten Fall bei Stadium I eine zweite hellere Zone ringförmig umschließt. Auffallend erschien mir, daß bei Stadium II große Zirkoneinschlüsse vorhanden sind, während bei Stadium I die Natur der Einschlüsse wegen ihrer geringen Größe nicht erkennbar ist. Außer um Zirkon findet man auch um einzelne Apatite deutliche schmale Höfe.

Die Menge der Erze ist sehr klein.

Apatit tritt in den bekannten langgestreckten Prismen mit häufiger Quergliederung auf, während Zirkon kurz-selten langsäulenförmige Kriställchen bildet. Beide kommen mit Vorliebe im Biotit vor.

Bei der näheren Betrachtung der Dünnschliffe zeigen sich hie und da feinkörnige, an Biotit und Plagioklas reiche, dunkle Putzen, welche wohl kleine basische Konkretionen, z. T. vielleicht auch Einschlüsse darstellen. Manchmal ist eine Art Hornfelsstruktur angedeutet; so sind an einer Stelle die Biotite von Quarz poikilitisch durchwachsen, häufig sind „Biotiteier" im Quarz.

Die Struktur des Gesteines ist hypidiomorphkörnig-porphyrartig. Die Ausscheidungsfolge ist normal.

Das spezifische Gewicht des Granits beträgt im Mittel aus zwei Bestimmungen: $s = 2{\cdot}65$.

Da von dem lichten Granit keine Analyse vorhanden war und ich nicht genügend frisches Material zur Verfügung hatte, um eine bei diesem so grobkörnigen Gestein notwendige Bauschanalyse durchzuführen, versuchte ich aus den Volumprozenten der Gemengteile — in

Tabelle I.

	Vol%	s	$s=2{\cdot}65$ a	$s=2{\cdot}667$ b
			p	p
Quarz	20·1	2·653	20 01	19·99
Kalifeldspat	26·1	2·56	25·21	25·05
Perthit	5·0	2·624	4·95	4·92
Plagioklas	38·2	2·66	38·34	38·10
Biotit	10·4	3·0	11·77	11·70
Apatit	0·2	3·2	0·24	0·24
Summe	100·0		100·52	100·00

Tabelle II.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	Summe
Quarz	19·99	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	19·99
Kalifeldspat	16·24	.	4·58	.	.	.	.	.	.	4·23	.	.	25·05
Perthit	3·38	.	0·96	.	.	.	.	.	0·58	.	.	.	4·92
Plagioklas	23·87	.	8·98	.	.	.	.	1·84	3·41	.	.	.	38·10
Biotit	4·26	0·33	2·04	0·49	2·15	0·07	1·07	.	.	1·08	0·21	.	11·70
Apatit	.	.	.	.	.	.	.	0·14	.	.	.	0·10	0·24
Summe	67·74	0·33	16·56	0·49	2·15	0·07	1·07	1·98	3·99	5·31	0·21	0·10	100·00

der Art, wie das A. Köhler (12) bei einem Passauer Granit durchgeführt hat — die Analyse des Gesteins ungefähr zu berechnen, wobei betont werden soll, daß es mir hauptsächlich darum zu tun war, daraus die Lage des Granits im Nigglischen Tetraeder zu erkennen, wofür diese Art der Berechnung genügend genau schien. Es lagen von A. Rosiwal (1) selbst bestimmte Volumprozentwerte der Gemengteile eines grobkörnigen, porphyrartigen Granits von demselben Fundort vor, welcher mit dem von mir untersuchten lichten Granit in bezug auf den Mineralbestand gut übereinstimmt, wie der Vergleich der Werte von A. Rosiwal mit den aus meinen Dünnschliffen ungefähr bestimmten Volumprozenten ergab. Es wurden daher die Volumprozentwerte A. Rosiwals der Berechnung zugrunde gelegt, wobei die von ihm nicht angegebene Menge der Perthitspindeln im Kalifeldspat zu 5% (in meinen Schliffen bestimmt) eingesetzt wurde. Zunächst berechnete ich die Gewichtsprozente der Gemengteile nach der Formel $p = \frac{\text{Vol}\,\% \cdot s}{S}$ (s = spezifisches Gewicht der Gemengteile, S = spezifisches Gewicht des Gesteins), wobei das von mir gefundene mittlere spezifische Gewicht des lichten Granits $S = 2{\cdot}65$ verwendet wurde.[1]) Siehe Tabelle I*a*. Theoretisch soll die Summe der Gewichtsprozente der Gemengteile 100 sein; die Fehlergrenze beträgt $\pm 1\%$. Da der Fehler bei dieser Berechnung bei Einsetzung dieses spezifischen Gewichtes nur ein halbes Prozent beträgt, muß das spezifische Gewicht des von A. Rosiwal gemessenen Granits einen ähnlichen Wert ergeben und es schien mir am einfachsten, in der Rechnung jenes spezifisch Gewicht für den Granit einzusetzen, bei welchem die errechneten Gewichtsprozente zur Summe 100 geben. Siehe Tabelle I*b*.

Aus der gewichtsprozentischen Zusammensetzung der Gemengteile ergeben sich nach einiger Umrechnung die Gewichtsprozente der Oxyde für p und durch Addition der gleichartigen die Analysenwerte. Siehe Tabelle II. Für den Biotit wurde dabei die gleiche Zusammensetzung wie im folgenden dunklen Granit zugrunde gelegt, wo sie sich aus der Analyse bei der Mineralberechnung ergibt.

2. Granit dunkel. Steinbruch — Kleine Schweiz.

Ein von Prof. Rosiwal gesammeltes Stück liegt vor. Makroskopisch erkennt man im Gegensatz zum vorigen Granit nur vereinzelt auftretende bis 2 *cm* große weißliche Einsprenglinge von Kalifeldspat, viel zahlreicher aber solche von Plagioklas, die zwar von gleicher Farbe sind, sich aber doch schon mit guten Augen durch ihre feine Zwillingsriefung nach dem Albitgesetz von den vorigen unterscheiden lassen. Beide Feldspate sind fast durchwegs nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt und nach M tafelig entwickelt, wobei eine gewisse Parallelstellung dieser Fläche bei den verschiedenen Individuen zu erkennen ist.

[1]) Von A. Rosiwal lag keine spezifische Gewichtsbestimmung vor.

Rauchgraue Quarzkörner sind seltener als im hellen Granit vorhanden, dagegen ist die Menge des Biotites größer geworden, wodurch der dunklere Gesamteindruck des Gesteins entsteht.

Charakteristik der Gemengteile.

Kalifeldspat zeigt die gleichen schon im vorigen Gestein beschriebenen Merkmale. In einem Schliff ist ein großer Karlsbader Zwilling schief getroffen; abgesehen von den bekannten Albitspindeln ist jedes Individuum von untereinander parallel gestellten Plagioklasen durchwachsen. Dieselbe Erscheinung konnte ich in besonderer Schönheit auch bei den großen Kalifeldspaten der verwandten Karlsbader Granite beobachten.

Der Plagioklas mit Zonenstruktur und basischen Rekurrenzen zeigt stellenweise eine ähnliche Erscheinung — wenn auch nicht so ausgeprägt — wie sie F. Becke (13) an den Plagioklasen der Rieserfernertonalite beschrieben hat. Auch hier gewinnt man den Eindruck, als ob der alkalireichere Magmarest den anorthitreichen Kern teilweise resorbiert hätte.

$\perp$ MP Auslöschung Kern $+14° — 19°$, Hülle $0° — +7°$,
Anorthitgehalt Kern 30—35% An, Hülle 20—25% An.

Die Kontrolle der Werte mittels der Methode der konjugierten Auslöschungsschiefen bei Karlsbader Doppelzwillingen nach der Tabelle von A. Köhler und mittels Vergleich der Lichtbrechung von Quarz ergab übereinstimmende Werte.

Quarz zeigt die schon beim vorigen Gestein beschriebenen Merkmale. Die auf Druckwirkungen beruhenden Erscheinungen sind hier besonders deutlich zu beobachten.

Biotit mit dem gleichen Pleochroismus wie im vorigen Granit besitzt eine Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0{\cdot}063$. Auch der Doppelbrechung nach entspricht der Biotit einem Lepidomelan. Teils ist er stark verbogen, an Gleitflächen schief zur Spaltbarkeit auch zerrissen. Resorptions- und Chloritisierungsvorgänge sind sehr stark ausgeprägt. Unter den pleochroitischen Höfen finden sich die schon beschriebenen Stadien I und häufiger noch II vor. Es kommt hier noch das Stadium III nach Hövermann hinzu. Es ist ein gleichmäßig gefärbter dunkler Kernring vorhanden, der hellere Ring herum zeigt am äußersten Rande die intensivste Färbung.

Erz ist in größerer Menge als im hellen Granit vorhanden. Nach den zerhackten lappigen Formen sowie nach dem Auftreten von Leukoxen zu schließen, dürfte es sich um Titaneisen handeln. Apatit und Zirkon sind häufig.

Auch in diesem Gestein treten die erwähnten dunklen Putzen auf.

In Struktur und Ausscheidungsfolge stimmt der dunkle mit dem hellen Granit überein, nur daß bei jenem die Plagioklase als Einsprenglinge eine größere Rolle spielen.

Das mir zur Verfügung stehende Handstück ist makroskopisch frisch. Das mikroskopische Bild zeigt starke Chloritisierung des Biotits und leichte Trübung der Plagioklase im Kern.

Granit dunkel. Kleine Schweiz — Steinbruch.

Analyse Nr. 2. Analytiker Dr. O. Hackl.

	Gewichtsprozente[1])	Mol.-Quot. × 10.000	
SiO_2	62·97	10.443	
TiO_2	0·72	90	
Al_2O_3	17·51	1.713	
Fe_2O_3	0·88	55	
FeO	4·01	558	
MnO	0·12	17	
MgO	1·93	479	
CaO	3·07	547	Spez. Gew. des Gesteins
Na_2O	4·09	660	$s = 2·711$
K_2O	4·01	426	
H_2O+	0·35	194	
H_2O-	0·12	—	
P_2O_5	0·33	23	
CO_2	0·19	43	
ZrO_2	0·05	4	
BaO	0·09	6	
S	Spur	—	
Summe	100·44		

Aus den Molekularquotienten wurde der Mineralbestand des Granites berechnet. Die Zahl für P_2O_5 gibt die Apatitmenge an. TiO_2 wurde im Ilmenit nach dessen Volumprozentzahl und der Rest davon im Biotit verrechnet. Das gesamte NaO_2 wurde für den Albitanteil des Plagioklases verwendet, wobei der Na_2O-Gehalt des Kalifeldspates und Biotites vernachlässigt wurde. Der Rest von CaO ergibt den Anorthitanteil des Plagioklases. Man bekommt hier also die Zusammensetzung des letzteren sozusagen aus der Analyse mit 26·3% An. Sie stimmt mit dem aus der optischen Untersuchung bekannten mittleren Gehalt von 27·5% An recht gut überein. Die ganze Menge von MgO und Fe_2O_3 sowie die von FeO abzüglich der im Ilmenit verrechneten kleinen Menge kommt in den Biotit hinein. K_2O und der Rest von Al_2O_3 wurden nach dem Verhältnis der Volumprozente auf Biotit und Kalifeldspat aufgeteilt. Der Rest von SiO_2 endlich ergibt den Gehalt an freiem Quarz. CO_2 wurde nicht verrechnet, da bei der mikroskopischen Untersuchung kein Kalzit zu erkennen war. Durch Multiplikation der Molekularquotienten mit den entsprechenden Molekulargewichten erhält man die Gewichtsprozente. Die Summen derselben für die einzelnen Gemengteile — die Gewichtsprozente der Gemengteile (p) —, dividiert durch die dazugehörigen spezifischen Gewichte (s), ergeben, auf 100 umgerechnet, die Volumprozente der Gemengteile. Diese aus der Analyse errechneten sollen mit den nach der Methode von Rosiwal gemessenen annähernd übereinstimmen. Eine weitere Kontrolle bildet der Vergleich des berechneten spezifischen Gewichtes des Gesteins mit dem beobachteten, welche bei Richtigkeit der Berechnung ebenfalls gut übereinstimmen sollen. Die Berechnung des spezifischen Gewichtes erfolgt in der Weise, daß man die Summe der errechneten Gewichtsprozente der Gemengteile dividiert durch die Summe der sogenannten Volumina, das sind die Quotienten $\frac{p}{s}$. In den folgenden Tabellen ist das Resultat der Berechnung gegeben.

[1]) bezogen auf lufttrockene Substanz.

Granit dunkel. **Molekularquotienten × 10.000.** Kleine Schweiz.

	SiO_2 10.443	TiO_2 90	Al_2O_3 1.713	Fe_2O_3 55	FeO 558	MnO 17	MgO 479	CaO 547	Na_2O 660	K_2O 426	H_2O 194	P_2O_5 23
Titaneisen $FeO\,TiO_2$	.	15	.	.	15	.	.	.	.	.	.	.
Apatit $CaF_2\,9CaO\,3P_2O_5$	.	.	.	.	.	.	.	77	.	.	.	23
Plagioklas $Na_2O\,Al_2O_3\,6SiO_2$	3.960	.	660	.	.	.	.	.	660	.	.	.
Plagioklas $CaO\,Al_2O_3\,2SiO_2$	940	.	470	.	.	.	.	470	.	.	.	.
Kalifeldspat $K_2O\,Al_2O_3\,6SiO_2$	1.320	.	220	.	.	.	.	.	.	220	.	.
Biotit $K_2O\,H_2O\,2R_2O_3\,4SiO_2$	.	.	363	55	.	.	.	.	.	206	212	.
Biotit	1.280	75	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Biotit $8RO\,4SiO_2$	.	.	.	.	543	17	479	.	.	.	.	.
Quarz SiO_2	2.943	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Summe..	10.443	90	1.713	55	558	17	479	547	660	426	212	23

Gewichtsprozente.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	Summe p	spez. Gew. s	$\frac{p}{s}$	berechnet Vol.%	beobachtet Vol.%
Titaneisen	.	0·12	.	.	0·11	.	.	.	.	.	.	.	0·23	4·7	0·05	0·1	0·1
Apatit	.	.	.	.	.	.	.	0·43	.	.	.	0·33	0·76	3·2	0·24	0·7	0·8
Plagioklas	29·55	.	11·55	.	.	.	.	2·64	4·09	.	.	.	47·83	2·65	18·05	48·9	49·3
Kalifeldspat	7·96	.	2·25	.	.	.	.	.	.	2·07	.	.	12·28	2·56	4·80	13·0	12·5
Biotit	7·71	0·60	3·71	0·88	3·90	0·12	1·93	.	.	1·94	0·38	.	21·17	3·0	7·06	19·1	18·3
Quarz	17·75	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	17·75	2·65	6·70	18·2	19·0
Summe..	62·97	0·72	17·51	0·88	4·01	0·12	1·93	3·07	4.09	4·01	0·38	0·33	100·02	.	36·90	100·0	100·0

Spez. Gewicht des Gesteins berechnet $s = 2·711$; beobachtet $s = 2·711$.

3. Basische Konkretion im hellen Granit. Kleine Schweiz.

Ein von Hofrat Becke gesammeltes Handstück zeigt sehr schön den Zusammenhang mit dem hellen Granit, in welchem diese Konkretionen vorkommen. Die Hauptmasse des Stückes wird von der dunkelgrauen, feinkörnigen Konkretion gebildet, in der große Einsprenglinge von Plagioklas, Biotit, Quarz und Kalifeldspat liegen, wodurch die Struktur hier besonders porphyrartig wird. Am Rand grenzt diese elliptisch geformte Masse unscharf an den Granit, der hier sehr reich an Kalifeldspat und arm an Biotit und Plagioklas ist. Einzelne große Karlsbader Zwillinge von Kalifeldspat ragen vom Granit her in die Konkretion hinein.

Ältere Beobachter wie G. C. Laube (2) haben diese Gebilde mit dem Namen „Glimmersyenitporphyr" belegt. Obzwar zugegeben werden muß, daß dieses Gestein bei flüchtiger Betrachtung einige Ähnlichkeit mit einem später zu besprechenden Syenitporphyr hat, so kann es sich nach Art des Zusammenhanges mit dem Granit dabei nur um eine Schliere handeln. Etwas befremdlich erscheint im ersten Moment das Auftreten von zahlreichen großen Einsprenglingen, doch hat L. Milch (8) ähnliche Verhältnisse bei den basischen Schlieren des Riesengebirgsgranits genau beschrieben und untersucht. Er unterscheidet bei den in Schlieren vorkommenden Gemengteilen von der Größe und Beschaffenheit der Granitkomponenten solche, die normale Granitgemengteile sind und bei der Abspaltung der Schliere mechanisch eingeschlossen wurden und andere, die der Schliere selbst entstammen. Erstere nennt er allothigen, letztere authigen. L. Milch (14) geht dabei von der Voraussetzung aus, daß die Abspaltung der basischen Schlieren erst während der Verfestigung des Muttergesteins erfolgt ist. Auch in unserem Fall ergibt sich aus dem Auftreten großer allothigener Kalifeldspate, deren Zusammenhang mit dem Granit man randlich beobachten kann, daß die Auskristallisation der Schliere erst gegen Schluß der Graniterstarrung beendet war und daher die Bildungszeiten beider weitgehend ineinandergreifen mußten. Eigentümliche, schon makroskopisch zu beobachtende Erscheinungen zeigen die Quarzeinsprenglinge. Um jedes Quarzkorn ist nämlich ein deutlicher Mantel von Biotitblättchen gelagert, und man möchte einen Beweis für die allothigene Einschlußnatur der Quarze darin erblicken.

L. Milch weist aber darauf hin, daß diese Mäntel, welche in den Riesengebirgsschlieren aus schmalen Biotithornblendesäumen bestehen, nichts beweisen könnten, da bestimmt allothigene Feldspateinsprenglinge keinen derartigen Mantel besäßen. Außerdem macht er auf eine Erscheinung aufmerksam, welche sich auch hier findet, daß der Biotit bisweilen im Quarzkorn selbst randlich liegt, was mehr für die authigene Natur des Quarzes spricht. Den Biotitmantel möchte L. Milch durch vorzeitige Auskristallisation des Quarzes erklären, was eine Anreicherung der basischen Gemengteile in der Nachbarschaft zur Folge gehabt hätte.

Die großen, zahlreichen Plagioklaseinsprenglinge sind sicher authigen. Wie wir sehen werden, sind sie relativ reich an Anorthit in bezug auf den Granitplagioklas. Man könnte hier an eine durch Gravitationsdifferentiation bedingte Plagioklasanreicherung im Sinne M. Schweigs (15)

oder an eine beginnende monomineralische Spaltung im Sinne von J. H. L. Vogt (16) denken.

Einsprenglinge: Plagioklas, Biotit, Quarz, Kalifeldspat.
Grundmasse: „ „ „ „

Charakteristik der Gemengteile.

Kalifeldspat als Einsprengling ist, wie Spaltblättchen zeigen, stark perthitisch durchadert; wahrscheinlich ist dadurch sein weißliches, porzellanartiges Aussehen bedingt. In der Grundmasse ist er sehr reichlich vorhanden und zum Teil als Mikroklinperthit ausgebildet.

Die Plagioklase zeigen deutlichen Zonenbau mit vielen Abstufungen und Rekurrenzen.

$\perp$ MP Auslöschung: Kern + 14°—22°, Mittelzone + 7°—14°, Hülle −2—0°.

Anorthitgehalt: Kern 30—40%, Mittelzone 25—30%, Hülle 18—20%.

Einzelne größere Individuen zeigen im Kern Stellen bis 45% An.

Ein kleiner Plagioklas in der Grundmasse ergab: Kern 35% An, Mittelzone 26% An, Hülle 17% An.

F. Becke gibt an: Kern 30% A, Hülle 18% An.

Quarz ist auch hier nicht optisch einheitlich, sondern zeigt die schon erwähnten Erscheinungen der Felderteilung, besonders deutlich bei den großen Einsprenglingen.

Der Biotit läßt besonders starke Resorptionserscheinungen erkennen. Manche Blättchen erscheinen wie ausgefranst; Quarz und Plagioklas füllen die Hohlräume aus. Daß es sich dabei nicht etwa um ältere Einschlüsse handelt, beweist das Hereinragen kleiner Apatitsäulchen vom Biotit in den Quarz. Von pleochroitischen Höfen findet sich hauptsächlich Stadium I. Stadien II und III sind selten.

Etwas Titaneisen kommt im Biotit vor.

Reichlich ist Apatit, untergeordnet auch Zirkon vorhanden.

Die Struktur der Schliere ist, wie erwähnt, besonders porphyrartig.

Die Ausscheidungsfolge der Schliere und die des umgebenden Granits greifen, wie schon erwähnt, ineinander, derart, daß die großen Kalifeldspateinsprenglinge desselben vor der feinkörnigen Hauptmasse der Konkretion auskristallisiert sind, wie die Verbandverhältnisse beweisen.

Das spezifische Gewicht beträgt nach einer Bestimmung F. Becke's: $s = 2 \cdot 67$.

In einem Dünnschliff ist der angrenzende grobkörnige, glimmerarme Granit getroffen, der sehr reichlich stark perthitisch durchaderten Kalifeldspat enthält. Ein größeres Individuum desselben zeigt unscharfe Grenzen und ist randlich wie durchsiebt von Quarzkörnern — eine Erscheinung, welche auf seine Resorption und gleichzeitige Kristallisation mit Quarz hinweist.

Unter den in geringer Menge vorhandenen Plagioklasen fand ich keine genauen Schnitte, welche zur Bestimmung geeignet sind. Ein Schnitt ungefähr $\perp \gamma$ ergibt im Kern 30% An, in der Hülle 17% An. Vergleich der Lichtbrechung mit der des Quarzes:

Kreuzstellung: $\gamma' = \omega$, $\alpha' < \varepsilon$
Parallelstellung: $\gamma' < \varepsilon$, $\alpha' < \omega$ } entspricht 16—22% An.

4. Granodiorit. Gipfel des Steinhauberges—Friedrich Wilhelmshöhe.

Das kleinkörnige graue Gestein zeigt makroskopisch weißlichen Feldspat, wenige, graue Quarzkörner, grünliche Putzen von Hornblende und schwarzbraune Biotitleistchen. Das Korn ist gleichmäßig.

Charakteristik der Gemengteile.

Kalifeldspat ist in viel geringerer Menge und Größe als im Granit vorhanden. Nur stellenweise ist er zugleich mit Quarz angereichert. Mikroklingitterung ist wieder hie und da zu erkennen.

Quarz bildet allotriomorphe Ausfüllungen als letzte Ausscheidung.

Plagioklas.

$\perp$ MP Auslöschung Kern $+24—27°$, Hülle $+14°$

Anorthitgehalt „ 45—50% An „ 30% An.

F. Becke gibt den gleichen Anorthitgehalt an.

Da Doppelzwillinge nach dem Karlsbader und Albitgesetz in diesem Gestein sehr häufig sind, waren Kontrollbestimmungen leicht durchzuführen — sie ergaben gut übereinstimmende Werte. In manchen Plagioklasen zeigt der Kern wieder Korrosionserscheinungen.

Der Biotit zeigt einen normalen Pleochroismus: γ rotbraun und α blaßgelb. Randlich ist der Biotit bisweilen blaß gelbgrün, wahrscheinlich handelt es sich dabei um eine beginnende Zersetzung. Abgesehen davon findet eine andere Umwandlung sowohl randlich als auch im Innern in ein schwach gelbliches, zweiachsig positives Mineral, mit α in der Längsrichtung und mittlerer Doppelbrechung statt, welches unter gekreuzten Nikols nicht einheitlich auslöscht: vielleicht Prehnit (?). Pleochroitische Höfe sind selten und stimmen mit den Stadien I und II überein.

Die Hornblende bildet keine einheitlichen Individuen, sondern tritt in wirrschuppigen Aggregaten auf, in denen häufig farblose Kerne und zahlreiche Biotitfetzchen liegen. Erstere entsprechen einem monoklinen optisch positiven Pyroxen mit mäßig großem Achsenwinkel um γ, an dem man hie und da feine Spaltrisse (?) $\parallel 001$ erkennt. Aus ihm ist wenigstens teilweise die Hornblende hervorgegangen, welche folgenden Pleochroismus zeigt: γ grasgrün mit Stich ins Blaue, β schmutzig grün mit gelbem Stich, α blaßgelbgrün. Der Grund für die Uralitisierung ist vielleicht in einer kontaktmetamorphen Einwirkung des Hauptgranites zu suchen.

Von Nebengemengteilen tritt hier Titanit mit einem Pleochroismus: braunrot, blaßrosa zum erstenmal auf; Titaneisen ist sein Begleiter.

Dazu kommt noch Apatit und wenig Zirkon.

Die Struktur ist hypidiomorphkörnig.

Die Ausscheidungsfolge ist normal. Zirkon, Apatit, Erz vor Titanit, vor Pyroxen, vor Hornblende und Biotit, vor Plagioklas, vor Kalifeldspat, vor Quarz.

Das spezifische Gewicht des Gesteins beträgt nach einer Bestimmung F. Beckes $s = 2{\cdot}73$.

5. Glimmerdiorit. Brückelhau nördlich von Marienbad.

Ein von Prof. Rosiwal gesammeltes Handstück stammt aus dem Baumaterial der Zyklopenmauer von der Marienbader Talsperre, welches aus den Steinbrüchen des Brückelhau bezogen wurde, man kann daher letzteren primären Fundort dafür annehmen. Eine Bestätigung dieser Annahme bildet außerdem der Umstand, daß ein von Hofrat Becke im Brükelhau gesammeltes Stück fast in jeder Beziehung (es enthält etwas mehr helle Gemengteile und Titanit besonders reichlich) mit dem vorigen übereinstimmt, so daß hier die Beschreibung der zwei Stücke zusammengefaßt werden kann.

Es ist ein mittelkörniges Gestein, welches durch das Auftreten von großen braunen Biotittafeln sein charakteristisches Gepräge erhält. Es sieht so aus, als ob diese Biotite mit ihren Endflächen annähernd parallel gestellt wären. Im übrigen erkennt man grauen Plagioklas, hellgrüne Säulchen von Hornblende, kleine gelbbraune, stark glänzende Titanitkriställchen und schwarze Erzkörner.

Charakteristik der Gemengteile.

Plagioklas bildet dick, selten dünntafelige Individuen, meist Doppelzwillinge. Zonenstruktur ist gut entwickelt mit undeutlichen Rekurrenzen, wobei wieder stellenweise die Hülle buchtenförmig in den Kern eingreift.

$\perp$ MP Auslöschung $+29°$ Kern, $+16°$ Hülle } Mittelwert.
Anorthitgehalt 55% „ 32% „

Der Anorthitgehalt zeigt Schwankungen: im Kern 50—60% An, Hülle 30—35% An.

Hie und da weisen die Plagioklase Verbiegungen auf; in einem Schliff ist ein Karlsbader Zwilling der Breite nach in mehrere Teile zerbrochen, wobei die Zwischenräume von Kalifeldspat, Quarz und Chlorit ausgefüllt sind. Kalifeldspat ist nur in geringer Menge in allotriomorphen Fetzchen und als Spaltenausfüllung zu finden.

Quarz zeigt undulöse Auslöschung.

Der Biotit macht schon makroskopisch einen helleren Eindruck als im Granit; dieselbe Erscheinung drückt sich mikroskopisch durch den schwächeren Pleochroismus; γ rotbraun, α blaßgelb und die etwas niedrigere Doppelbrechung aus. $\gamma - \alpha = 0{\cdot}059$.

Der Grund dafür ist wohl in der bekannten Gesetzmäßigkeit zu suchen, daß die Biotite in den basischen Tiefengesteinen reicher an Mg und ärmer an Fe sind, als in den sauren. Ich bestimmte ferner den Brechungsquotienten γ des Biotites durch Vergleich mit stark lichtbrechenden Flüssigkeiten.

$$\gamma = 1.653, \text{ bei } \gamma - \alpha = 0.059; \text{ daher } \alpha = 1.594.$$

Ein schon erwähntes Resorptionsphänomen ist besonders schön an der Grenze des Biotits gegen den Plagioklas entwickelt. Es besteht in fieder-, bzw. farnkrautähnlichen Abscheidungen von Leukoxen, was auf einen starken Titangehalt des Glimmers schließen läßt. Die großen Biotitblätter enthalten außer zahlreichen Einschlüssen von Zirkon und Apatit,

Titaneisen und Titanit auch solche von Hornblende und Plagioklas. Sehr ausgeprägt ist eine Druckzwillingslammellierung bei den großen Biotiten. Sie bedingt auf der Endfläche die wellige Auslöschung mit wandernden Schatten.

Unter den pleochroitischen Höfen sind besonders die Stadien I und III sehr schön, um winzige nicht näher bestimmbare Einschlüsse entwickelt.

Die Hornblende ist von blasser Farbe; vorwiegend finden sich grüne, daneben auch mehr braungrüne Töne. In derselben Weise, wie F. Becke (13) in seiner Tonalitarbeit angibt, ist auch hier manchmal eine grüne Hülle um einen unregelmäßig begrenzten braungrünen Kern vorhanden. Wie F. Becke feststellt, handelt es sich dabei nicht bloß um ein einfaches zonares Wachstum, da die braungrüne Hornblende meist ganz verschwommene inselartige Flecken in der grünen bildet, sondern es spielen dabei auch molekulare Umwandlungen während der magmatischen Erstarrung mit.

Pleochroismus der Hornblenden.

Grüne Hornblende: γ graugrün mit blau, β grüngrau mit gelb, α blaßgelb

Braungrüne Hornblende: γ olivgrün, β grünbraun, α blaßbraun.

Die grünen Hornblenden sind den uralitischen Hornblenden der Gabbroamphibolite des niederösterreichischen Waldviertels, welche A. Marchet (17) beschrieben hat, sehr ähnlich. Hier wie dort sind Pyroxenreste vorhanden. Der Pleochroismus der Hornblenden aus dem Waldviertel ist fast der gleiche:

γ blaugrüngrau, β grüngrau, α gelbgrüngrau nach A. Marchet.

Bei beiden Hornblenden ist ferner die gleiche Erscheinung vorhanden, daß nämlich die Färbung in den äußersten Zonen manchmal kräftiger wird, was auf eine Zunahme des Eisengehaltes am Rande schließen läßt.

Pleochroitische Höfe sind auch in der Hornblende ziemlich zahlreich vorhanden, doch wegen ihrem schwachen Pleochroismus undeutlicher als im Biotit. In einem Schliffe finden sich kräftige, pleochroitische Höfe um zersetzte graubraune Körner (Orthit?). Titanit und Titaneisen finden sich sehr reichlich; ersterer ist häufig von dunklen Säumen in Biotit und Hornblende umgeben, welche wahrscheinlich pleochroitische Höfe darstellen. Ein in Biotit eingeschlossener Titanit zeigt die bekannte Druckzwillingsstreifung nach einer irrationalen Fläche.

Apatit ist häufig, Zirkon im Gegensatz zu den Graniten sehr selten. Etwas Kies, wahrscheinlich Pyrit kommt vor.

Struktur und Ausscheidungsfolge sind normal.

Chemische Analyse.

Eine Analyse dieses Gesteins wurde nach den Methoden von R. Mauzelius ausgeführt, die Wasserbestimmung nach Brush-Penfield. Ich möchte an dieser Stelle Herrn Dr. A. Marchet für die Einführung in die Gesteinsanalyse bestens danken. Leider stand mir nur sehr wenig Material zur Verfügung, so daß die

Analyse keinen Anspruch auf eine Durchschnittszusammensetzung im weiteren Sinn erheben kann. Das Gestein ist verhältnismäßig gut erhalten, wenn auch die Plagioklase etwas getrübt sind und die ersten Spuren von Chloritisierung sich beim Biotit zeigen.

Analyse Nr. 1. Glimmerdiorit vom Brückelhau.

	Gewichtsprozente[1]	Mol.-Quot. × 10.000	
SiO_2	54·02	8958	
TiO_2	2·46	307	
Al_2O_3	18·34	1795	
Fe_2O_3	1·48	93	
FeO	6·29	875	
MnO	0·16	22	
MgO	3·68	913	Spez. Gew. des Gesteins:
CaO	6·89	1228	$s = 2·829$.
Na_2O	3·51	567	
K_2O	2·38	253	
P_2O_5	0·45	32	
S	0·05	16	
BaO	0·02	1	
H_2O+	0·58	322	
H_2O-	0·12	—	
	100·43		

Aus der Analyse wurde wieder der Mineralbestand zu rechnen versucht, wobei die sich aus der Optik ergebende mittlere Plagioklaszusammensetzung sowie die volumprozentisch bestimmten Verhältnisse zwischen Titanit und Titaneisen, Biotit und Kalifeldspat herangezogen werden mußten. Für Biotit und Hornblende wurde eine ihren optischen Eigenschaften ungefähr entsprechende Zusammensetzung angenommen. Der nur spärlich vorkommende Pyroxen sowie ein etwa vorhandener Gehalt des Biotits an Na_2O, der Hornblende an K_2O wurden bei der Berechnung nicht berücksichtigt. Das Resultat derselben ist in den folgenden Tabellen S. 275 gegeben.

6. Diorit. Brückelhau.

Dieses Gestein ist dunkler als das vorige, da es mehr Hornblende und weniger Quarz enthält. Makroskopisch erkennt man sonst die gleichen Gemengteile.

Charakteristik der Gemengteile.

Die Plagioklase, vorwiegend in schmalen länglichen Karlsbader Doppelzwillingen auftretend, besitzen eine ungemein scharfe Zonenstruktur ohne Rekurrenzen und Resorptionserscheinungen, wie bei den vorhergehenden Gesteinen.

⊥ MP. Auslöschung . . Kern + 31 bis 36°, Hülle 0 bis + 14°
„ 60—70%, „ 20—30% An.

F. Becke gibt an: Kern 60 bis 70%, Hülle 30% An.

[1]) Bezogen auf lufttrockene Substanz.

Kalifeldspat ist nur in Spuren vorhanden.

Auch Quarz ist nur sehr wenig zu beobachten.

Biotit zeigt eine Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0{\cdot}058$, also wieder geringer als im Granit. Die schon öfters erwähnten Resorptionserscheinungen treten hier auch auf. Von pleochroitischen Höfen finden sich die Stadien I und II am häufigsten. Um ein dunkles Korn (vielleicht Titaneisen?) tritt ausnahmsweise auch das Stadium V auf. Um einen inneren Hof von heller Färbung ist ein dunklerer Ring gelagert, dessen Breite der Differenz der Reichweiten von ThC und Jonium nach G. Hövermann entspricht, wobei also Th- und Radiumelemente gleichzeitig vorhanden sind.

Die Hornblende ist von der des vorigen Gesteines nicht unterscheidbar, auch hier sind vorwiegend blaßgrüne Farbtöne vorhanden. Bei der grünen Hornblende fand ich $\gamma - \alpha = 0{\cdot}025$ und $c\gamma = 15^1/_2°$. Ferner versuchte ich in einem Schnitt schief zu α ihren Achenwinkel mittels Zeichentisch zu messen. Der gefundene Wert $2\,V\alpha = 74°$ ist nicht genau, weil die Hyperbeln im konoskopischen Bild nahe am Gesichtsfeldrand lagen. Wahrscheinlich ist $2\,V\alpha$ in Wirklichkeit etwas höher. Dispersion—Achse A sehr schwach $\rho > v$, Achse B $\rho > v$.

Spaltbarkeit nach 110, untergeordnet nach 001. Zwillinge nach 100 sind häufig.

Zum Vergleich seien wieder die uralitischen Hornblenden des Waldviertels herangezogen. Die optischen Daten nach Marchet sind: Uralitische Hornblende aus dem Gabbroamphibolit von Rehberg.

$$A\ \rho > v. \quad B\ \rho > v. \quad c\gamma = 13^1/_2°. \quad \gamma - \alpha = 0{\cdot}026. \quad 2\,V\alpha = 70°.$$

Von den braungrünen Hornblenden konnten wegen ihrer Kleinheit und Unregelmäßigkeit keine exakten Werte gefunden werden, doch scheinen Doppelbrechung und Auslöschungsschiefe bei ihnen kleiner zu sein. Außer zahlreichen Titaneisen und Titaniteinschlüssen kommen auch Plagioklase in der Hornblende vor; ein Zeichen, daß die Plagioklasabscheidung weit zurückreicht. Wieder sind ferner zahlreiche Biotitfetzchen und Pyroxenkerne vorhanden.

In einem Fall, wo ein etwas größerer farbloser Pyroxenkern von blaßgrüner Hornblende rings umgeben ist, handelt es sich um eine richtige uralitische Verwachsung, da nach den konoskopischen Bildern die 010-Fläche und die c-Achse beiden gemeinsam sind.

An einigen Stellen ist die Hornblende $\parallel$ mit Biotit verwachsen. (001) des Biotits $\parallel$ mit (100) der Hornblende.

Titaneisen und Titanit, vor allem letzterer, sind in geringerer Menge als in den Glimmerdioriten vorhanden. Dafür ist hier der Magnetkies etwas angereichert. Apatit ist häufig, Zirkon scheint zu fehlen.

Struktur und Ausscheidungsfolge sind wieder normal.

Das spezifische Gewicht des Gesteins beträgt nach einer Bestimmung F. Beckes: $s = 2{\cdot}88$.

Es soll hier noch das Auftreten von Arsenkiesgängen in den eben besprochenen dioritischen Gesteinen des Brückelhau erwähnt werden, wie aus Notizen A. Rosiwals hervorgeht.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	S
Pyrit FeS_2	.	.	.	.	8	.	.	.	.	.	.	.	16
Titaneisen $FeO\,TiO_2$	.	130	.	.	130	.	.	.	.	.	.	.	.
Titanit $CaO\,SiO_2\,TiO_2$	86	86	.	.	.	.	.	86	.	.	.	.	.
Apatit $CaF_2\,9CaO\,3P_2O_5$	.	.	.	.	.	.	.	106	.	.	.	32	.
Plagioklas $Na_2O\,Al_2O_3\,6SiO_2$	3252	.	542	.	.	.	.	.	542	.	.	.	.
Plagioklas $CaO\,Al_2O_3\,2SiO_2$	1570	.	785	.	.	.	.	785	.	.	.	.	.
Kalifeldspat $K_2O\,Al_2O_3\,6SiO_2$	210	.	35	.	.	.	.	.	.	35	.	.	.
Biotit $K_2O\,H_2O\,2R_2O_3\,4SiO_2$	.	.	358	62	.	.	.	.	.	218	202	.	.
Biotit $8RO\,4SiO_2$	1249	91	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Hornblende $CaO\,2RO\,R_2O_3\,3SiO_2$	.	.	.	.	484	16	500	.	.	.	.	.	.
Hornblende $CaO\,3RO\,4SiO_2$	243	.	50	31	53	6	103	81	.	.	.	.	.
Hornblende $R_2O\,Al_2O_3\,4SiO_2$	680	.	.	.	200	.	310	170	.	.	.	.	.
Hornblende $H_2O\,SiO_2$	100	.	25	.	.	.	.	.	25	.	.	.	.
Quarz SiO_2	75	.	.	.	.	.	.	.	.	.	75	.	.
	1493	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Summe..	8958	307	1795	93	875	22	913	1228	567	253	277	32	16

Gewichtsprozente

Spez. Gew. des Gesteins beobachtet $s = 2{\cdot}829$; berechnet $s = 2{\cdot}838$.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	S	Summe p	spez. Gew. s	$\frac{p}{s}$	berechnet Vol. %	beobachtet Vol.%
Pyrit	.	.	.	.	0·06	.	.	.	.	.	.	.	0·05	0·11	5·19	0·02	0·06	0·3
Titaneisen	.	1·04	.	.	0·93	.	.	.	.	.	.	.	.	1·97	4·7	0·42	1·19	1·4
Titanit	0·52	0·69	.	.	.	.	.	0·48	.	.	.	.	.	1·69	3·4	0·50	1·42	1·7
Apatit	.	.	.	.	.	.	.	0·60	.	.	.	0·45	.	1·05	3·2	0·33	0·93	1·1
Plagioklas	29·08	.	13·55	.	.	.	.	4·40	3·36	.	.	.	.	50·39	2·68	18·80	53·24	53·4
Kalifeldspat	1·27	.	0·36	.	.	.	.	.	.	0·33	.	.	.	1·96	2·56	0·77	2·18	2·2
Biotit	7·53	0·73	3·66	0·99	3·48	0·12	2·02	.	.	2·05	0·36	.	.	20·94	3·0	6·98	19·77	20·2
Hornblende	6·62	.	0·77	0·49	1·82	0·04	1·66	1·41	0·15	.	0·14	.	.	13·10	3·2	4·09	11·58	10·4
Quarz	9·00	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	9·00	2·65	3·40	9·63	9·3
Summe..	54·02	2·46	18·34	1·48	6·29	0·16	3·68	6·89	3·51	2·38	0·50	0·45	0·05	100·21		35·31	100·00	100·0

7. Augit—Diorit. Geräum an der Straße Marienbad—Königswart.

Von Hofrat F. Becke wurden Lesestücke dieses interessanten Gesteines gefunden. Das Anstehende dürfte nicht weit davon entfernt sein.

Seine etwas ungewöhnliche Zusammensetzung läßt darauf schließen, daß das Gestein keine große Mächtigkeit besitzt; vielleicht kommt es in vereinzelten Linsen vor. Jedenfalls gehört es zur Marienbader Tiefengesteinsgruppe, u. zw. stellt es das basischste Glied der hier besprochenen Diorite dar. Die genauere Stellung dieses Gesteins ist problematisch und die Bezeichnung Augit-Diorit als eine provisorische anzusehen.

Ich hoffe später noch Gelegenheit zu haben, dieses Gestein aufzusuchen und im geologischen Zusammenhang mit seiner Umgebung zu studieren, da erst dann ein abgeschlossenes Urteil darüber zu gewinnen sein wird.

Makroskopisch sieht man rötlichbraune, wie Kupfer aufglänzende Biotitblättchen, deren Glanz — wie wir später sehen werden — auf gesetzmäßig orientierte Einschlüsse zurückzuführen ist, ferner blaugraue Plagioklase, graugrüne Körner, welche einem monoklinen Pyroxen entsprechen, ein strahliges, gelbgrünes Mineral, welches sich mikroskopisch als Antophyllit erweist, und tombakfarbene Körner von Magnetkies in dem mittelkörnigen Gestein. Unter dem Mikroskop erkennt man außerdem rhomischen Pyroxen, monokline Hornblende, viel Apatit und wenig Quarz, sowie dunkles Erz.

Alle Gemengteile sind in folgender Reihe ungefähr nach abnehmender Menge geordnet: Plagioklas, monokliner Pyroxen, Biotit, rhombischer Amphibol, rhombischer Pyroxen, monokliner Amphibol, Apatit und Magnetkies, Quarz und dunkles Erz.

Es soll noch erwähnt werden, daß an dem Handstück eine lichte schlierenartige Bildung zu sehen ist.

Charakteristik der Gemengteile.

Die Plagioklase zeigen Zonenstruktur mit basischen Rekurrenzen. Da es sich dabei um sehr anorthitreiche Glieder handelt, ist die Bestimmung auf Schnitten $\perp$ MP unscharf; ich legte daher mehr Wert auf Bestimmungen von geeigneten Karlsbader Doppelzwillingen, welche sehr zahlreich vorhanden sind.

Eine Reihe von Messungen ergab im Mittel: Kern 70—80% An, Hülle 50—60% An.

F. Becke gibt an: Kern 70% An, Hülle 60% An.

Dr. A. Köhler fand: Kern 82% An, Hülle 61% An.

Die Erscheinung einer An-reichen basischen Rekurrenz läßt sich durchgehend verfolgen.

Quarz ist nur wenig vorhanden. Stellenweise ist er angereichert und dann häufig von strahligen Büscheln ganz blaßgrüner Hornblende erfüllt.

Kalifeldspat ist nicht zu erkennen.

Der Biotit mit einem Pleochroismus: γ rotbraun, α blaßgelb zeigt keine pleochroitischen Höfe. Parallel zur Endfläche ist fast durchwegs ein ganzes Gitterwerk von dunklen, sich unter einem Winkel von 60°, bzw. 120° kreuzenden Nädelchen eingelagert. Diese bestehen aus Rutil oder Titaneisen, wahrscheinlich aus letzterem, da man beobachten kann, wie sie von größeren Titaneiseneinschlüssen ausstrahlen. Abgesehen davon ist der Biotit stellenweise gebleicht, was so weit führen kann, daß er unter Abscheidung von zahlreichen nelkenbraun durchscheinenden Ilmenittäfelchen optisch isotrop wird — eine Art Baueritisierung. Dem Erhaltungszustand des Biotits gemäß konnte ich seine Doppelbrechung an einem relativ reinen Schnitt unscharf zu $\gamma = \alpha = 0{\cdot}057$ bestimmen. Der zahlreich vorhandene monokline Pyroxen ist nach F. Becke wegen seines geringen Achsenwinkels zum Enstatitaugit zu stellen.

Die von F. Becke gefundenen optischen Daten sind die folgenden: $2\,V\,\gamma = 44°$, $\gamma - \alpha = 0{\cdot}026$, $c\,\gamma = 43°$, blasse Färbung, Streifung nach 001 in den Schnitten nach 010. Ich habe diesen Angaben nur weniges hinzuzufügen. Es ist ein minimaler Pleochroismus vorhanden: γ blaßrötlich, α und β fast farblos.

In Schnitten nach 010 kommt bisweilen zu der Streifung nach 001 eine Zwillingsbildung nach 100 hinzu, so daß federfahnenähnliche Gebilde entstehen, wie sie schon W. Wahl (18) in seiner Arbeit über die Enstatitaugite beschrieben hat. Randlich, manchmal auch im Innern der Pyroxene findet sich sekundär eine bräunliche Hornblende, die ihrerseits wieder in ganz blaßgrüne strahlige aktinolithartige Bildungen übergeht.

Neben diesen monoklinen Pyroxenen kommen auch solche von geringerer Doppelbrechung und gerader Auslöschung, also rhombische Pyroxene untergeordnet vor, die man wegen ihrer blassen Färbung und ihres sehr schwachen Pleochroismus: γ blaßgrün, β farblos und α blaßrötlichgelb zunächst zum Enstatit, bzw. Bronzit stellen möchte.

Die übrigen optischen Daten stimmen jedoch für einen Hypersthen: optisch —, Dispersion $\rho > v$, Lichtbrechung höher als beim Enstatitaugit (an Hypersthneinschlüssen in diesem erkennbar). An einem Schnitt fast $\perp \alpha$ bestimmte ich den Achsenwinkel $2\,V\,\alpha$ zu ungefähr 55°. Nach der Tabelle von J. Mrha (19) würde das einem Gehalt von ungefähr 49% $FeSiO_3$ entsprechen. Dieser hohe Eisengehalt steht in auffallendem Widerspruch zu dem geringen Pleochroismus des Hyperthens. Andererseits scheinen blasse Hypersthene mit kleinem Achsenwinkel öfters vorzukommen. So fand ich in Dünnschliffen eines Hypersthengabbros von Waidhofen a. d. Thaya aus dem Waldviertel, welche mir Herr Dr. L. Waldmann freundlichst zur Durchsicht zur Verfügung stellte, bei ganz ähnlichen, fast farblosen Hypersthenen einen Achsenwinkel $2\,V\,\alpha$ um 50° herum. Auch in der Arbeit von A. Weich (20) sind Hypersthene mit schwachem Pleochroismus und kleinem Achsenwinkel (53—66°) angegeben.

An demselben Schnitt fast $\perp \alpha \parallel 010$ lassen sich noch zwei weitere Beobachtungen machen. Erstens sieht man bei Dunkelstellung des Hypersthens schmale helle Lamellen $\parallel \gamma$ in Zwillingsstellung symmetrisch zu 100, welche wahrscheinlich einem monoklinen Pyroxen angehören.

Zweitens erscheint der Hypersthen randlich und auch im Innern von Sprüngen aus in eine fast farblose Hornblende umgewandelt, welche dieselbe gerade Auslöschung hat. Die nähere Untersuchung zeigt, daß es sich um eine rhombische Hornblende handelt, welche ∥ zur Achsenebene ∥ 010 getroffen ist und daher mit dem Hypersthen $\perp a$ ∥ 010 getroffen, parallel verwachsen erscheint.

Die optischen Daten für den Antophyllit sind folgende: optisch —, $\rho > v$, γ blaßgrüngrau, α farblos; $\gamma - \alpha = 0{\cdot}018$.

Am Rande des Antophyllits gegen den angrenzenden Plagioklas zu sieht man kleine Fortwachsungen mit einem Pleochroismus: γ braungrün, α blaßgrün, anscheinend schiefer Auslöschung und höherer Doppelbrechung — vielleicht monokline Hornblende. Auch die übrigen Hypersthene zeigen teilweise Umwandlung in Antophyllit, wobei sich öfters eine bräunliche Zone von talkartiger Substanz zwischen beiden befindet; eine gesetzmäßige Verwachsung wie in dem oben beschriebenen Fall ist dagegen nicht durchgreifend vorhanden.

Neben der rhombischen Hornblende, welche durchwegs sekundär zu sein scheint, kommt, wie schon erwähnt, auch monokline Hornblende, teils als Umrandung des Enstatitaugits und als Fortwachsung des Antophyllits, teils auch in einigen wenigen selbständigen Individuen vor. Von diesen letzteren bräunlich gefärbten Hornblenden kommen Fortwachsungen in Form von blaßgrünen strahlig angeordneten Nadeln mit Vorliebe im Quarz als jüngere Bildungen vor. Am schönsten kann man diese Erscheinung in einer Gesteinszone machen, in der die Pyroxene fast gänzlich in Hornblende umgewandelt sind, die Biotite unter Abscheidung von Epidot und Titanmineralien gebleicht erscheinen und Quarz sowie Apatit sehr angereichert sind. Schon makroskopisch ist die Zone am Aufglänzen der ungefähr parallel gestellten, einheitlich spiegelnden Hornblenden zu erkennen.

Von Nebengemengteilen kommt auffallend viel Apatit und reichlich Magnetkies vor. Dunkles Erz ist nur wenig vorhanden.

Die Struktur erhält durch die frühe Ausscheidung der Plagioklase und ihre teils leistenförmige Ausbildung eine entfernte Ähnlichkeit mit der ophitischen. Die Ausscheidungsfolge ist die folgende: Zuerst Apatit, Magnetkies, dunkles Erz. Dann Plagioklas vor Hypersthen, vor Enstatitaugit und Antophyllit, vor monokliner Hornblende (dabei bräunliche Hornblende vor blaßgrüner) und Biotit. Quarz zum Schluß.

$s = 2{\cdot}93$ Bestimmung von F. Becke.

In einem Olivingabbro, welches F. Martin (21) beschreibt, ist folgende Altersfolge:

Olivin vor Hypersthen — Antophyllit — braune Hornblende — farblose Hornblende — grüne faserige Hornblende usw. Auch dort tritt also eine ähnliche Folge mit Antophyllit nach Hypersthen auf.

Eine gesetzmäßige Verwachsung von Antophyllit und Hypersthen ist dagegen meines Wissens in der Literatur noch nicht beschrieben worden; sie stellt ein Gegenstück zur Uralitisierung dar. Bei ihrer Auffindung ist mir Herr Dozent Dr. A. Marchet behilflich gewesen.

Ich möchte ihm hier für alle seine Anleitungen bestens danken, sowie auch Herrn Dozent Dr. A. Köhler und Herrn Dr. L. Waldmann für ihre vielen Anregungen.

Ganggesteine.

Es folgt nun eine Reihe von zugehörigen Ganggesteinen, welche teils in den Tiefengesteinen selbst, teils in den kristallinen Schiefern auftreten und die letzten Nachschübe in der magmatischen Entwicklung darstellen. Unter den mir hier vorliegenden lassen sich aplitische und granitporphyrische Ganggesteine unterscheiden, von denen letztere zum Teil aplitische, zum Teil lamprophyrische Tendenz zeigen.

Aplitische Ganggesteine.

Aplit im Amphibolit. Hamelikaberg, östlich von Café Panorama.

Es liegt ein sehr feinkörniges blaßrotes Handstück vor, an dem man mit freiem Auge nur zersetzte Biotitschüppchen erkennen kann. Randlich auf einer Seite nimmt das Gestein etwas größeres Korn an.

Unter dem Mikroskop löst sich die feinkörnige Masse in ein Gemenge von vorwiegend Kalifeldspat und Quarzkörnern auf; ganz untergeordnet kommen Plagioklasindividuen vor.

Charakteristik der Gemengteile.

Kalifeldspat ist stark perthitisch durchadert. Mikroklingitterung kommt vor.

Die Plagioklase zeigen undeutliche Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz. Karlsbader und Periklingesetz scheinen nicht vorzukommen.

Auslöschung	$\perp$ MP $-11°$,	$\perp \alpha - 16°$	} Zonarstruktur sehr
Anorthitgehalt	9% An,	5% An	} undeutlich.

Quarz kommt außer in undulösen verzahnten Körneraggregaten massenhaft tropfenförmig im Kalifeldspat vor, der dadurch ganz durchlöchert erscheint.

Ganz zersetzter Biotit ist spärlich vorhanden. Apatit und Zirkon kommen nur in Spuren vor. Erz fehlt.

Die Struktur ist panallotriomorphkörnig mit einer Annäherung an die hypidiomorphkörnige im gröber körnigem Rand.

Die rosa Farbe des Gesteins wird durch Eisenhydroxydabscheidungen bedingt, welche sich vorzugsweise in Rissen absetzten. Die Plagioklase sind stark getrübt. Der Erhaltungszustand des Gesteines ist daher nicht besonders gut, was bei der folgenden Analyse mitberücksichtigt werden muß.

Eine Überprüfung derselben und der folgenden Analyse durch die Berechnung des Mineralbestandes wurde wegen Schwierigkeiten in der Volumprozentbestimmung, welche teils in der Feinkörnigkeit, teils in der porphyrischen Struktur der Gesteine gelegen sind, nicht durchgeführt.

Analyse Nr. 9. Analytiker: Dr. O. Hackl. Aplit — Hamelikaberg.

	Gewichtsprozente[1])	Mol.-Quot. × 10.000	
SiO_2	75·10	12.454	
TiO_2	Spur		
Al_2O_3	12·80	1.252	
Fe_2O_3	Spur		
FeO	1·31	182	
MnO	0·005		
MgO	0·08	20	Spez. Gew. des Gesteins
CaO	0·28	50	$s = 2·60$
Na_2O	3·29	531	
K_2O	7·18	762	
P_2O_5	0·05	4	
CO_2	0·07	16	
H_2O+	0·33	183	
H_2O-	0·06		
	100·55		

Bei der Analyse ist die hohe Zahl der Alkalien in Beziehung zur Tonerdezahl auffallend. Die Summe der Molekularquotienten von K_2O und Na_2O ist größer als der Molekularquotient von Al_2O_3!

Turmalinaplit. Rehknock an der Straße nach Königswart.

In dem kleinkörnigen (lichtgrauen) hellen Gestein lassen sich mit freiem Auge silberglänzende Muskovitschüppchen, graue Quarzkörner und weißliche Feldspate unterscheiden. In bandartigen Zügen ist schwarzer Turmalin angereichert.

Charakteristik der Gemengteile.

Kalifeldspat ist wieder stark perthitisch durchadert mit teilweiser Gitterung. Häufig ist er mit Plagioklas unregelmäßig verwachsen, wobei dieser meistens den Kern bildet. An der Grenze beider ist es stellenweise zu Myrmekitbildung gekommen mit sehr spärlichen Quarzstengeln, entsprechend der Verdrängung eines albitreichen Plagioklases.

Plagioklas ist bedeutend mehr als im vorigen Gestein vorhanden. Gut entwickelt ist scharfe Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz.

Auslöschung $\perp$ MP $-10°$, $\perp \alpha - 13°$ } undeutliche
Amorthitgehalt 10% An, 9% An } Zonarstruktur.

Hie und da treten Verbiegungen an den Plagioklasen auf.

Der reichlich vorhandene Quarz zeigt undulöse Auslöschung, mit der erwähnten zickzackförmigen Felderteilung. Manchmal weist er beginnende Mörtelstruktur auf.

Muskovit kommt in zweiachsigen, farblosen Blättchen vor, welche teils in gebogenen Flasern Quarz und Feldspatkörner umschmiegen, teils sekundär in den Feldspaten auftreten.

Wenig Biotit ist vorhanden. Ein Blättchen ist parallel mit Muskovit verwachsen, wobei letzterer charakteristischerweise außen liegt.

Auch sekundärer Chlorit kommt mit Biotit parallel verwachsen vor.

[1]) bezogen auf lufttrockene Substanz.

Turmalin zeigt deutliche Zonenstruktur, wobei die Kerne heller erscheinen.

Kern $\omega = \gamma$ — graugrün, $\varepsilon = \alpha$ — blaßgraugrün; Hülle ω — braun, ε — blaßbraun, stärker doppelbrechend.

Es kommen in ihm schmutzig blaugrüne pleochroitische Höfe um nicht näher erkennbare Einschlüsse vor. Manchmal ist er poikilitisch mit Quarz durchwachsen.

Wenig Apatit ist vorhanden. Zirkon in Spuren. Erz fehlt.

Die Struktur ist hypidiomorph-körnig, durch Druckwirkungen beeinflußt. Ausscheidungsfolge: Apatit und Zirkon vor Biotit, Plagioklas vor Kalifeldspat und Quarz. Muskovit und Turmalin relativ spät gebildet.

Abgesehen von sekundärer Muskovitbildung zeigen die Feldspate, besonders die Plagioklase eine leichte bräunliche Trübung.

Turmalinaplit. Rehknock.

Analyse Nr. 8. Analytiker Dr. O. Hackl.

	Gewichtsprozente[1]	Mol.-Quot. × 10.000	
SiO_2	73·60	12.206	
TiO_2	0·09	11	
Al_2O_3	14·67	1.435	
Fe_2O_3	0·57	36	
FeO	1·31	182	
MnO	0·004		
MgO	0·22	55	
CaO	0·40	71	Spez. Gew. des Gesteins
Na_2O	3·66	590	$s = 2·65$
K_2O	3·28	348	
P_2O_5	0·23	20	
CO_2	0·07	16	
B_2O_3	0·72		
F	0·06		
H_2O+	0·43	239	
H_2O-	0·20		
	99·56 — 0·03 (O für F) — **99·53**		

Der hohe Tonerdeüberschuß der Analyse hat wohl in dem reichlichen Muskovitgehalt und dem Auftreten von Turmalin seine Begründung.

Aplitischer Ganggranit.

Östliches Teichufer der Marienbader Talsperre.

An dem mittelkörnigen Gestein erkennt man mit freiem Auge rötlichen Plagioklas, weißlichen Kalifeldspat, graue Quarzkörner und zersetzte Biotitschüppchen.

Charakteristik der Gemengteile.

Kalifeldspat ist vorwiegend Orthoklasmikroperthit mit untergeordneter Mikroklingitterung. Karlsbader Zwillinge sind häufig. Gegen den Quarz zeigt er idiomorphe Begrenzung.

[1] bezogen auf lufttrockene Substanz.

Plagioklas ist stärker zersetzt und von zahlreichen Eisenoxydhydratabscheidungen erfüllt, welche ihn makroskopisch rötlich erscheinen lassen. Alle drei Zwillingsbildungen treten auf.

$\perp$ *MP* Kern $-6°$, Hülle $-11°$.
Kern 14% An, Hülle 8% An. Zonarstruktur unscharf.

Quarz hat sich zuletzt abgeschieden. Er zeigt die bekannten auf Druckwirkung beruhenden Erscheinungen.

Die Biotite sind stark zersetzt; z. T. sind sie in Chlorit, teils in Muskovit verwandelt. Pleochroitische Höfe sind selten und undeutlich.

Muskovit ist anscheinend durchwegs sekundär, z. T. aus Biotit, teils aus den Feldspaten entstanden.

Von Nebengemengteilen kommen Apatit, etwas Zirkon, dunkles Erz und Schwefelkies vor. Aus letzterem sind rote Schüppchen von Hämatit sekundär entstanden.

Die Struktur ist hypidiomorphkörnig, die Ausscheidungsfolge normal.

Aus dem mikroskopischen Bilde geht hervor, daß das Gestein nicht mehr ganz frisch ist.

Ganggranit von der Talsperre.

Analyse Nr. 7, Analytiker Dr. O. Hackl.

	Gewichtsprozente[1]	Mol.-Quot. × 10.000	
SiO_2	72·02	11.944	
TiO_2	0·21	26	
Al_2O_3	15·35	1.502	
Fe_2O_3	0·16	10	
FeO	1·74	242	
MnO	0·01	1	
MgO	0·40	99	Spez. Gew. des Gesteins:
CaO	0·70	125	$s = 2·63$
Na_2O	3·95	637	
K_2O	4·34	461	
P_2O_5	0·20	14	
CO_2	0·11	25	
H_2O+	0·73	405	
H_2O-	0·14		
	100·06		

Granitporphyrische Ganggesteine mit aplitischer Tendenz.

Granitporphyr hell. Gang im Granit beim Mühlbergreservoir.

In einer sehr feinkörnigen, grauen Grundmasse blitzen einzelne Kalifeldspateinsprenglinge auf. Ferner erkennt man braune Biotitblättchen, welche annähernd parallel gestellt sind.

Einsprenglinge: Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Biotit, Muskovit.

Grundmasse: Kalifeldspat, Quarz, Muskovit.

Charakteristik der Gemengteile.

Kalifeldspat ist reichlich vorhanden. Er tritt als Einsprengling fast durchwegs mit Mikroklingitterung auf und bildet sowohl selbständige

[1] bezogen auf lufttrockene Substanz.

kristallographisch begrenzte Individuen, als auch breite Mäntel um die Plagioklaseinsprenglinge herum. Im ersten Moment erscheint das Auftreten von Mikroklin für ein Ganggestein befremdlich, doch sind im vorliegenden Gestein zahlreiche Anzeichen für Druckwirkungen vorhanden, welche bei seiner Entstehung maßgebend waren. Die Mikroklingitterung und perthitische Durchaderung ist hier besonders scharf ausgeprägt.

$\parallel M$, Auslöschung des Mikroklins 5—6° gegen die Spaltrisse nach P.

Auslöschung der Lamellen 18—19° gegen die Spaltrisse nach P, also Albitlamellen.

Winkel der Lamellen gegen P 73—74°, also der Murchisonitspaltbarkeit entsprechend.

$\parallel 001 = P$, Auslöschung des Mikroklins gegen M 16°, der Lamellen 3—4°.

Manchmal ist eine Art Zonenstruktur zu sehen, indem ein von Albitlamellen freier Rand andere Auslöschung zeigt. Diese ist auf Schnitten $\parallel M$ größer, auf Schnitten $\parallel P$ kleiner als die des perthitischen Kernes und nähert sich in beiden Fällen der Auslöschung der Albitlamellen.

Der Plagioklas erscheint im Gegensatz zum Kalifeldspat trüb, vorwiegend im Kern von Muskovitneubildungen erfüllt.

$\perp MP$, Kern + 7—14°, Hülle −10—0°.

Kern 25—30% An, Hülle 10—20% An.

Der Anorthitgehalt der Hülle geht noch weiter herunter.

Die Quarzeinsprenglinge sind undulös.

Die Biotite durchziehen in annähernd parallelen, etwas gebogenen Flaserzügen das Gestein. Zum größten Teil sind sie in Chlorit und Muskovit umgewandelt. Als Übergangsbildung zu letzterem erscheint ein Mineral, dessen Doppelbrechung in der Mitte zwischen der des Biotits und Muskovits liegt, bei einem Pleochroismus: γ blaßgrün, α farblos. Der unzersetzte, fast einachsige Biotit mit dem normalen Pleochroismus: γ dunkelrotbraun, α strohgelb enthält pleochroitische Höfe — Stadien I und II.

Der Muskovit ist zum größten Teil sekundär aus Plagioklas und Biotit entstanden. Sekundär ist wohl auch ein häufig vorkommendes eisenarmes Mineral der Epidotgruppe (Zoisit?), welches kleine blaßgrüne, spitz zulaufende Säulchen bildet mit γ in der Längsrichtung und schwächer Doppelbrechung.

Apatit, zuweilen mit schmalen pleochroitischen Höfen, findet sich vorzugsweise im Biotit. Zirkon ist in geringer Menge, Erz in Spuren vorhanden.

Die Struktur ist holokristallinporphyrisch bei mikrogranitischer Grundmasse.

Der Erhaltungszustand des Gesteins ist besser als bei dem vorigen, immerhin zeigen auch hier Biotit und Plagioklas beginnende Zersetzung. Vor allem ist bei der Analyse die starke sekundäre Muskovitbildung (im Kern der Plagioklase und Biotit) zu berücksichtigen. — Tonerdeüberschuß!

Granitporphyr hell, vom Mühlbergreservoir.

Analyse Nr. 6, Analytiker Dr. O. Hackl.

	Gewichtsprozente[1])	Mol.-Quot. × 10.000	
SiO_2	71·56	11.867	
TiO_2	0·24	30	
Al_2O_3	15·59	1.525	
Fe_2O_3	0·29	18	
FeO	2·39	333	
MnO	0·02	3	
MgO	0·37	92	Spez. Gew. des Gesteins:
CaO	0·82	146	$s = 2·65$
Na_2O	3·24	523	
K_2O	4·58	486	
P_2O_5	0·06	4	
CO_2	0·33	75	
H_2O+	0·60	333	
H_2O-	0·20		
	100·29		

Granitporphyrische Ganggesteine mit lamprophyrischer Tendenz.

Granitporphyr dunkel. Gang im Amphibolit Nordabhang des Hamelika.

In einer feinkörnigen, grauen Grundmasse liegen als Einsprenglinge wasserhelle Plagioklase, wenige größere, weißliche Kalifeldspate, graue abgerundete Quarzdihexaeder und schwarzbraune Biotittäfelchen. Das Gestein hat ein unruhiges Aussehen, durch scharf begrenzte dunkle Stellen bedingt, welche fremde Einschlüsse darstellen. Wie erwähnt, spricht K. von Warnsdorff (4) von Diabaseinschlüssen, welche im mittleren Teil dieses Granitporphyrganges in großer Menge enthalten sein sollen. In den Dünnschliffen des vorliegenden Stückes sind leider keine größeren dunklen Einschlüsse getroffen, doch werde ich in der folgenden Dünnschliffbeschreibung eines anderen Stückes mit einem großen Einschluß aus demselben Gang auf die Frage ihrer Natur näher eingehen.

Einsprenglinge: Plagioklas, Quarz, Kalifeldspat, Biotit.

Grundmasse: Plagioklas, Biotit, Kalifeldspat und Quarz granophyrisch verwachsen.

Charakteristik der Gemengteile.

Kalifeldspateinsprenglinge sind nicht häufig. In einem Schliff befindet sich ein großer Karlsbader Zwilling, der von einem breiten Saum umgeben ist. Dieser besteht vorwiegend aus einem sauren Plagioklas, der Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz erkennen läßt und von Quarz mikropegmatitisch durchwachsen ist, wobei er sich mit dem Plagioklas in Kreuzstellung befindet. Es macht den Eindruck, als ob diese Bildung durch zu rasche Abkühlung verbunden mit Übersättigung entstanden wäre, indem dadurch der Kalifeldspat an dieser Stelle reichlich ausschieden und randlich unter gleichzeitiger Kristallisation von Plagioklas

[1]) bezogen auf lufttrockene Substanz.

und Quarz resorbiert wurde. Auch sonst sind Resorptionserscheinungen im Gestein weit verbreitet.

Zahlreich sind Plagioklaseinsprenglinge von bald lang-, bald kurzsäulenförmiger Gestalt vorhanden. Sie sind stark zonar gebaut mit zahlreichen basischen Rekurrenzen, worunter eine schon durch ihre stärkere Zersetzung (Muskovitbildung) deutlich hervortritt. Ein Schnitt $\perp$ MP ergab:

Kern $+18°$ entsprechend 34% An, Hülle $0°-20\%$ An.
A AB′ Winkel zweier ungleicher optischer Achsen in einem Albitzw. $6°-17\%$ oder 24% An.
A . E 11′ Winkel der Achsenebenen $5°-18\%$ oder 23% An.

Aus diesen und anderen Bestimmungen folgt:

Kern 25—35% An, Hülle 15—20% An.

Die einheitlich auslöschenden Quarzeinsprenglinge weisen infolge magmatischer Resorption rundliche Formen auf, wobei die Gesteinsgrundmasse buchtenartig eingreift. So sind auch manchmal mikropegmatitische Verwachsungen von Kalifeldspat und Quarz, welche häufig um die Quarzeinsprenglinge eine Art Aureole bilden, auch in den Resorptionsräumen anzutreffen.

Biotit kommt als Einsprengling in schmalen, langen Leistchen vor. Im Zusammenhang mit einer beginnenden Chloritisierung steht wahrscheinlich die Abscheidung von langen, dünnen Epidotnadeln, welche sich unter einem Winkel von ungefähr 60°, bzw. 120° schneiden.

Von pleochroitischen Höfen kommen die Stadien II und III vor.

Von Nebengemengteilen ist häufig Apatit, etwas Zirkon und dunkles Erz sowie in Spuren Schwefelkies vorhanden.

Ferner treten zweierlei Pseudomorphosen auf. Die eine besteht aus wirrfaserigen grünen Hornblendestengeln mit hauptsächlich randlich eingestreuten Biotitschüppchen. Oft ist sie zur Gänze in Chlorit verwandelt. Wahrscheinlich waren monokline Pyroxene ursprünglich vorhanden. Die andere bildet rechteckige, bzw. länglich achteckige Formen, die von regelmäßig angeordneten, gerade auslöschenden Fasern eines hochdoppelbrechenden Minerals mit γ-blaßgrün in der Längsrichtung, α-farblos, erfüllt werden, welches dem früher beschriebenen Zwischenprodukt bei der Biotit-Muskovitumwandlung sehr ähnlich ist.

Einige wenige Biotitblättchen sind im Innern vorhanden. Die Natur des ursprünglichen Minerals ist nicht mehr festzustellen, da nichts davon erhalten geblieben ist. Vielleicht war es rhombischer Pyroxen.

Endlich sind im Dünnschliff wolkenartige Anhäufungen von Sillimanit mit eingestreuten grünlichen Spinellkriställchen zu sehen, welche aus Paragneiseinschlüssen (?) durch Resorption entstanden sind.

Die Struktur ist holokristallin-porphyrisch bei zum Teil granophyrischer Grundmasse (Kalifeldspat und Quarz mikropegmatitisch verwachsen).

Die Ausscheidungsfolge ist normal.

Plagioklas und Biotit zeigen beginnende Zersetzung.

Bei der Analyse muß das Vorkommen von dunklen Einschlüssen mitberücksichtigt werden.

Granitporphyr dunkel. Hamelikaberg.

Analyse Nr. 4. Analytiker Dr. O. Hackl.

	Gewichtsprozente[1])	Mol.-Quot. × 10.000	
SiO_2	66·67	11.056	
TiO_2	0·45	56	
Al_2O_3	14·38	1.407	
Fe_2O_3	1·54	96	
FeO	2·76	384	
MnO	0·006	—	Spez. Gew. des Gesteins
MgO	1·64	407	$s = 2·67$
CaO	2·12	378	
Na_2O	3·39	547	
K_2O	4·73	502	
P_2O_5	0·18	13	
CO_2	0·52	118	
H_2O+	2·09	1.160	
H_2O-	0·29	—	
	100·77		

Granitporphyr dunkel mit großem Einschluß.

Goethesitz, Hamelikaberg.

Dieses Gestein, obzwar aus demselben Gang, erscheint makroskopisch dunkler und feinkörniger als das vorige. Unter dem Mikroskop sieht man dieselben Gemengteile, bei beiden jedoch in verschiedener Menge. Unter den Einsprenglingen sind hier die Quarze viel spärlicher. In der Grundmasse hat die Menge des Biotits auf Kosten des Kalifeldspates zugenommen. Granophyrische Verwachsungen zwischen Quarz und Kalifeldspat sind nicht erkennbar.

Fast die Hälfte des Dünnschliffes wird von einem großen Einschluß gebildet, der sich in der Hauptsache durch feineres Korn und größeren Biotitreichtum von dem Hauptgestein unterscheidet.

Charakteristik der Gemengteile des Einschlusses.

Die Plagioklaseinsprenglinge machen durch ihre abgerundete Form sowie durch ihre randliche Trübung einen fremden Eindruck, was noch dadurch verstärkt wird, daß ihr Anorthitgehalt gut mit dem der Plagioklaseinsprenglinge des Granitporphyrs übereinstimmt.

Plagioklaseinsprengling: Hauptgestein: Kern 30 bis 35% An,
Hülle 20% An,
„ Einschluß: Kern 34% An,
Hülle 24% An.

Die Plagioklase der Grundmasse bilden sehr schmale, lange Leisten mit einem wesentlich höheren An-Gehalt:

Kern 50 bis 60% An, Hülle 20 bis 30% An.

Bestimmt fremd dem Einschluß sind die zahlreichen, rundlichen Quarze, welche die charakteristischen Porricinkränze aus hellgrünen Hornblenden oder Augitnädelchen besitzen.

[1]) bezogen auf lufttrockene Substanz.

Vom Biotit ist zu sagen, daß er in zwei Generationen in großer Menge vorkommt.

Sehr viel dunkles Erz ist in kleinen Körnern der Grundmasse eingestreut.

Wir kommen also zu folgender Übersicht:

Einsprenglinge: Biotit (Quarz und wahrscheinlich auch Plagioklas fremd),
Grundmasse: Biotit, Plagioklas, Erzkörner.

Nach dem Mineralbestand entspricht der Einschluß also keineswegs einem Diabas, sondern vielmehr einem Kersantit, und ist vielleicht aufzufassen als endogene Bildung, die vor ihrer gänzlichen Erstarrung von dem aufdringenden Granitporphyr mitgerissen wurde. Ich möchte hier auf den sächsischen Glimmersyenitporphyr von Scharfenstein hinweisen, der in ähnlicher Weise mannigfaltige Einschlüsse enthält und von C. Fröbe (22) eingehend beschrieben wurde. Im Granitporphyr und im Einschluß finden sich außer den schon beschriebenen Sillimanit-einschlüssen und den Pseudomorphosen kleinere und größere chloritisierte Putzen. Im Innern derselben ist eine talkartige Substanz vorhanden, um welche sich ein Saum von bläulichgrüner Hornblende mit Biotitschüppchen befindet. Manchmal sind farblose Augitreste im Innern erkennbar. Oft ist das Ganze weitgehend chloritisiert.

Hier könnte man unter Umständen an resorbierte Diabasbruchstücke denken. Es folgt nun die Beschreibung der Diabase.

Diabas im Amphibolit. Hamelikaberg.

Es liegt ein kleinkörniges, dunkelgraues Stück vor, an dem man graublaue Plagioklase, dunkelbraune, glänzende Biotitschüppchen und braungrüne Putzen, welche uralitisierten Augiten entsprechen, erkennen kann.

Charakteristik der Gemengteile.

Die Plagioklase haben vorwiegend schmal leistenförmige Gestalt. Neben dem Albit und Karlsbader Gesetz treten noch kompliziertere Verwachsungen auf, wobei sich zwei nach dem Albitgesetz, bisweilen außerdem nach dem Karlbader Gesetz verzwillingte Individuen fast rechtwinklig durchkreuzen. Es kommt auch vor, daß drei Individuen sich unter einem Winkel von zirka 60° durchwachsen, so daß sternförmige Gebilde entstehen. Der Anorthitgehalt der zonaren Plagioklase, aus Karlsbader Doppelzwillingen bestimmt, beträgt: Kern 60 bis 70% An, Hülle 20 bis 30% An.

Quarz ist in geringer Menge als Zwickelfüllung vorhanden.

Auffallend ist das reichliche Auftreten von Biotit, wodurch der Diabas ein lamprophyrartiges Gepräge erhält. Der Biotit bildet schmale Leistchen, die zum Teil chloritisiert sind. Er ist fast einachsig mit γ rotbraun, α blaßgelb. Pleochroitische Höfe sind in geringer Menge vorhanden.

Der optisch +, fast farblose, monokline Pyroxen ist weitgehend uralitisiert. So ist fast durchwegs ein breiter Saum von blaßgrüner Hornblende um ihn vorhanden, der besonders randlich reichlich Biotitfetzchen enthält, so daß man fast von einem zweiten Biotitsaum sprechen kann. Manchmal ist das Ganze zu einer chloritischen Masse mit einer talkartigen Substanz im Innern geworden und sieht dann den obenerwähnten Putzen im vorigen Gestein ganz ähnlich.

Von Nebengemengteilen kommen Apatit, Schwefelkies und dunkles Erz vor.

Die Struktur ist hypidiomorphkörnig mit Annäherung an die ophitische. Die Ausscheidungsfolge ist normal bis auf die frühe Ausscheidung des Plagioklases (vor Pyroxen).

Ich möchte im Anschluß daran einen von Prof. A. Rosiwal gefundenen Olivindiabas kurz besprechen.

Olivindiabas im Hornblendeschiefer westlich von der Hohendorfer Höhe.

Das schwarzgraue Gestein läßt makroskopisch bloß schmale Plagioklasleistchen und Biotitschüppchen erkennen.

Die Plagioklase weisen die gleichen Eigenschaften wie im vorigen Gestein auf.

Quarz ist hier nicht erkennbar.

Auch hier ist reichlich Biotit vorhanden, der häufig Titaneisenstäbchen umschließt. Monokliner Pyroxen ist reichlicher als im vorigen Gestein vertreten und besser erhalten.

Pleochroismus schwach: γ grünlich, β blaßrötlich, α farblos.

Er ist häufig von Plagioklasleisten durchspießt, welche über ihn noch hinauswachsen, wodurch ihre frühere Abscheidung als auch ihre längere Bildungszeit bewiesen wird. Wenig hellgrüne Hornblende ist häufig mit Biotit verwachsen. Der Olivin ist optisch — also Fayalit. Randlich und von Spalten aus ist er unter Erzausscheidung in grünlichen Serpentin mit Maschenstruktur verwandelt. Rings herum ist zuweilen eine Zone von Tremolit und um diese eine solche von Strahlstein gelegen. Sekundär sind wahrscheinlich auch die im Gestein weitverbreiteten langen grünlichen Nadeln von Strahlstein.

Apatit, Erz und Kies sind vorhanden.

Als Übergemengteil kommt etwas Orthit mit starkem Pleochroismus: braunrot, grünlich vor.

Die Struktur ist ophitisch mit einer entsprechenden Ausscheidungsfolge.

Glimmersyenitporphyr. Ober dem Mühlbergreservoir.

In einer sehr dunklen, feinkörnigen Grundmasse erkennt man vereinzelt große weißliche Kalifeldspate, zahlreiche blaugraue klare Plagioklase und schwarzbraune Biotittäfelchen als Einsprenglinge.

Einsprenglinge: Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit.

Grundmasse: Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Biotit.

Die Benennung dieses Gesteins ist problematisch, man könnte es auch als Glimmerporphyrit bezeichnen.

Charakteristik der Gemengteile.

Die großen Kalifeldspate sind, wie schon erwähnt, nur vereinzelt. Ein großer Karlshader Zwilling zeigt Einschlüsse von untereinander parallel gelagerten Plagioklasindividuen, mit welchen zahlreiche mikroperthitische Albitfasern in Verbindung stehen, derart, das letztere fahnenartig von dem albitreichen Saum der Plagioklaseinschlüsse auszugehen scheinen. Diese Beobachtung machte ich auch bei den Graniten; sie bestätigt die Vermutung F. Beckes (23), daß der albitreiche Mantel der an den Mikroperthit angrenzenden Plagioklase gleichzeitig mit den Albitspindeln durch einen Entmischungsvorgang des Kalifeldspates entstanden ist. In diesem großen Einsprengling ist ferner eine an kleinen Quarzeinschlüssen reiche Zone vorhanden, welche wahrscheinlich die ursprüngliche, idiomorphe Umgrenzung des Einsprenglings darstellt, an die sich später mit dem Kalifeldspat der Grundmasse eine unregelmäßige Hülle angelagert hat.

Die zahlreich vorhandenen Plagioklaseinsprenglinge sind stark zonar gebaut mit einer besonders ausgeprägten basischen Rekurrenz.

Im Kern geht der Anorthitgehalt bis 50% hinauf, in der Hülle bis 12% herunter. Aus verschiedenen Bestimmungen ergeben sich folgende Mittelwerte: Kern 40% An, Hülle 22% An. Ein kleinerer Plagioklas der Grundmasse $\perp$ MP getroffen, ergibt folgendes:

Auslöschung: Kern + 21°, — 38% An; Hülle 0°, — 20% An.

Nicht selten sind Verbiegungen an den Plagioklasen zu beobachten.

Quarzeinsprenglinge kommen nicht vor; hingegen ist er in aderartigen Anhäufungen und reichlich als Bestandteil der Grundmasse zu finden.

Die Biotite enthalten massenhaft Apatit und Zirkoneinschlüsse mit pleochroitischen Höfen (Stadien I, II, III), wobei die Doppelbrechung des Biotits in den Höfen selbst deutlich erhöht ist.

Von Nebengemengteilen ist sehr reichlich Apatit, ferner Zirkon, etwas Schwefelkies und dunkles Erz vorhanden.

In gewissen Zonen, die wahrscheinlich sekundären Scherflächen entsprechen, haben sich reichlich Zoisit und Muskovitschüppchen im Plagioklas gebildet, während der Biotit gebleicht sowie chloritisiert erscheint und an Stelle der Kieskörner rötliche Eisenoxydausscheidungen getreten sind.

Die Struktur ist holokristallin-porphyrisch. Das reichliche Auftreten von Biotit sowie von vorwiegend leistenförmigem Plagioklas in der Grundmasse verleiht dem Gestein einen lamprophyrartigen Charakter.

Die Ausscheidungsfolge ist normal.

Der Erhaltungszustand des Gesteins ist von den wenigen veränderten Zonen abgesehen, ganz gut. Der Biotit ist fast durchwegs unzersetzt, die Plagioklase zeigen nur eine Spur von Trübung im Kern und in der basischen Rekurrenz.

Syenitporphyr ober dem Mühlbergreservoir.

Analyse Nr. 3. Analytiker: Dr. O. Hackl.

	Gewichtsprozente[1])	Mol.-Quot. × 10.000	
SiO_2	64·22	10.650	
TiO_2	0·67	84	
Al_2O_3	15·00	1.468	
Fe_2O_3	0·65	41	
FeO	4·86	676	
MnO	0·02	3	
MgO	2·13	528	Spez. Gew. des Gesteins
CaO	2·85	508	$s = 2·73$
Na_2O	4·31	695	
K_2O	3·59	381	
P_2O_5	0·38	27	
CO_2	0·48	109	
$H_2O +$	1·18	655	
$H_2O -$	0·22	—	
	100·56		

Übersicht des Mineralbestandes.

In den Tabellen I und II habe ich eine Übersicht des Mineralbestandes, des spezifischen Gewichtes und des Anorthitgehaltes der Plagioklase bei den von mir untersuchten Marienbader Tiefen- und Ganggesteinen zu geben versucht, wobei mir als Vorbild eine Zusammenstellung F. Becke's (3) in der eingangs erwähnten Skizze diente, der auch einige Daten (von spezifischen Gewichten) entnommen sind.

Besonders in Tabelle I sieht man sehr schön die innige Beziehung zwischen Mineralbestand, spezifischem Gewicht eines Gesteins und dem Anorthitgehalt seiner Plagioklase. Vom basischen Ende zum salischen hin fällt das spezifische Gewicht zugleich mit dem Anorthitgehalt der Plagioklase kontinuierlich und der Mineralbestand ändert sich gesetzmäßig ganz im Sinne des zuerst von W. C. Brögger (24) betonten Parallelismus von Kristallisationsfolge und Differentiationsfolge derart, daß die einzelnen Mineralien sich gemäß ihrer Ausscheidungsfolge aus dem Magma in der Differentiationsfolge anreichern.

Die in der Tabelle vorliegende Gesteinsserie ist also eine gut ausgeprägte normale Differentiationsreihe.

Ähnliche, aber weniger einheitliche Zusammenhänge ergeben sich in Tabelle II. Da bei der Abspaltung der aplitischen Ganggesteine die Mitwirkung der leichtflüchtigen Bestandteile eine große Rolle spielt, ist es klar, daß ihr Mineralbestand größeren Schwankungen unterworfen ist.

Quantitative Angaben von Aug. Rosiwal (1), M. Stark (9) und von mir über den Mineralbestand bei den Tiefengesteinen von Marienbad und vom Kaiserwald, welche magmatisch in engster Beziehung zu einander stehen, habe ich in drei Volumprozenttabellen zusammengestellt. Die Tabelle von A. Rosiwal zeigt fast die gleiche Marienbader Gesteinsreihe, welche oben besprochen wurde.

[1]) Bezogen auf lufttrockene Substanz.

Mineralbestand.

Tiefengesteine von Marienbad: Tabelle I.

	Quarz	Kalifeldspat	Plagioklas Anorthit-Gehalt Kern	Hülle	Biotit	Amphibol monokl.	Amphibol rhomb.	Pyroxen monokl.	Pyroxen rhomb.	Zirkon	Apatit	Titanit	dunkl. Erz	Kies	spez. Gew.
Augit-Diorit	+	○	70—80%	50—60%	⫫	+	+	⫫	+	○	+	○	+	+	2·93*
Diorit	+	Spur	60—70%	20—30%	⫫	⫫	○	+	○	+	+	+	+	+	2·88*
Glimmerdiorit	+	+	50—60%	30—35%	⫫	⫫	○	+	○	+	+	+	+	+	2·83
Granodiorit	+	+	45—50%	30%	⫫	⫫	○	+	○	+	+	+	+	Spur	2·73*
Granit dunkel	⫫	⫫	30—35%	20—25%	⫫	○	○	○	○	+	+	○	+	Spur	2·71
Basische Konkretion	⫫	⫫	30—40%	18—25%	⫫	○	○	○	○	+	+	○	+	Spur	2·67*
Granit hell	⫫	⫫	29%	17%	+	○	○	○	○	+	+	○	+	○	2·65

* Von Hofrat F. Becke gefundene Werte.

Ganggesteine von Marienbad: Tabelle II.

	Quarz	Kalifeldspat	Plagioklas Anorthit-Gehalt Kern	Hülle	Muskovit	Biotit	Turmal.	Zirkon	Apatit	dunkles Erz	Kies	spez. Gew.
Syenitporphyr	+	+	35—45%	20—25%	○	⫫	○	+	+	+	+	2·73
Granitporphyr dunkel	+	⫫	25—35%	15—20%	○	⫫	○	+	+	+	Spur	2·67
Granitporphyr hell	⫫	⫫	25—30%	10—20%	+	+	○	+	+	Spur	○	2·65
Ganggranit aplitisch	⫫	⫫	Zonarstr. undeutlich 14%	8%	+	+	○	+	+	+	+	2·63
Turmalinaplit	⫫	⫫	10%		⫫	Spur	+	Spur	+	○	○	2·65
Aplit	⫫	⫫	5—9%		○	+	○	○	Spur	○	○	2·60

Es bedeutet: ○ nicht vorhanden, + sehr wenig, + etwas mehr, + noch mehr, ⫫ in bedeutender Menge vorhanden, ⫫ in großer Menge vorhanden.

Quantitativer Mineralbestand:

Mineralbestand in Volumprozenten von Marienbader Tiefengesteinen; bestimmt von H. Haberlandt.

Nr.		Quarz	Kalifeldspat	Plagioklas	Biotit	Hornblende	Pyroxen	Apatit	Zirkon	Titanit	Oxydisches Erz	Kies
1	Glimmerdiorit, Brückelhau	9·3	2·2	53·4	20·2	10·4	nicht bestimmt	1·1	.	1·7	1·4	0·3
2	Granit dunkel, Kleine Schweiz	19·0	12·5	49·3	18·3	.	.	0·8	.	.	0·1	.

Mineralbestand in Volumprozenten von Marienbader Tiefengesteinen; bestimmt von Aug. Rosiwal.

Nr.		Quarz	Kalifeldspat	als Einsprengling	Plagioklas	Biotit	Hornblende	Pyroxen	Apatit	Erz und Titanit
3	Glimmerdiorit, Brückelhau	6·7	1·7	.	53·0	21·6	16·1	.	0·4	0·5
4	Einschluß feinkörnig, im Granit, Dianahof	11·7	2·8	.	41·2	22·6	19·2	2·0	0·4	0·1
5	Einschluß dunkel, feinkörnig, im Granit Nr. 6	20·9	5·1	.	64·5	9·3	.	.	0·1	0·1
6	Granit grobkörnig, Dachstein	23·8	22·5	13	39·7	13·7	.	.	0·3	Spur
7	Granit grobkörnig, Kleine Schweiz	20·1	31·1	16	38·2	10·4	.	.	0·2	Spur

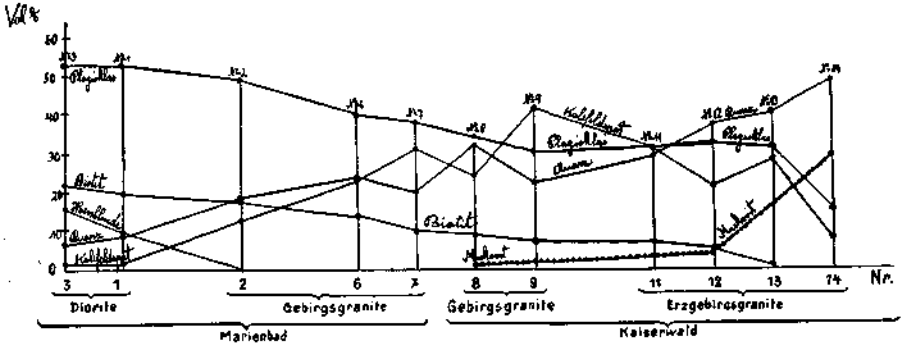
Mineralbestand in Volumprozenten von Kaiserwaldgraniten; bestimmt von M. Stark.

Nr.	Gebirgsgranite	Quarz	Kalifeldspat	Plagioklas	Kern	Hülle	Biotit	Muskovit	Apatit	Zirkon	Topas
8	Kirchenbirk	32·3	23·5	34·2	32 % An	20 % An	9·0	0·6	0·3	0·1	.
9	Perlsberg	22·0	40·5	30·4	28 % An	18 % An	7·0	Spur	0·1	Spur	.
10	Sangerberg	31·6	24·1	38·8	29 % An	17 % An	5·4	Spur	0·1	Spur	.
Nr.	Erzgebirgsgranite				keine Zonarstruktur						
11	Knock	28·8	31·4	31·4	4 % An		6·7	0·2	Spur	.	1·5
12	Glasberg	37·2	21·0	31·7	7 % An		5·3	3·9	0·3	.	0·6
13	Knock	40·0	27·5	31·1	5 % An		1·3	0·1	Spur	.	Spur
14	Steinbruchwald	48·4	7·7	14·7	4 % An		.	29·0	0·2	Spur	.

An sie schließen sich gegen den salischen Pol zu die Kaiserwaldgranite, u. zw. die Gebirgsgranite an; am sauersten und quarzreichsten sind die Erzgebirgsgranite.

Um ein übersichtliches Bild zu gewinnen, habe ich die Werte aller drei Tabellen unter Weglassung von drei Gesteinen (Nr. 4, 5 und 10), auf welche ich unten noch zu sprechen kommen werde, in einer Art Differentiationsdiagramm vereinigt.

Von den dioritischen Gesteinen über die Gebirgsgranite zu den Erzgebirgsgraniten hin zeigt sich eine regelmäßige Abnahme von Biotit und Plagioklas, während Quarz und Kalifeldspat zunächst regelmäßig, dann sprunghaft zunehmen und zuletzt bei den Erzgebirgsgraniten der Kalifeldspat bei starker Quarzzunahme wieder abnimmt. Besonders bei einem Teil der Gebirgsgranite stehen Quarz und Kalifeldspat in einem Abhängigkeitsverhältnis voneinander derart, daß Quarzreichtum mit Kalifeldspatarmut verbunden ist und umgekehrt. Diese Erscheinung



läßt auf die Tendenz des Magmas schließen, quarzreiche neben syenitischen Graniten zu bilden.

Hornblende tritt nur in den basischen, Muskovit[1]) nur in den sauren Gliedern auf. Was die drei weggelassenen Gesteine betrifft, so ist Nr. 4 besonders reich an Hornblende und Biotit und arm an Plagioklas, während Nr. 5 und 10 hohe Werte für Plagioklas bei geringem Biotitgehalt aufweisen.

Unterscheidung von Gebirgsgranit und Erzgebirgsgranit (nach M. Stark).

In den Tabellen von M. Stark kommen die Ausdrücke „Gebirgsgranit" und „Erzgebirgsgranit" vor. Die Namen hat G. C. Laube 1876 eingeführt; doch trafen die von ihm angegebenen Unterscheidungsmerkmale noch nicht ganz das Richtige. Erst M. Stark hat eine sehr eingehende Charakteristik von beiden Granitarten gegeben, welche ich im folgenden zusammengefaßt anführe.

---

[1]) Nach M. Stark ist der Muskovit bei den Gebirgsgraniten sekundär.

Gebirgsgranite: grobkörnig.	Erzgebirgsgranite: meist fein, bis mittelkörnig.

Aus dem quantitativen Mineralbestand auf die Summe 100 umgerechnete mittlere Volumprozentwerte für Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas:

Quarz 32 Volumprozente, Kalifeldspat 27 Volumprozente, Plagioklas 41 Volumprozente, daher vorwiegend Plagioklas,	Quarz 39 Volumprozente, Kalifeldspat 28 Volumprozente, Plagioklas 33 Volumprozente. daher vorwiegend Quarz.
Plagioklas	
Zonarstruktur scharf.	Zonarstruktur undeutlich.
Kern 30% An, Hülle 18% An,	Kern 13% An, Hülle 4% An.
Kräftig pleochroitischer Biotit häufig.	Wenig blasser Biotit.
Muskovit selten, primär.	Sekundärer Muskovit häufig. Lithionglimmer, Topas, Turmalin. Kräftige sekundäre Umwandlungen.
Mechanische Beanspruchung. Quarz kataklastisch.	Quarz z. T. in gerundeten Körnern (Tropfenquarz).
Häufig Mikroklin, Myrmekitbildung.	Kalifeldspat immer Orthoklas, kein Myrmekit.
Verwitterung zu Grus.	Bröckeliger Zerfall.

M. Stark vergleicht ferner die mittleren Volumprozentzahlen von Quarz, Kalifeldspat und Plagioklas bei beiden Graniten mit dem Verhältnis derselben Komponenten im ternären Eutektikum, das J. H. L. Vogt (7*b*) auf zirka 28% Quarz: 30% Kalifeldspat: 42% Ab + An angibt. Durch das starke Überwiegen von 39% Quarz im Erzgebirgsgranit über 28% Quarz des Eutektikums läßt sich das Auftreten von Tropfenquarz im Erzgebirgsgranit erklären. Hier hat sich der Quarz schon vor dem Beginn der Feldspatkristallisation ausgeschieden, während bei den Gebirgsgraniten seine Ausscheidung erst später einsetzt. Nach F. Löwl (25) kommt endlich noch ein geologisches Unterscheidungsmerkmal für die beiden Granitarten hinzu. Nach seinen Beobachtungen zeigt nämlich der Gebirgsgranit ein sehr „aggressives Verhalten" gegenüber der Schieferumhüllung, indem er dieselbe stark injiziert und kontaktmetamorph verändert, im Gegensatz zum Erzgebirgsgranit, der „aus einem ungleich zäheren Magma erstarrt und weit ruhiger emporgequollen sein muß".

Die Marienbader Granite sind demnach typische Gebirgsgranite, u. zw. besonders an Plagioklas und Biotit reiche und an Quarz arme, wodurch der Unterschied zu den Erzgebirgsgraniten noch vergrößert wird, wie folgender Vergleich zeigt.

Mittelwerte, auf die Summe 100 umgerechnet:

Marienbad:

Gebirgsgranite

24 Volumprozent Quarz,
26 „ Kalifeldspat,
50 „ Plagioklas.

Kaiserwald:

Gebirgsgranite			Erzgebirgsgranite		
32 Volumprozente		Quarz,	39 Volumprozente		Quarz,
27	„	Kalifeldspat,	28	„	Kalifeldspat,
41	„	Plagioklas,	33	„	Plagioklas.

Erzgebirgsgranite kommen in Marienbad keine vor, doch weisen die aplitischen Ganggesteine der Marienbader Gebirgsgranite Ähnlichkeiten in der mineralogischen und wie wir später sehen werden, auch in der chemischen Zusammensetzung mit jenen auf.

Auftreten der Nebengemengteile und Übergemengteile.

In den Marienbader Tiefen und Ganggesteinen:

Kies findet sich nur in den zwei basischsten Gesteinen etwas reichlicher. Dagegen kommen Titaneisen, vor allem aber Titanit in den hellen Glimmerdioriten am häufigsten vor.

Apatit ist in allen Gesteinen verbreitet; in den basischen ist seine Menge größer. Auffallend viel Apatit enthält der Augitdiorit, während die aplitischen Ganggesteine am wenigsten davon besitzen.

Zirkon ist besonders in den Graniten angereichert, die basischesten und auch die aplitischen Gesteine sind arm daran.

Von Übergemengteilen finden sich Orthit in den Dioriten, Turmalin in den Apliten.

In den Kaiserwaldgraniten:

Apatit und Zirkon sind in den Gebirgsgraniten in größerer Menge enthalten als in den Erzgebirgsgraniten (nach den Volumprozentangaben von M. Stark). Von Übergemengteilen gibt M. Stark Topas, in einem Fall Fluorit und Andalusit bei den Erzgebirgsgraniten an.

Charakteristik der Marienbader Gesteine.

Charakteristisch für die Marienbader Gesteinsreihe scheint mir das reichliche Auftreten von Biotit in allen Gliedern zu sein. Er kommt sogar in den Diabasen in relativ bedeutender Menge vor. Eigentümlich ist ferner in den basischeren Gesteinen das Auftreten blasser Hornblende mit Pyroxenkernen.

Vergleich mit verwandten Tiefengesteinen.

Ganz ähnliche basische Ausscheidungen wie bei Marienbad sind die südlich bei Plan auftretenden dioritischen Gesteine (26) (z. T. mit viel

Chemischer Teil.

Tabelle der Analysen von Marienbad: Gewichtsprozente[1]):

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	54·02	62·97	64·22	66·67	67·7	71·56	72·02	73·60	75·10
TiO_2	2·46	0·72	0·67	0·45	0·3	0·24	0·21	0·09	Spur
Al_2O_3	18·34	17·51	15·00	14·38	16·6	15·59	15·35	14·67	12·80
Fe_2O_3	1·48	0·88	0·65	1·54	0·5	0·29	0·16	0·57	Spur
FeO	6·29	4·01	4·86	2·76	2·1	2·39	1·74	1·31	1·31
MnO	0·16	0·12	0·02	0·006	0·1	0·02	0·01	0·004	0·005
MgO	3·68	1·93	2·13	1·64	1·1	0·37	0·40	0·22	0·08
CaO	6·89	3·07	2·85	2·12	2·0	0·82	0·70	0·40	0·28
Na_2O	3·51	4·09	4·31	3·39	4·0	3·24	3·95	3·66	3·29
K_2O	2·38	4·01	3·59	4·73	5·3	4·58	4·34	3·28	7·18
H_2O+	0·58	0·35	1·18	2·09	0·2	0·60	0·73	0·43	0·33
H_2O^-	0·12	0·12	0·22	0·29	.	0·20	0·14	0·20	0·06
P_2O_5	0·45	0·33	0·38	0·18	0·1	0·06	0·20	0·28	0·05
CO_2	.	0·19	0·48	0·52	.	0·33	0·11	0·07	0·07
S	0·05	Spur	.	.	.	.	.	.	.
Sonstiges	BaO 0·02	BaO 0·09 ZrO_2 0·05	.	.	.	.	.	B_2O_3 0·72	.
Summe..	100·43	100·44	100·56	100·77	100·0	100·29	100·06	99·53	100·56
Spezifisches Gewicht...	2·83	2·71	2·72	2·67	2·67[2])	2·65	2·63	2·65	2·60

Analytiker:

1. Glimmerdiorit ..... Baustein der Talsperre aus dem Brückelhau ..... H. Haberlandt.
2. Grauit, porphyrartig, dunkel ..... Steinbruch Kleiue Schweiz, Karlsbader Straße ..... Dr. O. Hackl.
3. Syenitporphyr ..... im Granit des Dachsteins ober dem Mühlbergreservoir ..... Dr. O. Hackl.
4. Grauitporphyr, dunkel ..... aus dem nördlichen Teil des großen Ganges Hamelikaberg .. Dr. O. Hackl,
5. Granit, porphyrartig ..... Steinbruch Kleine Schweiz ..... Gew.% aus den Vol.% berechnet.
6. Granitporphyr, licht ..... Gang im Granit beim Mühlbergreservoir ..... Dr. O. Hackl.
7. Ganggranit ..... östliches Teichufer der Talsperre ..... Dr. O. Hackl.
8. Turmalinaplit ..... Rehknock, Straße uach Königswart ..... Dr. O. Hackl.
9. Aplit ..... östlich vom Café Panorama, Hamelikaberg ..... Dr. O. Hackl.

[1]) Bezogen auf lufttrockene Substanz. — [2]) Spezifisches Gewicht nicht bestimmt, sondern gerechnet.

Tabelle der Vergleichsanalysen.

	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO_2	68·90	71·58	71·93	74·03	75·25	77·48	69·66	72·68	71·67	74·30	73·03	73·70	75·31	75·31	77·50
TiO_2	Spur	.	Spur	Spur	Spur	.	.	.	0·14	.	0·11	.	.	.	.
Al_2O_3	16·56	14·08	15·27	13·60	13·18	11·61	16·98	16·10	14·64	14·50	14·21	13·60	12·53	13·23	12·41*
Fe_2O_3	1·77	1·40	0·59	0·09	0·28	0·57	2·54	2·19	1·19	1·78	0·99	0·56	2·50	1·50	1·80*
FeO	1·64	1·27	2·10	0·95	1·23	1·63	.	.	1·08	.	0·59	1·76	.	.	.
MgO	1·34	0·93	0·46	0·15	0·02	0·27	0·83	0·21	0·18	0·16	0·56	0·36	0·20	0·25	Spur
CaO	1·80	2·01	1·60	0·30	0·65	0·43	1·66	0·58	0·38	0·50	0·76	0·96	0·95	0·65	0·10
Na_2O	3·90	3·31	2·61	3·71	2·91	2·48	3·95	3·39	3·23	2·31	4·56	2·64	3·01	2·60	3·35
K_2O	3·11	4·85	5·30	6·14	4·55	3·73	4·41	4·46	5·20	5·76	4·72	4·31	4·07	5·51	4·54
H_2O	1·91	1·18	0·69	1·17	0·64	1·56	α 0·55	α 0·52	1·71	.	α 0·57	1·22	1·04	0·86	0·20
P_2O_5	0·24	0·31	0·27	0·27	0·18	0·23	.	.	0·24	.	0·25	0·30	.	.	.
Sonstiges	Li F Cu Ba	Li F Cu Ba	Li Ba	Li F Cu Ba	Li Cu Ba	Li Cu Ba	Ba O 0·02	.	SO_3 0·18	.	.	Li Cu Ba	.	.	Li F
Summe	101·17	100·92	100·82	100·41	98·89	99·99	100·60	100·13	99·84	99·31	100·35	99·41	99·61	99·91	99·90
Spezifisches Gewicht	2·681	2·668	2·664	2·662	2·669	2·665	.	.	.	.	.	2·672	.	.	.

Analytiker:

10. Granit, porphyrartig, Ströhlenberg b. Redwitz, Fichtelgebirge, Böttger, Osann, Beitr. z. chem. Petrogr., II. Teil, Nr. 57.
11. „ Reutberg b. Gefrees, „ „ „ „ „ „ „ II. „ „ 54.
12. „ Luisenburg b. Wunsiedel, „ „ „ „ „ „ „ II. „ „ 58.
13. „ Kleiner Kornberg, „ „ „ „ „ „ „ II. „ „ 53.
14. „ porphyrartig, Schneeberg, „ „ „ „ „ „ „ II. „ „ 56.
15. „ Epprechtstein, „ „ „ „ „ „ „ II. „ „ 55.
16. „ porphyrartig, Karlsbad, Böhmen, Schwager, „ „ „ „ „ II. „ „ 91.
17. „ Veitsberg b. Karlsbad, „ „ „ „ „ „ „ II. „ „ 92.
18. „ Gießhübel b. „ „ Eyme u. Gans, „ „ „ „ „ III. „ „ 59.
19. „ feinkörnig, Karlsbad, „ Scheerer, Berg- und Hüttenmänn. Zeitung, XXIII, Nr. 50.
20. „ Schreiersgrün b. Lauterbach, Erzgebirge, Reinisch, Erläut. z. geol. Spezialkarte v. Sachsen, Bl. 135.
21. „ porphyrartig, Platten, „ Böttger, Osann, Beitr. z. chem. Petrogr., III. Teil, Nr. 93.
22. „ feinkörnig, Saupersdorf b. Kirchberg, „ Dalmer, „ „ „ „ „ II. „ „ 42.
23. „ glimmerarm, Johanngeorgenstadt, „ Rube, Scheerers Festschrift, 1866, S. 180.
24. „ feinkörnig, Bühlberg b. Eibenstock, „ Knop, Erläut. z. geol. Spezialkarte v. Sachsen, Bl. 136.

α bei H_2O bedeutet Glühverlust.

* Von M. Stark ergänzt, Analyse gibt nur $Al_2O_3 + Fe_2O_3 = 14·21\%$. Fe_2O_3 davon auf Grund der Glimmeranalyse des Eibenstocker Granites abgeteilt.

Tabelle der Projektionswerte von Tiefengesteinen im Konzentrationstetraeder von F. Becke, berechnet und zusammengestellt aus Mittelzahlen von Daly.

Bezeichnung ●		*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	$\frac{al+alk}{\xi}$	$\frac{al+c}{\eta}$	$\frac{c+alk}{\zeta}$	*k*	*mg*
P	Peridotit	70	5	82	11	2	7	16	13	.	0·84
G	Gabbro	107	24	42	27	7	31	51	34	0·19	0·60
Qd	Quarzdiorit	188	31	35	21	13	44	52	34	0·30	0·51
Gd	Granodiorit	248	35	26	19	20	55	54	39	0·28	0·48
Gr	Granit	335	42	20	11	27	69	53	38	0·44	0·35
Al	Alaskit	487	49	6	3	42	91	52	45	0·48	0·09
S	Syenit	204	32	29	16	23	55	48	39	0·43	0·43

Tabelle der Projektionswerte von Magmentypen nach Niggli im Konzentrationstetraeder.

Zeichen		*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	ξ	η	ζ	*k*	*mg*
	Granitische Magmengruppe										
ng +	normalgranitisch	270	35	26	15	24	59	50	39	0·42	0·33
j +	josemitgranitisch	350	43	14	13	30	73	56	43	0·45	0·33
ε +	engadinitgranitisch	420	44	12	6	38	82	50	44	0·50	0·25
a +	aplitgranitisch	460	46	8	5·5	40·5	86·5	51·5	46	0·50	0·20
	Quarzsyenitische, bzw. granitosyenitische Magmengruppe										
sg ×	syenitgranitisch	250	30	29	12	29	59	42	41	0·47	0·40
l ×	lasnagranitisch	290	35	28·5	8	28·5	63·5	43	36·5	0·45	0·35
ad ×	adamellitisch	330	37	23	13	27	64	50	40	0·40	0·40
gs ×	granosyenitisch	260	40	17	10	33	73	50	43	0·45	0·30
r ×	rapakiwitisch	380	40	18	9	33	73	49	42	0·50	0·27
nd △	normaldioritisch	155	29	35	22	14	43	51	36	0·28	0·48

Tabelle der Projektionswerte aller Gesteinsanalysen im Konzentrationstetraeder.

Nr.	Typus		*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	ξ	η	ζ	*k*	*mg*
1	*nd*	Glimmerdiorit, Marienbad ...	153	30·7	34·2	21·0	14·1	44·8	51·7	35·1	0·31	0·46
2	*ad(ng)*	Granit, dunkel, „ ...	231	37·9	25·8	12·2	24·1	62·0	50·1	36·3	0·39	0·41
3	*sg*	Syenitporphyr, „ ...	245	33·8	29·7	11·7	24·8	58·6	45·5	36·5	0·35	0·41
4	*t*	Granitporphyr dunkel, „ ...	290	36·9	25·8	9·9	27·4	64·3	46·8	37·3	0·48	0·41
5	*gs*	Granit hell, „ ...	294	42	17	9	32	74	51	41	0·5	0·4
6	*e*	Granitporphyr hell, „ ...	378	48·5	14·7	4·6	32·2	80·7	53·1	36·8	0·48	0·20
7	*e*	Ganggranit, „ ...	387	48·7	11·8	4·0	35·5	84·2	52·7	39·5	0·42	0·27
8	*a*	Turmalinaplit, „ ...	443	52·3	11·2	2·5	34·0	86·3	54·8	36·5	0·37	0·18
9	*a*	Aplit, „ ...	445	44·8	7·2	1·8	46·2	91·0	46·6	48·0	0·59	0·10
10		Granit, Fichtelgebirge	310	44·0	21·2	8·7	26·1	70·1	52·7	34·8	0·34	0·43
11		„ „	352	40·9	17·3	10·6	31·2	72·1	51·5	41·8	0·49	0·40
12		„ „	368	46·1	14·8	8·8	30·3	76·4	54·9	39·1	0·57	0·24
13		„ „	436	47·3	6·4	1·9	44·4	91·7	49·2	46·3	0·52	0·20
14		„ „	486	50·2	8·2	4·5	37·1	87·3	54·7	41·6	0·51	.
15		„ „	541	47·8	15·4	3·3	33·5	81·3	51·1	36·8	0·50	0·18
16		Granit, Karlsbader Massiv	322	46·3	14·6	8·3	30·8	77·1	54·6	39·1	0·42	0·39
17		„ „ „	399	52·1	10·8	3·4	33·7	85·8	55·5	37·1	0·46	0·16
18		„ „ „	408	49·1	11·8	2·3	36·8	85·9	51·4	39·1	0·51	0·13
19		„ „ „	447	51·5	9·6	3·2	35·7	87·2	54·7	38·9	0·62	0·15
20		Granit, Lauterbacher Massiv	390	44·7	11·1	4·4	39·8	84·5	49·1	44·2	0·41	0·40
21		„ Eibenstocker „	438	47·7	14·5	6·1	31·7	79·4	53·8	37·8	0·52	0·22
22		„ Kirchberger „	467	45·9	13·5	6·3	34·3	80·2	52·2	40·6	0·47	0·14
23		„ Eibenstocker „	469	48·6	9·4	4·3	37·7	86·3	52·9	42·0	0·58	0·25
24		„ „ „	518	49·0	9·1	0·7	41·2	90·2	49·7	41·9	0·47	.

Pyroxen); ferner gehört hieher ein Gestein aus dem Kaiserwald — von M. Stark als dioritische Grenzfazies der Gebirgsgranite beschrieben — und weiter verbreitet sind verwandte dioritische Schlieren in den südlichen Granitrandgebieten des Fichtelgebirges, während aus dem böhmisch-sächsischen Erzgebirge nur wenige unbedeutende Vorkommen von Glimmerdioriten, bzw. Syeniten bekannt sind. Die ganze Gruppe der basischen Bildungen des Fichtelgebirges hat K. Willmann (27) unter dem Namen der Redwitzite zusammengefaßt. Sie kommen nach seiner Beschreibung in den südlichen, porphyrartig ausgebildeten Randzonen (im Kristallgranit Gümbel's [28]) des gleichmäßig körnigen Zentralgranitstockes sowie auch in den kristallinen Schiefern des südlichen Fichtelgebirges und Oberpfälzer Waldes vor. Charakteristisch ist ihre schlierige Beschaffenheit, ihre Durchaderung mit aplitischen und pegmatitischen Gängen und ihre Verwebung mit dem Kristallgranit, die bis zu einer Mischung beider Gesteine führen kann. Ähnliche Verbandsverhältnisse wurden vom Marienbader Granodiorit beschrieben. Am bekanntesten ist der Glimmerdiorit von Redwitz (häufig als Dekorationsstein verwendet), der große einheitlich spiegelnde Biotittafeln, welche für die Redwitzite sehr bezeichnend sein sollen, führt und den Glimmerdioriten des Brückelhau bei Marienbad sehr ähnlich sieht. A. Wurm (29) faßt die Redwitzite als basische Spaltungsprodukte und Vorläufer der Fichtelgebirgsgranite auf, welche noch nicht ganz erstarrt waren, als sie das granitische Magma durchtränkte.

Wahrscheinlich hängen die einzelnen Granitkerne des Kaiserwaldes, den von Marienbad mitbegriffen, die Granitstöcke des Fichtelgebirges und des böhmisch-sächsischen Erzgebirges in der Tiefe alle zusammen, wie schon F. Hochstetter (30) angenommen hat. Jedenfalls sind alle diese Granite stammverwandt und ich möchte im folgenden eine kurze petrographische Charakteristik derselben vom Fichtelgebirge, von Karlsbad und vom Erzgebirge geben.

Im Fichtelgebirge lassen sich nach den vorliegenden Beschreibungen und wie ich an Hand von Dünnschliffen feststellen konnte, ebenfalls Gebirgs- und Erzgebirgsgranite im Sinne von M. Stark unterscheiden.

Zu ersteren sind die Biotitgranite wie z. B. von der Reut bei Gefrees zu stellen, zu letzteren gehört z. B. der Topas führende Granit vom Ochsenkopf und der an Pegmatiten reiche Waldsteingranit, welcher bezeichnenderweise in seinen schönen Mineraldrusen auch Zinnstein führt (Epprechtstein). Früher wurde das Zinnerz auch in Seifen in der Nähe des Fichtelberges ausgebeutet.

Die größte Verbreitung scheinen im Fichtelgebirge aber Zweiglimmergranite zu haben, denen eine Art Mittelstellung zwischen den beiden vorhin erwähnten Granitarten zukommt.

In Karlsbad (2) werden drei Granitarten unterschieden: der grobkörnige Hirschensprunggranit — Gebirgsgranit, der feinkörnige Kreuzberggranit —, Erzgebirgsgranit, welcher den vorigen z. T. gangartig durchsetzt, und der Karlsbader Granit, welcher wie eine Mischung von den beiden anderen aussieht.

Im Erzgebirge (31) finden sich vorwiegend Erzgebirgsgranite, u. zw. die sauersten unter diesen mit zahlreichen schönen Mineraldrusenbildungen

(mit Topas, Apatit, Turmalin etc.) und der charakteristischen Zinnsteinführung bei starken sekundären Umwandlungen (Greisenbildung). Am bekanntesten sind die Granite von Eibenstock, Altenberg-Zinnwald und Greifenstein in Sachsen, von Graupen und Schlaggenwald in Böhmen. Häufig ist der Plagioklas fast reiner Albit, der Glimmer Lithionit. Untergeordnet kommen auch Gebirgsgranite vor, wie die Biotitgranite von Kirchberg und Oberschlemma, welche in ähnlicher Weise wie der Hirschensprunggranit in Karlsbad gangartig von feinkörnigem, glimmerarmem Granit durchsetzt werden.

Den Übergang zwischen Gebirgs- und Erzgebirgsgranit bilden nach M. Stark vielleicht die Zweiglimmergranite von Bergen-Lauterbach.

Jüngere Ganggesteine sind häufig. So kommen vor: Granitporphyre, Porphyrite, Aplite und Kersantite. Letztere sind z. T. jünger als die Granitporphyre, wo beide zusammen vorkommen. Auch Quarzporphyrgänge kommen vor und durchsetzen z. T. die Granite (Lauterbach, Kirchberg), teils werden sie selbst von jenen durchbrochen (Teplitzer Quarzporphyr von Altenberger Granit).

Nach F. E. Suess (32) sind alle diese Granite gauverwandt mit den übrigen moldanubischen Batholithen im Gegensatz zu den moravischen, welche mineralogisch durch Armut an großen Kalifeldspateinsprenglingen, durch das Fehlen von Turmalin führenden Pegmatiten und durch starke sekundäre Umwandlungen, wie die Saussuritisierung der Plagioklase oder die Durchaderung der Gesteine mit Epidot ausgezeichnet sind. Die sekundären Umwandlungen stehen in Zusammenhang mit einer stärkeren Beanspruchung der moravischen Gesteine.

Chemischer Teil.[1])

Aus den Analysen wurden die von P. Niggli eingeführten Werte berechnet und die Analysenpunkte nach dem Vorschlag von F. Becke im Grund- und Kreuzriß des Konzentrationstetraeders eingetragen. Ferner ist rechts im Kieselsäurefeld die Zahl *si*, links davon

$$mg = \frac{MgO}{FeO + 2\,Fe_2O_3 + MnO}$$ dargestellt.

Außer den Gesteinsanalysen von Marienbad, unter denen Nr. 5 aus dem Mineralbestand berechnet ist, wurden zum Vergleich Granitanalysen vom Fichtelgebirge, Karlsbad und vom Erzgebirge herangezogen. Ferner wurden die Mittelwerte von Becke (33), bzw. Daly für die wichtigsten Tiefengesteine der pazifischen Reihe und den Syenit, sowie für die in Betracht kommenden Gemengteile und endlich die Zahlen der granitischen, bzw. syenitischen Magmengruppe und des Normaldiorites von Niggli (34) in das Konzentrationstetraeder eingetragen.

Leider konnte ich von den oben angeführten Nachbargebieten keine Analysen von dioritischen Tiefengesteinen finden.

Der Marienbader Diorit Nr. 1 liegt im Grund und Kreuzriß zwar ähnlich wie der Quarzdiorittypus von Daly, doch zeigt er eine bedeutend geringere *si*-Zahl als dieser. Recht gut stimmt er mit dem Normaldiorit

[1]) Siehe auch Tabellen S. 296 und Tafel VI.

von Niggli bei etwas geringeren *fm*- und *c*- und höheren *al*- und *k*-Werten überein. Das Auftreten von Quarz trotz der geringen *si*-Zahl läßt sich durch den reichlichen Biotitgehalt des Gesteines erklären.

Die beiden Granite Nr. 2 und 5 von Marienbad haben niedrige unter dem Sättigungsniveau liegende *si*-Zahlen, welche wieder z. T. durch ihren Biotitreichtum bedingt sind. Besonders der dunkle Granit Nr. 2 zeigt deutlich in bezug auf das Granitmittel von Daly eine Tendenz zum Biotit-, bzw. Syenitpunkt hin. Nach der Einteilung von P. Niggli wäre er am ehesten noch adamellitisch bei höheren *fm*-, niedrigeren *alk*-Werten und viel kleinerer *si*-Zahl, bzw. normalgranitisch (normalbiotitgranitisch) bei höheren *mg*- und niedrigeren *c*- und *si*-Werten.

Der lichte Granit Nr. 5 wäre nach P. Niggli granosyenitisch bei höheren *si*-, *al*-, *mg*- und niedrigeren *alk*-Werten, weicht also etwas zum josemitgranitischen Magma davon ab. Beide Granite gehören demnach in der Hauptsache der Kalireihe Niggli's an und stellen relativ basische Gebirgsgranite dar, im Gegensatz zu den Erzgebirgsgraniten, welche reicher an *al*- und *alk*-, sowie ärmer an *c*- und *fm*- bei viel höheren *si*-Zahlen sind.

Die beiden Ganggesteine Nr. 3 und 4 schließen sich an den dunklen Granit an und lassen die gleiche Tendenz zum Biotitpunkt hin erkennen. Allerdings muß bei Nr. 4 berücksichtigt werden, daß das Gestein dunkle Ausschlüsse enthält, die — wenn mitanalysiert — den Analysenpunkt in der Richtung zum basischen Pol hinziehen.

Auch diese beiden Gesteine würden der Kalireihe zuzurechnen sein u. zw. Nr. 3 als syenitgranitisch, Nr. 4 als tasnagranitisch.

Die aplitischen Ganggesteine Nr. 6 bis 9 schließen sich an den lichten Granit in der Richtung zum Aplitpunkt an. Nr. 6 und 7 stehen dem engadinitischen, Nr. 8 und 9 dem aplitgranitischen Magma Nigglis nahe. Bei Nr. 8 ist *al*, bei Nr. 9 *alk* auffallend hoch. Ähnliche Zusammensetzung weisen manche Erzgebirgsgranite auf, doch sind die *si*-Zahlen fast durchwegs bei gleichem Basenverhältnis höher als bei jenen.

Wenn man die nach steigender *si*-Zahl angeordneten Analysenwerte der Marienbader Tiefengesteine betrachtet, so erkennt man, von kleineren Schwankungen abgesehen, ein Ansteigen der *al*- und *alk*-Werte und ein Fallen der *fm*-, *c*- und *mg*-Werte — das charakteristische Bild einer normalen pazifischen Differentiationsreihe.

Eigentümlich für diese Reihe scheinen die niedrigen *si*-Zahlen, abgesehen von Nr. 8, zu sein, was sich bei den basischen Gliedern in der erwähnten syenitischen Tendenz ausdrückt. Auffallend sind auch die relativ hohen Tonerde- und niedrigen Alkaliwerte, doch ist diese Erscheinung vielleicht z. T. auf die Unfrische der analysierten Gesteine zurückzuführen.

In der Nähe des lichten Granits von Marienbad liegen im Grund- und Kreuzriß die drei Fichtelgebirgsgranite Nr. 10, 11, 12, jedoch mit höheren *si*-Zahlen — sie sind ebenfalls zu den Gebirgsgraniten zu rechnen. Bei den drei saureren Fichtelgebirgsgraniten Nr. 13, 14, 15 (Erzgebirgsgranite) ist auffallend, daß entgegen der Regel *fm* bei steigender *si*-Zahl zunimmt, während *alk* fällt. Wahrscheinlich hängt diese Erscheinung mit den bei den Erzgebirgsgraniten so häufigen sekundären

Umwandlungen, z. B. mit einer beginnenden Greisenbildung unter Umwandlung der Feldspate in Quarz und Bildung von Zinnwaldit zusammen.

Von den Graniten Karlsbads und Umgebung ist Nr. 16 ein Gebirgsgranit, Nr. 17, 18, 19 sind Erzgebirgsgranite. Wie bei der Marienbader Reihe sind auch hier die *si*-Zahlen unter dem Sättigungsniveau der Kieselsäure gelegen, während sie bei den sächsischen Graniten meist darüber fallen.

Unter letzteren stellen Nr. 20, 21, 22 Übergangsglieder dar, während Nr. 23 und 24 typische Vertreter der Erzgebirgsgranite sind.

Eine scharfe Grenze zwischen den beiden Granitarten läßt sich, wie man auf der Projektion sieht, nicht ziehen, und die Zuteilung der vorhandenen Mittelglieder ist daher problematisch.

Wenn man das Gesamtbild aller Granitanalysenpunkte betrachtet, so kann man im allgemeinen sagen, daß von den basischen Gebirgsgraniten zu den sauren Erzgebirgsgraniten im Sinne einer normalen Differentiation eine ganze Reihe von Mittelgliedern den Übergang bilden, wobei sich innerhalb dieser Reihe eine relativ breite Streuung zwischen *alk*-reichen, *si*-armen Graniten, z. B. Nr. 5, 13, 20, und *alk*-armen, *si*-reichen, z. B. Nr. 10, 12, 19, 23, 24, vorfindet.

Das chemische Bild zeigt also im großen und ganzen dieselben Gesetzmäßigkeiten, wie wir sie schon bei der Betrachtung des Mineralbestandes der Gesteine erkannt haben, in einer anderen Beleuchtung.

Wie schon früher erwähnt wurde, zeigen alle diese Granite zusammen mit den übrigen moldanubischen Batholithen nach F. E. Sueß andere Merkmale als die silesisch-moravischen im Osten, was sich chemisch unter anderem auch in der (relativ zur Natronmenge) geringen Kalimenge der letzteren ausdrücken soll. Ich habe im folgenden die Mittelwerte der k-Zahlen (nach Niggli $k = \frac{K_2O}{K_2O + Na_2O}$) für die verschiedenen Granitvorkommen zusammengestellt.

Moldanubische Granite: Mittel aus 17 Analysen . . . . $k = 0{\cdot}48$.

Marienbad:	Mittel aus	2	Analysen	$k = 0{\cdot}45$	bei 63—68% SiO_2.
Fichtelgebirge:	„ „	6	„	$k = 0{\cdot}49$	„ 69—77% „
Karlsbad:	„ „	4	„	$k = 0{\cdot}50$	„ 70—74% „
Erzgebirge:	„ „	5	„	$k = 0{\cdot}49$	„ 73—78% „

Moravische Granite: Mittel aus 7 Analysen . . . . . $k = 0{\cdot}39$

Brünn, Westmähren:	Mittel aus	4	Analysen	$k = 0{\cdot}35$	bei 62—70% SiO_2
Friedeberg:	„ „	3	„	$k = 0{\cdot}43$	„ 71—75% „

Alter der Batholithen.

Die Tiefengesteine von Marienbad sind posttektonisch, wie die übrigen Granitbatholithen der böhmischen Masse. Das Auftreten von Verbiegungen an Plagioklas und Glimmer, von kataklastischen Quarz und von Mikroklin ist jedenfalls mit späteren lokalen Störungen oder einem Ausklingen der tektonischen Bewegungen in Zusammenhang zu bringen.

Bemerkenswert ist, daß die Ganggesteine, ähnlich wie im niederösterreichischen Waldviertel, die stärksten Druckwirkungen aufweisen. So sind hier die Glimmer manchmal annähernd parallel gestellt, sekundärer Muskovit ist häufig, in einem Fall ist Mikroklin sehr ausgeprägt vorhanden.

Wahrscheinlich spielen primäre Druckstrukturen dabei mit, genaueres läßt sich mangels Feldbeobachtungen nicht aussagen.

Die Ganggesteine und Hornsteingänge sind nach den Angaben von Rosiwal an Spalten geknüpft, die von SO nach NW streichen.

Die lokale Differentiationsfolge von Marienbad ist normal und gleichsinnig mit der regionalen Intrusionsfolge. Die sauren Erzgebirgsgranite sind nach den Untersuchungen vieler Forscher jünger als die von ihnen durchbrochenen basischen Gebirgsgranite und diese wieder jünger als die dioritischen Schlieren, wie sie im Kaiserwald, Fichtelgebirge und vor allem in Marienbad vorliegen. Dagegen sind die bloßen Strukturabarten der Granite, wahrscheinlich nur in bezug auf die Erstarrungszeit, verschieden, wie das P. Niggli (35) für das Eibenstocker Massiv dargetan hat. Der zukünftigen Forschung bleibt es vorbehalten, eine strengere Unterscheidung zwischen Intrusions- und Erstarrungszeit bei den Tiefengesteinen durchzuführen!

Während die Biotit- und Zweiglimmergranite von Kirchberg und Lauterbach im Erzgebirge von Quarz- und Granitporphyrgängen durchsetzt werden, durchbricht der Altenberger Zinngranit den Granitporphyr und Teplitzer Quarzporphyr, der jünger als das Kohlen führende Oberkarbon ist.

Zusammenfassung.

Der Marienbader Batholith drang posttektonisch in einen Komplex von kristallinen Schiefern ein und bewirkte an demselben in seiner Nähe ähnliche Kontakterscheinungen wie die übrigen moldanubischen Granitstöcke. In normaler Differentiationsfolge wurden zuerst schlierenartig dioritische Gesteine, dann die Hauptmasse der Granite aus dem Magma abgeschieden und endlich als letzte Nachschübe die Ganggesteine mit schwach lamprophyrischer und aplitischer Spaltungstendenz gebildet.

Während zwischen Dioriten und Graniten ein allmählicher Übergang in der Ausscheidungsfolge, wahrscheinlich auch ein Ineinandergreifen der Bildungszeiten besteht — wie der schlierige, innig verwobene Verband der Granite mit dem Granodiorit beweist —, ist die Grenze zwischen Granit und jüngerer Ganggefolgschaft räumlich und zeitlich scharf.

Die zeitliche Stellung einzelner Diabasgänge ist fraglich, jedenfalls sind auch sie posttektonisch und zeigen wegen ihres Reichtums an Biotit lamprophyrische Anklänge. Alle diese Gesteine sind typisch pazifisch im Gegensatz zu den jüngeren Durchbrüchen von atlantischen Nephelinbasalten. Die Nachwirkungen der magmatischen Tätigkeit zeigen sich in der Bildung von Hornsteingängen und in den Mineralquellen, denen Marienbad seine Berühmtheit verdankt.

Die Marienbader Tiefengesteine bilden eine in chemischer und mineralogischer Hinsicht normale Differentiationsreihe, wobei sich die gesetzmäßige Beziehung zwischen Differentiationsfolge, Kristallisationsfolge,

spezifischem Gewicht und Anorthitgehalt der Plagioklase bei den einzelnen Gliedern dieser Reihe an der Hand von Tabellen sehr schön zeigen läßt.

Die Mittelglieder der Tiefengesteinsreihe und auch die dunklen Ganggesteine lassen eine syenitische Tendenz erkennen, eine Erscheinung, die weit verbreitet ist. Zwischen den Marienbader Graniten und denen des Kaiserwaldes, Fichtelgebirges und böhmisch-sächsischen Erzgebirges besteht enge Stammesverwandtschaft. Wie viele Forscher annehmen, hängen die einzelnen Granitvorkommen miteinander zusammen, indem sie nur die kuppenförmigen Erhöhungen von ästig verzweigten, in der Tiefe sich vereinigenden Stöcken darstellen.

In Marienbad liegen die ältesten, basischesten Kerne vor. Hier finden sich neben mannigfaltigen dioritischen Gesteinen nur die dunklen Gebirgsgranite, während die jüngeren lichten Erzgebirgsgranite fehlen.

Letztere kommen schon im Kaiserwald vor und werden gegen N immer häufiger, wo sie im sächsischen Erzgebirge ihre größte Bedeutung erlangen. Nach den großzügigen Vorstellungen von F. E. Suess (36) wandern die Intrusionen von SO nach NW, wobei die jüngsten unter ihnen — das sind die an fluiden Stoffen reichen granitischen Restlösungen der Erzgebirgsgranite — am Nordrand der vordrängenden moldanubischen Scholle hervorgepreßt werden.

Ob wir das mikroskopische, chemische oder regionale Bild der untersuchten Tiefengesteine beobachten: überall zeigen sich dieselben Gesetzmäßigkeiten, welche in dem von W. C. Brögger aufgestellten Satz von dem Parallelismus zwischen der Kristallisationsfolge, der Differentiationsfolge und der Intrusionsfolge ihren klassischen Ausdruck finden und die in allen Fällen vorhandenen Eigentümlichkeiten sind nicht imstande den Zusammenhang im großen zu verwischen.

Zum Schlusse möchte ich meinem verehrten Lehrer Herrn Hofrat F. Becke für seine mannigfachen Belehrungen und Anleitungen meinen besten Dank sagen, sowie auch den Herren Professoren F. E. Suess und A. Himmelbauer für ihre gütigen Ratschläge.

Literaturverzeichnis.

1. Aug. Rosiwal, Franzensbad, Marienbad, Karlsbad. Führer für den internationalen Geologenkongreß. Wien, 1903.

2. G. C. Laube, Geologische Exkursionen im Thermalgebiet des nordwestlichen Böhmens. Leipzig, 1884.

Daselbst auch ein umfassendes Literaturverzeichnis älterer Arbeiten über Marienbad.

3. F. Becke, Vorlage von Gesteinen und Mineralen aus der Umgebung von Marienbad.

Tschermak's Mineralogische und petrographische Mitteilungen (T. M. P. M.) Bd. XXXIV. Heft 3/4.

4. K. v. Warnsdorff, Geognostische Erinnerungen an Marienbad. Jahrbuch der Mineralogie, 1844. S. 409, 422, 424, 414.

5. Aug. Rosiwal, Über ein neues Basaltvorkommen bei Marienbad. Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt 1896, S. 63.

6. H. B. Patton. Die Serpentin- und Amphibolgesteine nördlich von Marienbad. T. M. P. M. IX., S. 89.

7. J. H. L. Vogt, Physikalisch-chemische Gesetze der Kristallisationsfolge in Eruptivgesteinen.

a) T. M. P. M. XXVII, S. 105, 170. *b)* T. M. P. M. XXV, S. 361, 387.

8. M. Stark, Gebirgsgranit und Erzgebirgsgranit mit ihren Kontaktprodukten im Kaiserwald. Mitteilungen des Naturw. Vereines an der Universität Wien, XI. Jahrgang, 1913, S. 25 (Nr. 3—7).

9. L. Milch, Beiträge zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw. Bl. Bd. XII, S. 115, 156, 215.

10. F. Martin, Untersuchungen der Aufschlüsse der Bahustrecke Karlsbad—Marienbad. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt. 1900, S. 419, 438.

11. G. Hövermann, Über pleochroitische Höfe in Biotit, Hornblende usw. Jahrbuch für Mineralogie usw., XXXIV, Bl. Bd., S. 321.

12. A. Köhler, Petrographische Notizen aus dem Bayrischen Walde. T. M. P. M., Bd. 37, H. 1, 2. 1926.

13. F. Becke, Petrographische Studien am Tenalit der Rieserferner. T. M. P. M. XIII., S. 379, 418, 398.

14. L. Milch und F. Riegner, Über basische Konkretionen usw. im Granit von Striegau. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. Bl. Bd. XXIX., S. 359, 374.

15. M. Schweig, Untersuchungen über Differentiation der Magmen. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw. Bl. Bd. XVII, S. 516, 563.

16. J. H. L. Vogt, Über anchi-monomineralische und anchi-eutektische Eruptivgesteine.

Vidensk.-Selskab. Skrift. I. Math.-Natur. Kl. 1908, Nr. 10.

17. A. Marchet, Der Gabbroamphibolitzug von Rehberg im niederösterreichischen Waldviertel.

Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse, I. 128. Bd. 1919, 2. und 3. Heft.

18. W. Wahl. Die Enstatitaugite.

T. M. P. M. Bd. XXVI., S. 1, 21.

19. J. Mrha, Tafel zur Bestimmung des $FeSiO_3$-Gehaltes in rhombischen Pyroxenen. T. M. P. M., Bd. XIX, S. 140.

20. A. Weich, Verhältnis von $FeSiO_3$ und $MgSiO_3$ der rhombischen Pyroxene in Erstarrungsgesteinen. T. M. P. M. Bd. XXXII, S. 423.

21. F. Martin, Die Gabbrogesteine in der Umgebung von Rousperg in Böhmen. T. M. P. M. Bd. XVI, S. 105, 113.

22. C. Fröbe, Zur Kenntnis syenitischer Gesteinsgänge des sächsischen Erzgebirges. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 1908, 60. Bd., S. 273.

23. F. Becke, A. Himmelbaner, F. Reinhold, R. Görgey. Das niederösterreichische Waldviertel. T. M. P. M., Bd. XXXII, S. 185, 191.

24. W. C. Brögger. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes III. Das Ganggefolge des Laurdalits. 1898, S. 354.

25. F. Löwl. Die Granitkerne des Kaiserwaldes bei Marienbad. Prag 1885.

26. F. Martin, Über den sogenannten „Syenit" von Plan. T. M. P. M., Bd. XX, S. 73.

27. K. Willmann. Die Redwitzite eine neue Gruppe von granitischen Lamprophyren. Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, 1919, Abh., S. 1.

28. W. Gümbel, Die geognostischen Verhältnisse des Fichtelgebirges nnd seiner Ausläufer. München 1863.

29. A. Wurm, Tektonische und magmatische Analyse des alten Gebirges im Norden von Bayern. Centralblatt für Mineralogie 1923, S. 561, 568.

30. F. Hochstetter, Geognostische Studien aus dem Böhmerwald. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1855, S. 749, 810.

31. K. Dalmer, Die westerzgebirgische Granitmassivzone. Zeitschrift für praktische Geologie, 1900, 10. Heft, S. 296. Siehe auch die Erläuterungen znr geologischen Spezialkarte Sachsens die betreffenden Blätter.

32. C. v. John und F. E. Suess, Die Gauverwandtschaft der Gesteine der Brünner Intrusivmasse. Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt. 1908, S. 247.

33. F. Becke, Graphische Darstellung von Gesteinsanalysen. T. M. P. M., Bd. 37, Heft 1, 2, 1925.

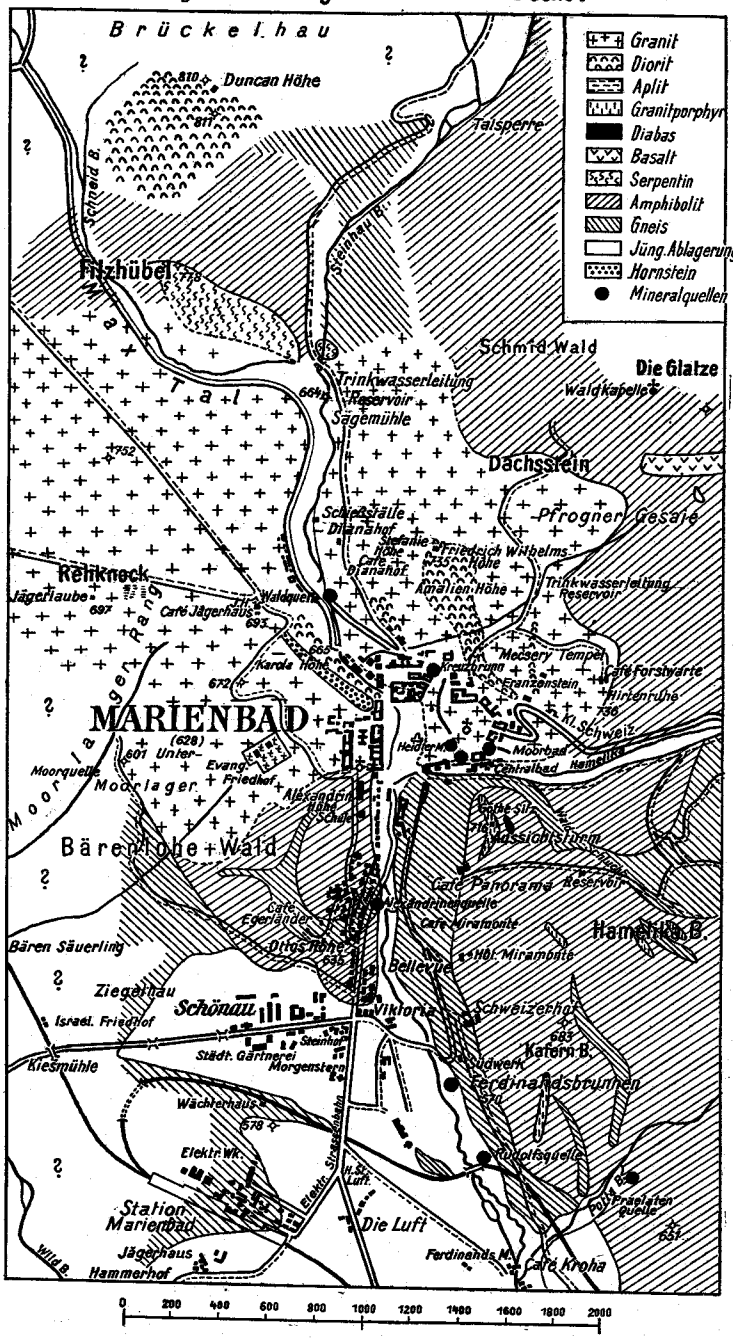
34. P. Niggli, Gesteins und Mineralprovinzen, I. Teil. Berlin 1923.

35. P. Niggli, Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Leipzig 1920, S. 124.

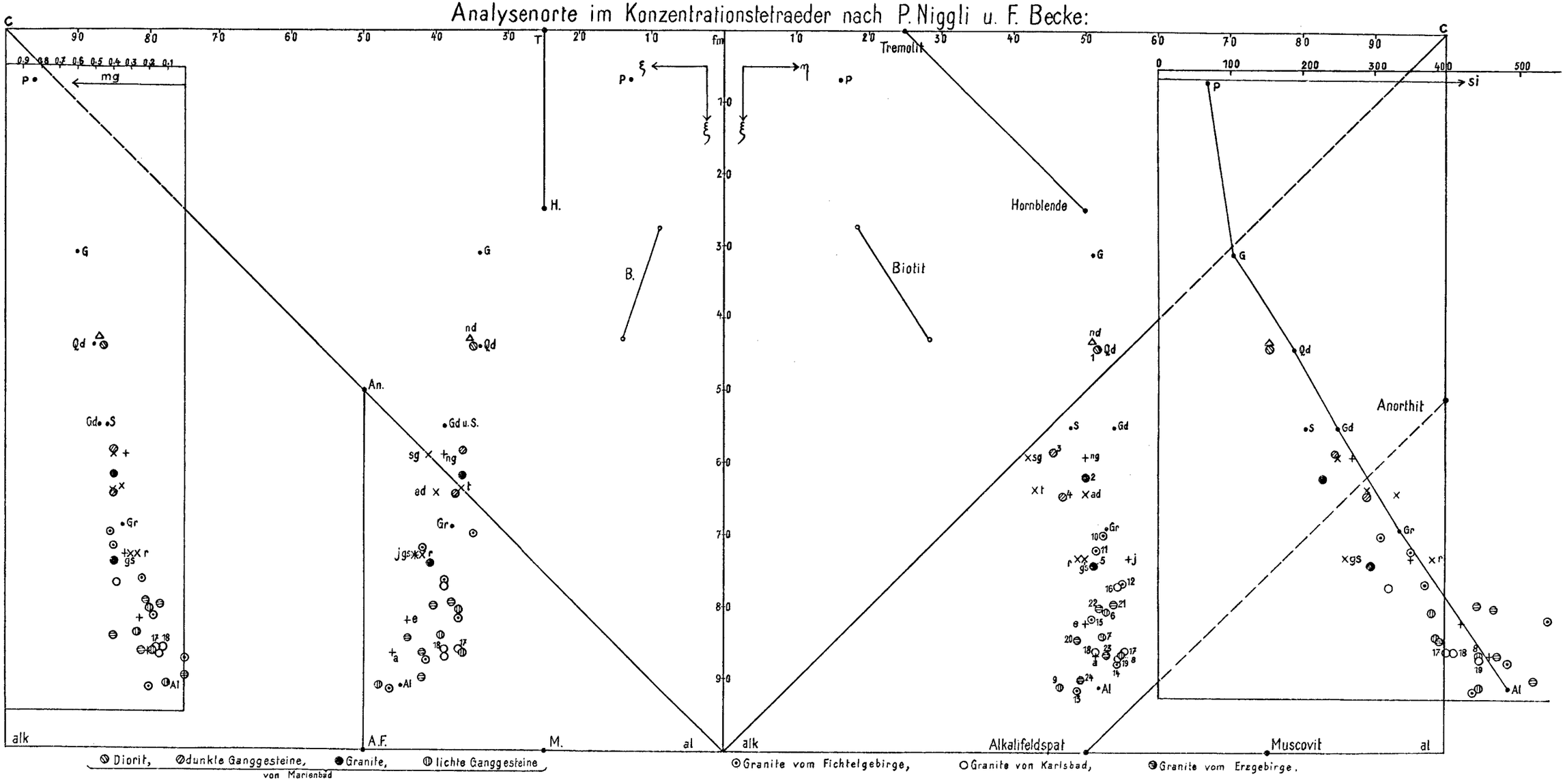
36. F. E. Suess, Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin 1926.

Geolog. Skizze von Marienbad u. Umgebung

nach Angaben von **Aug. Rosiwal** und **F. Becke.**



Analysenorte im Konzentrationstetraeder nach P. Niggli u. F. Becke:



Über die Ablagerungen der Schlußeiszeit in der Umgebung des Arlbergpasses.

Von **Otto Ampferer.**

(Mit 21 Zeichnungen.)

Noch vor wenigen Jahren schien die Frage des Rückzuges der Würmvergletscherung im Bereiche der Alpen völlig geklärt zu sein. Das Zurückweichen der riesigen Eismassen sollte in der Weise vor sich gegangen sein, daß dabei drei größere Haltestellen eingeschaltet waren, die jeweils eventuell sogar mit kleinen Vorstößen verbunden waren.

Als solche Haltestellen des allgemeinen Eisrückzuges wären das Bühl-, Gschnitz- und Daunstadium zu betrachten.

Zahlreiche Beobachtungen schienen diese Deutung der Ereignisse zu bestätigen, und auch der Verfasser dieser Arbeit hat durch viele Jahre diese Auflösungsformel des Eisrückzuges für richtig gehalten.

Der Fortschritt der geologischen Landesaufnahme hat nun aber in den letzten Jahren eine Fülle von Beobachtungen zutage gefördert, die sich mit dieser Auflösungsformel nicht mehr vereinigen lassen.

Immer deutlicher hob sich die Einsicht heraus, daß wir es hier gar nicht mit den Rückzugsstadien der Würmvergletscherung, sondern vielmehr mit der Hinterlassenschaft einer eigenen kleinen Vergletscherung zu tun haben, welche erst nach dem völligen Rückzug der Würmvergletscherung aufgetreten ist.

Beweismaterial für die Existenz dieser kleinen Vergletscherung, für welche ich den Namen „Schlußeiszeit" vorschlug, habe ich bisher in folgenden Arbeiten vorgelegt:

Über Wachstumsunterschiede zwischen Fern- und Nahgletschern. Eiszeit, II. Bd., Leipzig, 1925, S. 41—49.

Fortschritte der geologischen Neuaufnahme von Blatt „Admont-Hieflau". Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien, 1926, S. 193.

Geologische Profile aus dem Gebiete des Kössener Beckens. Jahrbuch der Geologischen Bundesaustalt, Wien, 1927, S. 148.

Beiträge zur Glazialgeologie der westlichen Südtiroler Dolomiten. Zeitschrift für Gletscherkunde. Berlin, 1928, S. 242—248.

Die Einsicht, daß die sogenannten Rückzugsstadien der Würmeiszeit gar nichts mit dieser Großvergletscherung mehr zu tun haben, sondern Ablagerungen einer kleinen selbständigen Eiszeit bedeuten, war einzig und allein aus den Befunden der Feldgeologie hervorgegangen.

Ich hatte das Gefühl, mit dieser Entdeckung wieder einmal allein gegen eine breite Flut von unkritischer Fachliteratur zu stehen, und war daher sehr erfreut, im Winter 1928 in der Literatur einen Mitkämpfer, freilich einen bereits verstorbenen, zu finden.

James Geikie hat bereits im Jahre 1881 in seinem Werke „Prehistoric Europe" den Standpunkt vertreten, daß im schottischen Hochland auf die letzte Großvergletscherung noch eine kleinere, rein lokale Vergletscherung gefolgt sei, welche er als „postglaziale Eiszeit" bezeichnet hat.

Eine Anwendung dieser Erfahrung auf die Glazialgeologie der Alpen hat bereits E. Brückner im Jahre 1886 in seinem Werke „Die Vergletscherung des Salzachgebietes — Geographische Abhandlungen I. — Wien" abgelehnt.

Brückner hält zwar eine postglaziale Vergletscherung der Alpentäler nicht für undenkbar.

Immerhin fehlt nach ihm jeder Grund, z. B. Endmoränen, wie sie den Königssee abschließen oder bei Abtenau lagern, als etwas anderes als Rückzugsmoränen der letzten Vergletscherung des Alpenvorlandes zu deuten.

In dem großen Werke die „Alpen im Eiszeitalter" von Penck und Brückner wird diese Anschauung von James Geikie überhaupt nicht mehr erwähnt.

Sie hat also für die Alpen bisher nicht einmal den Rang einer Arbeitshypothese erreicht.

Wenn ich mich also weiter bemühe, diese Auffassung zu verteidigen, so folge ich dabei nicht nur dem Zuge der eigenen Forschung, sondern auch der Verpflichtung, James Geikie den Wert seiner Entdeckung zu bewahren.

Ich empfinde es dabei als einen schweren Nachteil, die schottischen Glazialablagerungen nicht aus eigener Anschauung zu kennen, und muß mich daher ganz auf die alpinen Verhältnisse einschränken.

Als Gebiet der folgenden Darstellung habe ich die Umgebung des Arlbergpasses gewählt, weil ich dieselbe in den letzten Jahren bei der Neuaufnahme von Blatt „Stuben" genauer kennen gelernt habe und hier die Ablagerungen der Schlußeiszeit vielfach auch recht gut erhalten sind.

Über den Arlbergpaß besitzen wir von J. Sölch eine moderne geographische Darstellung, die sich jedoch mit den Fragen der eiszeitlichen Ablagerungen nicht befaßt.

Auch die morphologische Arbeit von K. Diwald über die Ferwallgruppe beschäftigt sich nicht weiter mit diesen Gebilden. Die Darstellung in den „Alpen im Eiszeitalter" ist außerordentlich kurz und ohne genauere Detailangaben.

Es handelt sich also hier zunächst um die Vorlage eines neuen Beobachtungsmaterials und dann erst um dessen Verwertung.

Wir befinden uns am Arlbergpaß an der Grenze von Uralpen und Kalkalpen, wenn auch die Paßhöhe selbst noch ganz in die Gneise eingeschnitten ist.

Dies ist schon an und für sich ein merkwürdiger Befund, wenn man sich vor Augen hält, daß die breite Paßfurche schräg in die festen, steilstehenden Arlberggneise eingeschnitten ist, während zirka 1 *km* nördlich von der Paßhöhe die Grenze von Ur- und Kalkalpen mit einer breiten

Zone von ganz weichen Schichten (Phyllite, Schiefer, Buntsandstein, Rauhwacken . . .) durchzieht.

An dieser Stelle aber hat sich nur eine sekundäre Sattelzone, der „Arlensattel", mit Einsenkungen von 2054 bis 2092 *m* entwickelt.

Diese Einsattelung an der Grenze von Ur- und Kalkalpen liegt also zirka 250—300 *m* höher als der eigentliche Arlbergpaß mit 1802 *m* Höhe.

Zur Zeit des Hochstandes der Würmvergletscherung lag natürlich der Arlbergpaß tief unter dem Eise begraben.

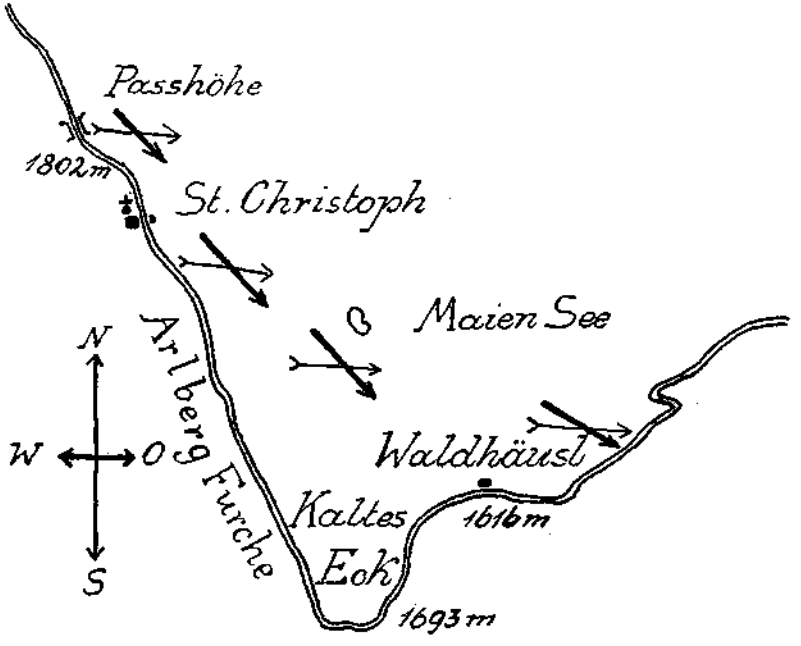


Fig. 1. Die starken Pfeile bedeuten die Eisschliffrichtung, die schwachen das Gesteinsstreichen. Ablenkung der Eisbewegung durch die Furche des Arlbergpasses.

Nach Penck und Brückner kann man das damalige Eisniveau etwa in der Höhenlage von zirka 2350 *m* suchen.

Ich habe keine Beobachtungen gemacht, welche eine genauere Einstellung dieses Niveaus gestatten würden.

Der Arlberg lag also etwa 500—550 *m* tief unter den Eismassen der Würmvergletscherung. Man könnte nun meinen, daß für eine Eismasse von solchen Dimensionen die Fließrichtung doch nur mehr von ganz großen Räumen, also von den großen Talfurchen allein bestimmt werden konnte.

Diese Haupttalfurchen verlaufen aber sowohl an der Ost- wie auch an der Westseite des Arlbergs in ost-westlicher Richtung. Nachdem nun auch das Streichen der Arlberggneise im allgemeinen dieser Richtung folgt, so möchte man ein Zusammenfallen der beiden Richtungen vermuten.

Dies ist jedoch nicht der Fall, sondern wie Fig. 1 zeigt, weichen die Eisfurchen sehr stark von dem Schichtenstreichen der Gneise ab und folgen ganz auffällig der Vorzeichnung der schrägen Paßfurche.

Das heißt mit anderen Worten, das Eis folgte hier dem Detail des Reliefs und nicht der Hauptgefällsrichtung.

Diese Beobachtung läßt eine mehrfache Deutung zu.

Entweder wurden tatsächlich die großen Eismassen von der kleinen Furche des Passes aus ihrer Hauptfließrichtung abgelenkt oder aber es flossen nur die unteren Eismassen hier gegen SO zu und die oberen doch gegen O. Endlich könnten die Schliffe gar nicht von der Würm-, sondern von der Schlußeiszeit abstammen.

Die erste Deutung ist wohl ausgeschlossen. Die zweite erscheint mir dagegen am wahrscheinlichsten. Für die offenbar nur relativ kurz andauernde Schlußeiszeit kommt hier nur die Ausbildung eines feinen Ritzensystems in Betracht, das an einzelnen Stellen, wie z. B. an der

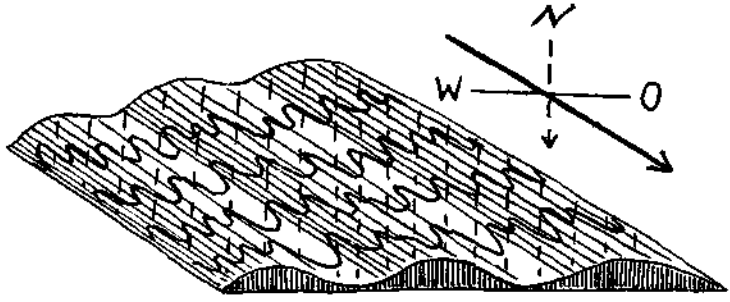


Fig. 2. Der starke Pfeil zeigt die Richtung der großen Eisschliffrinnen an, die unterbrochenen Linien deuten ein jüngeres Ritzensystem an. Schichtstreichen = O—W mit intensiver Fältelung.

Arlbergstraße östlich vom Wirtshaus Waldhäusl (Fig. 2), deutlich schräg über die großen Furchen verläuft.

Der Eisschliff hedeckt die ganze Ostseite des Arlbergpasses bis zu den Häusern von St. Anton herab.

Hier tauchen die Schliffe unter die Schuttsohle des Tales hinah und wir erkennen, daß es sich da um ein vom Eise wahrscheinlich tief ausgeschliffenes Becken handelt, welches dann nach seinem Rückzug rasch verlandet wurde.

Ganz ähnliche Verbältnisse habe ich auch im Zillertal hei Mayrhofen heobachtet.

Hier tauchen ebenfalls die Gletscherschliffe der Steilstufe von Finkenberg unmittelbar unter den jungen Aufschüttungsboden von Mayrhofen hinab. Auch Mayrhofen liegt auf einem heute völlig verschütteten, tief vom Eise ausgeschliffenen Becken. St. Anton liegt größtenteils im Bereiche eines solchen verschütteten Eisschliffbeckens.

Für die Abschätzung des Betrages der Eisahschleifung der Steilhänge haben wir oberhalb von St. Anton eine recht interessante Stelle. Sie wurde durch zwei große Steinbrüche aufgeschlossen, welche hier beim Bau des Arlhergtunnels ausgebeutet wurden.

Diese Steinbrüche liegen oberhalb der Arlbergstraße neben der Mündung des Jungbrunnentobels (Fig. 3).

Wir sehen, wie hier die festen Gneise deutlich „Haken werfen" und von Grundmoränen überlagert werden.

Das Grundmoränenmaterial ist stark bearbeitet und liegt unmittelbar auf einer vom Eise glattgeschliffenen Fläche.

Diese Fläche schneidet nun die Gneishaken ab und zeigt uns an, daß hier das Eis mindestens einige Meter des obersten Felsbodens niedergeschliffen hat.

Es ist unsicher, ob die Felsoberfläche mit den Haken aus dem großen Interglazial oder vielleicht noch aus dem Präglazial stammt.

Immerhin ist das erstere viel wahrscheinlicher. Gneise und Phyllite mit deutlichem „Hakenwerfen" finden sich an den Steilhängen nördlich von St. Anton gar nicht selten.

Wo immer wir hier aber Gletscherschliffe beobachten können, befinden sich dieselben auf ungeknickten Schichten.

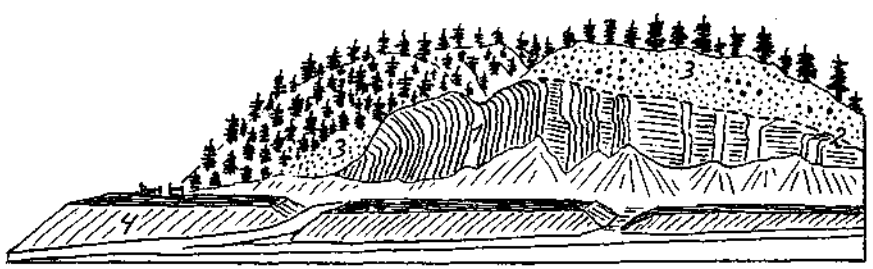


Fig. 3. Unterer Steinbruch ober der Arlbergstraße. 1 = Gneisplatten, 2 = Eisschliffkante, 3 = Grundmoräne, 4 = Abfallschutt des Steinbruches.

Das Eis hat also vielfach die oberste Gesteinszone der Steilhänge niedergeschliffen. Sehr tief kann aber die Niederschleifung wieder nicht eingedrungen sein, weil sich sonst nicht oft gleich neben den Schliffstellen wieder die „Haken" in geschonteren Winkeln hätten erhalten können. So können wir also das „Hakenwerfen" der Schichtenköpfe als ein Mittel benutzen, um die vom Eise bewirkte Abschleifung der Gehänge genauer zu verfolgen. Bei einer Eisstandhöhe von zirka 2350 *m* am Arlberg möchte man glauben, daß es an manchen Stellen sowohl im Stanzer- als auch im Klostertal zu einem Überfließen des zentralalpinen Eises über die niedrigeren Jöcher der Kalkalpen gekommen sein muß. Solche Stellen wären hier von O gegen W das Kaiserjoch (2306 *m*), das Almejurjoch (2241 *m*), der Flexenpaß (1784 *m*), das Spullerseejoch (1820 *m*), der Formarinsattel (1931 *m*).

An keiner dieser Stellen habe ich Spuren von zentralalpinen Geschieben feststellen können.

Es gibt nach meiner Erfahrung nur eine Ausnahme und das ist eine Anhäufung von zentralalpinen Geschieben östlich von der Tannlegeralpe in einer Höhe von zirka 1640 *m*, welche wohl höchstwahrscheinlich über den Sattel des Spullersees bis ins oberste Lechtal transportiert worden sind.

Immerhin genügt schon dieser vereinzelte Fund, um die Tatsache des Überfließens von zentralalpinem Eis in die Lechtaler Alpen während des Hochstandes der Würmeiszeit zu beweisen.

Möglicherweise stammen diese Geschiebe auch von der älteren Eiszeit ab.

Wir haben uns nun mit dem Abschmelzen dieser ungeheuren Eismassen zu beschäftigen. Es ist leicht verständlich, daß das Gebiet des Arlbergs erst verhältnismäßig spät eisfrei geworden ist.

Der Inn- und Stanzertalgletscher einerseits, der Rhein-, Ill-, Klostertalgletscher anderseits stellten so ungeheure Eismassen vor, daß ihre Abschmelzung sicher eine lange Zeit in Anspruch nahm, bis sie hier in ihre Wurzelgebiete vordrang.

Wie sich im Detail, z. B. bei St. Anton, das Heruntersinken des Eisniveaus von über 2300 *m* Höhe auf 1300 *m* vollzogen hat, werden wir wohl kaum jemals mehr feststellen können.

Die Hauptursache dafür liegt eben darin, daß sich nach dem Abschmelzen der Würmeismassen noch eine lokale Vergletscherung eingestellt hat, welche die Ablagerungen der Würmeiszeit größtenteils zerstörte.

Die Berghänge waren nach dem Rückzug der Würmvergletscherung sicher reichlich mit weithin ziehenden Moränenwällen und erratischen Blöcken beladen.

Man braucht sich, um dies zu verstehen, nur daran zu erinnern, wie deutlich z. B. in den Zentralalpen hin und hin die Moränen des letzten Eisvorstoßes erhalten sind.

Es ist mir seit langer Zeit immer wieder aufgefallen, wie wenig Ablagerungen von dem Rückzug der Würmvergletscherung im Innern der Alpen vorhanden sind.

Die Erklärung ist eben, daß nach diesem Rückzug noch eine lokale Vergletscherung eintrat, welche die Randmoränen und erratischen Blöcke der Würmeiszeit zum größten Teil von den Berghängen herabgestreift, mit ihren Ablagerungen vermischt und überdeckt hat.

Die Ablagerungen dieser postglazialen Vergletscherung sind dagegen überall recht klar und deutlich entwickelt.

Es ist mir heute unbegreiflich, wie man diese scharf individualisierten, streng lokalen Überlagerungen für Gebilde des Rückzuges der Würmgletscher ansehen konnte.

Nur an einzelnen geschonten Stellen, wie z. B. auf vorspringenden Bergschultern oder in tiefen Schluchten, vermochten sich Ablagerungen der Würmeiszeit noch trotz der nachfolgenden Lokalvergletscherung zu erhalten.

Ich möchte nun aus der Umgebung des Arlbergs einige solche Ablagerungen kurz beschreiben. Im Stanzer Tal sind mir solche Reste in der Umgebung der Dawinalpe schon seit längerer Zeit bekannt.

Große Massen von Grundmoränen der Würmeiszeit liegen z. B. im oberen Teil des Dawintobels aufgestapelt.

Ich habe die Aufschlüsse dieses Tobels bereits im Jahre 1916 im Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, S. 313—314, beschrieben und auch ein Profil desselben veröffentlicht.

Da ich heute diese Aufschlüsse etwas anders deute, füge ich eine neue Abbildung der Verhältnisse (Fig. 4) hier ein.

Die Einpressung des Grundmoränenmaterials ist im mittleren Teil des Dawintobels außerordentlich klar zu sehen.

Das Material ist stark bearbeitet und durch den Wechsel von feineren, grauen und dunkleren, blaugrünen Lagen deutlich geschichtet.

Die Schichtung zeigt etwa die Durchschnittsneigung des Gehänges und muß, da sie ja auf wirklichem Materialwechsel beruht, durch die lagenweise Einführung und Einpressung des Materials entstanden sein.

Die Schichtung der Grundmoränen ist eine nach meiner heutigen Einsicht weitverbreitete Eigenheit derselben, welche aber mit Wasserschichtung gar nichts zu tun hat.

Vorherrschend sind dem benachbarten Berggehänge parallele, schräge Strukturen.

Es kommen aber auch auf Terrassen oder in breiten Talböden horizontale Strukturen vor.

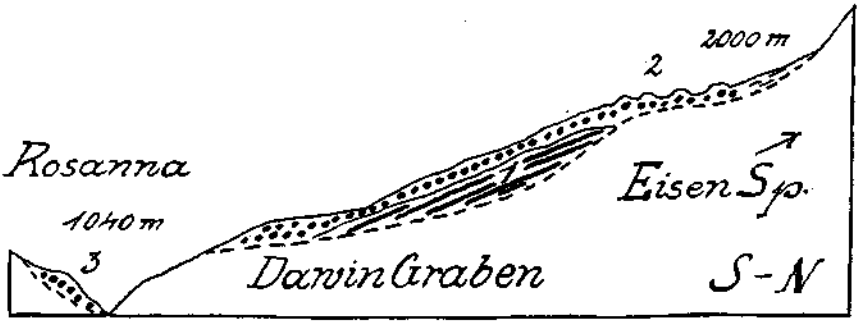


Fig. 4. 1 = Grundmoränen der Würmeiszeit; 2 = obere und mittlere Blockmoränen der Schlußeiszeit; 3 = untere Blockmoränen der Schlußeiszeit.

Ein genauer untersuchtes Beispiel einer horizontal geschichteten Grundmoräne hat der Prohestollen im Weiherburggraben bei Innsbruck geliefert, von dem ich in der Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. VIII, S. 147—151, zwei Profile und eine Beschreibung mit chemischen Analysen veröffentlicht habe. Der Unterschied in der Zusammensetzung der oberen und unteren Fazies der Grundmoräne ist hier sogar auffallend groß.

Als weitere Beispiele solcher horizontaler Gliederung der Grundmoränen erwähne ich noch die prächtigen Aufschlüsse bei den Blauwasserquellen am Eingang in das Engtal im Karwendel und an der Salzach oberhalb der Liechtensteinklamm.

Viel häufiger ist im Gebirge aber die schräge Schichtung der Grundmoränen. Dieselbe ist recht verbreitet und vielfach, wie z. B. bei den mächtigen weißlichen Grundmoränen oberhalb von Imst, auch in dem ganz gleichmäßigen Material noch als zarte Gliederung zu erkennen. Auffallender wirkt natürlich die Schichtung, wenn sie zugleich mit einem Materialwechsel verbunden ist, was sehr oft der Fall ist.

Ich führte aus dem Gebiete dieser Arbeit bereits die Grundmoränen des Dawintobels an.

Auch in der Gegend von Bludenz zeigen die riesigen Grundmoränenaufschlüsse im Schesatobel eine deutliche Farbschichtung, welche ich bereits im Jahre 1908 im Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 58. Bd., S. 629—631 beschrieben und abgebildet habe.

Dort läßt sich deutlich eine dunklere Fazies mit reicher Führung von kristallinen Geschieben von einer lichteren, kristallinärmeren unterscheiden.

Auch an der Ostseite des Grubser Tobels bei Braz habe ich in der großen Grundmoränenmasse eine schräge Schichtung, wie Fig. 5 zeigt, beobachten können.

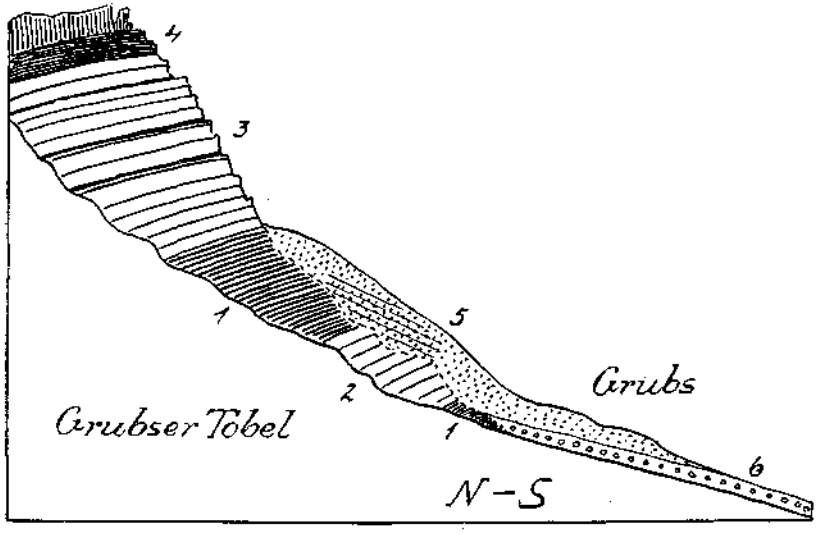


Fig. 5. 1 = Partnachschichten; 2 = helle, graue Kalke; 3 = Arlbergschichten; 4 = Raibler Schichten; 5 = Grundmoränen mit verkitteten Schräglagen; 6 = Bachschuttkegel.

Die Aufschlüsse im Dawintobel sind aber deshalb besonders interessant, weil hier diese unzweifelhaften Ablagerungen der Würmeiszeit von den Ablagerungen der Schlußeiszeit in deutlicher Weise überlagert werden.

Diese letzteren Ablagerungen beginnen oberhalb der Dawinalpe mit prächtigen, feingeschwungenen Endmoränen. Es zieht sich aber auch grober, kalkalpiner Moränenschutt zu beiden Seiten des tiefen Dawintobels bis ins Stanzer Tal herab.

Seitlich von dieser ausgezeichneten, reich gegliederten kalkalpinen Lokalvergletscherung haben sich aber auf den hohen Bergschultern Moränenwälle erhalten, die mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit auch als eine Hinterlassenschaft der Würmeiszeit aufzufassen sind.

Am Südfuß der Eisenspitze lagern nordwestlich von der Dawinalpe in einer Höhe von 2050 bis 2080 *m* drei bis vier deutliche Längswälle

übereinander, die nach ihrer Zusammensetzung und Form nur Randmoränen des Stanzertalgletschers bedeuten können.

Daß wir es hier mit Ablagerungen aus der Zeit des Hochstandes der Würmeiszeit zu tun haben, erscheint mir wegen der zu niedrigen Höhenlage unwahrscheinlich. Östlich von diesen etwa $^1/_2$ *km* langen Längswällen breiten sich gleich typische Endmoränen von Lokalgletschern der Eisenspitzgruppe aus. Es ist offenbar, daß wir hier auf der Bergschulter nur mehr einen kleinen geschonten Rest dieser älteren Ablagerungen vor uns haben. Auch östlich von der Dawinalpe hat sich genau auf der Kammhöhe zwischen dem Tal der Dawinalpe und dem tiefen Lattenbachgraben ein über $1^1/_2$ *km* langer Moränenwall erhalten, welcher nach seiner exponierten Lage kaum von einem Lokalgletscher abstammen kann.

Dieser Wall zieht sich von etwa 2100 *m* bis unter 1800 *m* herab. Er kann also wohl nur beim Rückzug des Würmgletschers entstanden sein.

Nach seinem geschlossenen Zusammenhang hat man den Eindruck, daß der Rückzug des Würmgletschers von etwa 2100 *m* bis unterhalb von 1800 *m* ziemlich gleichmäßig erfolgt sein muß.

Die Skizze (Fig. 6) gibt die Verteilung der verschiedenen Moränenarten in der Umgebung der Dawinalpe wieder.

Einige weitere interessante Ablagerungen, die ebenfalls wahrscheinlich aus der Rückzugszeit der Würmvergletscherung stammen, habe ich im Herbst 1928 zu beiden Seiten des Schmiedtobels bei Dalaas im Klostertal entdeckt.

An der Westseite des tiefen Schmiedtobels ragt hier, wie Fig. 7 ausführt, am Südabfall des Rogelskopfes eine Felsterrasse vor, auf der in 1255 *m* Höhe die Gafahralpe liegt.

Diese Terrasse oder, richtiger gesagt, dieser alte Talfurchenrest steigt von W von etwa 1200 *m* gegen O auf über 1300 *m* an und bricht auf der einen Seite in den Schanatobel, auf der anderen in den Schmiedtobel ab.

In dieser 500—600 *m* über dem Klostertal gelegenen alten Talfurche haben sich nun Längswälle des Klostertalgletschers erhalten, welche sich durch eine reichliche Führung von roten Liaskalken und Radiolariten auszeichnet. Auch Stücke von rotem Buntsandstein sind eingeschlossen.

Diese Längswälle können nicht aus der Zeit des Hochstandes stammen, sondern gehören bereits der Rückzugszeit an, als der Klostertalgletscher kaum mehr seine halbe Mächtigkeit besaß. Auch an der Ostseite des Schmiedtobels liegen Längswälle des Klostertalgletschers auf zwei Felsstufen vor.

Man überschreitet diese Wälle, wenn man von der Station Dalaas den markierten Weg zur Freiburger Hütte am Formarinsee verfolgt. Auch hier haben sich die Längswälle (Fig. 8) auf zwei Felsstufen zwischen den tiefen Schluchten des Höltobels im O und des Schmiedtobels im W recht gut zu erhalten vermocht.

Die obere Gruppe von Moränenwällen liegt zwischen 1000—1123 *m* Höhe, die untere zwischen 900—940 *m*.

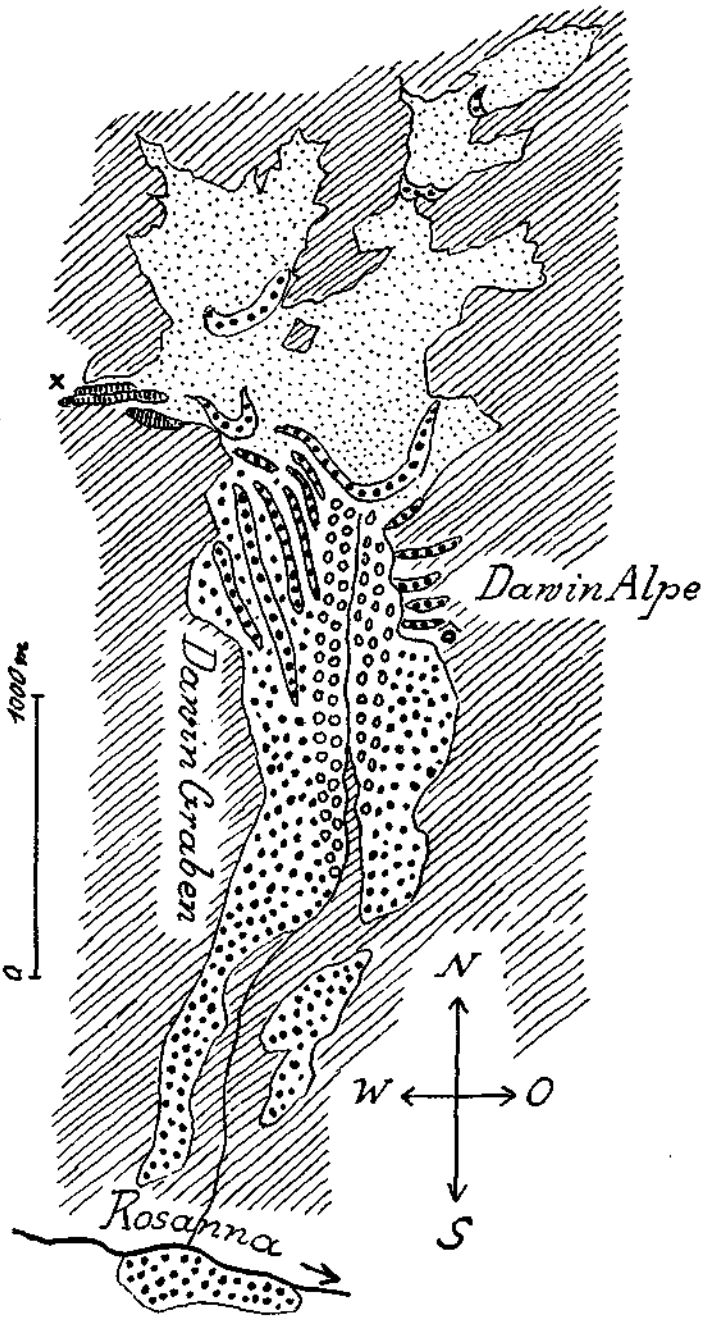


Fig. 6. x = Randmoränen der Würmeiszeit; Ringelchen = Grundmoränen der Würmeiszeit; dicke Punkte = Blockmoränen der Schlußeiszeit; feine Punkte = Hangschutt; schraffiert = Grundgebirge.

Bei diesen Wällen ist die Möglichkeit, daß es Seitenwälle eines kalkalpinen Lokalgletschers des Schmiedtobels sind, nicht ganz ausgeschlossen.

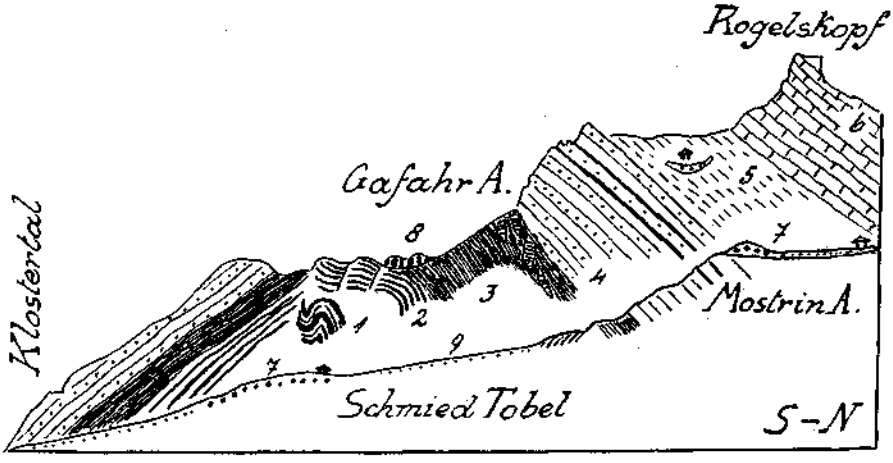


Fig. 7. 1 = Buntsandstein; 2 = Muschelkalk; 3 = Partnachschichten; 4 = Arlbergschichten; 5 = Raibler Schichten; 6 = Hauptdolomit; 7 = Blockmoränen der Schlußeiszeit; 8 = Randmoränen der Würmeiszeit; 9 = Bachschutt.

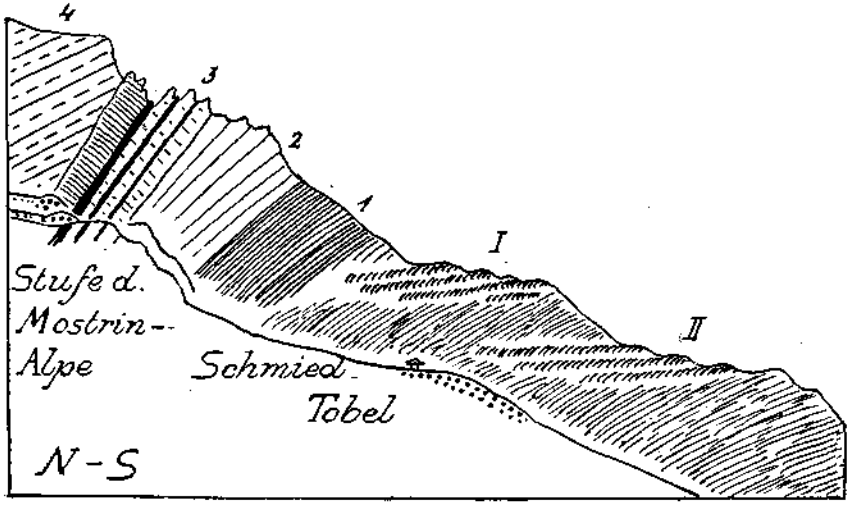


Fig. 8. 1 = Partnachschichten; 2 = Arlbergschichten; 3 = Raibler Schichten; 4 = Hauptdolomit; I und II = Gruppen von Randwällen des Klostertalgletschers. Die Moränen der Schlußeiszeit liegen im Schmiedtobel.

Da sich aber beiderseits von dieser vorspringenden Felsschulter sowohl im Hölltobel als auch im Schmiedtobel tief herabsteigende lokale Moränen finden, ist es wahrscheinlicher, daß die oben beschriebenen zwei Gruppen von Längswällen doch zum alten Klostertalgletscher gehören.

Die hier in Kürze aufgezählten Ablagerungen aus der Zeit des Rückzuges der Würmvergletscherung sind sowohl für die Art als auch für die Seltenheit dieser Gebilde charakteristisch.

Sie verschwinden gegenüber der Fülle von Ablagerungen der postglazialen Vergletscherung, mit denen wir uns nun genauer zu beschäftigen haben.

Diese letzteren Ablagerungen sind dadurch ausgezeichnet, daß sie im allgemeinen zumeist nur je einen Talraum beherrschen, in diesem jedoch von unten bis oben eine wirklich zusammengehörige Stufenleiter von immer jüngeren Formen zusammensetzen.

Die Moränenwälle, welche den Hauptbestand dieser Ablagerungen bilden, sind in ihren Formen im allgemeinen sehr gut erhalten und treten uns auch landschaftlich in überzeugender Frische entgegen.

Insbesondere zeichnen sich die hochgelegenen Moränen durch ihre oft noch völlig geschlossenen und nicht zerschnittenen Bogen aus.

Mehr Übung und Einfühlung erfordert dann die Erkennung der mittleren und unteren Moränengruppen, weil hier die Erosion doch schon zerstörend eingegriffen hat.

Ich habe nun in den Jahren 1927, 1928 in der Umgebung des Arlbergs eine Reihe von Tälern der Kalkalpen und der Uralpen auf ihren Gesamtbestand an Moränenmaterial hin untersucht.

Die Umgebung des Arlbergs ist in den ganzen Ostalpen dadurch ausgezeichnet, daß hier die Kalkalpen und Uralpen nur durch eine schmale Talfurche voneinander getrennt werden und die Zwischenschaltung einer „Grauwackenzone" fehlt.

Außerdem sind hier die Lechtaler Alpen im N und die Ferwallgruppe im S sowohl in bezug auf die Größe als auch auf die Höhe der Bergformen annähernd einander ebenbürtig.

Beide Berggruppen sind heute noch vergletschert, doch überragt darin die Ferwallgruppe die Lechtaler Alpen erheblich.

Was jedoch die Zahl und Größe der hier noch erhaltenen Moränen betrifft, so sind die Lechtaler Alpen damit ebenso reich ausgestattet. Im allgemeinen reichen die untersten Moränen der kalkalpinen Gletscher sowohl im Stanzer- als auch im Klostertal tiefer herab als jene der gegenüberliegenden Gletscher der Ferwallgruppe.

Dies fällt um so mehr auf, als es sich hier in einem Fall um die Südhänge der Lechtaler Alpen, im anderen um die Nordhänge der Ferwallgruppe handelt.

Ein weiterer Gegenstand eingehender Untersuchungen war dann das Verhältnis der Moränen zu den umgebenden Talräumen und Talformen.

Die Moränen spiegeln in ihrer Größe vor allem die Länge ihrer Bildungszeit, in ihrer Lage und Form dagegen vor allem die Raumverhältnisse ihrer Gletscher wieder.

Diese offenbar jeweils eine längere Zeit hindurch doch annähernd beständigen Raumgrößen der Eismassen stehen zu den Raumverhältnissen ihrer Täler in einer engen Beziehung.

Es ist nun von hohem Interesse, den feineren Rhythmus der Moränengliederung mit der Raumgliederung der Talräume zu vergleichen. Die

Täler der Lechtaler Alpen und in noch höherem Maße jene der Ferwallgruppe zeigen sich zu oberst durch Karräume, weiter hinab jedoch durch Felsstufen reichlich gegliedert. Das Ergebnis der Kartierung der Felstalformen und der darauf lagernden Moränen ist nun der Beweis einer weitgehenden Unabhängigkeit der Detailgliederung der Felsräume und der Moränenwälle.

Die Verteilung der Moränen der Schlußeiszeit fällt mit der Raumgliederung der Täler nur in den groben Umrissen zusammen.

Wenn man das Verhältnis der hochgelegenen Moränenwälle zu ihren Karräumen betrachtet, so findet man, daß die Karräume für die Spannung dieser Moränen durchaus, meist sogar wesentlich, zu groß sind.

Das heißt mit anderen Worten, die Gletscher, welche zuletzt in diesen Karen lagen und die heute dort vorhandenen Moränen zurückgelassen haben, vermochten bei weitem nicht diese Räume zu erfüllen.

Wenn sie aber diese Hohlräume nicht auszufüllen vermochten, so können sie dieselben auch nicht ausgebrochen haben.

Die Karformen sind für die zu den noch heute hier vorhandenen Moränenwällen passenden Gletscher viel zu geräumig.

Als ein Beispiel für die Verteilung dieser hochgelegenen Moränenwälle führe ich aus den Lechtaler Alpen die Vorderseespitze nördlich von Schnann im Stanzertale an.

Dieser stolze, auch heute an seiner Nordseite noch etwas vergletscherte, 2888 *m* hohe Felsgipfel wird fast ausschließlich von Hauptdolomit aufgebaut.

Er besteht also aus einem recht gleichmäßigen Gesteinsmaterial.

In den Gipfelkörper sind, wie Fig. 9 zeigt, ringsum Kare eingeschnitten, welche recht gut erhaltene, durchaus geschlossene Moränenbogen beherbergen.

Das Hinaufrücken der Gletscher ist durch die Gliederung der Moränenwälle sehr anschaulich ausgesprochen.

Zum Vergleich füge ich eine Skizze der Moränenverteilung aus der Ferwallgruppe an.

Fig. 10 gibt die Moränenbekränzung der nahezu gleich hohen Rendelspitze (2877 *m*) südlich von St. Anton wieder.

Die Moränen sind hier relativ größer und steigen auch tiefer in in die benachbarten Täler herab.

Man darf dabei aber nicht vergessen, daß der Körper der Rendelspitze wesentlich breiter und wuchtiger als jener der Vorderseespitze ist und daher auch gleichzeitig größere Gletscher tragen konnte.

An einer Gleichaltrigkeit der hochgelegenen Moränenwälle der beiden so gut wie gleich hohen Gipfel ist wohl nicht zu zweifeln.

Die hochgelegenen Moränenwälle sind sowohl in den Lechtaler Alpen wie auch in der Ferwallgruppe zahlreich und gut erhalten.

Wesentlich schlechter ist es um den Besitzstand der tieferen, mittleren Moränen bestellt. Während die hohen Moränen vielfach in den flachen Karschüsseln und noch oberhalb der Hauptquellaustritte eine sichere Aufbewahrung fanden, kamen die mittleren Moränen vorzüglich in die steilabfallenden und engen Talschluchten zu liegen.

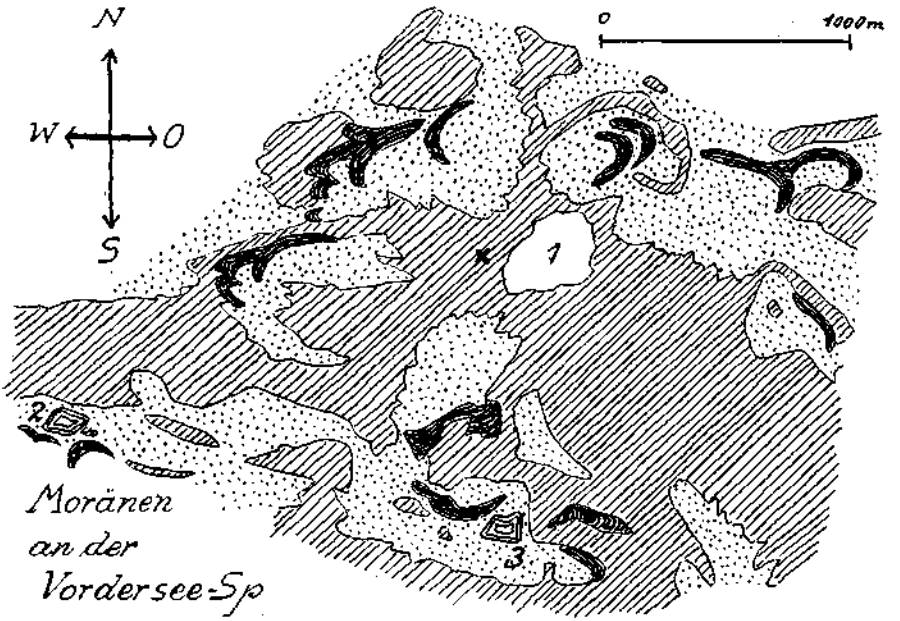


Fig. 9. x = Vorderseespitze, 2888 *m*. 1 = Vorderseeferner. 2 = Hintersee-Kridlonsee. 3 = Vordersee. Schraffiert = Grundgebirge; punktiert = Gehängeschutt; schwarz = Blockmoränen der Schlußeiszeit.

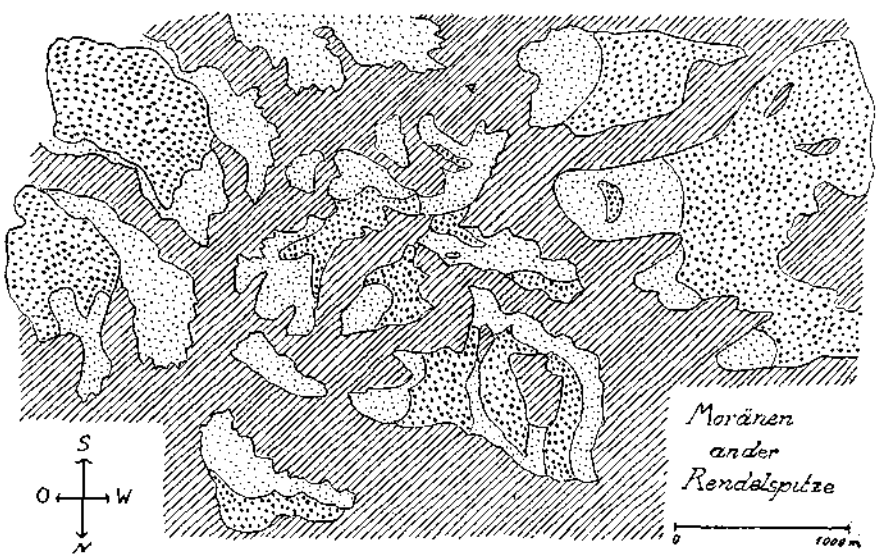


Fig. 10. △ = Rendelspitze, 2877 *m*. Schraffiert = Grundgebirge; feine Punkte = Gehängeschutt; grobe Punkte = Blockmoränen der Schlußeiszeit.

Es ist daher nicht verwunderlich, wenn in vielen Tälern fast alle Spuren ihrer Anwesenheit verloren gegangen sind.

Als ein Beispiel einer selten guten Erhaltung der mittleren Moränengruppe möchte ich das Steißbachtal nördlich von St. Anton erwähnen, dessen Moränenbestand Fig. 11 illustriert. Hier sind ausnahmsweise auch die mittleren Moränen recht deutlich zu erkennen, während dies in den meisten benachbarten Tälern sowohl der Lechtaler Alpen als auch der Ferwallgruppe nicht der Fall ist. Es ist aber hier ähnlich wie

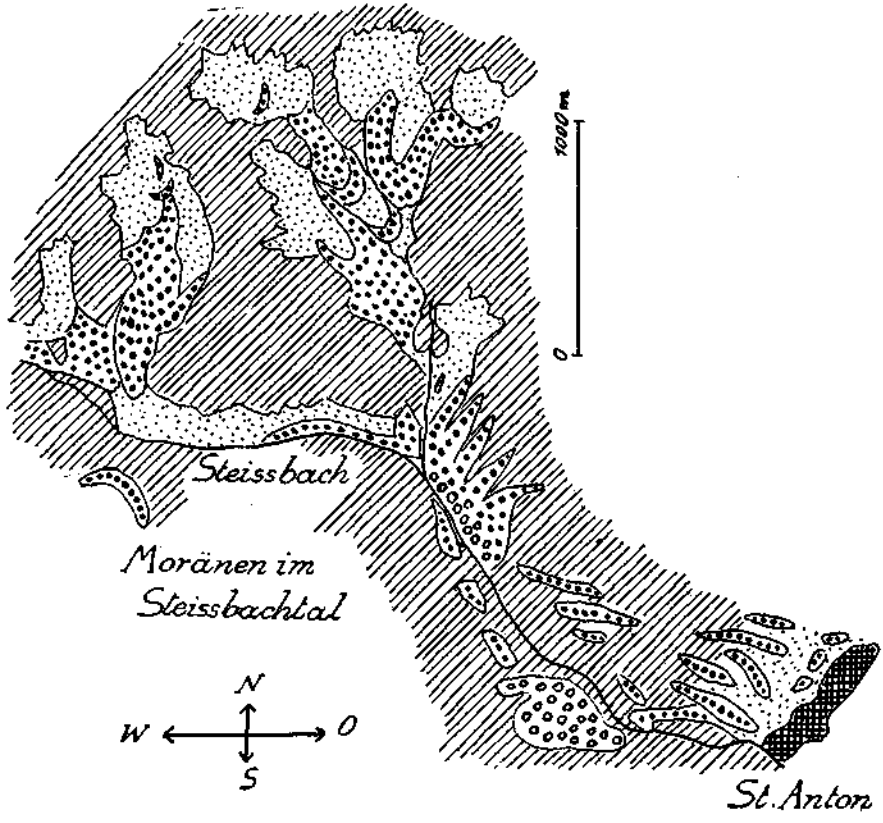


Fig. 11. Schraffiert = Grundgebirge; feine Punkte = Gehängeschutt; grobe Punkte = Wallmoränen der Schlußeiszeit; Ringelchen = Grundmoränen der Würmeiszeit.

im Dawingraben auch noch Grundmoränenmaterial aus der Würmeiszeit erhalten geblieben.

Gut entwickelt ist auch die untere Moränengruppe.

Immerhin sind hier die Möglichkeiten der Erhaltung insoferne wieder etwas günstigere, als sich diese Moränen mit Vorliebe erst am Ausgang der Steiltäler einstellen und hier zu beiden Seiten der Bachschlucht geschützt sind. Diese untere Gruppe von Moränen hat bisher keine Beachtung gefunden, und ich will mich aus diesem Grunde etwas genauer mit ihnen beschäftigen.

Die hieher gehörigen Formen sind mir besonders unmittelbar bei St. Anton in ihrer Moränennatur deutlich geworden.

Sie bilden hier gleich oberhalb der Eisenbahnstation einen Teil des vielbesuchten Ski-Übungsterrains. Die Skizze (Fig. 12) veranschaulicht die hier vorliegende Formengruppe in schematischen Umrissen.

Ich habe in früheren Jahren ähnliche Formen, ohne sie genauer zu beachten, für die zerschnittenen Reste eines höheren Schuttkegels gehalten.

In der Zeitschrift für Gletscherkunde, III. Band, 1908, habe ich auf Seite 118 eine Abbildung (Fig. 20) der alten Schuttkegelreste vor der Kranebitterklamm bei Innsbruck veröffentlicht, welche ich heute als eine Moränengruppierung auffasse.

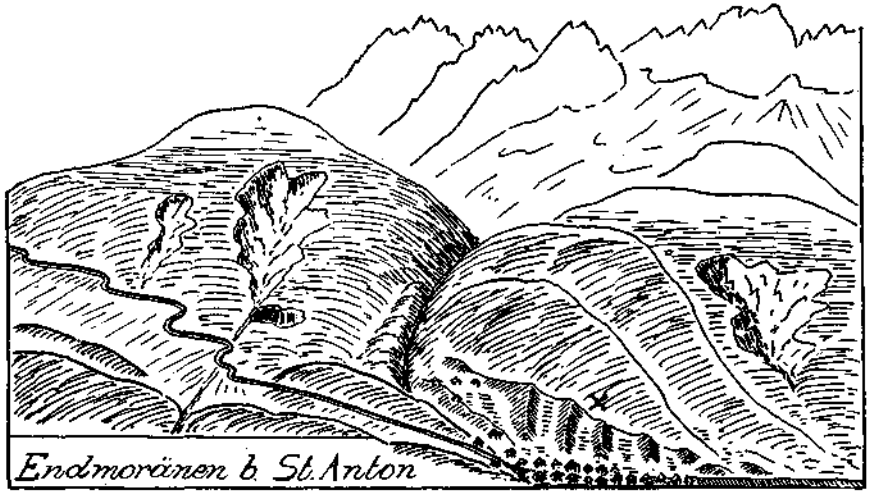


Fig. 12. x = Gruppe von Endmoränen der Schlußeiszeit.

Bevor ich diese Formen noch näher bespreche, führe ich noch ein Beispiel aus dem Stanzertale vom Ausgang des Vadiesengrabens oberhalb von Pettneu (Fig. 13) an.

Hier sind die Verhältnisse womöglich noch klarer als bei St. Anton ausgebildet.

Die Hauptfrage bleibt diesen Formgebilden gegenüber zunächst, ob es sich nur um Reste eines höheren und stark zerschnittenen Schuttkegels handelt oder ob den einzelnen Teilschuttkörpern eine selbständige Entstehung zukommt.

Bei den zwei hier vorgelegten Beispielen würde die Ergänzung zu einem geschlossenen Schuttkegel bereits so steile Kegelformen ergeben, wie sie im ganzen Bereiche des Inntales bei Bachschuttkegeln nirgends vorhanden sind.

Bei St. Anton würde der ergänzte Schuttkegel auf einer Erstreckung von zirka 400 *m* bereits 150 *m* Neigung aufweisen.

Bei Vadiesen beträgt die Neigung des Schuttkegels auf zirka 400 *m* Erstreckung über 140 *m*.

So steile Schuttkegelformen würden am Ausgang von wasserreichen Tälern wohl sehr unwahrscheinliche Gebilde vorstellen, wenn man bedenkt, daß die heutigen großen Schuttkegel hier wesentlich geringere Neigung zeigen.

Die Neigung des heutigen Schuttkegels beträgt z. B. am Ausgang des Vadiesengrabens nur 60 *m* auf 400 *m* radiale Erstreckung.

Die Annahme von so steilen älteren Schuttkegelbreiten ist also wohl recht unwahrscheinlich. Die Unwahrscheinlichkeit dieser Annahme nimmt aber weiter zu, wenn man die Umgrenzung der ganzen Schuttmasse und ihre Auflösung in Teilkörper genauer betrachtet.

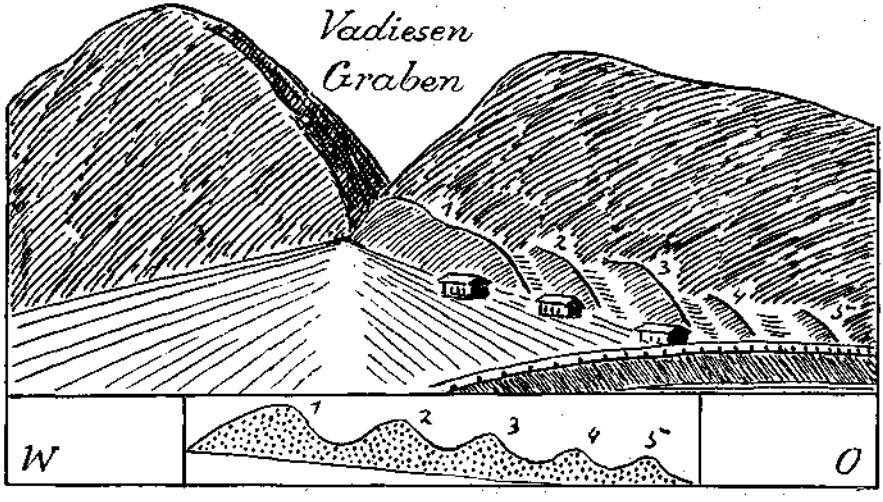


Fig. 13. 1, 2, 3, 4, 5 = Endmoränenwälle.

Die älteren Schuttkegel gehören im allgemeinen zu den bestumgrenzten geologischen Ablagerungen. Sie sind zumeist von einem Steilrand eingefaßt, der die ganze Masse an ihrem Fuße umsäumt. Dies ist jedoch bei den hier betrachteten Formen nirgends der Fall.

Sie sitzen im Gegenteil bereits einem großen, klar umgrenzten Schuttkegel auf und haben selbst kein sie einheitlich umschließendes Formgebinde.

Die Schuttkegel des Steißbaches und des Vadiesenbaches werden gegen die Rosanna zu von einer 10—16 *m* hohen Steilstufe begrenzt.

Diese Steilstufe umsäumt die Schuttkegel ohne irgendeine sichtbare Beziehung zu den darüber aufragenden Schuttkämmen und Schuttmulden.

Die tiefen und breiten Mulden zwischen den benachbarten Kämmen und Hügeln laufen glatt auf die Fläche des vorgelagerten Schuttkegels aus.

Wenn die einzelnen Schutthügel nur Ausschneidungen aus einem höheren, älteren Kegel sind, so müssen die ausschneidenden Furchen

älter als der heute davorliegende Schuttkegel sein. Es müßte also, mit anderen Worten, der große heutige Schuttkegel in die Furchen des tief zerschnittenen alten Kegels hineingeschüttet worden sein.

Das scheint wirklich der Fall gewesen zu sein. Wir finden gleich östlich von St. Anton eine interessante Stelle, welche sich kaum anders erklären läßt.

Etwa 2 *km* östlich von der Station St. Anton mündet der Bach des Schöngrabens von N her in die Rosanna.

Aus dem Schöngraben baut sich ein mächtiger Schuttkegel heraus, der von der Rosanna zurückgedrängt und mit einer Steilstufe begrenzt wurde. Zu beiden Seiten der Mündung des Schöngrabens befinden sich nun ebenfalls wieder isolierte hohe Schuttkämme, von denen der westliche die Ruine Arlen trägt.

Hier ist es nach der Beschaffenheit des Schuttes ohne Zweifel, daß es sich um Moränen handelt. Diese Moränenrücken werden nun vom Schuttkegel des Schöngrabens ganz umsäumt. Die Merkwürdigkeit dieser

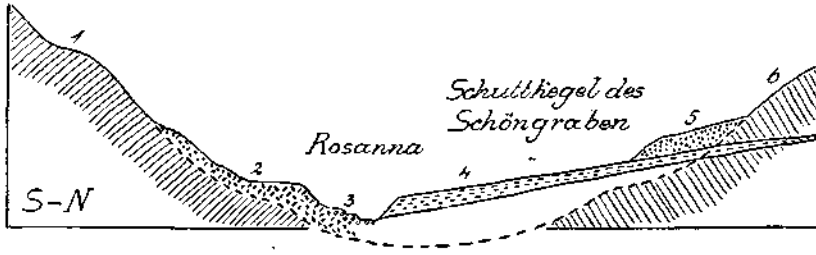


Fig. 14. 1 = Gneisgebirge. 2 = kristalliner Blockschuttmoräne. 3 = Gerölle der Rosauua. 4 = Schuttkegel des Schöngrabens. 5 = kalkalpine Moräne. 6 = Verrucano und Buntsandstein.

Stelle besteht nun darin, daß hier auch von der Südseite des Rosannatales eine Moränenmasse genau gegenüber vom Schuttkegel des Schöngrabens abgelagert wurde. Diese Moränenmasse besteht aus rein kristallinem Material und reicht ganz bis zur Rosanna herab. Wie das Querprofil (Fig. 14) zeigt, muß hier die Moräne mit dem kristallinen Material älter als der Schuttkegel des Schöngrabens sein.

Gleichzeitigkeit ist wohl ausgeschlossen, da keinerlei Vermischung des verschiedenartigen Schuttes hier stattgefunden hat.

Nun entspricht aber die Moräne am Nordfuß der Rendelspitze ihrer Lage nach vollkommen der Moräne am Ausgang des Schöngrabens. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß auch die letztere älter als der Schuttkegel ist.

Es handelt sich also um Moränenwälle, die älter sind als die sie umfassenden Schuttkegel.

Dabei hat sich der Bach bereits ziemlich tief in den Schuttkegel eingeschnitten, der für die heutige Schuttlieferung offenbar viel zu groß ist und nicht mehr genügend ernährt werden kann.

Wir haben es hier mit einem deutlich „hypertrophen" Schuttkegel zu tun, welcher offenbar durch die Abschwemmung des Moränenmateriales

nach dem Rückzug der Vergletscherung so große Dimensionen erreichte und nun wieder zusammenschrumpft.

Ähnliche Erscheinungen habe ich in dieser Zeitschrift im Jahre 1929 auf S. 144—145 aus dem Bereiche des Kössener Beckens beschrieben.

Die Auflösung der Großform, also der Moränengruppe, in eine Anzahl von kleineren selbständigen Wällen und Hügeln ist bei der Deutung als Endmoränen unmittelbar mit der Entstehung gegeben.

Wie die Betrachtung der vollständig erhaltenen, hochgelegenen Moränenwälle nahelegt, sind in sehr vielen Fällen immer mehrere benachbarte Wälle ganz deutlich zu einer Gruppe vereinigt. Die Verteilung

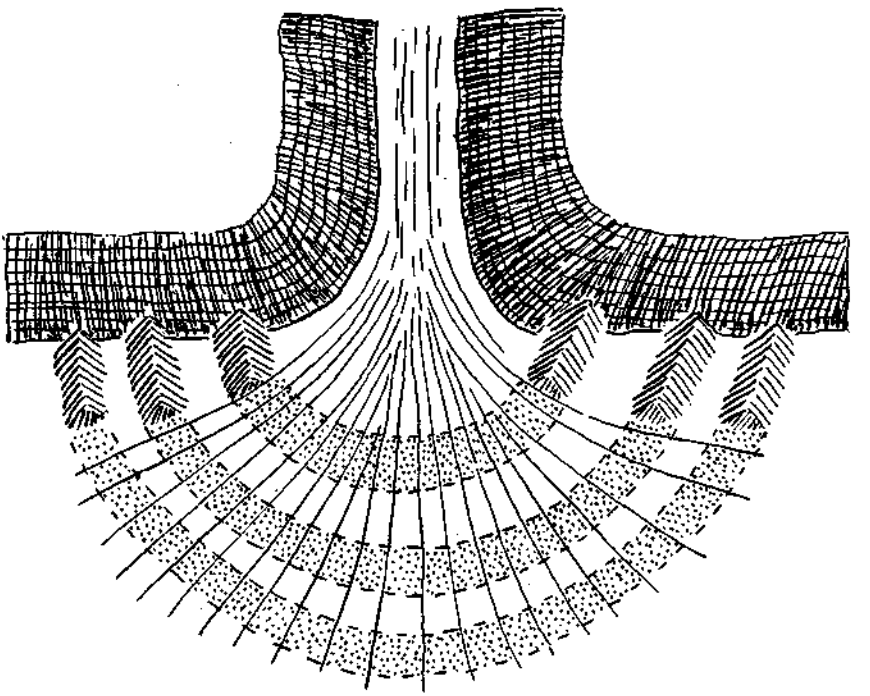


Fig. 15. Schema der Zerstörung von Endmoränenbögen an der Mündung von wasserreichen Steiltälern.

der Moränenwälle vollzieht sich nirgends etwa in regelmäßigen Abständen, sondern immer in Anhäufungen von Wällen, die dann durch größere Lücken isoliert werden.

Die unterste dieser Moränengruppen liegt nun hier im Stanzertal und auch sonst vielfach in den Alpen gerade am Ausgang der Steiltäler in das Haupttal.

An dieser Stelle sind die Erhaltungsmöglichkeiten von Endmoränenwällen nur zu beiden Seiten der Steiltalmündung günstig.

Die ganzen mittleren Teile der Moränenbögen sind vielleicht schon wegen der reichen Wasserführung nie als Wälle abgelagert, sondern gleich als Schuttkegelteile ausgebreitet worden.

Nach dem Rückzug des Eises setzte eine gesteigerte Erosion und Schuttablieferung ein. Dadurch wurden, wie das Schema Fig. 15 veranschaulicht, die ganzen mittleren Bogenteile der Endmoränen zerstört und umgeschüttet. So sind hier am Ausgang von wasserreichen Steiltälern naturgemäß im allgemeinen nur die randlichen Stücke der Wälle bestandfähig.

Diese relativ starke Zerstörung der Wallformen ist wohl auch die Ursache, warum die Moränennatur dieser Gebilde so spät erst erkannt worden ist.

Der Unterschied in der Erhaltung der hochgelegenen und unteren Moränengruppen ist auffallend groß.

Die Ursache dafür liegt zunächst in der Wasserführung, welche oben recht gering, unten aber vielmals größer ist und bei Hochwässern, Schneeschmelze, Gewittern usw. gewaltige Beträge erreichen kann.

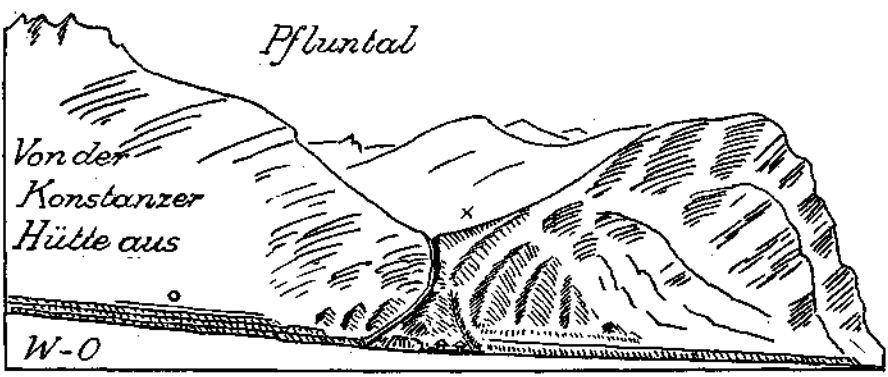


Fig. 16. x = Endmoränengruppe am Ausgang des Pfluntales. o = Schotterterrassen.

Dazu kommt dann noch die Verschiedenheit des wallbildenden Schuttwerkes, das oben fast rein grobblockig, unten vorherrschend feinerschuttig ist.

Das erstere unterstützt die Durchlässigkeit und damit den Dauerbestand der Form. Das zweite staut das Wasser und zwingt so zu gewaltsamen Durchbrüchen.

Außerdem kann der Feinschutt viel leichter aufgewühlt und fortgeschwemmt werden. Wenn man die Natur dieser Formengruppe einmal erkannt hat, ist man erstaunt, wie oft sie wiederkehrt.

Ich kenne derzeit bereits viele hiehergehörige Formen aus den Kalk- wie aus den Gneisalpen. Die reichgegliederten Formengruppen enthalten fünf bis acht deutlich gesonderte Wallreste, die ärmeren sind nur mit zwei bis drei Wällen ausgestattet.

Ich füge hier noch ein Beispiel dieser Moränenformen aus dem kristallinen Gebiet der Ferwallgruppe (Fig. 16) an.

Es stellt die Moränenwälle am Ausgang des Pfluntales gegenüber der Konstanzer Hütte dar.

Hier ist auch der Materialunterschied zwischen den hochgelegenen und unteren Moränen auffallend groß.

Oben haben wir lauter grobblockiges Gneismaterial, unten großenteils weißlichen, gutzerriebenen Feinschutt.

Wunderbar klar ist dieser Bearbeitungsunterschied zwischen den hochgelegenen und den unteren Moränen auch an der Westseite der großartigen Patteriolspitze (Fig. 17) ausgebildet.

Interessant ist auch der Befund, daß die Anzahl der Wälle zu beiden Seiten der Mündung der Steiltäler durchaus unregelmäßig verteilt ist.

Symmetrische Anordnungen scheinen sehr selten zu sein. Zumeist liegen unsymmetrische und einseitig bevorzugte vor.

Entlang der Inntalfurche sind nach meiner Erfahrung immer die in der Hauptgefällsrichtung gelegenen östlichen Wallgruppen reicher entwickelt.

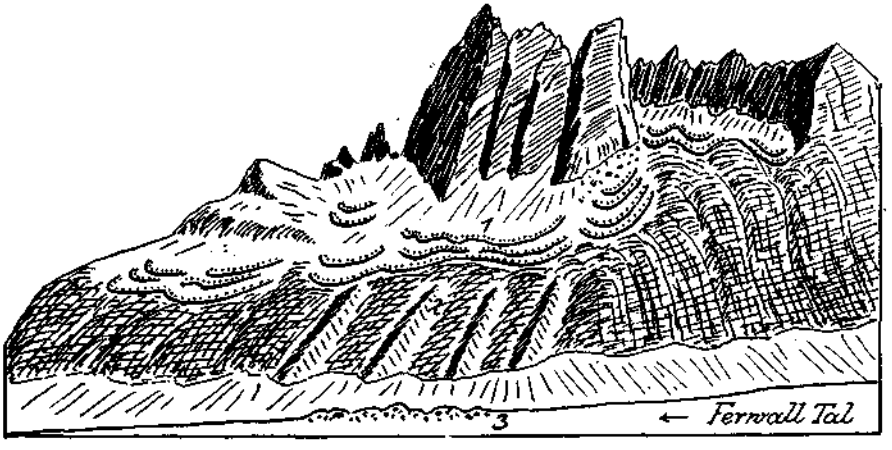


Fig. 17. Ansicht der Patteriolspitze von W. 1 = hochgelegene Blockmoränen 2 = Feinschuttmoränen. 3 = tiefere Blockmoränen.

Die Dreiteilung in der Anordnung der Hauptmoränengruppen, welche wir hier im Bereiche der Lechtaler Alpen und der Ferwallgruppe so deutlich ausgebildet sehen, steht natürlich mit der morphologischen Formung des Hochgebirges in einer nahen Beziehung.

Der Dreiteilung der Moränengruppen entspricht die Gliederung in Karraum — Steilstufe-, Steiltal — Talmündung.

Die Gletscher der Schlußeiszeit haben diese Bergformung nicht geschaffen, ja nicht einmal wesentlich umgestaltet.

Wohl aber waren diese vorgegebenen Räume für ihre Ausbreitung und für ihren Rückzug von großem Einfluß.

Der wichtigste Raum ist die Karform. Hier findet nicht nur die Hauptspeicherung von Firn und Eis statt, hier ist die beste Lagerstätte der Gletscher und ihr längster Aufenthalt.

Eine so der Lage und Form nach zweckdienliche Aussprengung von Aufbewahrungsräumen für das Eis kann unmöglich ein Zufallsgebilde sein.

Hier ist die Ausgestaltung einer ursprünglich vom fließenden Wasser ausgenagten Furche zu einer behaglichen Dauerwohnstätte für das Eis wohl unverkennbar.

Die Gletscher der Schlußeiszeit haben an der Aussprengung der Hohlform wohl nur mehr geringfügig mitgeholfen.

Sie fanden diese Hohlräume bereits als fertige Gebilde vor.

Das darunter befindliche, meist schluchtartige Steiltal oder ein Steilgehänge stellt nur eine Gleitbahn vor.

Hier konnten sich Ablagerungen von Moränen nur selten länger halten.

Die Verhältnisse an der Mündung der Steiltäler haben wir schon eingehender besprochen.

Die Dreiteilung der Moränengruppen haben wir bisher ausschließlich aus Endmoränen abgeleitet.

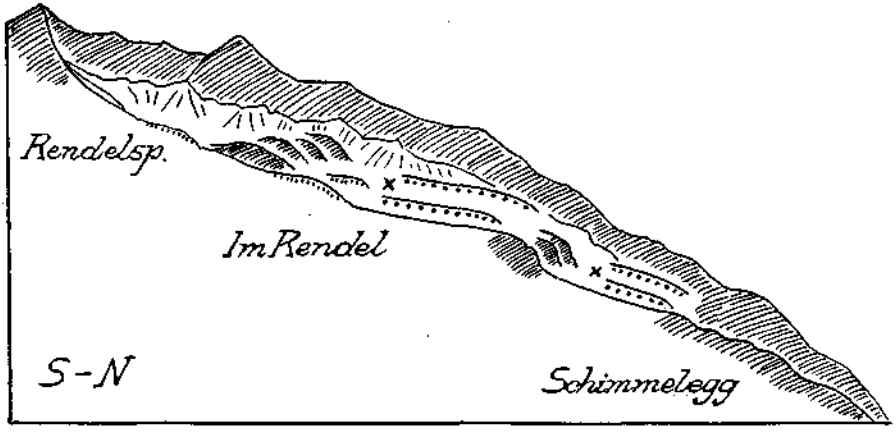


Fig. 18. x = Doppelte Seitenmoränenwälle. Punkte = Blockmoränen. Schraffiert = Grundgebirge.

Es gibt aber auch manche Fälle, wo sich noch für die mittlere und untere Gruppe die Seitenmoränen auffinden lassen.

Als Beispiele führe ich hier Fig. 18 von der Nordseite der Rendelspitze und Fig. 19 von dem innersten Ferwalltal an.

In beiden Fällen erkennt man die Zweigliederung der Seitenmoränen sehr deutlich, während die dazu gehörigen Endmoränen größtenteils zerstört sind. Über ihnen stellen sich dann erst die geschlossenen Bögen der hohen Karmoränen ein.

Aus der Verfolgung der Moränen der Schlußeiszeit hat sich ergeben, daß sowohl im Stanzer- wie auch im Klostertal aus allen Karen und Steiltälern Gletscher bis ins Haupttal oder nahe an dasselbe herabhingen.

Dabei ist es aber nicht mehr zur Zusammenschmelzung zu großen Talgletschern gekommen.

Als ein Beispiel für diese Art von lokaler Vergletscherung füge ich hier eine Skizze der Moränenverteilung im Moostal südlich von St. Anton (Fig. 20) ein.

Fig. 19. x = Doppelte Seitenmoränenwälle.

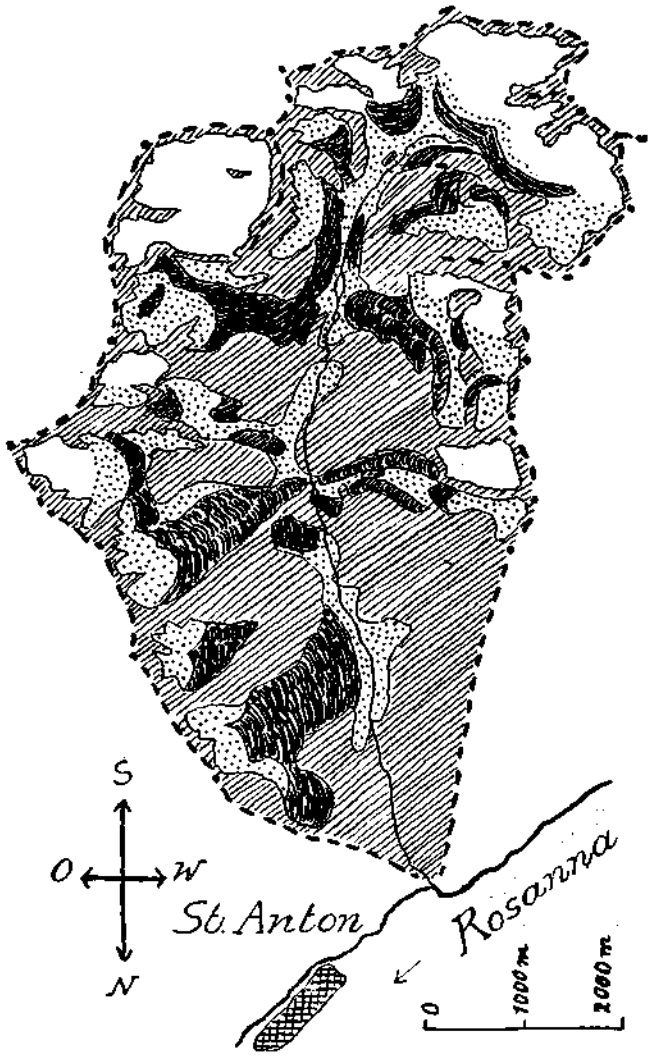


Fig. 20. Moränenverteilung im Moostal. Schraffiert = Grundgebirge; schwarz = Blockmoräneu der Schlußeiszeit; punktiert = Hang- und Bachschutt; weiß = Gletscher.

Die Hängegletscher stiegen von allen Seiten ins Haupttal herab, blieben aber doch selbständig.

Dieses Selbständigbleiben der einzelnen benachbarten Lokalgletscher ist für die Schlußeiszeit eine recht charakteristische Erscheinung.

Wenn man nun z. B. die Ablagerungen der Schlußeiszeit vom Arlberg entlang des Inntales bis an den Alpenrand verfolgt, so begegnet man immer wieder Kar für Kar, Seitental für Seitental den mehr oder weniger gut erhaltenen Resten der Lokalgletscher. Vielfach stiegen dieselben bis ins Inntal herab, vielfach blieben sie noch in den Seitentälern stecken.

Nirgends ist es aber zum Zusammenschluß der Lokalgletscher zu einem großen Talgletscher gekommen, nirgends haben sich die Gletscher von der Nordseite des Inntales mit jenen von der Südseite vereinigt.

Durch die geringe Bearbeitung des Moränenmateriales, durch die feine Anschmiegung an die lokale Berggestaltung und durch die vielfach noch prächtig erhaltenen Wallformen grenzt sich die Hinterlassenschaft der Schlußeiszeit scharf gegen die spärlichen und meist schon formlosen Reste der Würmeiszeit innerhalb des Hochgebirges ab.

Die Deutung dieser Ablagerungen als sogenannte Rückzugsstadien der Würmeiszeit war völlig verfehlt.

Heute hebt sich die Selbständigkeit dieser zusammengehörigen Moränengruppen in allen Teilen der Ostalpen und wohl auch der Westalpen klar heraus.

Besonders eindringlich belehren uns in dieser Hinsicht die reichen Aufschlüsse des Inntales.

Der gewaltige Eisstrom des Inntalgletschers war längst völlig verschwunden, als noch einmal von allen Seiten neugebildete Lokalgletscher in sein verlassenes Riesenbett herabstiegen, das sie aber bei weitem nicht mehr auszufüllen vermochten.

Der Rhythmus dieser „postglazialen Vergletscherung" war vom Rande der Nordalpen bis ins Herz der Ferwallgruppe hinein derselbe.

Das ist nur möglich, wenn eine neue und ganz selbständige Vergletscherung und nicht Gebilde eines langandauernden Rückzuges vorliegen. Die hier an einigen Beispielen vorgeführte Dreiteilung der Moränengruppen ist dieselbe, ob es sich nun um die Loferer Steinberge, das Kaisergebirge, das Karwendelgebirge oder die Lechtaler Alpen handelt.

Auch im Urgebirge macht sich eine gleichartige Gliederung erkennbar.

So liegt z. B. im Gschnitztal die unterste prächtig erhaltene Endmoräne bei Gschnitz. Sie wurde von Penck zur Bezeichnung „Gschnitzstadium" verwendet.

Die nächst höhere Moränengruppe stellt sich bei der Lapones-Alpe ein.

Die hochgelegenen Wallformen befinden sich dann oben, vor und in den Karräumen. Wenn man die Größe und Höhenlage der Räume in Betracht zieht, haben wir im Gschnitztal ganz denselben Rhythmus wie in den Tälern der Ferwallgruppe.

Als ein Beispiel führe ich noch einen schematischen Längsschnitt durch das Nenzigastertal (Fig. 21) hier an, der diese Gliederung in klaren und leicht überblickbaren Verhältnissen zeigt.

An diesem Schnitt sieht man auch, daß die Lage der Endmoränen nicht genau mit der Gliederung des Felsbodens zusammenfällt. Es handelt sich hier bestimmt um ältere glaziale Ausschleifungen der Felsformen.

Die Rückfälligkeit der glattgeschliffenen Stufen trägt den unverwischbaren Stempel der echten Erzeugnisse der Eiswerkstätten an sich.

Hier ist mit der Annahme von Verbiegungen nichts zu machen.

Diese Art von Rückfälligkeit kehrt im Hochgebirge in vielen Tausenden von Fällen bei der Abgliederung der Talräume immer wieder. Wenn die Abgliederung der Talräume auch wahrscheinlich das Ergebnis einer von tektonischen Bewegungen gestörten Wasserarbeit bedeutet, so ist die Ausschleifung der Felsbecken sicherlich der Eisarbeit zuzuschreiben.

An dieser Eisarbeit haben aber die Gletscher der Schlußeiszeit wohl wegen ihrer geringen Zeitdauer wenig Anteil genommen.

Zusammenfassend können wir sagen, daß in der Umgebung des Arlbergpasses sich nur verhältnismäßig geringe Reste von Ablagerungen der Würmeiszeit auffinden lassen.

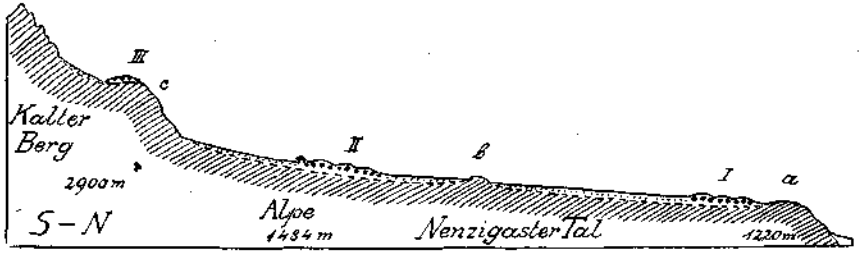


Fig. 21. I, II, III = untere, mittlere, obere Gruppe der Blockmoränen der Schlußeiszeit. a, b, c = Vom Eise geschliffene Felsriegel. Schraffiert = Grundgebirge; punktiert = Hang- und Bachschutt.

Dagegen ist die Hinterlassenschaft der Schlußeiszeit (postglazialen Eiszeit) ungemein reich ausgestattet und in ihren Moränenformen klar gezeichnet.

Die heutige Vergletscherung schließt mit ihren Moränen unmittelbar an die hochgelegenen, nächstälteren Moränengruppen an.

Die Moränengruppen lassen ungezwungen eine Art von Dreiteilung zu.

Zu oberst liegt die oft reich gegliederte Gruppe der hochgelegenen Moränen, ausgezeichnet durch wohlerhaltene und meist auch unzerschnittene Wallbögen.

Darunter folgt im Bereiche der Steiltäler oder Steilhänge eine mittlere, vielfach gar nicht oder nur schlecht erhaltene Moränengruppe. Zu unterst stellen sich an den Seiten der Talmündungen eigenartige Hügelreihen ein, welche hier zum erstenmal als verstümmelte Endmoränen gedeutet werden. Ihre Mittelstücke sind der Bacherosion zum Opfer gefallen. Dieser dreiteilige Rhythmus in den Moränen der Schlußeiszeit hat in den Alpen eine weite Verbreitung.

Morphologisch ist die Schlußeiszeit durch den reichen Schatz ihrer oft schön geschwungenen Moränenwälle wirksam und ausdrucksvoll

geworden. Ihre Umgestaltung des Felsgrundes ist dagegen wohl nur unbedeutend gebliehen, infolge der zu kurzen Andauer. Nach der Einteilung von Penck und Brückner fällt die unterste dieser Moränengruppen mit dem sogenannten „Gschnitzstadium" zusammen.

Das „Daunstadium" käme für die zwei oberen Gruppen in Betracht.

Eine Vertretung des „Bühlstadiums" ist nicht vorhanden, da die Gletscher der Schlußeiszeit sich nicht mehr zu großen Taleisströmen zu vereinigen vermochten.

Wien, Mai 1929.

Über die Blei-Zinklagerstätte St. Veit bei Imst (Nordtirol).

Von **E. Clar.**

(Mit 1 Tafel und 6 Textabbildungen.)

Allgemeines.

Der fast ausschließlich Blende fördernde Bergbau St. Veit, nordwestlich Nassereith bei Imst unter den Nordwänden der Heiterwand am Schweinsteinjoch gelegen, gehört der Gruppe der nordalpinen Blei-Zinklagerstätten an, die über 40, heute fast durchwegs gefristete Bergbaue umfaßt; ihre westlichsten Ausläufer sind aus Vorarlberg, ihre östlichsten von Annaberg und Türnitz in Niederösterreich bekannt.[1]) Die Lagerstätten verteilen sich demnach fast über die ganze streichende Erstreckung der Nördlichen Kalkalpen, wenngleich die weitaus bedeutendste Erzkonzentration und die dichteste Anordnung der Vorkommen in dem Raume zwischen dem Meridian von Hall bei Innsbruck und ungefähr dem von Landeck erreicht wird. Hier finden sich auch die jetzt oder noch vor kurzem wirtschaftlich wichtigen Bergbaue, neben St. Veit Dirstentritt, Karrösten (Tschirgant), Silberleithen bei Biberwier, Nägelseekahr und Lafatscher Joch, die einzigen, die in diesem Jahrzehnt noch im Betrieb stehen oder wenigstens standen.

In der Art der Vererzung werden die Nordtiroler Blei-Zinklagerstätten gewöhnlich vollkommen denen in der Drauzugtrias und in deren östlicher Fortsetzung gleichgesetzt, in erster Linie wegen des Vorkommens der wichtigsten in denselben stratigraphischen Horizonten, der Ähnlichkeit in der Mineralführung und gewisser Ähnlichkeiten in der Lagerstättenform. Ohne diese Übereinstimmungen zu vernachlässigen, können doch eine Reihe von Verschiedenheiten festgestellt werden, die ihren Ausdruck in der von Tornquist[2]) gegebenen Aufstellung der eigenen Typen St. Veit und Dirstentritt finden.

Die Nordtiroler Lagerstätten sind vom Typus Bleiberg-Mies in erster Linie gewissermaßen der Vererzungsintensität nach unterschieden, in dem Sinne, daß wir, wie unten zu zeigen sein wird, eine dem Wesen nach ungefähr ähnliche Genese feststellen können, aber nicht in Begleitung einer so weitgehenden Metasomatose, denn bei der allenfalls als Typus abzutrennenden Lagerstätte Silberleithen ist das herrschende Vererzungsbild ein Netz von Klüften und Klüftchen im Kalk,

[1]) B. Granigg, Über die Erzführung der Ostalpen; Mitteilungen der Wiener Geologischeo Gesellschaft. 1912.

[2]) A. Tornquist, Die geologischen Probleme der Blei-Zinkvererznng in den Ostalpen; Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1928, 12.

also nichts als die ausgefüllten, ursprünglich offenen Wege der Lösungen. Die Mitte zwischen beiden bildet der Typus St. Veit, bei dem eine kräftige Metasomatose, aber mit einer noch im einzelnen deutlichen Beziehbarkeit zu den Vererzungswegen bezeichnend ist.

Als gänzlich abweichend von diesen zwei, durch den Grad der Metamorphose getrennten Typen ist hier noch ein dritter anzuführen, nämlich der erwähnte Typus Dirstentritt, eine Lagerstätte, deren Erze in einer relativ jungen, durch Querverstellungen nicht mehr beeinträchtigten Störungszone im Wettersteinkalk aufsetzen.[3]) Weitere junge Bewegungen auf dieser Zone haben auch die Erze stark beansprucht und auch die Zerreibung des Kalkes in einer Weise fortgesetzt, daß die alte Angabe Issers[4]): „Blei- und Galmeierze (ohne Blende) [leichte Zirkulation der Tagwässer durch die Zerrüttung! d. Verf.] mit Molybdän in Sandlagern im dolomitischen Kalke" dem Bilde der Grubenaufschlüsse immerhin entspricht.

Gegen die vollständige Gleichsetzung im Sinne der Granigg'schen Gedankengänge hat ja schon R. Canaval[5]) die regionale Verschiedenheit im Silbergehalt der Erze angeführt.

Ein wichtiges entscheidendes Merkmal soll hier den späteren Erörterungen vorweggenommen werden, nämlich, daß für St. Veit und damit mindestens für einen Teil der Nordtiroler Lagerstätten ein weit höheres Alter als für die von Bleiberg-Kreuth als Typus derer des Drauzuges angenommen werden muß.

Eine gewisse Armut in der Zahl der Lagerstättenmineralien (Fehlen von Anhydrit und Gips, Seltenheit von Flußspat und Baryt; Wulfenit ist außer St. Veit recht verbreitet) ist außerdem für die Nordtiroler Lagerstätten allgemein bezeichnend.

Weiterhin gegenüber den in den Gailtaler Alpen und Nordkarawanken gelegenen Bergbauen bemerkenswert ist, daß die Erzführung in weit mannigfaltigeren stratigraphischen Horizonten auftritt. Vorbehaltlich einer späteren Ergänzung durch eine umfassendere Bearbeitung der weit auseinanderliegenden kleinen Lagerstätten, soweit diese überhaupt noch möglich, können hier folgende Angaben gemacht werden: die durch die Übertragung der zahlreichen von Isser gegebenen Daten in die ausgezeichneten Ampferer'schen Spezialkarten der Geologischen Bundesanstalt in Wien[6]) gewonnen sind. Demnach liegen im Muschelkalk von diesen Lagerstätten 4 oder 5, zwei davon sicher unter Partnachschichten; im Wettersteinkalk unter Raiblern mindestens 9, nicht sicher unter diesen oder unabhängig von ihnen Wettersteinkalk 12, davon folgen 3 dem Typus Dirstentritt; 2 (3?) in Raibler Dolomiten, 4 oder 5 im Hauptdolomit, bzw. in den darüberliegenden Dachsteinkalken (Plattenkalk); dazu kommen noch einige bisher ganz unsichere.

---

[3]) O. Ampferer, Erläuterungen zu Blatt Lechtal. M. v. Isser, Bergbau und Hütte, 1919.

[4]) M. v. Isser, Die Montan- und Schurfbaue Tirols etc.; Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch 1888.

[5]) R. Canaval, Über den Silbergehalt der Bleierze in den triassischen Kalken der Ostalpen. Zeitschrift für praktische Geologie, 1914.

[6]) Blätter Lechtal, Zirl und Nassereith, Innsbruck und Achensee, Landeck.

Für die späteren Erörterungen ist ein kurzer Hinweis auf die tektonische Gliederung notwendig: Ampferer unterscheidet in dem in Betracht kommenden Gebiet zwei große Schubmassen, die er als höhere Inntaldecke und tiefere Lechtaldecke[7]) bezeichnet, welch letzter wieder auf der tiefsten Allgäudecke aufliegt. In einzelnen Resten am Krabachjoch im W und südlich vom Muttekopf am Laggers sind Schollen einer noch höheren Einheit erhalten geblieben (Krabachjochdecke),[8]) die hier ebenfalls noch anzuführen ist, da auch in ihr noch Erze aufsetzen.

Diese Einheiten sind nicht mehr reine Übereinanderstapelungen vollständiger Schichtfolgen, sondern, das ist das Wesentliche für ein späteres Kapitel, es haben einerseits Abschiebungen in den hangenden Teilen der Einheiten, wie auch Abschrägungen[9]) in den liegenden stattgefunden, wodurch besonders im Bereiche der Lechtaldecke die tiefere Trias bis hinauf in die Raibler, die als Bewegungshorizont fungieren, auf weite Strecken fehlen kann.

Die Lagerstätte St. Veit ist ursprünglich aus rein praktischen Gründen aus der Reihe der Vorkommen als erste herausgegriffen worden, weil in ihr als einziger zur Zeit des Beginnes der Untersuchungen im Erze gearbeitet wurde. Es hat sich jedoch bald gezeigt, daß sie auch einen besonders günstigen Einblick in die Vererzungsart gewährt, sowohl weil die Metasomatose in ihr eine größere Rolle gespielt hat als bei vielen anderen, als auch gerade deshalb, weil diese nicht so stark war, die ursprünglichen Ansatzpunkte zu verwischen. Weiterhin hat ihre besondere geologische Stellung an einer der wichtigsten tektonischen Grenzen die verhältnismäßig sichersten Schlüsse über das Alter versprochen.

1. Geschichtliches.

Die alte Blütezeit des Bergbaues St. Veit fällt, wie überhaupt die der überwiegenden Zahl der benachbarten Lagerstätten in das 16. und 17. Jahrhundert. Nach den spärlichen Daten, die Isser[10]) noch in Erfahrung bringen konnte, war die Grube erstmalig um 1530 verliehen und wurde durch verschiedene Lehensträger bis in die Zeit um 1760—1780 betrieben, wo sie infolge der schwierigen Förderungs- und Transportverhältnisse zum Erliegen kam. Es muß bemerkt werden, daß ja vor der Eröffnung der erst in der letzten Betriebsperiode erbauten Straße durch die Klamm des Tegestales, auf der jetzt die Förderung mittels Raupenschlepper geschieht, die Erze seinerzeit um das ganze Massiv der Heiterwand herum und nach Isser westlich über das fast 2200 *m* hohe Steinjöchl nach Tarrenz und Imst und nach einer anderen Wendung (wohl in der späteren Zeit) östlich auf einem Weg um den Alpleskopf auch in einer Höhe bis 2000 *m* nach Imst gebracht wurden. Wäre das auch damals schon genügend gewesen, eine an

[7]) O. Ampferer, Gedanken über die tektonische Stellung des Wettersteingebirges. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1912, p. 197.

[8]) O. Ampferer, Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen, dieses Jahrbuch 1914.

[9]) Vor allem: Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen, I und II; dieses Jahrbuch 1923 und 1924. Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs, ebenda 1922, S. 136.

[10]) Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen, 1888.

sich reiche Grube auf das schwerste zu belasten, so konnte später der Bergbau sich nicht mehr länger halten, als es durch die Auflösung der Schmelzhütte in Imst notwendig wurde, die Erze bis an den Inn und auf diesem nach Brixlegg zu verfrachten.

Von 1820 bis 1870 wurden nur mehr von einer Eigenlöhnergesellschaft Haldenkuttungen vorgenommen.

Bei dem gegenüber dem Blei- weitaus überwiegenden Zinkgehalt der Erze war es den Alten naturgemäß versagt, ihre um 1900 *m* hochgelegenen Abbaue (siehe das Profil) auch auf die eigentliche primäre Zone der Lagerstätte zu erstrecken. Dadurch ist diese unverritzt den neueren Erschließungsarbeiten vorbehalten geblieben, was bei den großen Vorteilen aber natürlich Schwierigkeiten in der Ausrichtung mit sich bringt.

Die wichtigsten Daten aus der neueren Betriebsära, die durch die Möglichkeit einer Blendeverwertung gekeunzeichnet ist, sind nach einer freundlichen Mitteilung Herrn Direktors P. Bewersdorff folgende:

Zwischen 1880 und 1890 wurde wieder an der Nordseite der Heiterwand geschürft und später ein Teil der jetzt noch bestehenden Freischürfe gelegt; der älteste Freischurf der Gewerkschaft Rotenstein stammt aus dem Jahre 1897. Wahrscheinlich wurde schon vor diesem Jahre der Bismarckstollen angeschlagen, ohne daß er jedoch bis an die Erzzone vorgetrieben worden wäre. „Die Freischürfe erwarb dann Heinrich Klein, Rentner in Neustadt an der Haardt. Er fuhr das Grubenfeld „Fürst Bismarck" im Jahre 1904 frei, nachdem er seit 1900 hier oben Stollen gewältigt und geschürft hatte.

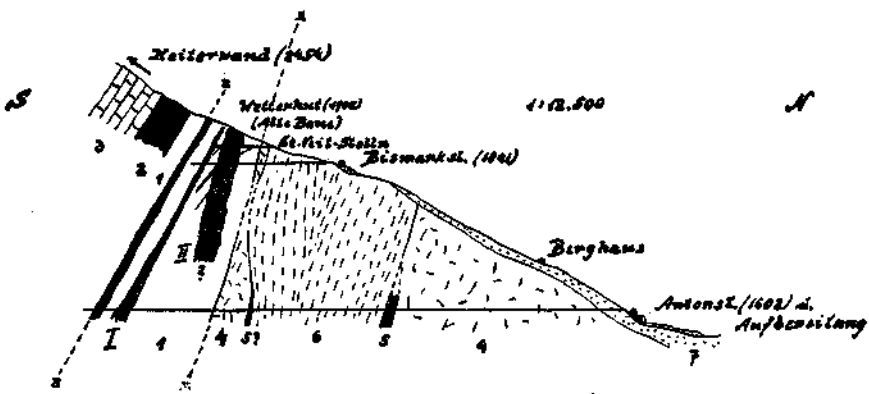
Die Gruben wurden dann ab 1904 mit kleiner Belegung in den Sommermonaten betrieben. 1910 wurde im Bismarckstollen die Lagerstätte angefahren, 1911 etwas untersucht. Der Bergbau ruhte dann bis 1921, da Klein hauptsächlich am Tschirgant arbeiten ließ und der Krieg störend in diese weitere Entwicklung eingriff. Die Gewerkschaft Rotenstein erwarb die sämtlichen Berggerechtsame im Jahre 1919, arbeitete aber erst in den Stollen ab Herbst 1921. Der Bismarckstollen wurde mit Geleisen versehen und der Antonstollen als Hilfsstollen angeschlagen und vorgetrieben. Seit dieser Zeit wird ohne Unterbrechung mit Bohrhämmern gearbeitet."

Die älteren Baue sind heute gänzlich verlassen, die Arbeiten bewegen sich ausschließlich in der Region, die durch die beiden jüngeren Stollen zugänglich gemacht ist, dem Bismarckstollen in 1841 *m* und dem Antonstollen in 1603 *m* Höhe. Beide sind durch einen tonlägigen Aufbruch miteinander verbunden, von dem aus sechs Sohlen vorgesehen sind, von denen erst in den beiden höchsten im Erze gearbeitet wird. Das Hauwerk wird mittels Röhrenförderung zum Antonstollen und in diesem unmittelbar zur Aufbereitung gebracht.

Gewonnen wird derzeit in erster Linie Blende und etwas Bleiglanz, dessen Silbergehalt nach mündlicher Angabe etwa 300 *g* pro Tonne Pb. beträgt, entsprechend dem Gehalt der übrigen Nordtiroler Lagerstätten. Die Galmeigewinnung ist bereits sehr stark untergeordnet, was auch der Anlaß war, die vorliegende Untersuchung auf die primären Erze zu beschränken.

II. Geologische Stellung der Lagerstätte St. Veit.[11])

Die Furche des Tegestales, durch die der Anstieg von Nassereith zum Bergbau führt, ist in die hangendsten Teile der Lechtaldecke eingeschnitten. Der Hauptdolomit der Karlspitze taucht südfallend unter die normale Überlagerung von Kössener Schichten, bunten Liaskalken und Liasfleckenmergeln unter, über die dann als Basisstockwerk der Inntaldecke der Wettersteinkalk der Heiterwand und des östlich anschließenden Wannecks überschoben ist, das aus dem unteren Tegestal gesehen die Überschiebung vom Kamm bis ins Tal sichtbar zeigt. Die Basis selbst ist allerdings etwas verwickelter gebaut, einerseits durch die Einschaltung eines mächtigen Schubkeiles von mylonitisiertem



Text-Abb. 1. Schematisches Profil durch die Lagerstätte St. Veit; 1 = Muschelkalk; 2 = Partnachschichten; 3 = Wettersteinkalk; 4 = Hauptdolomit; 5 = Kössener Schichten; 6 = Jura; gekreuzt schraffiert = Erzzonen; (I = „Spatgang"; II = Haupterzzone); x-x = Überschiebungsfläche der Inntaldecke; z-z = hangender Ablöser.

Hauptdolomit, anderseits durch Abscherungen im Tiefsten der Masse, die schon 2 *km* östlich der Lagerstätte zum Auskeilen des gesamten Muschelkalkes mit den Partnachschichten führen.

Die beiden Stollen, der höhere Bismarck- und der tiefere Antonstollen, die derzeit die Erzzone erschließen, sind beide noch in Gesteinen der Lechtaldecke angeschlagen und durchörtern die Überschiebungsfläche, wie weiterhin den Muschelkalk bis in die Basis der Partnachschichten[12]). (Siehe das beigegebene Profil!) Bemerkenswert ist zur Ergänzung des Profils des oberen Stollens, daß die Hauptdolomitschubscholle zwischen Jura und Muschelkalk nicht von parallelen Störungen umschlossen wird, sie scheint nach unten und nach W auszukeilen, sowie auch, daß ihre Bänke flacher einfallen als sie als Ganzes. Muschelkalk und Hauptdolomit sind durch ein scharfes Blatt getrennt. Der Grad der Störung ist unvermutet klein gegenüber dem Grad der Bewegung, die an ihr stattgefunden haben muß; allerdings scheint eine früher stärkere Zertrümmerung durch Kalzit verheilt zu sein.

[11]) Siehe Blatt Lechtal.
[12]) Profil des Bismarckstollens bei Ampferer, Erläuterungen zum Blatt Lechtal.

Der Antonstollen ist in 1603 *m* in Moränenablagerungen angeschlagen (15 *m*), tritt dann in steil südfallenden, regelmäßig gebankten Hauptdolomit ein, der sich nach 150 *m* steil stellt, bald aber wieder normales Fallen zeigt. Bei 520 *m* folgen einzelne Schieferlagen, dann stark gequetschte schwarze Schiefer, deren linsiger Bau Brocken eines sehr dunklen Kalkes umschließt (Kössener Schichten, bis zirka 540 *m*), weiterhin bunte Liaskalke (schmal), Fleckenmergel, Hornsteinkalke und Aptychenkalke, das Ganze hin und wieder stärker gefaltet, auch mit ruscheligen Zonen. Bei 770 *m* erscheinen in 3 *m* Mächtigkeit schwarze Schiefer, die vermutlich den Kössenern zugehören, dann die hier mächtigere Hauptdolomitschuppe aus dem Bismarckstollen, die bei 810 *m* wieder ein Schieferband enthält. Die Hangendgrenze des Hauptdolomites steht fast senkrecht (830), sie ist nicht so scharf ausgeprägt wie oben, denn man bemerkt Trümmer von Hauptdolomit in Muschelkalk und umgekehrt, beide aber fest miteinander verbunden; auch eine schmale Schieferlage ist hier zu bemerken.

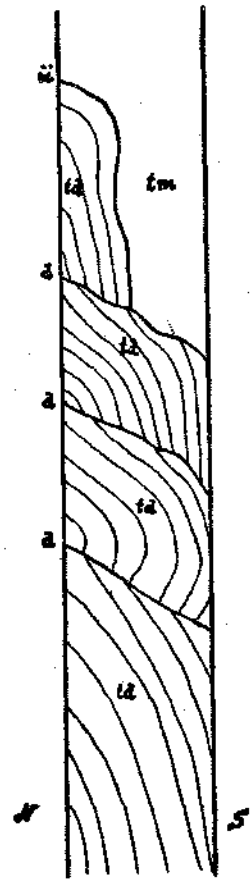
Von den drei in einheitlichem Muschelkalk vorgetriebenen Schlägen hat der westlichste die Partnachschichten noch erreicht, der Haupt- und der Ostschlag mächtige Bänder von ihnen durchfahren. Das wichtigste Band von cirka 20 *m* Mächtigkeit zeigt dabei keine besondere Störung; erst im Hangenden dieses folgen plötzlich mehrere eminent gequetschte Schieferlagen, zwischen diesen ein Kalkmylonit, derart zertrümmert, daß man auf mehrere Meter das Gestein mit der Hand wie einen zähen, schwarz und hell geschichteten, gequetschten Ton lösen kann. Die Tatsache, daß wir die dem Ansehen nach weitaus kräftigste Störung nicht an der eigentlichen Schubmassengrenze, sondern Hangend des Muschelkalkes antreffen, kann seine Erklärung darin finden, daß, wie Ampferers geologische Karte schön zeigt, im Osten und Westen die Abscherung des Muschelkalkes und der Partnachschichten vom Hangend her erfolgt. Wir können uns vorstellen, daß allenfalls ein zweiter Vorschub die hangende Masse über ihr Liegendes bewegt hat, während die eigentliche Überschiebungsfläche zwischen Kalkgesteinen schon kristallin verheilt war.

III. Die Erzkörper.

Die nachstehenden Angaben über die Form und Ausbildung der Erzkörper sind das Ergebnis mehrerer Befahrungen unter Führung des Bergbauleiters, Herrn Direktors P. Bewersdorffs, und längerer Besprechungen mit ihm, die eine weitgehende Parallelität der Auffassungen ergaben, so daß sich die folgende Darstellung im wesentlichen mit seiner, älteren Auffassung deckt. Herrn Direktor Bewersdorff sei hier für seine zahlreichen Hinweise herzlicher Dank gesagt.

Die Lagerstätte selbst ist in ganz außergewöhnlicher Weise durch jüngere Verstellungen zerstückelt, u. zw. so sehr, daß man, nach den älteren Strecken zu schließen, noch vor kurzem an der Durchführbarkeit einer systematischen Ausrichtung verzweifelte. Erst in den letzten Jahren ist die Ausrichtung einiger verwickelter Störungen gelungen und dadurch das Bild der Lagerstätte wesentlich deutlicher geworden.

Danach sind zwei getrennte Erzzonen zu unterscheiden: Ein hangender „Spatgang“ (Profil! Textabb. 1), d. i. ein Lager von grobspätigem Dolomitmarmor im dichten Kalk, das in seiner Erzführung gekennzeichnet ist durch die Einsprengung von körniger Blende oder Bleiglanz. Es hat sich ausgezeichnet verfolgen lassen und tritt in den höheren Horizonten in einer Mächtigkeit von 2—4 *m* mit vorwiegend Bleiglanz und etwas Blende, in den verschiedenen Schlägen des Antonstollens in einer solchen bis zu 8—10 *m* auf, führt jedoch hier nur mehr Spuren von Blende und Flußspat.[13])



Text-Abb. 2. Störungsbild aus dem neuen Saigeraufbruch des Antonstollen; tm = Muschelkalk; td = Hauptdolomit; ü = Überschiebungsfläche; d = „Deckelstörungen“.

Derzeit wird ausschließlich in der zweiten Erzzone aufgeschlossen und abgebaut, die ausgezeichnet ist durch Stöcke von sogenanntem „Kokardenerz“ und verwandten, mehr metasomatischen Bildungen in dichtem Muschelkalk mit einer Mineralführung von überwiegend körniger Blende, im Westteil auch Schalenblende, etwas Bleiglanz, Galmei und viel Karbonspat, selten Flußspat; örtlich sind Nester von der Art des Spatganges zu beobachten.

Man kann feststellen, daß die regelmäßigsten „Kokardenerze“ (wir werden in der Folge, um Verwechslungen zu vermeiden, auch um besser zu bezeichnen, von Netzerzen sprechen) mit Spatzentrum, außen Blenderand und unverändertem Kalk, in den relativ ärmeren Erzpartien auftreten, während die reicheren einen unregelmäßigeren und verwickelteren Bau aufweisen. An etwas lockeren Streifen, gerne an sichtbaren Zerrüttungszonen (nicht an scharfen Blättern) sowie auch oft im Hangend und Liegend setzt starke Galmeibildung auch noch unter dem Horizont des Bismarckstollens ein.

Echte und sichere Vertaubungen sind nur ganz selten im Aufschluß beobachtet, dann bemerkt man entweder nur einzelne Klüftchen und Körner von Blende im Kalk oder „Kokarden“ ohne Erz, nur

[13]) Nach freundlicher Mitteilung Herrn Direktor Bewersdorffs hat man nunmehr im Antonstollen in dieser Zone schöne Ansammlungen von Bleiglanz, der bisher nur von den oberen Horizonten bekannt war, angeschossen.

mit dem Kern von Spat. In den weitaus meisten Fällen setzt der Erzkörper an scharfen Störungen ab, u. zw. an zwei Arten, einerseits an sogenannten Deckelklüften, Verstellungen, deren Streichen ungefähr mit dem der Schichten übereinstimmt, deren Fallen meist flach gegen S geht, aber an ein und derselben Störung stark wechseln kann, so, daß sie meist steil aufsteigt, dann sich umlegt und wellig, stellenweise sogar mit N-Fallen weiterzieht. Ein sehr bezeichnendes Störungsbild dieser Art aus einem Aufbruch aus dem Niveau des Antonstollens ist in der obigen Skizze (Textabb. 2) wiedergegeben. Diese Deckelklüfte sind nach den bisherigen Erfahrungen in der Regel als Überschiebungen ausrichtbar; in einem Fall ist dabei eine sehr kräftige Diagonalbewegung wirksam gewesen, indem ein besonders charakteristischer Erzkörper im hangenden Trum neben der S-N-Bewegung um zirka 30 *m* gegen W verstellt wurde (Westabbaue und sechste Sohle). Neben diesen Störungen verwickeln das Bild eine Unzahl Verwerfungen mit einem schichtquerenden Streichen und einem steilen Fallen wechselnder Richtung. Eine skizzierte Darstellung dieser, leider nur in einer sehr beschränkten Zahl ergab immerhin ganz deutlich das Zustreben auf zwei Häufigkeitsspitzen im NW- und NO-Streichen. Die Deckel scheinen im allgemeinen als die jüngeren Störungen anzusehen zu sein doch sind auch Verstellungen von Deckeln an Störungen der zweiten Art beobachtet.

Im Raume dieser Erzzone trifft man wiederholt schmale Schiefereinschaltungen, sowohl im normalen Schichtfallen wie auch an manchen Verwerfungen als „Kluftschiefer", wie auch an den Deckeln, wobei diese Schiefer einmal liegend einmal hangend oder mitten zwischen Erzkörpern auftreten. Es ergab sich natürlich sofort die Frage, ob diese Schiefer in ursprünglich geregelter Lagerung als undurchlässiger Horizont der Anlaß für die Bildung der Lagerstätte an dieser Stelle waren, oder ob diese Rolle erst dem höheren ersten Hauptband der Partnachschichten zukommt, das der Bismarrkstollen in zirka 50 *m* nach den Erzen treffen würde. Das Profil bringt schematisch zur Darstellung, daß die Haupterzzone als Ganzes steiler einfällt als die Schiefer, zeigt also, daß die Abhängigkeit von diesen nicht in derselben Weise wie in anderen Lagerstätten verwirklicht sein kann.

Die Erzvorkommen lassen sich nach den bisherigen Kenntnissen in einen ursprünglichen, jetzt zerstückelten Horizont einreihen, der ungefähr parallel der Überschiebungsgrenze der Inntaldecke einfällt; in diesem Horizont bilden sich durch wechselnden Erzadel wechselnd stark steilstehende Säulen, zwischen die Teile mit den oben geschilderten Merkmalen der Vertaubungszonen einschalten, ebenso wie im Hangenden und Liegenden. Es ist durchaus denkbar, daß diese Säulen auf Grund eines ähnlichen Prinzips wie in Bleiberg[14] oder Mies[15]) durch die Verschneidung dieser überschiebungsparallelen Störung

[14]) A. Tornquist, Die Blei-Zinklagerstätte von Bleiberg-Kreute in Kärnten. Springer, Wien, 1927.

[15]) B. Granigg, Die geologischen Verhältnisse des Bergbaugebietes von Mies in Kärnten. Zeitschrift für praktische Geologie, 1914.

mit Klüften, die durch die spätere Zerstücklung nicht mehr erkennbar sind, in ihrer Lage bestimmt werden, denn man kann ja die für die stärkere Erzführung notwendige Zertrümmerung (siehe Abschnitt VI) am leichtesten auf diese Weise erklären. Die Schiefer können dann immer noch als letzter Anlaß für die Bestimmung der Lagerstätte in senkrechter Richtung maßgebend gewesen sein.

In dieser Auffassung hat die von Isser[16]) angeführte Ansicht der Alten, die in den damals gänzlich unzugänglichen alten Bauen nicht nachgeprüft werden konnte, einen sehr richtigen Kern, wenn sie auch keine zutreffende Vorstellung von dem Bild der Lagerstätte vermitteln kann, da sie mit den Begriffen der reinen Ganglagerstätten arbeitet.

IV. Die Vererzungsbilder.

Bei dem Vorherrschen der Blende als Haupterz der Lagerstätte werden die Bilder in folgender Reihe besprochen werden: 1. Blendekörner in dichtem Kalk; 2. Blende in Spatzonen und Spatnestern, 3. die Netzerze („Kokardenerze") *a)* ohne, *b)* mit Schalenblende; 4. Blende im Hauptdolomit; 5. die Stellung des Bleiglanzes; 6. die Stellung des Flußspates.

1. Wie erwähnt, trifft man einzelne Blendekörner und Anhäufungen solcher gerne in weniger hältigen Teilen der Lagerstätte, allerdings meist in unmittelbarer Nähe anderer Vererzung. Im Handstück kann man diese Bilder als durch Imprägnation entstanden bezeichnen, mit Raumgewinn durch Metasomatose im Kleinen. Der Schliff zeigt Einschlüsse von Kalk in der Blende und eine überaus interessante Grenzzone, ähnlich einem kelyphitischen Reaktionssaum (Taf. VII, Abb. 1): den Blenderand begleiten radial gestellte Kalzitstengel, auf sie folgt gegen den dichten Kalk ein feiner Saum von Markasitkörnchen[17]), den wir weiter unten wieder begegnen werden. Man ersieht aus diesem Bild den Mechanismus der Metasomatose, in dem das wachsende Korn eine Zone vor sich herschiebt, in der Umkristallisation und Auflösung des Kalkes, Abstoßung von Fremdkörpern geschehen kann. Man muß die Möglichkeit offen lassen, daß der Markasit sein Dasein nur Verunreinigungen von Eisengehalt aus dem Kalk verdankt.

2. Handstücke aus Spatzonen und Nestern zeigen einen sehr grobkörnigen Dolomitmarmor, die Körner mit sehr lebhaftem Glanz und stark gebogenen Spaltflächen. Ein ganz geringer Eisengehalt hat sich nachweisen lassen. Die Blende tritt in diesem Spat in Körnern oder Putzen auf, bei einer Korngröße von 1 bis 3 *mm* und oft sehr gut ausgebildeten Kristallflächen.

Über die Altersbeziehung gibt der Schliff rasch Auskunft: Dem scharfen Rand der Blende folgt in der Regel nach außen hin ein schmales Band von Markasitkörnchen, die entweder unmittelbar anschließen oder in geringer Entfernung erscheinen, nur durch einen ganz dünnen Karbonatrand von der Blende getrennt. Das spätige

[16]) M. Isser, Berg- und Hüttenman. Jahrbuch 1999.

[17]) Ein sicherer Nachweis, daß Markasit und nicht Pyrit vorliegt, konnte nicht geführt werden, doch ist schon per analogiam Markasit wahrscheinlich.

Karbonat des Gesteins ist immer etwas getrübt, im mikroskopischen Bild ähnlich etwa einer beginnenden Kaolinisierung von Feldspat, und zeigt eine mit erheblichem Winkelunterschied über die Körner streifende Auslöschung. Der schmale Rand an der Blende ist dagegen vollständig klar, einheitlich, und löscht immer mit dem benachbarten Korn zugleich aus. Er gehört also auch diesem äußeren Karbonat zu und ist daher nichts anderes als sein von der vordringenden Blende beeinflußter Rand, in ganz derselben Weise wie im vorhergehenden Bild zu deuten. Auch hier weisen die Bilder auf ein Vorschieben des Markasitsaumes durch die Blende hin, und auch hier besteht die Möglichkeit, den Eisengehalt des Spates für seine Bildung verantwortlich zu machen. Außerdem ist mit der Vererzung noch das Auftreten von idiomorphen Quarzen im Spat in Zusammenhang zu bringen. Ihr Auftreten ist nicht an Spalten oder Korngrenzen gebunden, sondern sie sitzen ebenso häufig mitten im Spat, deutlich sechsseitig entwickelt mit scharfkantigen Prismen und Pyramiden (wie auf Taf. VII, Abb. 4). Sie gleichen ganz den von Granigg[18]) beschriebenen Quarzen von Mies, auch darin, daß sie oft Andeutungen eines zonaren Aufbaues durch kleine Karbonateinschlüsse aufweisen. Auch sie müssen durch eine echte Metasomatose in den Spat gelangt sein.

Bezüglich der Vererzungsbilder besteht zwischen den eigentlichen Spatzonen und den Spatnestern kein Unterschied.

3. Die Netzerze sind am schönsten nicht in den besonders reichen Erzpartien, wo sie sehr verwickelt gebaut sind, sondern in etwas ärmeren entwickelt. Sie erscheinen wie Ausfüllungen von Hohlräumen im dichten grauen Muschelkalk, die meistens durch ausgefüllte Spalten oder Kanäle miteinander sichtbar verbunden sind. Ihre Form ist überaus wechselnd, buchtig oder kurz spaltenförmig, sehr ähnlich der sonst in brekziösen, ungeschichteten alpinen Riffkalken gerne auftretenden unregelmäßigen Kluftdurchaderung, nur etwas erweitert gedacht. In Textabb. 3 tritt diese sozusagen brekziöse Struktur recht gut hervor. Im Bergbau werden diese Bildungen „Kokardenerze" genannt, sind aber mit den von anderen Orten bekannten dieser Bezeichnung nicht in Vergleich zu bringen, von denen sie besonders durch ihre Bildungsweise grundsätzlich abweichen.

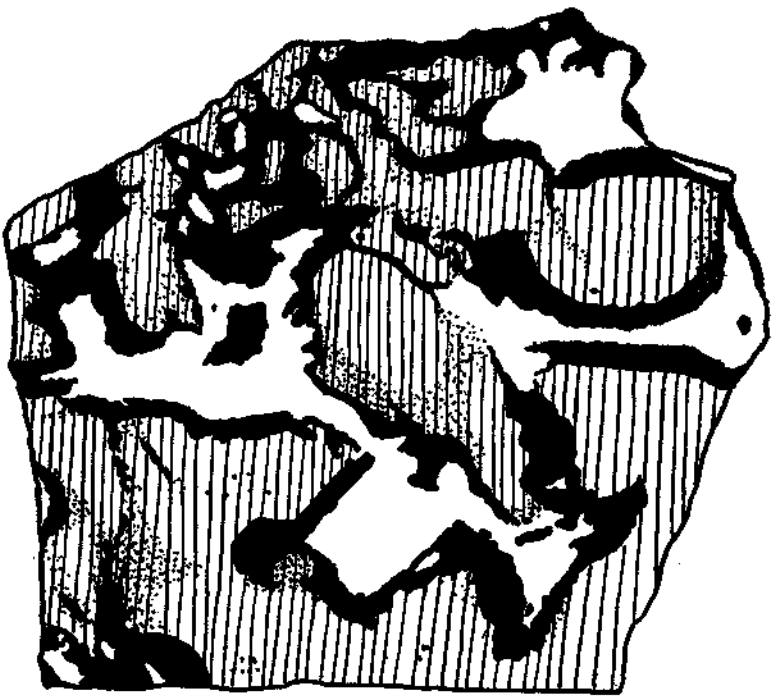
Die Mitte der sogenannten „Kokarden" ist immer von einem großen, schwach bläulichweißen einheitlichen Spatindividuum gebildet, dessen meist gebogene Spaltflächen oft schon mit bloßem Auge eine feine Zwillingslamellierung hervortreten lassen; eine Zusammensetzung aus mehreren Individuen ist ungemein selten. Zwischen diesem Spat und dem dichten Kalk schiebt sich ein zirka 1 bis 5 *mm* breites Band von körniger Blende ein, dessen Färbung gegen den Kalk zu dunkler, im letzten Teile oft schwarz wird, während sie gegen den Spat zu etwas heller ins Gelbe geht. Bleiglanzkörner in der Blende sind selten.

In den westlichen Grubenaufschlüssen ist ein Teil der Blende, u. zw. immer der gegen den Kalk zu gelegene, als dunkle, gebänderte

[18]) B. Granigg, l. c., Zeitschrift für praktische Geologie, 1914.

Schalenblende entwickelt, die die körnige fast, aber nie gänzlich vertreten kann. Die übrige Erscheinung bleibt gleich.

Die innerste Spatausfüllung fehlt oft, wie die Textabb. 3 zeigt, in den schmalen, verbindenden Gängchen, die ganz von Blende erfüllt sein können; sie kann aber auch dort fehlen, wo die Blendestreifen der Seiten auseinandergehen und wo gewöhnlich der zentrale Spat sitzt. Es zeigen sich Hohlräume, die körnige Blende in freien Kristallen,



Text-Abb. 3. Netzerz ohne Schalenblende; schraffiert = dichter Kalk; mit Punkten = Blendeimprägnation; schwarz = körnige Blende; gekreuzt schraffiert = Bleiglanzkorn; weiß = zentraler Spat als Hohlraumausfüllnng. Nat. Größe. Bismarkstollen Ost.

u. zw., soweit erkennbar, in Kombinationen mit dem Tetraeder, auskleidet, und in die anderseits der sie sonst gänzlich erfüllende Spat in flachen Rhomboedern hineinragt. Daraus ist allerdings noch nicht der Schluß auf ein ursprüngliches Offenstehen zu ziehen, denn alle Flächen des freien Spates sind stark korrodiert, die Kristallkörper auch an den Spaltflächen blättrig angelöst, so daß ein Auslösen der früher vollständigen Füllung denkbar wäre. Dagegen spricht die mit Rücksicht auf die starke Galmeibildung der höheren Horizonte erstaunliche und unerklärliche Unberührtheit der Blende, die hier eine so starke Beeinflussung durch die Tagwässer ausschließt. Wenn wir vorwegnehmen, daß der zentrale Spat das jüngste Glied der Lagerstättengesellschaft ist, können wir meines Erachtens unbedenklich auf ursprünglich offene Hohlräume schließen, die nur von der späteren Zirkulation noch

benützt worden sind. Das wird für die Betrachtung des Mechanismus der Vererzung von Wichtigkeit sein, da demnach bei der Bildung der Netzerze reine Hohlraumausfüllungen mindestens mitgewirkt haben.

a) Ohne Schalenblende: Im Schliff bemerkt man im dichten Muschelkalk bei Annäherung an die Erze eine Durchsetzung mit einerseits idiomorphen Quarzkörnern in gleicher Weise wie in den vorbeschriebenen Spaten, anderseits mit Markasit in feinsten Körnchen, ebenfalls regellos verteilt; die Durchsetzung kann örtlich zu einer gänzlichen Verdrängung des Kalkes führen. Seltener sind dem Kalk kleine Blendekörner als Imprägnation wie unter 1. eingelagert.

Die Grenze gegen die Blende bezeichnet ein etwas stärkerer Saum von Markasit in Verbindung mit Quarz, auf den erst ein Streifen mit Markasit und Blende, dann Blende allein folgt, die in gleichmäßiger Körnung, wie erwähnt etwas lichter werdend, einen verhältnismäßig breiten Rand gegen den zentralen Spat bildet.

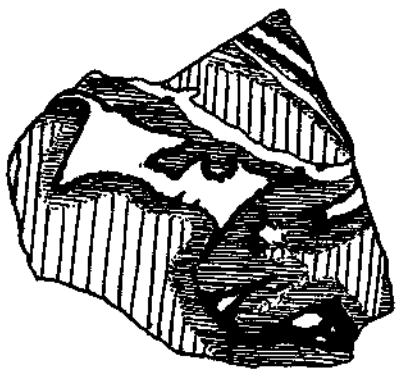
Dieser ist auch im Schliff gekennzeichnet durch eine sehr intensive Druckverzwilligung, sofern es Kalzit ist, wenn es Dolomit ist, durch stark wogende Auslöschung. Von dem Dolomit der Spatgänge ist dieser junge zentrale Dolomit gewöhnlich durch die schwächere Bestäubung zu trennen, sicherer aber nur dann, wenn er mit Blende in Berührung kommt. Dem jungen zentralen Spat fehlt immer der feine Markasitsaum, der den anderen recht allgemein kennzeichnet und der nach obigem das Vordringen der Blende anzeigt. In einem Falle konnte ein Bild beobachtet werden, das auf eine Verdrängung des alten Dolomitspates durch den zentralen Spat schließen läßt.

Das jüngere Alter des zentralen Spates ergibt sich bindend aus folgendem: die gesamte Blendezone ist gewöhnlich ziemlich zerklüftet (durch Druck?), Die Klüftchen mit Kalzit ausgefüllt (Taf. VII, Abb. 2), entweder in sehr regelmäßiger Gangstruktur oder ganze Klüftchen wieder durch ein einziges Individuum. Man bemerkt nun, daß am Rande solche kluftausfüllende Körner mit dem zentralen Spat in Verbindung stehen, mit ihm gleicb auslöschen, also ihm zugehören und in gleicher Weise wie er verzwillingt sind. Der Spat kann nicht älter sein als das Mineral, in dessen Bruchklüften er auftritt, also als die Blende. Das stimmt gut überein mit den Beobachtungen an den offenen Hohlräumen der früher beschriebenen Stücke. Die Zertrümmerung der Blende wird randlich stärker (wie die Abbildung zeigt) und geht so weit, das Bruchstücke lose im Spat schwimmen können; Anlösung ist auch hier nicht zu beobachten.

Selten sind Einschlüsse von Quarz in der Blende: Sie liegen immer in den äußeren Partien, sind nicht idiomorph und stets begleitet von feinkörnigem Markasit, wie er den Quarz auch in Kalk begleitet.

b) Die zweite Art der Netzerze ist die mit Schalenblende (Textabb. 4), auch durch einige andere Abweichungen unterschieden. Von außen nach innen vorgehend, fällt zuerst die viel geringere Durchsetzung des Kalkes mit Markasit auf, dann, soweit einige Schliffe eine sichere Entscheidung zulassen, das vollständige Fehlen von Quarz

überall dort, wo Schalenblende anschließt. Der Markasitsaum ist auch hier ausgebildet, aber schärfer gegen die Blende abgesetzt. Diese selbst zeigt deutlichen Schalenbau, von Schwarz bis Hellbraun abgetönte Feinbänderung, keinen Quarz, seltener Markasiteinschlüsse und genau die gleiche Zerklüftung wie die körnige, oben behandelte Blende. Solche schließt nach innen immer noch, aber weit weniger mächtig an und an diese ist der zentrale Spat in gleicher Weise angelagert (Taf. VII, Abb. 3). Blendezertrümmerung, Verkittung und Ausbildung des zentralen Spates unterscheiden sich nicht.



Text-Abb. 4. Netzerz mit Schalenblende; vertikal schraffiert = dichter Kalk, horizontal schraffiert = Schalenblende, schwarz = körnige Blende, weiß = zentraler Spat. Nat. Größe. Sechste Sohle.

In der Schalenblende ist nirgends mehr Wurtzit nachzuweisen gewesen, sie ist immer isotrop und unterscheidet sich von der körnigen nur durch die Erhaltung der Bänderung. Aber auch diese scheint durch Vorgänge der Umkristallisation verlorengehen zu können, denn bei sonstiger scharfer Trennung verliert sich in einem einzigen Stück ein kurzer Streifen Schalenblende nach allen Richtungen, auch seitlich recht plötzlich in gleichförmiger körniger, was nur durch ein Bildungsintervall mit Zerbrechung, für das wir sonst gar keinen Anhaltspunkt haben, oder durch spätere Umkristallisation erwirkt werden kann. Die Erscheinung ist aber so selten, daß wir keinen Anlaß haben, ihr allgemeine Bedeutung zuzuschreiben.

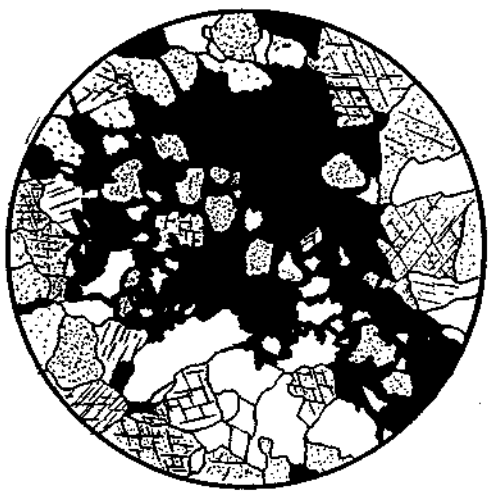
Die Altersfolge der Mineralien wird im nächsten Abschnitt behandelt.

4. Blende im Hauptdolomit. In den Ostabbauen des Bismarckstollens tritt die Haupterzzone unmittelbar an die Überschiebungsfläche über Hauptdolomit heran, die hier auch durchschlagen wurde. An dieser einzigen Stelle ist, bergbaulich zwar wertlos, aber desto interessanter, auch der Hauptdolomit durch die Überschiebungsfläche hindurch in die Vererzung einbezogen worden.

Man trifft in ihm eine schwache Blendeimprägnation sowie kleine Züge von Dolomitspat, die stellenweise eine sehr feine, aber deutliche Pinolitstruktur annehmen. Ein Schliffbild durch einen solchen pinolitischen Spat gibt Taf. VII, Abb. 4, wieder: Man sieht die

einzelnen Spatindividuen eingehettet in eine stark pigmentierte Masse, die sie ganz entsprechend den echten Pinoliten bei ihrem Aufsprossen zur Seite gedrückt haben dürften. In diesen tonigen Zügen sitzt wie in den Spatnestern im Kalk der idiomorphe Quarz, als Zeuge des gleichen Vererzungsvorganges wie dort, und in ganz gleicher Stellung schließlich auch hier Blendekörner, metasomatisch vordringend. Einige Stücke zeigen auch stark gepreßten Bleiglanz, während andere Mineralien fehlen.

Wir werden in der Folge der Vererzung den pinolitischen Spat gleich dem der Spatzonen und Spatnester setzen.



Text-Abb. 5. Metasomatisches Vordringen von Bleiglanz in spätigem Dolomit nach Korngrenzen und Spaltrissen; Bleiglanz schwarz, alles andere Dolomit. Vergr. zirka 17 mal. Antonstollen.

5. Die Stellung des Bleiglanzes. Der Bleiglanz wird wegen seiner stark wechselnden Stellung getrennt behandelt.

In der Spatzone, wo fast oder ganz blendefreie Bleierze vorkommen (Spat-Ost, Antonsstollen), hat er deutlich metasomatisch, aber ohne Erreichung eigener Gestalt, im Dolomitmarmor Raum gewonnen. Textabb. 5 zeigt sehr schön das Vordringen an den Korngrenzen und die allmähliche Auflösung auf diese Weise umschlossener Körner, besonders an Spaltrissen. Über das Altersverhältnis zur Blende konnten hier keine Anhaltspunkte gewonnen werden.

In den Netzerzen ist Bleiglanz selten, er bildet nie eine regelmäßige Zone, sondern immer nur einzelne Körner oder Korngruppen, in der körnigen Blende sowohl unmittelbar am inneren Spat wie auch in allen „Höhenlagen" bis nahe an die Markasitgrenzschicht gegen den Kalk heran. Immer sind seine Körner stark gepreßt, was jede Bruchfläche durch ihre Striemung zu erkennen gibt, und deshalb ist es auch nicht mehr möglich, aus der Form ihrer Grenzen gegen Blende auf ihre Altersstellung zu schließen. Wie die Textabb. 6 zeigen soll,

entsendet der Bleiglanz Spitzen zwischen die Blendekörner hinein, umschließt auch solche randlich teilweise oder ganz, ohne daß man deshalb auf ein primäres Eindringen oder eine Verdrängung schließen müßte. Die Blende ist allenthalben, wie erwähnt, durch kalziterfüllte Bruchklüfte gänzlich zertrümmert, der Bleiglanz nie, die Klüfte setzen vor ihm ab. Er muß also auf die Beanspruchung, durch die die Blende zu Bruch gegangen ist, auf andere Weise geantwortet haben, plastisch, wohl durch Gleitung an Spaltflächen und durch Translation. Die Form der Bleiglanzkörner ist mit einem groben Bilde so zu erklären, wie wenn man etwa Kiese in einen Tonklumpen von allen Seiten einpreßt. Daß diese Erklärung für die Form der Bleiglanzkörper ausreicht, geht sehr deutlich aus den Bildern an bewegten Erzen hervor, wo durch kräftige Bewegung eine innige Durchmengung eintritt, so daß Blende

Text-Abb. 6. Bleiglanzkörner (schwarz) in Blende (schraffiert); mechanisches Einspitzen des Bleiglanzes zwischen Blendekörner und Eindrücken von Blende in Bleiglanz. Vergr. zirka 15 fach. Bismarkstollen — Ost.

die Gefügeelemente bildet, Bleiglanz in dem linsigen Netz von s-Flächen ausgeschleift wird.

Auch der mit der Schalenblende gehende Bleiglanz wechselt in seiner Stellung; er erscheint manchmal in kurzen Lagen, die Bänderung der Blende betonend, wieder entweder nahe dem zentralen Spat, oder auch, in dieser Art Netzerze häufiger, weiter außen, nahe dem Markasitsaum. Rundliche Körner kommen ebenfalls in der Blende vor, sie werden aber dann immer von konzentrisch sie umziehenden Blendelagen umkrustet und ergeben Bilder, die ganz denen echter Kokardenerze, wie auch den Sphärenerzen von Mies gleichen, nur daß sie sich hier ganz zwanglos als einfache Blende-Überkrustungen erhaben aufgewachsener Bleiglanzkristalle auffassen lassen. Denn das Bild eines Schnittes durch eng aneinanderliegende Kugeln bietet sich nur dann, wenn die Schliffebene nahezu parallel dem Rand einer solchen Schalenblendemandel geht.

Der Bleiglanz tritt nie unmittelbar an den Kalk heran, sondern sitzt immer noch einer Schalenblendelage auf, kann also nicht älter sein als die ersten Blendeausscheidungen; ein jüngeres Alter ist unmöglich, da

er noch von Blendelagen überkrustet wird. Es muß daher in St. Veit die Bleiglanzbildung während des Blendeabsatzes eingetreten sein u. zw. nicht zu einem einzigen Zeitpunkt, sondern so, daß zu verschiedenen Malen Gelegenheit zur Bildung aufsitzender Bleiglanzkristalle gegeben war. Der Absatz des Bleiglanzes fällt so zu einem größeren Teil in die erste Zeit der Blendebildung, zum andern Teil in die spätere, aber so, daß nach der letzten Blende sich kein Bleiglanz mehr absetzte.

Auch in den Bildern aus der Spatzone findet sich kein Anhaltspunkt für eine strenge Trennung.

6. Die Stellung des Flußspates. Der Flußspat ist schon in den Handstücken leicht in drei verschiedene Arten des Auftretens zu gliedern: Er bildet 1. vereinzelte braungraue Körner im dichten Kalk, in dem gerne dann außerdem Blendekörner sitzen; so bildet er nie größere Aggregate; 2. in den bläulich-glänzenden Spatvorkommen ist Flußspat in hellvioletten Körnern enthalten, ebenfalls von Blende begleitet. Allerdings ist dieses Vorkommen sehr selten, nur aus dem Antonstollen bekannt und ohne jede praktische Bedeutung. 3. Große Karbonspate der Netzerze begleiten nicht häufig, anscheinend mehr im O, farblos durchscheinende, grobkörnige Flußspatkörper, die innig mit dem ersteren verwachsen sind, als dritte Art des Auftretens. Diese Dreiteilung ist aber keine genetische, sondern nur durch das Nebengestein bedingt, aus dem der Flußspat anscheinend erst seine färbenden Verunreinigungen aufgenommen hat, als er eindrang.

Die Stellung zu den anderen Lagerstättenmineralien zeigen schöne Schliffe durch Stücke nach der dritten Art. In Taf. VII, Abb. 5, ist das Zusammenvorkommen mit zwei verschiedenen Karbonaten wiedergegeben; man unterscheidet gut einen grobspätigen Dolomit, an den der Flußspat teilweise an Spaltrissen, teilweise idiomorph angrenzt. Etwas über der Mitte des Bildes ist eine Auflösung des Spates durch Flußspat deutlich, die zur Abtrennung von fransigen Resten führt, die frei in seiner Masse liegen; hier ist ein metasomatischer Ersatz gewiß. Das Ganze wird noch von jüngeren Klüften eines zweiten Karbonates durchzogen, die das fertige Bild wahllos überschneiden. Gegenüber dem Haupterz, der Blende, ist seine Stellung durch die nächste, typische, Taf. VII, Abb. 6, gegeben. Er liegt hier in einer Bucht, gegen die die Blende wenig oder gar nicht angegriffen erscheint, füllt seinerseits Bruchklüfte in dieser aus, liegt aber an anderen Bildern auch mitten in ihr. Wieder durchsetzen das Ganze die bekannten Karbonatklüfte wahllos.

Der Flußspat ist jünger als die Blende, vielleicht nicht viel, und hat sie allenfalls noch etwas angegriffen. Diese Stellung ist auch gut mit den anderen Arten des Auftretens zu verbinden, wo er als jünger als der Kalk, jünger als der ältere Spat und auch Quarz zu erkennen ist.

V. Die Vererzungsfolge.

Wir gehen am besten vom Jüngsten aus. In den Netzerzen ist das ein junger Spat, Kalzit oder Dolomit, der (siehe oben) die Zentren dieser Bildungen füllt, manchmal anscheinend frei in das Innere kristallisiert und gleichzeitig in Klüften Blende, Flußspat und altes Karbonat durchzieht. Da keine zeitlichen Unterschiede zu erschließen sind, müssen

wir die sie erfüllenden Kalzite einer einzigen Generation zuordnen; es ist natürlich immer möglich, daß ein Teil von ihnen nicht der Vererzung zugehört.

Durch den Nachweis, daß der zentrale Spat das Jüngste ist, ist schon die Regel gegeben, daß wir von außen nach innen fortschreitend in den Netzerzen immer älteres antreffen müssen. Es folgt: Die körnige Blende, deren freie Endigungen der junge Spat umkleidet, dann, wieder älter, die Schalenblende, wo sie überhaupt auftritt. Beide werden von den Kalzitklüften, die mit dem zentralen Spat zusammenhängen, durchsetzt. Zwischen diesen und die beiden Blenden schiebt sich örtlich der Flußspat ein, seiner Bildung nach wohl letzterer näher als ersterem.

Innerhalb der Blendphase, häufiger in ihrem ersten Teil, müssen dann wiederholt die Bedingungen für die Auskristallisation der einzelnen Bleiglanzkörner gegeben gewesen sein, deren Bildung in St. Veit nicht als eine eigene Phase abtrennbar ist.

Gleichzeitig mit dem Vordringen der äußeren Blende (siehe den nächsten Abschnitt), der körnigen wie der Schalenblende, erfolgt der Vorschub des Markasitsaumes, in gleicher Weise gegen den Kalk wie gegen den Dolomitspat in den Spatzonen. Die Bildung der Markasites kann älter sein als die Blende, es besteht aber auch die Möglichkeit, daß er zu gleicher Zeit entstand, dadurch, daß beim Vordringen der Blende das den Kalk verunreinigende Eisen mit den sulfidischen Lösungen reagieren konnte.

Die Stellung des Quarzes zu den anderen Lagerstättenmineralien ist nicht mit voller Sicherheit zu erschließen; nur aus dem räumlichen Auftreten, da er nie unmittelbar an Blende, sondern nur mit Markasit in ihr vorkommt und auch im Kalk mit dem Markasit geht, ist zu schließen, daß er mit diesem zeitlich verbunden oder etwas früher gebildet ist.

Das älteste Lagerstättenmineral ist ein alter Spat (Dolomit, der die Spatzonen und Nester bildet und der auch vereinzelt in den Netzerzen als Rest angetroffen wurde). Er ist älter als Quarz, der in ihm metasomatisch Raum schafft, älter als Markasit, Blende und Flußspat, die gegen ihn vordringen, und älter als das junge Karbonat, das ihn auf Klüften durchzieht, vielleicht ihn auch verdrängt. Für den Zusammenhang mit dem Vorgang der Vererzung ist von dieser Lagerstätte nur die örtliche Verknüpfung anzuführen, wichtiger jedoch der Vergleich mit anderen ähnlichen Lagerstätten, die recht regelmäßig eine Karbonatbildung als ältestes und auch jüngstes Glied der Vererzungsfolge aufweisen.

Es ergibt sich so nachstehendes Bild der Mineralfolge:

Vorphase: alter Dolomitspat (Spatzonen und -nester),

Hauptphase:
- Quarzimprägnation, zeitlich nicht sicher abzutrennen von Markasitsaum und Markasitimprägnation im Kalk (vielleicht gleichzeitig mit Blende aus Kalkverunreinigungen),
- Schalenblende (im Westteil), körnige Blende } Bleiglanzbildung (wiederholt)
- Flußspat

Nachphase: Jüngeres Karbonat (Kalkspat und Dolomit).

Dieses Vererzungsschema bedarf noch einiger Bemerkungen: Die Dreiteilung ergibt sich daraus, daß die genetischen Beziehungen der Mineralien innerhalb der Hauptphase weit inniger sind als die zu den beiden Spatbildungen; nehmen wir die angedeutete Möglichkeit für den Markasit als richtig an, so ist er, wenigstens zum Teil, trotz der aus den räumlichen Verhältnissen zu erschließenden Trennung gleichzeitig mit der Blende entstanden und der Quarz bleibt allein als Einleitung der Hauptvererzung zurück, nicht als eine eigene Phase, da er ja mit dem Markasit so innig verknüpft ist.

Eine Möglichkeit, die rein örtliche Schalenbildung auch rein örtlich zu erklären, wird unten angedeutet werden.

Blende und Flußspat sind rein morphologisch ebenfalls gut geschieden, trotzdem ist es meines Erachtens nicht notwendig, sie einer getrennten Zufuhrphase einzureihen, da ja sehr wohl anzunehmen ist, daß aus einer Lösung mit mehreren Komponenten erst das eine, dann das andere Mineral ausfällt[20]); so wird man am besten der in anderen Lagerstätten anscheinend allgemeinen zeitlichen Vergesellschaftung von Blende und Flußspat gerecht. Der unregelmäßige Bleiglanzabsatz ist analog zu deuten.

Die Abtrennung des jungen Karbonates ist leichter und schärfer, da eine schwache, aber allgemeine Blendezerbrechung vor oder während seiner Bildung stattgehabt hat[21]). Weil aber auch in ähnlichen Klüften der Flußspat gefunden wird, ist zu glauben, daß die Bildung dieser beiden letzten Absätze überhaupt unter einer gewissen Spannung vor sich gegangen ist.

VI. Der Vererzungsvorgang.

Hier haben wir im wesentlichen nur zusammenzufassen: Die Netzerze sind in ihrem mittleren und inneren Teil Ausfüllungen von Hohlräumen; die Imprägnation von Quarz und Blende im Kalk und der vorgeschobene Markasitsaum bezeugen eine metasomatische Verdrängung des Kalkes in den äußeren Teilen. Die allgemeine Form dieser Erze weist hin auf ihre Entstehung von einem Netz von Klüften aus, was durch die Benennung „Netzerze“ zum Ausdruck kommt.

Es ergibt sich die folgende Vorstellung von der Art ihrer Entstehung: Die Erzlösungen sind in einem stark zerbrochenen Streifen im Muschelkalk eingedrungen, haben die Kalke von dem Kluftnetz aus imprägniert und auch metasomatisch Raum gewonnen, woraus die starke Rundung der Muschelkalkbrocken erklärlich wird. Der Saum von Erz scheint die Kalkreste von dem Einfluß der Lösungen abzuschließen, sie können als „amoured relicts“ erhalten bleiben.

Die noch verbleibenden Zwischenräume werden nach Maßgabe des Gehaltes der Lösungen mit Blende und jungem Karbonat, das selbst nicht aszendent zu sein braucht, ausgefüllt. Wo im einzelnen dann die

---

[20]) W. Lindgren, Mineral deposits 1928, S. 190: „Precipitation from complex solutions in open spaces takes place in a certain orderly succession . . .“

[21]) Es ist, wie erwähnt, möglich, daß ein Teil der Karbonatklüfte, aber nicht die in den Netzerzen, nicht mehr den Vererzungsvorgängen zuzurechnen sind.

metasomatische Blende aufhört und die Blende des Hohlraumabsatzes anfängt, ist schwer zu entscheiden, am ehesten möchte man die Grenze zwischen den regelmäßig ausgebildeten helleren Rand gegen das innere Karbonat und die dunklere, kalkwärts gelegene Blende verlegen.

Man pflegt bei der Beurteilung der Charaktere der zu bringenden Lösungen bei diesen Lagerstätten gewöhnlich aus dem Auftreten von Quarz auf höher temperierte zu schließen und Schalenblende gegenüber der körnigen niederer temperierten zuzuschreiben. Das stimmt damit überein, daß nach allen bisherigen Beobachtungen in St. Veit der Quarz überall dort fehlt, wo Schalenblende erscheint. Da die Schalenblende auf die westlichen Abbaue beschränkt ist und so rein örtliche Verbreitung hat, können wir wohl ihr Auftreten durch den Einfluß irgendwelcher rein örtlicher, abkühlender Faktoren erklären, ohne einen Wechsel in der Art der Lösungen annehmen zu müssen.

In den Spatgängen und Nestern sowie im Hauptdolomit ist eine rein metasomatische Vererzung (sc. Imprägnation) wirksam, die in einem vorher (wohl auch in einer Störungszone unter dem Einfluß aufsteigender Lösungen als Vorläufer) gebildeten Dolomitspat einsetzt. Eine vorbergehende Zerbrechung des Spates ist nicht nachzuweisen, Hohlraumausfüllungen sind dementsprechend ebenfalls nicht beobachtet. Die Übertragung der aus den Netzerzen erschlossenen Vererzungsfolge stößt auf keine Schwierigkeiten.

Die Hauptvererzung ist an eine Zerbrechungszone gebunden und es ist jetzt wohl nicht mehr verwunderlich, daß sie in dem kaum geschichteten Kalk nicht dem allgemeinen Schichtfallen, sondern der Überschiebungsfläche parallel folgt, wenig von ihr entfernt.

VII. Bewegte Erze.

In den Grubenbauen fällt sofort auf, daß die stark erzführenden Anbrüche nicht nur begreiflich härter, sondern auch weit massiger und weniger klein zerhackt sind als der taube Kalk. Das muß seinen Grund darin haben, daß die Zone durch die Vererzung eine sehr innige Verkittung an der ursprünglichen Störung erhalten hat und dies hat weiterhin zur Folge, daß sich die nachfolgende Zerstücklung der Lagerstätte mehr auf gut sichtbaren Störungsflächen auslebt als in dem stellenweise fast dolomitisch zerhackten Kalk.

In den Spatgängen zeigte sich eine einfache Zerbrechung und Zermörtelung der Späte ohne nachträgliche Verkittung, bei der auch der Bleiglanz gedrückt, wenn auch nicht zu Bruch gegangen ist.

Diese späteren Störungen sind, wie erwähnt, gewöhnlich sehr scharf, führen oft mitgeschleppte Schieferfetzen und sind entweder so ausgebildet, daß das Erz bis auf Harnische unbeeinflußt geblieben ist, oder aber sie haben auf wenige Dezimeter bis höchstens einen Meter hin eine schon im Aufschluß sehr schön sichtbare Schieferung hervorgerufen. In der übrigen Lagerstätte dürften die Zeichen von Störung an dem jüngsten Karbonat und die überaus reiche Spaltflächenentwicklung der Blende teilweise auf diese Beanspruchung zurückgehen.

Geschieferte Erze finden sich in der Haupterzzone an verschiedenen Kluftrichtungen, auch an Deckeln, scheinen also mehr von der Stärke der Bewegung als von dem relativen Alter der jüngeren Störungen abhängig zu sein.

Die erste Erscheinung der Bewegung ist die Zertrümmerung der „Kokarden", in der Art, wie es die Taf. VII, Abb. 7, zeigt. In den zerbrochenen Spat wird die Blende in Körnern eingeschleppt, was zu dem im Handstück sehr verwunderlichen Bild führt, daß Blende gangartig den jüngsten Spat durchzieht; immer hat sich das als eine rein mechanische Bildung herausgestellt.

Die stark durchbewegten Erze haben eine sehr deutliche Schieferung mit Linsen von zerdrücktem Karbonat und lichter Blende, getrennt durch eine dunklere Masse. Die Tafel, Abb. 8, gibt davon eine Vorstellung. Man bemerkt Karbonatreste, linsig eingebettet zwischen ein selbst schiefriges Gewebe, das fast unauflösbar feinkörnig ist. Diese Feinkörnigkeit läßt sich schrittweise an verschiedenen Bewegungsstadien durch eine Zerdrückung der Blende ableiten, wobei bemerkenswert der Bleiglanz und der Markasit nicht gleich ihr antworten. Sie beschränken in den geschieferten Erzen sich immer, man könnte sagen auf die s-Flächen selbst, bilden gewissermaßen ein Schmiermittel der Bewegung und nehmen Blendekörner rein mechanisch in sich auf.

Das Erscheinungsbild ist überall ganz ähnlich, nämlich eine rein mechanische Schieferung, nach der Vererzung „postkristallin", wenn man so sagen kann, und kataklastisch. Wir sehen darin ein schönes Beispiel nichtmetamorpher, geschieferter Erze. Die Lagerstätte ist prätektonisch in bezug auf die Bewegung an Deckeln und Bruchverstellungen, posttektonisch in bezug auf die Hauptüberschiebung (siehe unten).

VIII. Vererzung und Tektonik.

Die Beziehungen der Lagerstätte zur Tektonik sind die einzigen Anhaltspunkte, die uns über das Alter der Vererzung wenigstens annähernd Auskunft geben können. Eine Bestimmung ist sicher zu geben: Die Lagerstätte ist nach der Überschiebung des Muschelkalkes des Heiterwandsockels über den Hauptdolomit der Lechtaldecke am Karlspitz entstanden, denn diese Überschiebungsfläche ist noch von der Vererzung übergriffen worden.

Es ist also in erster Linie die Frage nach dem Alter dieser Fläche, bzw. der letzten Bewegung an ihr aufzuwerfen, für die doch mit einiger Sicherheit Angaben gemacht werden können.[23])

[23]) In erster Linie aus den Arbeiten:

O. Ampferer, Über die Geologie des Unterinntaler Tertiärs, Jahrbuch 1922.
„ Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen, Jahrbuch 1914.
„ Geologischer Querschnitt durch die Alpen, Jahrbuch 1911.
„ Über die Breccien der Eisenspitze, Jahrbuch 1920.
„ Beiträge zur Morphologie und Tektonik der Kalkalpen zwischen Inn und Saalach, Jahrbuch 1925.
E. Spengler, Über die von H. Stille in der Nördlichen Kalkzone der Ostalpen unterschiedenen Gebirgsbildungsphasen, Centralblatt für Mineralogie, Geologie u. Pal. 1927 B.
Blätter Lechtal und Landeck samt Erläuterungen.

Aus den Lagerstättenaufschlüssen sind zwei Bewegungsphasen erkennbar: Die Bewegung an der Hauptüberschiebungsfläche, älter als die Vererzung, und die Gesamtheit der jüngeren Störungen („Deckel", steile Bruch- und Blattverschiebungen), die natürlich mehrfach sein können, die aber auch auf eine einzige Überschiebungsbewegung an dem hangenden Ablöser im Niveau der Partnachschichten sich zurückführen lassen. Wie erwähnt, wird an diesem Ablöser im Weiterstreichen nach O und W die tiefere Trias vom Hangend her abgeschert (Blatt Lechtal) und er bildet so weiterhin die im Kartenbild sichtbare Überschiebungsfläche.

Die erste Förderung der Inntaldecke und ihre Abscherung vom Untergrunde dürfte bereits in vorgosauischer Zeit erfolgt sein, spätere Bewegungen sind anzunehmen. Da es sich auch bei der Bewegung nach der Vererzung um eine Überschiebung handelt, dürften von den möglichen Bewegungsphasen nach der Übersicht Spenglers folgende wegen zu geringen Ausmaßes in diesem Gebiete unberücksichtigt bleiben können: die austrische Phase Stilles, die laramische und jüngere als die steirische allein. Das ergibt zwei Möglichkeiten: Die letzte Bewegung an der Hauptüberschiebungsfläche ist subherzynisch, die Überschiebung am Ablöser savisch und (oder) jünger, oder die Bewegung an der Hauptüberschiebung ist subherzynisch und savisch, die Überschiebung am Ablöser steirisch (jünger).

Bei der Beurteilung dieser zwei Möglichkeiten scheint mir ein Umstand besonders bemerkenswert: die Oberkreidevorkommen, die den westlichen Rand der Inntaldecke unterteufen (Blatt Lechtal und Landeck), sind ausschließlich Cenoman; die starke nachcenomanvorgosauische Störung in diesem Abschnitt ist wenig südlich an der Eisenspitze nachgewiesen; die ausschließliche Erhaltung von Cenoman unter der Überschiebungsfläche scheint so für eine vorgosauische Bedeckung auf tektonischem Wege zu sprechen. Jüngere Vorschübe werden aus der Ablöserfläche in St. Veit notwendig und sind hier geologisch durch den Zusammenschub der vorgelagerten Holzgauer Senonmulde bestimmt. Die erste Möglichkeit dürfte so besser den Verhältnissen gerecht werden, wenn es auch zuerst den Anschein hat, als wenn sie mit dem Schluß Spenglers über die Bedeutung der savischen Phase für den Ostalpenbau in Widerspruch stünde. Dieser wird mindestens gemildert durch die Möglichkeit, daß starken Randbewegungen nicht gleichstarke Störung im Inneren entspricht.[24])

Die Grenzen, die sich auf diese Weise für das Alter der Vererzung angeben lassen, wären daher folgende: Im ersten Fall nachcenoman bis oberoligozän oder im zweiten Fall nachoberoligozän bis helvetisch.[25]) Auf jeden Fall folgt daraus ein höheres Alter als das für Bleiberg erschlossene.

---

[24]) Siehe auch H. P. Cornelius, Zur Altersbestimmung der Adamello- und Bergeller Intrusion; Sitzungsbericht der Akademie der Wissenschaften in Wien, 137. Bd., Heft 8, 1928.

[25]) W. Petraschek (Metallogenetische Zonen in den Ostalpen, C. R. XIVe Congrès G. J. Madrid 1926) vermutet für die Nordtiroler nachgosauisches Alter.

Es dürfte ferner wahrscheinlich sein, daß sich die Vererzung in einem nicht allzu großen Abstand an die tektonische Hauptphase anschließt; denn die zum Zeitpunkt der Vererzung noch jungen, tiefgreifenden Störungen werden den Lösungen wegsamere Bahnen bieten als ältere, bei denen wenigstens in größeren Tiefen eine gewisse Verheilung sich bald einzustellen pflegt. Weiterhin wird eine Vererzung leichter im Anschluß an eine Zeit der Unruhe in der aktiven Zone eintreten, womit wir einen Gedanken Ampferers[26]), ins Zeitliche geändert, aufgreifen. Aus diesen Überlegungen erklärt sich die Neigung des Verfassers, einer älteren Vererzung innerhalb der angegebenen Grenzen den Vorzug zu geben, also ihr Alter vorerst mit mittlerer Oberkreide anzunehmen; falls aber doch angenommen werden müßte, daß die Basisglieder der Inntaldecke auch in nachgosauischer Zeit einen wesentlichen Vorschub auf das Liegende mitgemacht haben, wäre eine Vererzung im tiefen Miozän das wahrscheinlichste.

Es ist in dem einleitenden Abschnitt angedeutet worden, daß vielleicht das Auftreten der Erze in so verschiedenen Schichthorizonten mit der Tektonik in Zusammenhang gebracht werden kann. Diese Vermutung stützt sich auf die Beobachtung der räumlichen Verteilung, die darauf hinweist, daß die Lagerstätten, wenigstens nach den bisherigen Zusammenstellungen, nur dann in höheren Horizonten sich finden, wenn die sonst erzführenden tieferen in ihrer Unterlage anscheinend fehlen, so daß die Lösungen für ein Aufsteigen in höhere Lagen kein Hindernis finden würden. Für dieses Fehlen sind die, wie Ampferer wiederholt betont hat, für weit bewegte Einheiten besonders kennzeichnenden Abschrägungen im Tieferen verantwortlich zu machen. Da sich in dieser Vorstellung die Vererzung auch als jünger als die Haupttektonik ergibt, steht sie nicht im Widerspruch zu den in St. Veit beobachteten Tatsachen. Vielleicht wird sich einmal aus einer genaueren Durcharbeitung in dieser Richtung eine engere Grenzbildung auch für das Alter durchführen lassen.

IX. Einige vergleichende Bemerkungen.

Es sollen hier nur die eingehender bekannten kalkalpinen Bleizinklagerstätten Bleiberg,[27]) Mies[28]) und Raibl[29]) herangezogen werden. Das Verbindende zu diesen Lagerstätten ist zunächst das Auftreten auch in Triaskalkmassen, St. Veit zwar im Muschelkalk, die anderen im Wettersteinkalk; doch ist auch dort die Konstanz nicht so groß wie Rubland[30]) zeigt. Das Entscheidende für die allgemeine Horizontierung ist jedoch das Gebundensein an die hangenden Partien der betreffenden

[26]) O. Ampferer, Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen, 1. Fortsetzung, Jahrbuch 1924, S. 56.

[27]) A. Tornquist: Die Blei-Zinkerzlagerstätte Bleiberg-Kreuth in Kärnten. Springer, Wien, 1927.

[28]) B. Granigg — A. Koritschoner: Die geologischen Verhältnisse des Bergbaugebietes von Mies in Kärnten. Zeitschrift für praktische Geologie. 1914.

[29]) M. Kraus: Das staatliche Bei-Zinkbergbauterrain bei Raibl in Kärnten; Jahrbuch der Mont. Hochschulen Leoben und Pribram. Bd. 61, 1913.

[30]) Rosenlechner: Die Zink- und Bleibergbaue von Rubland usw. Zeitschrift für praktische Geologie. 1894.

Kalkmasse unter einem Schieferniveau, ob es nun Raibler oder Partnachschichten sind, eine Abhängigkeit, die im großen auch für St. Veit angenommen werden muß, wenn auch im kleinen, in der Form der Erzkörper und in ihrer Lage eine solche nicht zu erkennen ist und wenigstens bezüglich der kleinen Schiefereinschaltungen abgelehnt werden muß.

In Hinsicht auf die Bedingungen für die Bildung der Lagerstätte finden sich noch mehr Beziehungen zu Raibl als zu den beiden anderen Lagerstätten; wie Kraus in seiner vor allem auch in dieser Hinsicht interessanten Arbeit anführt, ist für die örtliche Festlegung der Lagerstätte die gewaltige Zerrüttung der Kalke ausschlaggebend gewesen, also darin eine genaue Parallele zu St. Veit. Es ist hier am Platze, darauf hinzuweisen, daß auch in Oberschlesien neuerdings festgestellt wurde,[31]) daß die metasomatischen Erze in ihrer Lage von Zerrüttung beeinflußt werden.

Ein gemeinsamer Zug aller vier Lagerstätten liegt in genetischer Beziehung darin, daß überall die Vererzung durch eine Karbonatbildung eröffnet und auch geschlossen wird oder daß es sowohl ältere wie auch jüngere Späte in der Lagerstätte gibt. Es ist dabei nicht von besonderem Belang, daß das jüngste Karbonat in St. Veit wie auch mindestens teilweise in Raibl[32]) eine reine Hohlraumausfüllung ist, im Gegensatz zu den beiden anderen. Das dürfte sich eben aus den vorhergegangenen, durch die Tektonik bedingten Zerbrechungserscheinungen erklären und so nicht in der eigentlichen Vererzung begründet sein.

Auf die Unterschiede, die der Grad der Metasomatose hervorruft, ist schon früher hingewiesen worden und auch auf die verhältnismäßige Armut an Gangarten; für St. Veit ist das Fehlen von Baryt und Wulfenit besonders hervorzuheben, letzterer allerdings ist bei anderen Nordtiroler Lagerstätten reichlich zugegen.

Zwischen der Mineralfolge in den Lagerstätten St. Veit einerseits und Bleiberg-Mies anderseits besteht eine gewiße Verwandtschaft, aber keineswegs Gleichheit. Raibl ist nach der Paragenese seiner Erzmineralien noch nicht durchforscht.

Der Hauptunterschied von St. Veit gegenüber Bleiberg liegt in dieser Hinsicht in dem Fehlen einer Phasengliederung in der Abscheidung der sulfidischen Erze, da hier sich Bleiglanz nur in der „Blendephase" bildet. Eine etwas nähere Verwandtschaft scheint mit Mies vorhanden zu sein, wo der Quarz, wenn auch spärlich, wie in St. Veit erscheint[33]) und die Bildung des Bleiglanzes zeitlich die der Blende teilweise überdeckt.

---

[31]) K. Seidl: Die oberschlesische Zinkerzlagerstätte; Zeitschrift des Oberschlesischen Berg- und Hüttenmännischen Vereines, 1927.

R. Stappenbeck, Ausbildung und Ursprung der Oberschlesischen Bleizinklagerstätten; Archiv für Lagerstättenforschung, Heft 41, 1928.

[32]) Abb. 35 b Kraus entspricht genau Bildern von St. Veit in größerem Maßstab.

[33]) Ich kann nicht umhin, darauf hinzuweisen, daß W. Lindgren aus Joplin eine vollständig gleiche Ausbildung von Quarz in Dolomit beschrieben hat (Abbildungen in „Mineral deposits" und bei G. Berg, Mikroskopische Untersuchung der Erzlagerstätten, 1915).

Eine vollständige Gleichsetzung der Nordtiroler Lagerstätten mit den Kärntnern verbietet ferner das, wenn auch nur sehr roh angegebene Alter der Vererzung, das weit von dem der Vererzung von Bleiberg abweicht: Die Nordtiroler Lagerstätten können nach den bisherigen Untersuchungen nicht dem gleichen Vererzungsvorgang zugehören.

Die wahrscheinliche Zeit der Entstehung liegt der für die Grazer Lagerstätten vermuteten nahe, an welchen jedoch ein vollständig abweichender Vererzungsvorgang erkannt wurde.

Die vorstehende Untersuchung bildet ein Glied der im Institut für Geologie und Minerallagerstättenlehre der Technischen Hochschule in Graz in Ausführung begriffenen systematischen Untersuchung ostalpiner Blei-Zinklagerstätten. Herrn Hofrat Tornquist bin ich für sein ständiges Interesse an der Arbeit zu Dank verpflichtet.

Erklärung zu Tafel VII.

Abb. 1. Blende (schwarz), mit Einschlüssen von Kalk, dringt in dichtem Muschelkalk mit einem Reaktionssaum von säuligem Kalzit und schmalem Markasitrand vor. Vergr. 68fach. Bismarkstollen—Ost.

Abb. 2. Zentraler Spat (Kalzit mit Verzwilligung), füllt den inneren „Kokarden"-raum des Netzerzes und Klüfte in der körnigen Blende (schwarz). Vergr. 17fach. Bismarkstollen—West.

Abb. 3. Unten dichter Kalk (weiß), mit Markasitsaum, dann Schalenblende und frei endigende körnige Blende, zentraler Spat (Dolomit). Vergr. 17fach. Sechste Sohle.

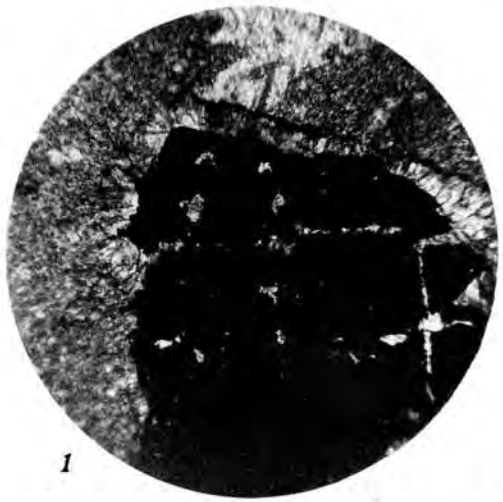
Abb. 4. Links (grau), alter Spat (Dolomit), rechts Flußspat (licht), ihn verdrängend; oberhalb der Mitte ein umschlossener Rest; junge Karbonatklüfte (dunkelgrau). Vergr. 17fach. Haldenstück (wahrsch. Ostbaue).

Abb. 5. Flußspat (licht), in einer Bucht und in Klüften der Blende (schwarz): junge Karbonatklüfte (grau). Vergr. 17fach. Haldenstück (wahrsch. Ostbaue).

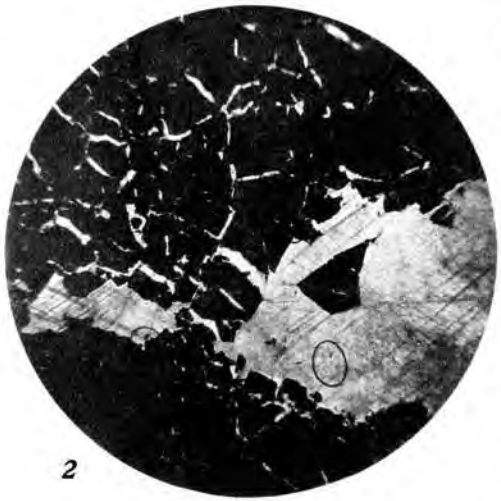
Abb. 6. Pinolitischer Hauptdolomit; große Dolomitkörner in einer pigmentreichen Masse (schwarz), in der idiomorphe Quarze sitzen (hell). Vergr. 68fach. Bismarkstollen—Ost.

Abb. 7. Zertrümmerte „Kokarde"; Blende (schwarz), frei endigend gegen jungen Dolomit (hell) und außerdem in Zertrümmerungszonen des Spates körnig eingeschleppt. Vergr. 17fach. Bismarkstollen—West.

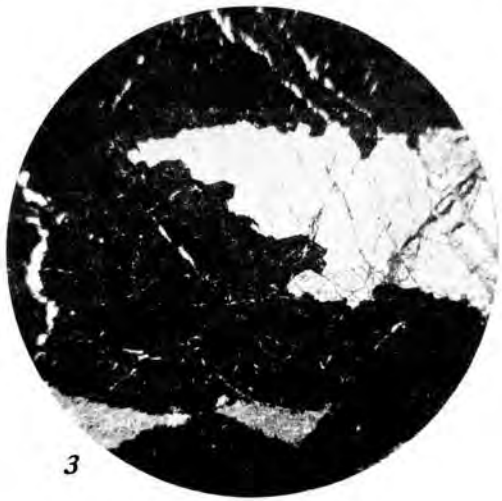
Abb. 8. Verschiefertes Erz (Mylonit); rechts oben zerdrückter junger Spat, links unten (grau), Kalk; Grundmasse sehr feinkörnige zertrümmerte Blende mit etwas Bleiglanz und Markasit (dunkle Züge). Vergr. 17fach. Bismark—Mittel.



1

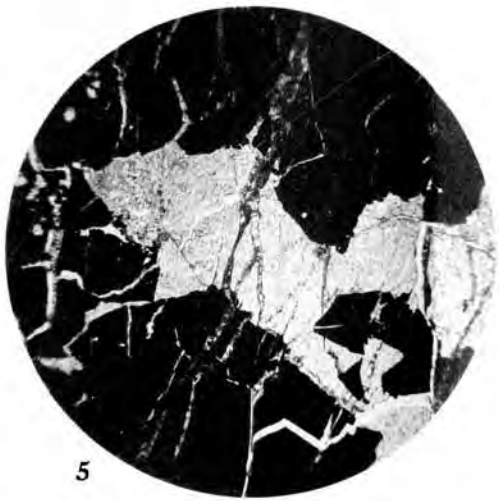


2

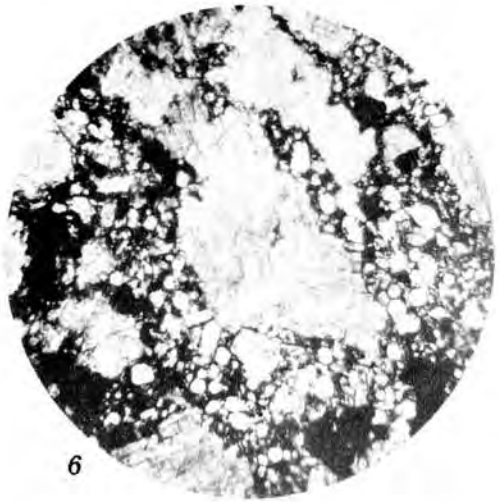


3

4



5



6

7

8

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 79. Band, 1929.

Geologie des Gebietes von Pieve (Buchenstein), St. Cassian und Cortina d'Ampezzo.

Von **Maria M. Ogilvie Gordon.**

(Mit 2 geologischen Karten, 2 Profiltafeln und 17 Textfiguren.)

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorwort 357
I. Teil: Das Livinallongo- (Buchenstein-) Tal.
A. Stratigraphische Übersicht 359
Perm 359
Bellerophonschichten 359
Trias 360
Werfener Schichten 360
Unterer alpiner Muschelkalk 362
Oberer alpiner Muschelkalk 365
Kalkfazies und Dolomitfazies (Meodolahorizont) 365
Plattenkalk und Mergel der Grenzzone 366
Ladinische Stufe 367
Knollenkalk und *Pietra verde* der unteren Buchensteiner Schichten 367
Plattenkalk und *Pietra verde* der oberen Buchensteiner Schichten . 368
Tuffbreccien, Kalkeinlagerungen und Tuffe der oberen Buchensteiner Schichten 368
Tuffazies der Wengener Schichten 373
Cassianer Schichten 374
Tuffkonglomerate der Cassianer Schichten 374
Cipitkalk und Mergelfazies der Cassianer Schichten 375
Schlerndolomit am Sasso Beccie 376
Diluvium und Alluvium 377
B. Tektonische Übersicht 377
Der Südhang des Livinallongotales 377
Der Nordhang des Livinallongotales und die Hauptstörungslinien . . . 385
Der Nordhang oberhalb Andraz 393
Das Gewölbe von Salesei 395
II. Teil: Sett Sass und Prälongia 397
III. Teil: Das Gebiet von Valparola, Lagazuoi und Falzaregotal . . . 406
IV. Teil: Das Gebiet von Cortina d'Ampezzo 419

Vorwort.

Da ich bereits in der Einleitung einer vor zwei Jahren erschienenen Publikation[1]) einen kurzen Überblick über die geologische Erforschung der westlichen Dolomiten veröffentlicht habe, darf ich hier, um Platz zu ersparen, auf diese sowie auf die dort angegebene Literaturliste verweisen.

[1]) „Geologische Beschreibung von Gröden-Fassa-Enneberg" (Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Bd. XXIV, Heft I und II). Wien, 1927, S. XIV und S. 370.

An erster Stelle kommen für das Gebiet des Livinallongo- (Buchenstein-) Tales die grundlegenden Werke von F. von Richthofen[1]) 1860 und Mojsisovics[2]) 1879 in Betracht. Aus neuester Zeit liegt die 1926 veröffentlichte Arbeit von H. P. Cornelius und M. Furlani-Cornelius über die „Tektonik der Marmolatagruppe" vor.

Die reiche ältere Literatur über die Gegenden von St. Cassian, Prelongei und Stuoreswiese, Sett Sass, Falzaregotal und Cortina d'Ampezzo wurde schon von Mojsisovics in „Dolomitriffe" berücksichtigt. Außerdem enthalten für diese Gebiete die Arbeiten von Klipstein und Loretz manche wichtigen Detailuntersuchungen.

Unter den späteren Werken sind von besonderem Wert jene von E. Koken, und speziell seine 1913 veröffentlichten „Beiträge zur Kenntnis der Schichten von Heiligenkreuz". Im Jahre 1908 gab Professor Kober seine bekannte Arbeit über das „Dachsteingebirge zwischen Gader, Rienz und Boita" heraus.

Die Publikationen dieser sowie anderer Geologen werden immer an den betreffenden Stellen im Text zitiert.

Mein eigener Wunsch bei der hier vorliegenden Arbeit war, nochmals das „Livinallongotal" oder „obere Cordevoletal" in größerer Genauigkeit zu untersuchen. Im Jahre 1899 hatte ich dort das Vorkommen von sich kreuzenden Längs- und Querfalten sowie von verzweigenden Längsbrüchen beschrieben, die teilweise mit einem Schub von N her verbunden waren. Die Hauptstörung setzte sich nach S im Cordevoletal fort. Deswegen habe ich auch Herrn Dr. Nöth vorgeschlagen, das südlich angrenzende Cordevolegebiet zu untersuchen.

Die zwei Karten des Cordevolegebiets, die jetzt in diesem Jahrbuch erscheinen, grenzen also direkt aneinander.[3])

Herr Dr. Nöth hat mir mitgeteilt, daß die beiden Faltungen auch im mittleren Cordevolegebiet klar zum Ausdruck kommen. Weiter haben auch hier ausgesprochene N-S-Schubbewegungen sowie auch noch andere in schrägen und östlichen Richtungen stattgefunden.

Diese Resultate weisen darauf hin, daß im Livinallongo- und mittleren Cordevolegebiet ein ähnlicher Gebirgsbau wie im Fassa-Grödengebiet im W herrscht.

Das tektonisch sehr einfache nördliche Gebiet von Prälongia und Stuores habe ich wegen der interessanten Cassianer Schichten in meine Karte aufgenommen.

Ich habe den Text dieser Arbeit in deutscher Sprache geschrieben, und möchte Herrn Oberbergrat Ampferer für seine freundliche Revision meinen Dank aussprechen.

---

[1]) F. v. Richthofen, „Geologische Beschreibung der Umgegend von Predazzo', St. Cassian und der Seiser Alpe in Süd-Tyrol". Gotha, 1860.

[2]) E. v. Mojsisovics, „Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien". Wien, 1879.

[3]) Die gleichen Farbensignaturen sind von Herrn Dr. Nöth und mir benützt worden um den Kartenvergleich zu erleichtern.

I. Teil. Das Livinallongo- (Buchenstein-) Tal.

A. Stratigraphische Übersicht.

Perm-Bellerophon-Schichten.

Das Vorkommen von Schichten permischen Alters im Livinallongotal war den früheren Autoren unbekannt. Erst im vorigen Jahre hat die Autorin zwei Aufschlüsse des Oberperms erwähnt,[1]) die früher nicht von der untern Trias getrennt worden sind.

Der kleinere davon kommt am Nordhange des Cordevolebachs, wenig oberhalb der Vallazzabrücke (1282 *m*) vor. Wir beschreiben ihn zuerst.

Der Bach fließt zwischen Ruaz und Vallazza durch Werfener Schichten, deren Faltungen fast parallel mit der Richtung des Baches verlaufen. Als Kern eines Sattels kommt an der Nordseite des Baches ein kurzer Streifen von Bellerophonkalk zutage, der aus der oberen Gruppe von Algenkalk, dunklen Ostrakodenkalken und Mergelkalk besteht. Es wurden darin folgende Fossilien gesammelt: *Pecten comelianus, P. Trinkeri;*

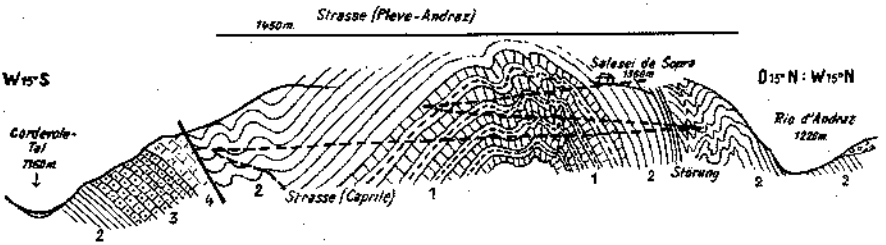


Fig. 1. Profil an der Talecke unterhalb von Salesei. Maßstab 1 : 12.500.
1 = Bellerophonkalk, 2 = Werfener Schichten, 3 = Unterer Muschelkalk, 4 = Mendoladolomit.

Avicula cingulata; Natica comelicana; Catinella depressa u. a.[2]) Einige Lagen zeigen mancherlei Durchschnitte von Bellerophontypen; auch wurde ein *Nautilus*-Abdruck aufgefunden. Unter den Algenresten war das Leitfossil *Gymnocodium Bellerophontis* reichlich vorhanden.

Gegen O, talab, taucht dieser Aufschluß des Oberperms mit einer Quereinbiegung der gesamten Schichtenreihe wieder unter.

Ein viel größerer Aufschluß erstreckt sich tiefer unten, noch am Nordsteilhange des Taleinschnitts, von der Hauptstraße bei etwa 1300 *m* oberhalb Dorf Salesei in SSO-Richtung bis zur verschütteten Talecke von „Pian" (1193 *m*). Die oberpermischen Schichten bilden hier einen hoch gewölbten Sattel, von der unteren Trias überlagert.

Es sind hier nicht nur die allerobersten dunklen Gymnokodien- und Ostrakodenkalke und Mergelkalke, sondern auch die mittleren Lagen von gelblichen Rauhwacken und wechsellagerndem Dolomit und dolomitischem Kalk aufgeschlossen. Dagegen treten die tieferliegenden Tonschiefer, Gipse und Mergel des Oberperms und die Grödener Sandsteine des Perms am Talhange von Salesei nicht zutage.

[1]) Aut. „Wanderbuch der westlichen Dolomiten" (Freytag u. Berndt) Wien, 1928, S, 66, 69.

[2]) Vgl. Stache, „Beiträge zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols". Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1877 und 1878.

Der Bau der Fahrstraße, die jetzt von der Pieve-Andraz-Straße nach Alleghe im S abzweigt, hat sehr günstige Einschnitte in der Schichtenfolge geschaffen. Dort kann man in mehreren Einfaltungen der obersten Lagen typische Fossilarten auffinden. Die schwarzen Ostrakodenkalke und Algenkalke sind oft reichlich mit Kalzit geädert.

Die Rauhwacken verwittern orange oder blaßgelb und sind feinsandig und löcherig. Es kommen hier wie im Fassa- und Grödener Gebiet einige Lagen vor, in welchen die Poren auffallend vertikal und regelmäßig angeordnet sind. Die zwischenlagernden, dickbankigen Kalke zeigen öfters auf den verwitterten Oberflächen kleine Bivalvenreste, die nicht gut bestimmbar sind.

Trias — Skytische Stufe. Werfener Schichten.

Verbreitung.

Der Talboden des Cordevolebaches besteht vom Dorf Ruaz (1334 *m*) talab auf eine Entfernung von etwa 4 *km*, also fast bis zur Talecke unterhalb Salesei, aus der unteren Trias. Die Talgehänge weisen auf beiden Seiten gleich unterhalb Ruaz auffallend große Aufschlüsse in dieser Schichtenfolge auf. Weiter unten, zwischen Vallazza und der Talecke, kommt auf beiden Seiten der untere Muschelkalk tiefer am Gehänge vor und erreicht südlich von Salesei den Talboden. Die Werfener Schichten sind am Nordhang wieder aufgeschlossen, u. zw. sind sie längs einer Störungszone aufgehoben und bilden nordseits der Hauptstraße und östlich von Salesei das Liegende der Mitteltrias.

Südlich des Tals erhebt sich das breite Eruptivgebiet von Belvedere, Sasso di Mezzodi und Monte Padon, in welchem außer den Aufschlüssen im unteren Talgehänge die Werfener Schichten noch in drei geringfügigen Aufbiegungen im Val Ornella und Val Pestort zutage kommen.

Reihenfolge.

Gute Profile sind in den Werfener Schichten an mehreren Stellen entblößt. Besonders lohnend sind die Aufschlüsse, die normal auf dem Sattel des Bellerophonkalks am Saleseiabhang liegen.

Die dunklen Algenbänke des Oberperms gehen nach oben in (1) plattige Kalke und Mergel über, die allmählich hellgrau werden. Sie werden von unreinem Kalk und glimmerigem Kalk gefolgt, von denen einige Lagen voll von *Anodontophora fassaensis* sind. Diese gehen nach oben in dick- oder dünngeschichtete hellgraue „Myazitenkalke" über. Einige Lagen führen massenhaft *Anodontophora fassaensis* und typische *Pseudomonotis*-Arten der „Seiser" oder unteren Werfener Schichten *(Pseudomonotis Clarai, P. aurita)*. Mitten in der Kalkgruppe schiebt sich eine dünne Gruppe von dunkelgrauem, etwas glimmerigem Kalkmergel ein, die fossilreich ist.

Sie wird von (2) blaugrauen, uneben geschichteten sandigen Kalken und gelbbraunen, teils sandigen, teils bituminösen Mergeln gefolgt. Die verwitterten Oberflächen führen noch hauptsächlich *Pseudomonotis* und *Anodontophora*. Es kommen aber auch Lagen mit kleinen Gastropoden vor (*Pseudomonotis Clarai, P. intermedia, Natica* sp.).

Darüber folgen (3) feste, rötliche Kalke, die bald in grünliche oder blaugraue, unebenflächige Lagen übergehen. Die Oberflächen weisen öfters Wurmspuren auf, während die gleichen *Pseudomonotis*-Arten wie in dem liegenden grauen Seiserkalk sowie *P. inaequicostata* vorkommen.

Die Kalke wechsellagern nach oben mit sandigen Mergeln und Mergelschiefern, die teils rotgefärbt, teils grau sind. Glimmer kommt reichlich auf den Oberflächen vor, und einige Lagen sind voll kleiner Gastropodenreste, *Naticiden* und *Holopella gracilior* Schaur. sp. Diese Gastropodenbänke stellen den Übergang in die „Campiler" oder oberen Werfener Schichten vor.

Darüber finden sich (4) sandige, glimmerige, braunrote oder fleckige Kalke in Wechsellagerung mit roten und grünlichen Mergeln. Letztere weisen öfter Wellenspuren (Ripplemarks) auf den Oberflächen auf. Einige Bänke des braunroten Kalks führen die kleinen Pectiniden der Campiler Horizonte — *Pecten vajolettensis, P. sojalis.* Andere führen *Anodontophora fassaensis* sowie verwandte Arten, die größer wie in der unteren Gruppe sind.

In einem grauen Kalk wurde *Pseudomonotis inaequicostata* und auch *Pseudomonotis Clarai* gefunden, obwohl letztere für das leitende Fossil des „Seiser" Horizonts gehalten wird. Die Autorin hat diese Art jedoch auch im Fassatal in diesem Horizonte festgestellt, z. B. am Steig nach Val Dona, wo er der Monte-Dona-Überschiebung nachgeht, und am Südhang des Udaitals gegenüber Mazzin.

Die nächsthöhere Gruppe ist längs der Andrazstraße über dem Saleseihang gut aufgeschlossen. Sie besteht aus (5) violettroten und grauen Schiefern und Mergeln, die oft mit Glimmerschuppen bedeckt sind. Diese wechsellagern nach oben mit dünn- und dickbankigem grauem Kalk. Es wurden im Kalk gefunden: *Naticella costata,* die typischen *Pectiniden, Tirolites Cassianus, Anodontophora fassaensis* u. a.

Außerdem kommen ganz harte Lumachellenkalke vor, die voll von kleinen Myophorien sind *(Myophoria ovata, M. laevigata).*

Nach oben schieben sich dünnschiefrige graue Kalke ein, die lokal von Gastropoden erfüllt sind.

Diese fossilreiche Gruppe bildet das Liegende des ziegelroten Mergels des unteren Muschelkalks. Eine gute Fundstelle für die Fossilien kommt westlich von Livine vor.

Am Andraz- und Saleseigehänge wie auch sonst im Tal sind die Werfener Schichten so sehr gefaltet, daß es kaum möglich ist, ihre Mächtigkeit zu bestimmen. Sie dürfte auf etwa 150—200 *m* geschätzt werden.

Wie aus der obenbeschriebenen Schichtenfolge hervorgeht, gibt es keine scharfe Grenze, weder paläontologisch noch dem Gesteinscharakter nach, zwischen deu Seiser (Untere Werfener) und Campiler (Obere Werfener) Schichtengruppen.

Die rötliche Färbung im Mergel und Kalk, die für die obere Werfener Gruppe bezeichnend ist, kommt auch in Einlagerungen in den Seiser Schichten unter den Gastropodenzonen vor.

Anisische Stufe.

I. Untere Gruppe = Unterer alpiner Muschelkalk oder Zone des Ceratites binodosus Hauer.

Schichtenfolge am Nordhang.

Die Hauptstraße Pieve—Andraz macht etwa 1 *km* oberhalb Andraz wegen zwei tiefer Erosionsrinnen im Nordhang eine längere Serpentine. An der Westseite der Serpentine verläuft ein N-S-Bruch, wodurch der untere Muschelkalk im W gegen die Werfener Schichten stößt. Dieser Muschelkalkzug folgt normal auf das soeben angegebene Profil der Werfener Schichten und wird als der lokale Typus angenommen.

Horizont (1): Mergel und Konglomerate.

Die untersten Lagen bestehen aus fossilleeren, ziegelroten Mergeln und Mergelkalken, in denen einige Einlagerungen von grünlichgrauem Myophorienkalk vorkommen. In dieser Gruppe sind „Ripplemarks" auf den plattigen Mergeln sehr häufig.

Nach oben wechsellagern die Mergel mit rötlichen Konglomeraten und dunkelgrauen Schiefern mit Pflanzenresten. Die tieferen Konglomeratbänke sind geringmächtig und enthalten kleine, wohlgerundete Gerölle in ziegelrotem oder grünlichem Verbindungsmittel. Die zwei höchsten Bänke sind etwa 1 bis 1·5 *m* mächtig und weisen eine grobe Zusammensetzung und Einschlüsse bis zu Faust- und Kopfgröße auf. Sie sind also typische „Richthofensche Konglomerate", wenn auch in geringerer Entwicklung.

Nach W nehmen sie im Tal rasch zu. Sie sind unterhalb von den Dörfern Lasta und Corte sehr schön aufgeschlossen und gut entwickelt.

Horizont (2) Kalklagen.

Gleich darüber folgen dickbankige, graue, flimmernde Kalke und rötliche oder rotgefleckte Kalke voll Glimmerschüppchen auf den Schnittflächen. Die unteren Lagen sind noch stellenweise fein konglomeratisch; die höheren wechsellagern mit Mergelkalk und sind teils ebenflächig, teils wulstig und grob gebankt.

Nach oben wird der Kalk gelblich oder hellgrau und bildet eine Wandstufe, in welcher die mergeligen Lagen zurücktreten.

Dieser Horizont führt eine typische Fauna. Gefunden wurden hier: *Myophoria ovata* und *M. laevigata* (beide häufig), *Gervillia incurvata, Rhynconella decurtata* sowie kleine Gastropoden.

Horizont (3) Mergel und Kalk mit Pflanzenresten.

Es folgt sodann eine 7 bis 8 *m* mächtige Wechsellagerung von weichem, dunklem Mergelschiefer mit verkohlten Pflanzenresten, sandigem glimmerigem Kalk und grauem Mergelkalk mit Bivalven und Pflanzenresten (Myophorien, *Pecten discites Gervillia modiola).* Die Pflanzenreste weisen schlecht erhaltene Stengel und Blätter von *Voltzia*-Arten auf. Feine, cylindrische Fucoidreste kommen öfters vor.

Horizont (4) Dunkle Kalke.

Eine etwa 15 *m* hohe Kalkwand folgt auf die Pflanzenschiefer. Der Kalk ist in seiner Hauptmasse blaugrau, dick und dünn gebankt,

stark zerklüftet und mit Kalzit reichlich geädert, auch öfters bituminös. Nach oben treten knollige, sogar feinbrecciöse Lagen und dünne Einlagerungen von bituminösen Mergelschiefern auf.

Die Verwitterungsfärbung ist oft merkwürdig hell, mit braungelbem oder gelbweißem Ton. Die zerbrochenen Platten verwittern gewöhnlich mit auffallend regelmäßigen, gelbbraunen Rändern.

Die Versteinerungen sind nicht leicht zu finden und lassen sich sehr schwer herausbringen. Das Leitfossil (*Terebratula vulgaris* Schl. sp.) wurde darin öfters gefunden, sowie andere schlecht erhaltene Brachiopoden und *Gervillia*-Arten. Auch Pflanzenreste wurden beobachtet.

Nach oben kommen hellgraue Bänke von Krinoidenkalk mit *Encrinus liliiformis* sowie weißlichgrauer dolomitischer Kalk vor.

Horizont (5) Plattige Schichte mit Pflanzenresten.

Die nächstfolgenden Bänke bilden eine etwa 4 bis 5 *m* mächtige Gruppe von dunklem Plattenkalk und Kalkschiefer, in der nur Pflanzenreste gefunden wurden. Sie unterlagert einen massigen, hellgrauen, kristallinen Kalk, der wahrscheinlich schon dem alpinen oberen Muschelkalk angehört.

Landschaftlich spielt im Tal der untere Muschelkalk eine Hauptrolle. Er bildet schroffe Felswände, wobei die gelblichen oder hellgrauen Verwitterungsfarben des Kalkes sich lebhaft von den bunten Mergeln der liegenden Schichten abheben.

Interessante Aufschlüsse des unteren Muschelkalks kommen westlich, bei den Dörfern Brenta (1468 *m*) und Livine (1475 *m*) gleich in der Nähe der Hauptstraße vor. Am Hang oberhalb der Straße neben Brenta sind in einem verlassenen Steinbruch die höheren, mit Kalzit geäderten, dunklen Kalke sowie dünnwulstige und brecciöse Einlagerungen aufgeschlossen.

Oberhalb des Dorfes Livine erhebt sich westlich von den Häusern fast die Gesamtmasse der Kalklagen. Im tieferen Niveau der Felswand ist der Kalk dünngeschichtet, z. T. mergelig, hellgrau oder blaßrosa gefleckt. Man findet hier Myophorienlagen. Im mittleren Teil ist der Kalk dick gebankt oder auch massig, im frischen Bruch dunkelblau; erst nach oben hin erscheint er reichlich mit Kalzit geädert. Die noch höheren Horizonte sind hier nicht aufgeschlossen.

Im Abhang unterhalb Brenta und Livine sowie bei Soraruaz treten im oberen Teil des Kalkes Krinoidenbänke und cremefarbiger dolomitischer Kalk auf. Ganz oben zeigt sich der Kalk noch dünnplattig und von Kalzit geädert, ist aber hellfarbig und nicht bituminös.

Diese reinere Fazies der oberen Schichten setzt sich über dem Cordevolebach am Südhang weiter fort und steht mit einem analogen Fazieswechsel im nächstfolgenden „Mendola"horizont im Zusammenhang.

Schichtenfolge am Südhang.

Als Typus der Schichtenfolge des unteren Muschelkalks im Südhang des Tales wird das Vorkommen am Soura Sass, einer hervorragenden Felswand südlich von Arabba, beschrieben.

Am Westende der Steilwand kommt folgendes Profil in der normalliegenden Schichtengruppe unter dem Mendoladolomit zum Aufschluß:

Hangend: Mendoladolomit.

Vgl. Horizont (5)	2 *m*	gelbbrauner, harter Kalk und wulstiger Kalk mit Krinoidenresten;
	1·5 *m*	knolliger oder brecciöser, weißlicher Dolomit;
	2·5 *m*	dunkle Mergelschiefer und plattiger Kalk mit Kalzitadern (Reste von Pflanzenstengeln und unbest. Muscheln);
	0·5 *m*	geschichteter, heller Dolomit.
Vgl. Horizont (4)	4 *m*	dunkelrote und gelbliche Mergel mit orange, rötlich oder grau verwitternden, feinen und groben Konglomeraten, respektive Breccien wechsellagernd;
	3 bis 4 *m*	unregelmäßig gebankter, weißlicher Dolomit und ganz dünne rötliche oder gelbliche, sandig-mergelige Einlagerungen;
	12 bis 14 *m*	geschichteter blaugrauer oder flimmernder, dolomitischer Kalk und gelb verwitternde Kalke mit Krinoidenresten; nach unten hellgrauer, knolliger, welliger Kalk mit dunklem, plattigem Mergelkalk wechsellagernd (spärliche Bivalvenreste).
Vgl. Horizont (3)	Mehrere Meter	blauschwarzer und blaugrauer Kalk mit Bivalvenresten; wechsellagernde Mergelschiefer voll von Pflanzenstengeln (Fossilien: *Myophoria ovata, M. laevigata, M. Cardissoides; Gervillia* und *Myalina* sp. indet.)

Diese Gruppe ist in der Quetschzone einer Kniefalte abgeschnitten. Darunter ist der Hang sehr verrutscht. Am festen Fels im W sieht man die Umbiegung der Schichten nach unten in umgekehrter Reihenfolge (S. 379, Fig. 5a).

Die Konglomeratbänke ändern sich in ihrer Beschaffenheit sehr rasch. Einige Lagen enthalten nur kleine Kiesel, andere viel größere. In den feineren Lagen gehören die wohlgerundeten, oft flach geriebenen Kiesel den Werfener Schichten an. Die Einschlüsse in den gröberen Bänken sind kantiger und weisen in der Mehrzahl einen Durchmesser von 5 bis 8 *cm* auf. Es kommen auch öfters lange, kantige Fragmente von Kalkplatten aus dem unteren Muschelkalk vor, die offenbar in nächster Nähe der Ursprungstelle zu rascher Ablagerung gekommen sind.

Eine vollkommene Reihe des unteren Muschelkalkes kommt in der Felswand des Val de Pestorts, östlich von Soura Sass, vor.

Im Nordflügel einer steilen Kniebiegung folgen unter dem Mendoladolomit gutgeschichtete Kalk- und Dolomitbänke mit Einlagerungen von Pflanzenschiefern, dünnen Konglomeraten und Mergeln.

Die untere Gruppe von blauschwarzen Mergelschiefern und fossilführenden Kalken liegt hier normal auf dünngeschichtetem, rötlich und gelbgeflecktem Kalk, dessen Oberflächen mit reichlichen Glimmerschüppchen versehen sind.

Dieser Kalk geht nach unten in ziegelrote Mergel über, mit denen die rötlichen, groben Richthofen'schen Konglomerate wechsellagern. Das Liegende davon besteht aus einer Gruppe rötlicher und grüner Mergel, stellenweise mit „Ripplemarks".

Die Ausbildung der Schichtfolge ist also derjenigen am Nordhang sehr ähnlich. Doch sind einige Faziesunterschiede eingetreten. Namentlich sind in den höheren Lagen dolomitische Bänke sowie Konglomerate und Breccien mehr entwickelt.

Diese Vorkommen erinnern, wenn auch in viel geringeren Massen, an das Vorkommen im Ostteile des Ennebergtals bei Romestlung und im St. Vigil-Tal (Aut. Gröden-, Fassa- und Enneberggebiet 1927, S. 22).

II. Obere Gruppe = oberer alpiner Muschelkalk oder Zone des Ceratites nodosus Mojs.

a) Mendolakalk und Dolomit.

Kalkfazies im Nordhang.

Das normale Profil des Nordhangs, das oberhalb der Straße Pieve—Andraz aufgeschlossen ist, weist im Hangenden des untern Muschelkalkes einen massigen, grauweißen, kristallinen Krinoidenkalk auf. Er ist etwa 3 *m* mächtig und wird von 2 bis 3 *m* eines wulstigen, dunkelgrauen Kalks mit Kalzitadern überlagert, der vom ähnlichen Kalk in der unteren Muschelkalkgruppe nicht zu unterscheiden ist. Der Kalk ist teilweise bituminös und dünngeschichtet.

Darüber folgen einige Meter eines hellen Plattenkalkes, dann wieder dickbankiger geäderter Kalk. Im Plattenkalk wurden einige unbestimmbare Brachiopoden und Bivalvenreste gefunden.

Es stellte sich beim Verfolgen dieser Horizonte heraus, daß sie mehrfach ineinander übergeben und insbesondere, daß sich der massige Kalk in seiner Mächtigkeit rasch ändert. Er wird stellenweise porös und sieht wie der kristalline „Mendolakalk" des östlichen Fassagebietes aus.

Auf diese wechsellagernde Gruppe folgen etwa 8 bis 10 *m* zerklüfteter, unregelmäßig gebankter Kalk, der in einigen Bänken voll von Krinoidenresten ist. Stellenweise wird der Kalk knollig oder fein brecciös. Gesteinsproben aus den brecciösen Lagen weisen unter der Lupe eine Zusammensetzung aus kleinen, kantigen oder wenig gerundeten Kalkfragmenten auf.

Der massige Kalk wird von dem dunklen, bituminösen und teils gebänderten Kalk und von Kalkschiefern überlagert, die eine Grenzzone zwischen dem alpinen oberen Muschelkalk und den Buchensteiner Schichten bilden. Darin wurden hier mehrere Exemplare von *Daonella Sturi* gefunden.[1])

Es fehlt also im Nordhang zwischen Pieve und Andraz eine gleichmäßige Entwicklung von kristallinem, porösem Mendolakalk oder Dolomit, wie dieser im benachbarten Fassagebiet überall vorkommt. Die Wechsellagerung weist hier an und für sich keinen deutlich bemerkbaren Unterschied von der unteren Muschelkalkgruppe auf.

Im Felde schließt man aus ihrer statigraphischen Lage zwischen dem typischen Pflanzenschiefer und dem Myophorienkalk des unteren Muschelkalks und dem bituminösen Plattenkalk im Hangenden, daß die Kalkgruppe etwa den Horizont des Mendoladolomits vertrete.

Mojsisovics hat zuerst auf diese krinoidenreiche Kalkfazies, oder Fazies mit durchwegs Muschelkalktypen im Livinallongotal aufmerksam gemacht.[2])

Nach W zu nimmt der massige Kalk im Steilhang zu und bildet bei Sief einen vorragenden Felsen. Nach S zu, im unteren Hang des Cordevolehachs, wird er sehr schmal. Allerdings zeigt er sich hier ebenso stark zusammengedrückt wie alle die anderen Schichten unterhalb von Crepaz.

---

[1]) Aut. Gröden-, Fassa- und Enneberggebiet, 1927, S. 28.
[2]) Mojsisovics, „Dolomitriffe", 1879, S. 47.

Dolomitfazies im Südhang.

Bei Soraruaz im Einschnitt des Cordevoletals ist das Gestein schon ein dolomitischer Kalk und wird gleich am Südhang bedeutend mächtiger. Die wechsellagernden Schichten gehen ganz in diese Fazies über. So erscheint im Val de Pestort eine schöne Entwicklung des typischen Mendolakalks, die entweder stark dolomitisch ist oder ganz in porösen Dolomit übergeht.

Weiter oben, am Osthang von Soura Sas und am Col Vescovo, fand ich öfters im Dolomit und dolomitischen Kalk Stücke mit der typischen Alge *Physoporella (Diplopora) pauciforata* Gümbel sp. erfüllt.

Es kommen hier im Gestein hautfeine Einlagerungen von blaßrötlichen oder gelbichen sandigen Mergeln vor. Wo die Schichten bergaus fallen, wittern diese auf den Schichtflächen aus und bilden die Ursache einer leichten Färbung in den Steilwänden.

Obwohl nun die Fazies dieses Horizonts selbst innerhalb des Talgebietes variiert, hat die Autorin für die Zwecke der geologischen Karte am besten gehalten, den Horizont mit einer einzigen Farbenbezeichnung zu versehen.

Sie hat ihn auch von der Grenzzone im Hangenden getrennt. Da diese Zone im Talgebiet der Fazies des Plattenkalks und der bituminösen Schiefer entwickelt ist, läßt sie sich für die Kartierung am besten mit den Buchensteiner Schichten gruppieren und ist also in der Bezeichnung der unteren Buchensteiner Schichten eingeschlossen.

Die Ausbildung der unteren und oberen Anisischen Stufen im Livinallongotal stellt nach diesen Beobachtungen eine engst zusammenhängende Schichtenserie dar, die auf nur langsam vor sich gehende Meeresschwankungen hindeutet.

Plattenkalke des oberen Muschelkalkes.

(= z. T. untere Buchensteiner Schichten, Mojs.)

(= Grenzzone des obern Muschelkalks,[1]) mit *Diplopora annulatissima).*

Überall auf beiden Gehängen des Livinallongotals wird das Hangende des oberen Kalks oder Dolomits des Muschelkalks von einer etwa 8 bis 10 *m* mächtigen Gruppe von dünnplattigem, dunklem Kalk und feingebändertem, schwarzem, bituminösem Mergelschiefer, der lokal „in Bänderdolomit" übergeht, gebildet. Am Südabhang ist der Kalk und Schiefer weniger bituminös als am Nordhang und wechselt mit kalzitgeäderten Kalklagen ab.

Es sind zwei Versteinerungen, die in dieser Gruppe öfters im Nordhang gefunden wurden: *Daonella Sturi* Ben. und *Daonella parthanensis* Schaf. Auch Reste von Pflanzenblättern und Stengeln sind häufig. Die Oberflächen weisen öfters einen kohligen Glanz auf und Konkretionen von Brauneisen kommen mehrfach vor. Von Ammonitenresten wurden nur schlechte Bruchstücke gefunden.

---

[1]) Vgl. Aut. „Gröden-, Fassa- und Enneberggebiet", 1927, S. 28ff.

Ladinische Stufe.

I. Buchensteiner Schichten. II. Obere Buchensteiner und Wengener Tuffazies.

a) Hornsteinknollenkalke und *Pietra verde* der unteren Buchensteiner Gruppe;

b) Bänderschiefer, Plattenkalk und *Pietra verde* der oberen Buchensteiner Gruppe;

c) Tuffbreccien und Tuffe mit Kalk- und Mergeleinlagerungen und Hauptmasse der Tuffe; diese Gruppe umfaßt die Tuffolge der oberen Buchensteiner Horizonte sowie die Tuffazies der Wengener Schichten.

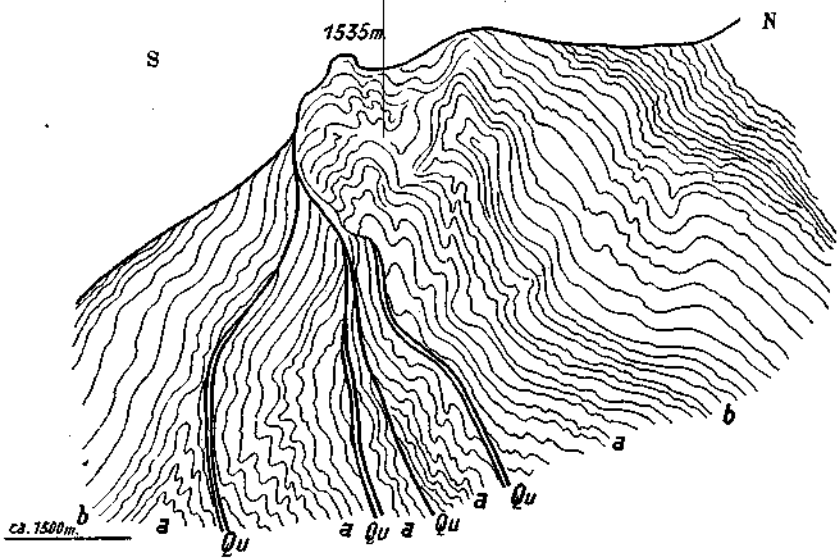


Fig. 2. Zerquetschte Falte rechts des Baches oberhalb Pieve (kleine verdeckte Stellen wurden in der Zeichnung ergänzt).

a = dunkle Bänderschiefer und Kalk der unteren Buchensteiner (Grenz-)Zone, *b* = Hornsteinkalke und *Pietra verde* der unteren Buchensteiner Schichten, *Qu* = Quetschzonen.

Das Profil oberhalb von Pieve.

Die klassische Beschreibung der Buchensteiner Schichten bezieht sich auf dieses Tal.[1]) Ein leicht zugängliches Profil kommt gleich nördlich von Pieve in einer Schlucht vor, die nach N bis zur Hochterrasse unterhalb Col di Lana hinaufreicht. Ein Steig führt an der Ostseite des Pievebaches bis zur Terrasse hinauf.

Hinter den Häusern des Dorfes wird der Bach bei etwa 1480 *m* von einer steilen Falte in dem Hornsteinknollenkalk überquert (Fig. 2).

Im zerquetschten Kern der Falte stehen die bituminösen Bänderschiefer der Grenzzone und darüber die Hornsteinkalke an. Es folgt sodann nach oben die normale Reihenfolge der Buchensteiner Schichten.

[1]) F. v. Richthofen: 1860 (vgl. oben, Vorwort).

Untere Buchensteiner Gruppe.

1. Die Hornsteinknollenkalke der unteren Gruppe sind dünn und dick geschichtet, durchschnittlich 5 bis 12 *cm*, auch öfters bedeutend dicker. Sie sind von gelben Hornsteinen reichlich durchzogen. Nach oben wechsellagern sie mit dunkleren, kalzitgeäderten Kalkbänken sowie mit dünnen Lagen von *Pietra verde*.

Ein wenig höher kommen größere Gruppen von dickbankigen, hellgrünen, groben *Pietra verde*-Schichten vor und darauf folgen graue Hornsteinkalke mit mergeligen Zwischenlagen. Neben dem Bach wurden Ammonitenreste gefunden, von denen *Arpadites trettensis, Protrachyceras F. Boeckhi* bestimmt werden konnten.

Die Hornsteinkalke weisen hier eine feinere Beschaffenheit wie unten auf. Sie sind teilweise kieselig und verwittern gelblichgrau, violett oder dunkelrot. Der Hornstein kommt auch netzförmig und in Knoten vor, nimmt aber der Menge nach bedeutend ab.

Diese werden von dünnbankigen, schwarzen Kalklagen mit reichlichen mergeligen Zwischenlagen gefolgt. Es kommen darin hellere gebänderte Kalk- und Dolomitbänke und öfters Konkretionen von Brauneisen vor.

Obere Buchensteiner Gruppe.

Bei etwa 1550 *m* stehen am Steig in einem verlassenen Steinbruch (2) ebenschichtige, dunkel- oder hellgraue Plattenkalke an, die zuweilen sandig sind, zuweilen tuffig und mit dünngeschichteten *Pietra verde* wechsellagern. Sie sind hier gefaltet und zeigen manche Oberflächen mit Rutschstreifen und von Kalzit überzogen. Gleich darunter folgen dunklere Plattenkalke, stellenweise bituminös und mit schwarzem Mergel in Wechsellagerung.

Es wurden in dieser Gruppe Lagen mit *Daonella Taramellii* beobachtet.

Tuffbreccien und Tuffe.

Darüber folgen (3) etwa 8 *m* eines knolligen Kalkes mit großen Knoten von gelbem Hornstein, Kalkkonglomerate und einige Lagen von *Pietra verde*; sodann etwa 4 *m* harter Kieselkalk, brauner Tuff und Tuffbreccien.

Diese Gruppe geht gleich in eine Quetschzone über, in welcher man noch höhere Bänke von Kieselkalk und „feiner *Pietra verde*" sowie von dunklen Tuffen und Tuffbreccien unterscheiden kann. Diese Gruppe entspricht nur dem Anfang der Eruptivfolge. Sie wird bei etwa 1580 *m* Höhe von der Hauptstörung abgeschnitten.

Wenn man auch die Faltungen berücksichtigt, dürfte die Mächtigkeit der Buchensteiner Schichten in diesem Profil mit etwas über 100 *m* geschätzt werden.

Die untere Trias ist hier überschoben und bildet die Basis der normalen Schichtfolge des Col di Lana. In dieser kommt wieder die ganze Reihenfolge der Buchensteiner Schichten zum Aufschluß und wird von der mächtigen Tuffolge überlagert.

Im unteren Teil des Nordhanges steht unterhalb Pieve die gleiche Reihenfolge in vielen Faltungen an und ist bei 1400 *m* nochmals verworfen und teilweise wiederholt.

Wir haben also oberhalb und unterhalb Pieve eine viermalige Wiederholung der Buchensteiner Kalke. Zugleich sind die Kalkschichten besonders mächtig entwickelt und wechsellagern in ausgedehntem Maße mit den *Pietra verde*-Tuffen.

Die Buchensteiner Schichten verdanken also ihre merkwürdige Ausdehnung in diesem Tal nicht allein der ursprünglichen reichen Ablagerung, sondern einer Reihe von nachträglichen tektonischen Störungen, die unten beschrieben werden.

Die Reihenfolge der Tuffe.

Die Reihenfolge der Tuffe am Col di Lana wird als Typus ihrer Entwicklung am Nordhang des Tales beschrieben.

Die Buchensteiner Hornsteinkalke der Hochterrasse unterhalb Col di Lana stehen dort bei etwa 1730 *m* an. Die Plattenkalke folgen und breiten sich auf der Hochterrasse weit aus. Sie unterlagern die Hochwiese. Einige Felskuppen, die herausragen, bestehen aus den höchsten Lagen. Sie liegen hier fast ungestört und weisen eine schöne Entwicklung von Kieselkalk, *Pietra verde*, braunen Tuffen und hellgrauen Mergelkalken auf.

Darüber folgen bei etwa 1860 *m* *(A)* gut geschichtete, dunkle, körnige Tuffe.

Sie bilden den untersten Teil von Abrutschungen, die ausschließlich aus Eruptivgesteinen bestehen. Es kommen nach oben in Wechsellagerung mit ihnen feste sandige Tuffe und Tuffsandsteine sowie unregelmäßig gebankte Tuffbreccien vor, in denen die Einschlüsse hauptsächlich verschiedenen Typen von Augitporphyrit und Tuff, in geringerem Grade Kalk angehören. Die Tuffbreccien gehen lokal in Tuffkonglomerate über, in welchen die Mehrzahl der Einschlüsse schon abgerollt sind. Es kommen ab und zu auch größere Einschlüsse von Buchensteiner Kalk vor.

Das Bindemittel ist ein olivgrüner, fester Tuff und die Gesteinsmasse ist stark eisenschüssig. Die Verwitterungsfarbe der Schuttmassen ist deswegen rostbraun oder fast rötlich. Es fehlen hier die sehr groben „Buchensteiner Agglomerate", die im westlichen Teil des Hanges gegen Cherz und Varda zu vorkommen. Es gibt auch keine Gänge.

Die weitere Anfeinanderfolge der Tuffe von hier bis zum Gipfel von Col di Lana läßt sich in folgende Hauptgruppen einteilen:

(B) Zwischen etwa 1950 bis 2070 *m* Steilwände aus sphäroidisch verwitternden, sogenannten „Kugeltuffen" mit ganz ähnlichen festen Tuffen wie unten in Wechsellagerung. Nach oben kommen Einlagerungen von Tuffmergeln mit verkohlten Pflanzenresten und schlecht erhaltenen Stücken von *Daonella Pichleri* vor.

(C) Zwischen 2070 bis 2220 *m* weiche, dick- und dünngeschichtete Tuffe und Tuffschiefer mit reichlichen Pflanzenresten. In einer mit Gras bedeckten Böschung bilden diese die westliche Fortsetzung der Hochwiese von Pian della Gisca.

(D) Zwischen 2220 bis 2462 *m*, die Gipfelpartie, aus mehreren Tuffwänden und Böschungen aufgebaut.

Dieser Südhang von Col di Lana ist nicht für den Aufstieg zu empfehlen. Den besten Aufstieg und außerdem einige vorteilhafte Aufschlüsse bietet der Osthang des Berges.

Folgende nähere Beobachtungen in diesen Haupteinteilungen wurde an der Ostseite gemacht:

(A) Von etwa 1640 *m* aufwärts befindet sich ein Wiesenland, wo stellenweise die liegenden Tuffe und Tuffbreccien aufgeschlossen sind.

(B) In den Felswänden südlich unterhalb von Pian della Gisca, wo in der geologischen Karte ein Fallzeichen eingetragen ist, ist ein gutes Profil dieser Gruppe zu sehen.

Hangend: Weiche Tuffe der Pian della Gisca.

30 *m* Sphäroidisch verwitternde Kugeltuffe und feste, dunkelgrüne Tuffe.

12 *m* Tuffsandsteine und Tuffschiefer mit *Daonella Pichleri* und reichlichen Pflanzenresten.

2 *m* feine Tuffkalkbreccien.

18 bis 20 *m* dickgebankte grobe Tuffe nnd Kugeltuffe.

5 *m* Biotitführender Tuffschiefer mit Pflanzenresten; einige Lagen Aschentuffe, weißlich verwitternd.

2 *m* Blauschwarze, gebänderte Mergelschiefer und Tuffe mit Pflanzenresten und Daonellen (vgl. *D. Pichleri*).

7 bis 8 *m* Dickgebankte, feste, sphäroidisch verwitternde Tuffe.

15 *m* Dichte, olivgrüne und rotbraune Tuffe.

8 *m* Grobgeschichtete Tuffe mit Scoriae.

1 *m* Tuffkalkbreccie ohne Schichtung.

15 *m* Rostfarbige Tuffe nnd gebänderte Tuffschiefer.

Liegend: Im Wiesenland grobe Tuffkonglomerate und Tuffe des Horizonts *(A)*.

Diese Gruppe weist eine auffallende Aehnlichkeit mit den Tuffen und Konglomeraten der Aschler Alpe im Grödengebiet auf. Das Vorkommen von *Daonella Pichleri* weist ein oberes Buchensteiner Alter nach.[1])

(C) Pian della Gisca (2054 *m*).

Die nächste Gruppe bildet die Hochwiese von Pian della Gisca. Sie besteht aus festen, sandigen Tuffen, die sphäroidische Verwitterung aufweisen. Es treten mit ihnen in Wechsellagerung nach oben feine Tuffkalkbreccien und weiche Palagonittuffe auf, in denen Augit- und Feldspatkristalle sowie Magnetite besonders reichlich enthalten sind. Sie sind grobkörnig und weisen infolge der Verwitterung der Kristalle hell- und dunkel gesprenkelte Schichtoberflächen auf. Diese Schichten zerfallen sehr leicht.

(D) Über 2200 *m*, gegen den Gipfel zn, treten weißlich verwitternde Aschentuffe und gebänderte Tuffschiefer mit reichlichen Pflanzenresten zutage. Bei etwa 2280 *m* folgen feste, dickgebankte Tuffe, die von merkwürdig starker Clivage (60° bis 70° Neigung nach SW) zerschnitten sind. Sie bilden eine Felswand, über welcher die weicheren Tuffe des Gipfels folgen. Sie sind dunkel, grobkörnig und führen verkohlte Pflanzenblätter und Stengel. Man trifft öfters kleine Vorkommnisse von autochtonem Kalk unter den Tuffen.

Diese Gipfelgruppe ist gefaltet und wird gleich am Nordhang von zwei Brüchen geschnitten.

An der Nordböschnng gegen die Castellowiese hin folgen auf die Tuffe dunkle Schiefer mit *Posidonia Wengensis* und *Daonella Lommeli;* also Schiefer von bestimmbarem Wengener Alter. Diese wechseln noch immer mit Tuffen voll von Pflanzenresten, die den liegenden Tuffen ganz ähnlich sehen.

Die Gesamtmächtigkeit dieser Schichtenfolge von Tuffen, Tuffschiefern und Tuffbreccien am Col di Lana dürfte mit etwas über 500 *m* gerechnet werden.

Vergleicht man diese Tuffserie mit der Eruptivfolge im Fassatal, so fällt sofort die Abwesenheit von Laven und Gängen auf. Hier wurden keine Deckenlaven ausgebreitet.

Weiter östlich, am Abhang gegen das Campolungojoch zu, kommen Mandelsteinlaven von Augitporphyrit über dem Palagonittuffe und Tuffbreccien vor und über diesen wieder tuffreiche Mergel und Schiefer mit Pflanzenresten, die nach N in „Lommeli"schiefer teils übergehen, teils von ihm überlagert sind.

In bezug auf das Zeitalter der Tuffe kann aus den Beobachtungen am Col di Lana und weiter westlich im Hang der Schluß gezogen werden, daß hier die Tuffolgen der oberen Buchensteiner und Wengener Periode zugehören. Es läßt sich keine genaue Grenze zwischen diesen Perioden feststellen.

---

[1]) Aut.: „Gröden-, Fassa-, und Enneberggebiet", 1927, S. 47.

Die Einlagerungen mit *Daonella Pichleri* wären dem Alter nach den oberen Buchensteiner zuzurechnen. Die Palagonittuffgruppe ist offenbar schon an der Grenze, während die Gipfelgruppe ganz zur Wengener Zeit gehört.

Die große Mächtigkeit der Tuffe am Col di Lana ist bemerkenswert. Nach N, O und W vermindern sich die Tuffe sehr rasch. Dieser Berg stellt einen nördlichen Sporn der großen Verbreitung der Tuffe im S, im langen Rücken von Belvedere und Monte Padon im mittleren Cordevolegebiet dar.

Westlich vom Col di Lana werden die Tuffbreccien der tieferen Stufen dicker und gröber. Zwei Hauptgruppen davon lassen sich unterscheiden. Sie schließen westlich von Mäsarei größere Schollen von Buchensteiner Kalk ein. Gegen Varda und Campolungojoch zu sind sodann ganze Schichtenmassen aus dem unteren Muschelkalk sowie einige Schollen von Werfener Schichten in die Agglomerate eingemengt. Diese sind von Tuffbreccien, Gängen, seltener von dünnen Porphyritgängen durchbrochen.

So sieht man, daß hier die Tuffbreccien an Ort und Stelle am Meeresboden herausgeschleudert wurden. Solche Ausbruchsstellen kommen im Fassa-Gröden-Gebiet öfters im Verlauf der Haupteruptivspalten vor.

Die Reihenfolge der Tuffe am Südhang des Livinallongotales.

Die gutgeschichteten, dichten und festen Tuffe der tieferen Horizonte sind in der Gegend von Arabba mehrfach aufgeschlossen. Sie liegen hier auf dickgebankten groben Tuffbreccien. Letztere kommen noch mit den Tuffen in Wechsellageruug vor. Diese Tuffe werden für Bauzwecke benützt und hier im Tale bei etwa 1540 *m* in einem Steinbruch abgebaut.

Südlich des Cordevolebaches haben die Tuffbreccien und Tuffe im langen Rücken von Pizzaz eine große Ausdehnung. Sie verlaufen hier in NO-SW-Richtung (vgl. Taf. VIII, Prof. 1).

Der Bach südlich von Arabba hat in der Höhe von etwa 1800 *m* am Portaudosrücken einen schönen Aufschluß erodiert. Dort stehen etwa 40 *m* feste Tuffe, darüber zirka 8 *m* Tuffbreccien und feine Tuffkonglomerate, dann wieder Tuffe am Grat an.

Im Bache, im Liegenden der Tuffe, sind dünngebankte Tuff-Kalk-Konglomerate mit reichlichen Kalkeinschlüssen aufgeschlossen. Sie liegen mit flacher Diskordanz auf einer dünnen Gruppe von oberem Buchensteiner Plattenkalk, unter welchem eine grobe Tuffkalkbreccie zutage kommt.

Diese Breccie besteht der Hauptsache nach aus eckigen oder halbgerundeten Bruchstücken von Buchensteiner Hornsteinknollenkalk. Sie liegt bei etwa 1825 *m* in unmittelbarer Nähe des Baches mit flacher Sedimentärdiskordanz auf einer autochtonen Einlagerung des Hornsteinknollenkalks (Fig. 3).

Das Liegende des Knollenkalks besteht aus groben Tuffkalkbreccien mit undeutlicher Schichtung, die eine große Beimengung von Augitporphyritblöcken sowie kleinen Bruchstücken zeigen. Sie haben den Charakter der sogenannten „Buchensteiner Agglomerate" dieser Gegend.

Sehr interessant ist die Beobachtung, daß in diesen Breccien die mitgerissenen Kalkeinschlüsse aus den Buchensteiner Schichten öfters Daonellen und Ammoniten enthalten.

Die groben Breccien umgeben größere und kleinere Schollen von zusammenhängenden Schichtengruppen der Buchensteiner Knollenkalke und des Plattenkalks. Mehrere sind längs des Steiges zwischen 1830 und 1900 *m* in der Nähe des Baches aufgeschlossen.

Östlich von diesem Bach sind in der mittleren Talsohle nun noch tiefere Horizonte der Tuffbreccien aufgeschlossen. Dem Steig folgend, trifft man diese Lagen beim Übergang zwischen Portaudos und Pizzaz. Sie sind massige Tuffagglomerate mit großen und kleinen Blöcken von Augitporphyriten und Tuffgesteinen, von mancherlei Fragmenten des blaugrauen Muschelkalks sowie der Buchensteiner Kalke. Sie sind lokal zerspalten und von kleinen serpentinisierten Gängen durchdrungen.

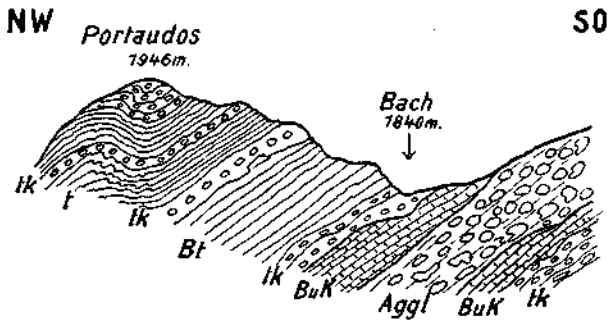


Fig. 3. Profil durch den Nordhang des Portaudos. Maßstab ca. 1 : 6250.
Buk = obere Buchensteiner Hornsteinknollenkalke und Bänderkalke als Einlagerungen, *Aggl* = grobes Tuffkalk und Porphyragglomerat, *tk* und *t* = Tuffkonglomerate und Tuffe, *Bt* = Bantuffe.

Diese Lagen haben sich offenbar in unmittelbarer Nähe einer Eruptionsstelle angesammelt. Im Hang zwischen Pizzaz und Pescol sind in den groben Tuffagglomeraten dünne Eindringlinge von „Blockporphyrit" und feldspatreichem Augitporphyrit (Andesit).

Ein typisches Stück aus dem dunklen Augitporphyrit hier zeigt im Dünnschliff zahlreiche tafelige Einsprenglinge eines glasigen Feldspats bis zu 1 *cm* Länge und viel weniger reichlich Einsprenglinge eines lichtgrünen Augits.

Mikroeinsprenglinge von Magnetit und Pseudomorphosen nach Olivin. Die Grundmasse ist äußerst feinkörnig und besteht aus Feldspatmikrolithen und Magnetitkörnern in einer farblosen, isotropen Basis. Die Feldspateinsprenglinge sind ausgeprägt zonar und wahrscheinlich durchschnittlich Andesin, nahe Ab_{60}.[1])

Das Gestein ähnelt also den älteren feldspatreichen Augitporphyriten in der typischen Eruptivfolge des Fassagebietes, wie diese von der Autorin früher dargestellt worden ist.[2])

[1]) Die Untersuchungen der angeführten Dünnschliffe verdanke ich Herrn Campbell Smith, Britisches Museum, S. Kensington.

[2]) Aut.: „Gröden-, Fassa-, und Eunebergebiet", 1927, S. 38—39. „Zone II. Gruppe der sogenannten typischen Augitphorphyrite".

Die Tuffagglomerate selbst greifen mehr oder weniger in die angrenzenden Kalkgesteine ein. Man sieht eine unregelmäßige Grenze, an welcher der Kalk marmorartig metamorphosiert ist.

In den tieferen Lagen ist der Buchensteiner Plattenkalk am Osthange von Pescol größtenteils in Streifen und Schollen zerrissen und mit den Tuffen und Tuffagglomeraten eingebettet. Es kommen auch Einschlüsse vor, die wie Marmolatakalk aussehen.

Die unteren Buchensteiner Knollenkalke sind in diesem Hang in ziemlicher Vollständigkeit erhalten.

Diese Beziehungen deuten also auf eine lokale „Eruptions"- oder „Explosions"stelle im Gebiete von Pescol und Pizzaz hin.

Die Gesamtmächtigkeit der Gruppe der groben Tuffagglomerate, Tuffbreccien und dichten festen Tuffe in diesem Hang dürfte auf mehr als 200 *m* geschätzt werden.

Die höhere Gruppe der Kugeltuffe, feineren Tuffkalkbreccien und Palagonittuffe ist am Westhange von Portaudos aufgeschlossen. Weiter westlich gegen Saleres ist alles verschüttet.

Der Rücken von Belvedere.

An dem hohen Grate zwischen Sasso di Mezzodi, Belvedere und Sasso di Capello erhält man ein ergänzendes Profil. Die Tuffe liegen hier am Südflügel des ursprünglichen O—W gerichteten Sattels von „Belvedere". Am Grat sind die tieferen Horizonte, die Tuffe und Tuffbreccien, sehr verschüttet, während die höheren deutlich hervorragen.

Die Tuffbreccien sind an der Basis des Grates viel weniger mächtig als bei Pizzaz. Wo man sie stellenweise im Hangenden der Buchensteiner Schichten gut erhalten sieht, zeigen sie dieselben Beziehungen zum Kalk wie jene unterhalb des Hanges von Portaudos.

Es kommen mitten in den Tuffen autochtone Kalkbildungen vor, die kristallinisch sind und wie Marmolatakalk aussehen. Die Tuffbreccien enthalten zerrissene Schollen und Bänder von Plattenkalk und Hornsteinkalk. Die tiefsten Lagen enthalten viele Augitporphyritblöcke und Bruchstücke, sind aber im Vergleich mit den Bildungen im Pizzaz viel geringer in ihrer Entwicklung.

Erst über den Breccien folgen die eigentlichen Steilwände des Grates, die gänzlich aus den höheren Tuffen aufgebaut sind. Die Mächtigkeit beträgt hier über 350 *m*. Sie liegen in sehr ähnlicher Reihenfolge wie am Col di Lana.

Während nun hier wie dort in den weicheren Tuffen und Tuffschiefern Pflanzenreste auftreten, sind bis jetzt keine Schichten mit *Daonella Lommeli* in den Tuffen des Grates entdeckt worden. Der einzige Anhaltspunkt für das Vorhandensein der Wengener Stufe ist das Vorkommen von feinen Tuffkonglomeraten im Hangenden der Tuffe, die nach W in versteinerungsführenden Cassianer Kalk und Mergel übergeben.

Diese Tatsache bedeutet den Nachweis, daß die Wengener Stufe in den Tuffen des Grates vertreten ist, allerdings kann nur die obere Grenze bestimmt werden. Es gibt hier keine nachweisbare Grenze zwischen oberen Buchensteiner und Wengener Horizonten. Man kann also die Tuffe des Grates als oberladinisch ansprechen, da diese Bezeichnung für die obere Buchensteiner Zone sowie für die Wengener Stufe passend ist.

Die Untersuchung der Tuffreihe im Südhang des oberen Cordevoletales leitet das Hauptinteresse auf die Verbreitung und Beschaffenheit der Tuffagglomerate und Breccien. Diese geben hier Zeugnis von den ersten Phasen der vulkanischen Tätigkeit, während welcher von Zeit zu Zeit die Eruptionskräfte zu heftigen Krustenerschütterungen, Explosionen und Tuffausbrüchen geführt haben. Die Ausbruchsstellen wurden von den großen Blöcken und Schichtenfragmenten umgeben, wie diese noch in der Eintiefung unterhalb von Pizzaz erhalten sind.

Die außergewöhnliche Häufigkeit von Pflanzenresten in der Tuffolge über den groben Breccien im ganzen Talgebiete weist die unmittelbare Nähe von Land nach. Es sind offenbar während der vulkanischen Perioden von Zeit zu Zeit Tuffinseln in diesem und den benachbarten Gebiete im S entstanden.

Karnische Stufe.

Die Cassianer Schichten.

Zone des *Trachyceras Aon.* Wissm. Cassianer Tuffkonglomerate und Kalkfazies.

Die Cassianer Schichten sind im obersten Teil des Livinallongotales gegen das Pordoijoch hin in ihrer typischen Entwicklung von fossilreichem Mergel nnd Kalk vorhanden. Dieser geht aber bald nach O, am Grat des Südhanges gänzlich in fossilleere Tuffkonglomerate über.

Das in dieser Arbeit kartierte Gebiet umfaßt den Südabhang des Tales nur in diesem oberen Teil, und zwar die Fortsetzung des Gebietes von Belvedere und Sasso del Capello gegen Cima de Rossi und Pordoijoch.

Der Gipfel des Sasso del Capello besteht aus Tuffen mit Pflanzenresten. Sie werden am Südhang gleich unterhalb der Gipfelfelswand von schwarzen, gut geschichteten fossilleeren Tuffkonglomeraten überlagert. Diese bestehen aus kleinen Geröllen von verschiedenartigen Tuffen, Augitporphyrit, Tuffkalkbreccien sowie aus Kalkstücken in einem tuffösen Bindemittel. Es kommen in Wechsellagerung einige dünne Lagen von grobem, braunem Tuff vor.

Die Tuffkonglomerate ziehen entlang dem Rücken zwischen Sasso del Capello und Col del Cuc und bilden den Grat. Sie keilen dort am Nordhang mit flacher Diskordanz in dünne Mergel und Kalkeinlagerungen hinein. Letztere sind auf die gleichen Tuffe wie die Tuffkonglomerate aufgelagert (Fig. 4).

In den Mergel- und Kalkschichten hat die Autorin mehrere Cassianer Versteinerungen gefunden. Daraus erkennt man, daß die einkeilenden Tuffkonglomerate dem Cassianer Zeitalter zugehören und eine Tuffazies darstellen.

Gleich westlich von Col del Cuc wird die Wand am Grat von einer geringen Querstörung geschnitten, welche den Westflügel ein wenig senkt. Die Cassianer Mergel bilden jetzt in diesem Flügel den Grat und liegen südlich des Grates auf den Tuffkonglomeraten. Am Nordhang liegen sie noch immer auf Tuffen.

Es kommen hier als Einlagerungen in den Cassianer Schichten grobe Tuffkalkbreccien ohne deutliche Schichtung vor. Gegen W enthalten

diese bald weniger Tuff und schließen viele Blöcke mit Korallen und *Cidaris*-Stacheln ein. So sehen sie wie „Cipitkalkbreccien" aus, die unregelmäßig in die Tuffe und Mergel eingebettet sind.

Die Kalkbreccien ziehen sich längs des Grates gegen W und gehen in typische Cipitkalkbänke und -blöcke über. Diese setzen sich im unteren Teile des Sasso Beccie fort, wo sie vom Schlerndolomit überlagert sind.

Die Tuffkonglomerate südlich des Grates werden gegen W rasch dünner und feiner. Sie wechsellagern mit gelblichen Kalkbänken und groben Tuffen, in welchen dickschalige Muscheln der „Pachycardientuff"fauna sowie typische Stuores-Cassianer Fossilien vorkommen. Westlich von Col del Rossi keilen die Tuffkonglomerate in diesen Schichten ganz aus. (Fossilien: *Pecten subalternans, Mysidioptera Emiliae, Cassianella decussata, Oonia similis, Cidaris*-Stacheln u. a.)

Es gibt also längs dieses Teiles des Grates eine alte Faziesgrenze, die wahrscheinlich durch eine steile Böschung zwischen Land und Meer bedingt war.

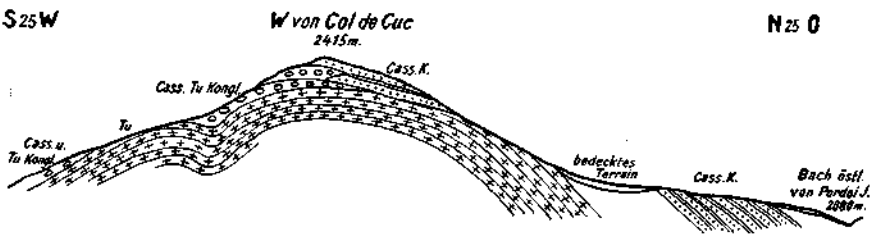


Fig. 4. Profil durch die westliche Fortsetzung des „Belvedere-Sattels". Maßstab 1 : 10.000. Faziesgrenze in Cassianer Schichten am Grat.
Die Tuffkonglomerate (*Tu Kongl.*) keilen nach N in die fossilführende Kalk- und Mergelfazies (*Cass. K.*) ein.

Von S her wurden von einer vulkanischen Landoberfläche abgerollte Bruchstücke über eine steile Böschung hergeführt und in sich rasch ansammelnden Tuffen eingebettet und abgelagert. Ähnliche Beobachtungen über Tuffkonglomerate von Cassianer Alter hat die Autorin schon aus der Roßzähne- und Mahlknechtgegend aufgeführt und auf Erhebungen des Eruptivgebietes im S hingewiesen („Gröden, Fassa und Enneberg", 1927, S. 136—138).

Gegen N zu war damals ein flaches Meergebiet. Auf dieser Seite waren manche günstige Ansiedlungsplätze sowie die nötigen Seichtwasserbedingungen für das Gedeihen der Korallen, Echinodermen und der mannigfaltigen Zwergfauna des Cassianer Zeitalters vorhanden.

Diese Faziesgrenze stellt einen Teil einer weit nach WNW und OSO durchstreichenden Grenze für die Entwicklung der Cassianer Schichten in den westlichen Dolomiten vor. Die berühmten Fundstellen der Cassianer und Pachycardien-Tuff-Faunen, wie Seiser Alpe, Sellajoch, Cislesalpe, Stuoreswiese usw., sind nördlich davon gelegen.

Da nun das Zusammentreffen der typischen Cassianer Fazies mit der Tuffkonglomeratfazies eine weitere Bedeutung hat, werden die Aufschlüsse der Faziesgrenze am Col del Cuc näher beschrieben. Bei etwa 2415 *m* Höhe, gleich westlich des Cols, bekommt man einen guten Einblick.

Die Faziesgrenze am Col del Cuc.

Der Übergang von Tuffkonglomeraten mit Unmengen von abgerolltem Eruptivmaterial und wenigen Kalkeinschlüssen in Tuffkalkbreccien, in denen kantige oder etwas gerundete Kalkfragmente überwiegen, läßt sich hier Schritt für Schritt verfolgen. Die Tuff- und Porphyriteinschlüsse in der Tuffkalkbreccie sind fast immer stark abgerollte Gerölle, die hier wahrscheinlich in sekundärer Lagerung auftreten. Das Verkittungsmaterial ist Tuff oder ein feiner tufföser Mergel.

Diese Übergangsgruppe liegt am Grat westlich von Col del Cuc im Gebiet zwischen den typischen Cassianer Mergeln des Nordhanges und den Tuffkonglomeraten.

Bei 2415 *m* ragt ein auffallender Felsen hervor, der aus den Übergangsbreccien besteht. Sie sind undeutlich geschichtet und kommen als massige Einlagerungen in dünngebankten Tuffen und rauhen, grünlichen Tuffen vor, die schon den Habitus der „Pachycardientuffe" aufweisen.

Die Tuffkalkbreccien sind von steiler Clivage zerklüftet und die Oberflächen der Klüfte sind mit horizontalen Rutschstreifen bedeckt. Es kommen auch unregelmäßig verlaufende Klüfte mit schrägen oder horizontalen Rutschstreifen vor. Ein feiner Mylonitgrus ist öfters lokal im Gestein entwickelt.

Unter den Kalkblöcken sind einige, die teilweise metamorphisiert sind. Diese sind offenbar an der Böschungsfläche in weiche, noch heiße Tuffe eingesunken, wurden eingebettet und eingebacken. Es kommen sogar öfters kleine Tuffgänge in den Kalkstücken vor.

Die Beobachtungen deuten auf die Alternierung von Tuffablagerungen mit gewissen Anhäufungen von Kalkmassen hin, die sich leicht zerbrechen ließen. Diese wurden von den vulkanischen Gasaushrüchen durchdrungen und zerschmettert und fast an Ort und Stelle zu Breccienlagen umgewandelt.

Die Rutschstreifen in diesen Breccien weisen auf nachträgliche starke Bewegungen in einer Störungszone hin. Aus der großen Entwicklung des Schlerndolomits im N läßt sich wohl ableiten, daß schon in mitteltriassischer Zeit andauernde, zwar von gewissen Pausen unterbrochene Bewegungen eine Senkung entlang dem Nordrande des alten Eruptivgebietes verursachten. In diesemFall wären die Breccien gleich nach ihrem Absatze von den lokalen Verschiebungen mitbetroffen worden.

Außerdem ist es klar, daß diese Gruppe im Sasso del Capello und Col del Cuc während der tertiären Faltungen im Kern einer Längsantikline aufgerichtet und nachträglich während des Querdrucks zerrissen wurde.

Von den Übergangsbreccien führt der Steig zum Pordoijoch über eine Wechsellagerung der Cassianer Tuffe, Mergel und Cipitkalke. Letztere kommen wie die Übergangsbreccien als unregelmäßige Einlagerungen oder große Blöcke unter den weichen Schichten vor. Sie werden gegen die aufragenden Felsen von Sasso Beccie südlich des Jochs mächtiger nnd hilden sodann den unteren Teil dieses Felsens. Der obere Teil besteht aus Schlerndolomit. Es gibt aber keine durchlaufende Schichtengrenze zwischen den beiden. Die Cipitkalke keilen nach oben in Schlerndolomit unregelmäßig aus.

Der Schlerndolomit bildet nördlich vom Pordoijoch die Steilwände des Sellagebirges und wird dort von Raibler Schichten überlagert. Dieses Gebiet ist neulich von Reithofer[1]) untersucht worden.

Die jüngeren triassischen Stufen, von den Cassianer Schichten aufwärts, werden unten beschrieben werden, wo ihr Vorkommen in Prelongei, Sett Sass, Falzaregotal und in der Cortinagegend behandelt werden wird.

Die Tuffkonglomerate kommen in diesem nördlichen Gebiet nicht wieder vor. Wie aus der geologischen Karte zu ersehen ist, verlaufen sie von Col Rossi östlich längs des Grates bis zum Bruche des Sasso del Capello. Am Grate von Belvedere und Sasso di Mezzodi sind sie nicht vorhanden. Sie sind dann weiter nach O am Monte Mesola und Monte Padon erhalten geblieben.

Diluvium und Alluvium.

Moränenschutt hat am Südhang des Livinallongo- (Buchenstein-) Tales in ausgewaschenem Zustand eine ziemliche Verbreitung. In den Seitentälern ist er öfters mit Bergsturzmaterial vermischt. Hoch oben an der Basis des Grates, der sich von Les Forfes und Belvedere nach Monte Padon erstreckt, lassen sich die Reste von Moränenwällen erkennen.

Klebelsberg[2]) hat schon auf das Vorkommen von Endmoränen kleiner Gletscher unterhalb des Grates gegen Pordoi im O aufmerksam gemacht. Dieser Autor hat auf Schuttströme des weichen Tuff- und Mergelkomplexes am Nordhang dieses obersten Zweiges des Cordevoletales hingewiesen sowie u. a. eine Beschreibung des großen Schuttkegels mit Moränenschutt gegeben, der am Zusammenfluß des Andrazer Tales mit dem Haupttal vorkommt.

Es wird hier auf diese Arbeit hingewiesen.

B. Tektonische Übersicht.

Der Südhang des Livinallongotales.

Soura Sass — westlicher Teil.

Diese Felswand aus Kalk und Dolomit liegt mitten im Eruptivgebirg, südlich von Arabba. Ein Steig führt von Arabba (1600 *m*) in dem Tälchen zwischen Portaudos und Pizzaz fast ausschließlich über Tuffe und Tuffbreccien empor. Er erreicht die Terrasse unterhalb des Felsens bei etwa 2000 *m*.

Die Tuffe und die groben Tuffkalkagglomerate stoßen diskordant gegen den Fels an. Die Störung kann am besten am Südhang des Portaudosrückens untersucht werden, wo längs eines Überganges nach W zu die Reihenfolge der Tuffe gegen die Kalkausläufer von Soura Sass abgeschnitten wird.

---

[1]) Otto Reithofer, „Geologie der Sellagruppe". Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt. Wien, 1928.

[2]) R. v. Klebelsberg, „Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten". Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 79, 1927, Abhandlungen Nr. 3, S. 333—335.

Auf der Terrasse unterhalb des Felsens stehen die groben Tuffbreccien an. In einem verschütteten Kessel und im Bacheinschnitt sind Kieselknollenkalk und Plattenkalk der oberen Buchensteiner Schichten sowohl als Schollen in den Tuffagglomeraten wie im Liegenden davon aufgeschlossen.

Der anstoßende unterste Teil der Steilwand besteht aus kristallinem, porösem Mendoladolomit, der steil nach NNO einfällt. Etwa 80 *m* den Fels hinauf, gleich oberhalb eines Hirtensteiges, ziehen dunklere und weichere Gesteine durch.

Diese bestehen aus Krinoidenkalk, plattigem Kalk mit *Myophoria ovata, laevigata* u. a. und Mergeln mit Pflanzenresten, die dem unteren Muschelkalk angehören. Sie fallen gleichfalls nach NNO ein, sind aber mitsamt dem Mendoladolomit ein wenig höher in einer scharfen Kniefalte umgebogen und fallen dann flach nach SSW ein. Die unteren Muschelkalkschichten sind in der Kniebiegung mit mehreren Fältelungen und Verzerrungen nach N auf dem Mendoladolomit vorgeschoben.

Die Schleppungszone ist in einer vorspringenden Felskuppe am Westende der Steilwand sehr auffällig (Fig. 5*a*).

Die Horizonte des unteren Muschelkalks kommen nun oberhalb der Schleppungszone in ihrer normalen Reihenfolge hervor und werden nach S zu von Mendoladolomit in einem höheren Felsen überlagert. Man kommt an Ort und Stelle nicht hinauf. Wenn man aber von der Seite oder von rückwärts die Untersuchung fortsetzt, so kann man oben die weitere Folge von Plattenkalk und Buchensteiner Knollenkalk normal auf dem Mendoladolomit konstatieren.

Die Buchensteiner Schichten bilden sodann das Liegende der Tuffbreccien und Tuffe des hohen Grates von Belvedere.

Die allgemeine Form eines Sattels als Grundlage des Belvedererückens ist schon längst bekannt (cf. Fig. 4). Die Detailuntersuchung zeigt nun das Vorkommen einer starken Verbiegung der älteren Schichten im Sattelkern sowie eines O-W-Bruches, der diese Falte von den abgesenkten Tuffen und Tuffagglomeraten des Nordflügels des ursprünglichen Sattels abschneidet.[1])

Gegen W wird der ganze Komplex von einer steilen Querbiegung betroffen, die die obere Wand des Mendoladolomits mitsamt den hangenden Bänderschiefern und Buchensteiner Knollenkalken nach W tief absenkt. Dabei ändert sich das Streichen mehr in NW-SO-Richtung. Die abgesenkten Schichten sind senkrecht oder steil zerklüftet und stoßen an dem eben erwähnten O-W-Bruch gegen die NO—SW streichenden Tuffe und Tuffbreccien an.

Ein kleiner See liegt hier in unmittelbarer Nähe des Bruches.

Man kann nun über 1 *km* weit gegen W hin einen gefalteten und von kleinen Brüchen zerschnittenen Zug von Mendoladolomit und Buchensteiner Schichten verfolgen, der das Liegende der Tuffe des „Les-Forfes"-Grates bildet. Das Gehänge wird in dieser Richtung immer mehr verschüttet.

---

[1]) H. P. Cornelius und M. Furlani-Cornelius haben die gefalteten Schichten dieser Felswand als Buchensteiner Schichten und Marmolatakalk mit normaler Folge der Tuffe im N beschrieben. („Über die Tektonik der Marmolatagruppe [Südtirol]; Neues Jahrbuch für Mineralogie etc., 1926, S. 36—37.)

Man sieht nur oberhalb des „Salere"felsens das Zusammentreffen dieses Streifens von Kalk und Dolomit mit den Tuffbreccien und Tuffen des unteren Hanges. Der Mendoladolomit stößt hier an einem vertikalen O-W-Bruch gegen die Tuffbreccien ab. Dies dürfte wahrscheinlich die Fortsetzung des O-W-Bruches unterhalb Sass Soura sein.

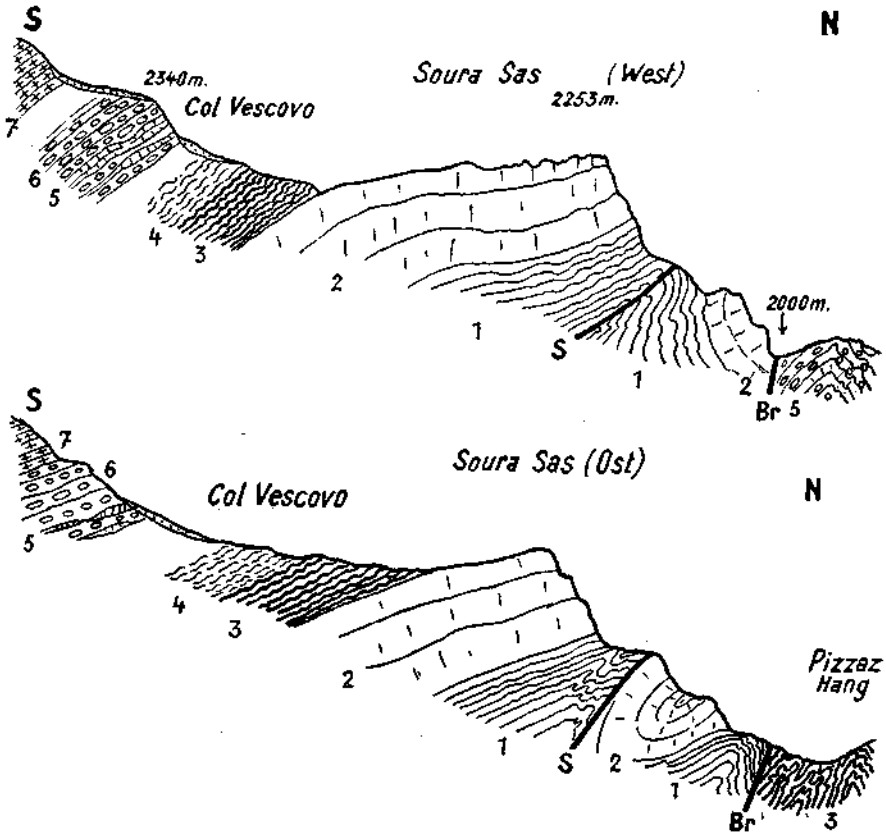


Fig. 5*a* u. 5*b*. Profile am West- und Osthang von Soura Sas. Maßstab ca. 1 : 10.000.
1 = Unterer Muschelkalk, 2 = Mendoladolomit, 3 = Unterer Buchensteiner Knollenkalk, 4 = Oberer Buchensteiner Plattenkalk, 5 = Grobes Tuffagglomerat mit Kalk, 6 = Tuffkonglomerate und Tuffe, 7 = Tuffgruppe. *Br* = Bruch. *S* = Schleppungszone.

Eine breite, stark verschüttete Rinne folgt gleich westlich von Salere, wo alle Spuren von anstehenden Felsen verlorengehen. Die Westseite dieser Rinne besteht ausschließlich aus Tuffen des Hanges von Sasso del Capello. Am Grat oben sieht man eine schöne Sattelform gleich unterhalb des Gipfels, die im O gegen die südlich einfallenden Tuffe von Les Forfes anstößt.

Es verläuft hier ein NNO-SSW-Bruch mit Absenkung der Sasso-del-Capello-Scholle.

Zugleich tritt eine seitliche Verschiebung des Sattelkerns nach S ein.

Offenbar stehen die Brüche und die Verschmälerung in dem Kalk- und Dolomitzug mit dieser Senkung im Zusammenhang.

Soura Sass — östlicher Teil.

Folgt man nun der Soura-Sass-Felswand nach O, so wird sie rasch mächtiger. Die Kniebiegung geht in eine nach N liegende Falte über und die unteren Muschelkalkschichten werden darin stark geschleppt und zerquetscht. Es kommen ab und zu Spuren von den rötlichen und grünlichen Mergeln des unteren Muschelkalkes vor.

Nahe am Ostende der Wand stürzt ein Bach in kleinen Wasserfällen von Col Vescovo herunter. Bei etwa 2030 *m* ist in diesem Bach im untersten Teil der Steilwand der O-W-Bruch gut aufgeschlossen (Fig. 5*b*).

Die Kalzit führenden dunklen Kalke des unteren Muschelkalkes stehen mit mittelsteilem Südeinfallen an der Südgrenze des Bruches an. Es gibt hier keinen scharfen Harnisch, sondern die Muschelkalklagen werden in einer mehrere Meter breiten Zone stark mylonitisiert.

Nördlich der Störung stehen mit 70—80° Südeinfallen die plattigen Buchensteiner Knollenkalke an. In ihrer Nähe erweist sich der Mylonit als eine Mischbreccie von den beiderseitigen Schichten.

Die Wiese an der Nordbasis der Steilwand ist sehr sumpfig. Hier biegen die Plattenkalke mit Nordeinfallen um und werden von den oberen Buchensteiner Bänderschiefern, Tuffen und Tuffbreccien normal gefolgt.

Am Ostende der Steilwand erscheint der O-W-Bruch um zirka 250 *m* gegen S verschoben. An dem Querbruch stößt Mendoladolomit unmittelbar gegen Tuffe und Tuffkalkbreccien.

Diese Grenze verläuft zwischen Soura Sass und Pescol. Die Tuffe an der Pescolseite umschließen manche Schollen von geschichtetem Plattenkalk sowie von weißlichen Kalkschollen, die wie Marmolatakalk aussehen.

Der Mendoladolomit wird an der Störung mylonitisch.

An dieser Ostseite ist die ganze Faltform des unteren Muschelkalkes aufgeschlossen. Sie ist hier weniger überkippt als im W und wird niedriger. Es treten die rötlichen Mergel als feine Zwischenlager in verschiedenen Horizonten hervor.

Die ganze Masse biegt nun hier nach O analog wie nach W ab. Infolgedessen wird die Felswand auch nach O rasch schmäler. Die Fortsetzung des O-W-Bruches wendet sich wieder nach O. An deren Südseite treten nun die abgebogenen Buchensteiner Kalke von Col Vescovo heran, während an der Pescolseite der Reihe nach die Tuffe, die Buchensteiner Schichten sowie der Mendoladolomit anstoßen.

Die Störungszone bildet eine flache Terrasse, über welche der hohe Steig von Pescol nach Ornella hinüberführt. Gegen O tritt die Störung bald ganz in die Buchensteiner Schichten hinein und klingt darin aus.

Ihr Verlauf zwischen Soura Sass und Pescol hängt mit einer Quereinbiegung zusammen, aus welcher die Felsen von Soura Sass lokal hervorragen.

Das Interessante bei dieser Störung ist, daß sie in ihrem ganzen Verlauf zwei Schollen trennt, in denen das allgemeine Streichen zueinander rechtwinklig ist — nämlich in der Soura Sass-Scholle etwa N 75° bis 80° W; in der Pescol- und Pestort-Scholle NNO—SSW.

Die Kalk- und Dolomitschichten von Soura Sass gehören tektonisch offenbar zum Faltenkern des „Belvederesattels", der die ursprüngliche O-W-Faltung aufweist.

Das Tuffgebiet nördlich der Störung folgt in ausgesprochener Weise dem Querstreichen der späteren Faltung. Es treten auch längs der Soura-Sass-Wand und ihrer Ausläufer manche Querbiegungen auf, die den Einfluß der späteren Faltung verraten. Den großen Verbiegungen gegenüber hat sich Soura Sass wie ein Horst behauptet. Bei der Ausbildung einer Quermulde wurde die Zone des Belvederesattels relativ weniger tief eingebogen als die im N anliegende Muldenzone. Dadurch entstanden zwischen dem ursprünglichen Sattel und der anschließenden Mulde neue Spannungen. Diese haben längs des Mittelschenkels des Sattels einen vertikalen Bruch verursacht, gegen den die Schichten im Sattelkern nach N überkippt wurden.

Demgemäß wird auch das Ausklingen des O-W-Bruches gegen Ornella zu erklärt, weil sich dort eine große Querantikline erhob, worin die Spannungen ganz anders verteilt waren.

Das Val de Pestort (vgl. Taf. VIII. Profil 2).

Im Hochplateau bei 2185 *m*, wo der O—W-Bruch von Pescol nach O in Mendoladolomit und Buchensteiner Schichten ausklingt, vereinigen sich die Quellen des Gehänges von Sasso di Mezzodi zum Pestortbach. Dieser stürzt sich in hohen Wasserfällen über die Felsen bis zu 1800 *m* herab und fließt auch noch nördlich mit steilem Gefälle bis zu seiner Einmündung bei 1500 *m* oberhalb Renaz in den Cordevolebach.

In der Bachinne ist ein fast vollkommenes Profil aufgeschlossen, das in den Seitenwänden noch ergänzt werden kann.

An der Hochterrasse steht in der Bachrinne Mendoladolomit mit SW-Einfallen an. Normal darunter folgen die Unter-Muschelkalk- und Werfener Schichten. Die ganze Schichtfolge ist zu einem steilen Sattel verbogen, dessen Nordflügel mit etwa 60° nach N und Südflügel etwa 30° bis 40° S einfallen. Die Schichten weisen starke Zusammenpressung und Clivage auf.

Diese Aufschlüsse vertreten wieder einen Teil des ursprünglichen Sattelkerns von Belvedere. Die Werfener Schichten sind darin hier in einer Höhe zwischen 2020 und 2100 *m* aufgeschlossen.

Weiter unten ist der Mendoladolomit des Nordflügels eng gefaltet. In den Einbiegungen kommen Reste von Buchensteiner Kieselknollenkalk und Pietra verde vor. Diese Druckzone wird bei etwa 1920 *m* in der Bachrinne von einem O-W-Sprung geschnitten, welcher eine Absenkung von Mendola- und Buchensteiner Schichten im N bewirkt. Sie weisen eine stark gepreßte Muldenform auf.

Der Mendoladolomit biegt nach N wieder auf und stößt etwa bei 1800 *m* im Bach an einem Parallelbruch gegen Werfener Schichten an, die mit unterem Muschelkalk zusammengefaltet sind. Diese älteren Schichten sind rings von Mendoladolomit umgeben. Sie stellen eine keilförmige Scholle vor, die im O von einer Steilwand von Mendoladolomit gefolgt wird.

Der Talboden ist hier von unteren Muschelkalkgesteinen von oben her sehr verschüttet, doch scheint es im Bacheinschnitt und in der unmittelbaren Nähe ohne Zweifel, daß diese Scholle ansteht.

Von der keilförmigen Aufbiegung der älteren Trias setzt sich die Bruchgrenze nach NO unter der Steilwand fort. Der Bruch wendet sich jedoch bald nach O, wo der Mendoladolomit der Steilwand gegen abgesunkene Buchensteiner Schichten im N anstößt. Der Bruch trennt hier die Hochfläche von Crap di Pestort vom unteren Hang ab.

Das Streichen im unteren Teil des Val di Pestort ist nun von hier an stets NO—SW mit Einfallen nach NW.

Der Mendoladolomit wird westlich der keilförmigen Störung in der Tiefe des Val de Pestort normal der Reihe nach von Buchensteiner Kalk, Tuffen mitsamt Einlagerungen von Plattenkalk und kristallinem Kalk, dann von der Hauptmasse der Tuffe und Tuffbreccien gefolgt.

Die Tuffserie bildet den langen Rücken von Pizzaz, der die Val Pestort im W begrenzt.

Es fällt nun sehr auf, daß in diesem Tale die ganzen Tuffreihen des Pizzazrückens, von der Hochterrasse beim Pescol bis zum Cordevoletal, fast ungestört liegen. Sie weisen bloß breite, flache Biegungen auf und sind mit Ausnahme eines kleinen Bruches an der Abbiegung des Hauptsattels gegen N zusammenhängend geblieben.

Dagegen sind die Untertrias- und unteren Muschelkalkschichten im Sattelkern steil gefaltet und zusammengepreßt. Im Mittelschenkelgebiet sind sie mitsamt dem Mendoladolomit auseinandergerissen und in der Querrichtung verbogen.

Die Deformationen deuten also im Val de Pestort auf den Einfluß (1) der lithologischen Verschiedenheiten der Schichtengruppen sowie ihrer horizontalen Stellung in der gesamten Schichtenmasse (2) der Lagebeziehung der Schichten zu ihren schon vorhandenen Faltenformen hin.

Der hakenförmige Bruch sowie die schräge Auffaltung des Mendola-Dolomits zwischen Val di Pestort und Crap di Pestort folgen teils der älteren, teils der jüngeren Streichrichtung. Sie verlaufen längs schwachen Zonen in den beiden Faltensystemen, nämlich im Nord-Mittelschenkel eines Längssattels und im Kern einer Queraufbiegung.

Das ausgedehnte Wiesengebiet von Pizzaz und Portaudos liegt im abbiegenden Flügel westlich des Quersattels und im N des zerbrochenen Mittelschenkels des Soura-Sass-Sattels. Es stellt also eine aus zwei Faltungen kombinierte Einsenkung dar, worin die weiche Tuffgruppe sich ruhig ausbreitet.

Offenbar weist die O-W-Richtung der Hauptbrüche und Quetschzonen auf starke N—S wirkende Druckkräfte hin, die wieder in diesen späten Phasen tätig waren.

Der Crap de Pestort (vgl. Taf. VIII, Profil 3).

Der Osthang des Val de Pestort wird im unteren Teil Crap de Pestort genannt. Die Schichten des Craps gehören gänzlich dem Nordflügel des Belvederesattels an. Oberhalb des Craps streicht der Sattelkern nach SO in einer breiten zusammenhängenden Masse von Mendoladolomit durch, die den Westrücken des Monti alti d'Ornella bildet.

Dieser ist gegen den Grat von Monte Mesola zu von den Buchensteiner Schichten gefolgt, in deren oberem Horizonte hier eine dünne Deckenlava vorkommt. Das Gestein ist ein kompakter, grünlicher Augit-

porphyrit (Andesit). Im Dünnschliff zeigt er Einsprenglinge von kleinen, teegrünen Augiten und schmalere Leisten eines basischen Andesins, gemeinsam mit reichlichem Magnetit und Pseudomorphosen nach Olivin. Die Grundmasse erscheint holokristallin und besteht aus Augitkörnern, reichlichen Plagioklas Leisten, Körnern von Magnetit und Ilmenit.

Erst über einem von Moränen verschütteten Gehänge kommen die Tuffe und Tuffbreccien des Grates zum Aufschluß.

Am Nordflügel des Sattels stehen bei etwa 2140 *m* an der Basis einer vorragenden Kuppe von Mendoladolomit die bituminösen Schiefer der oberen Muschelkalkgrenzzone und die unteren Buchensteiner Knollenkalke an. Sie sind stark gefaltet und gegen den Dolomit gepreßt (Fig. 6).

Gleich am Westhang sind die Buchensteiner Knollenkalke von einem NNO—SSW-Bruch gegen ein schmales Band von Mendoladolomit abgeschnitten. Nach S klingt dieser Bruch im Dolomit bald aus. Der

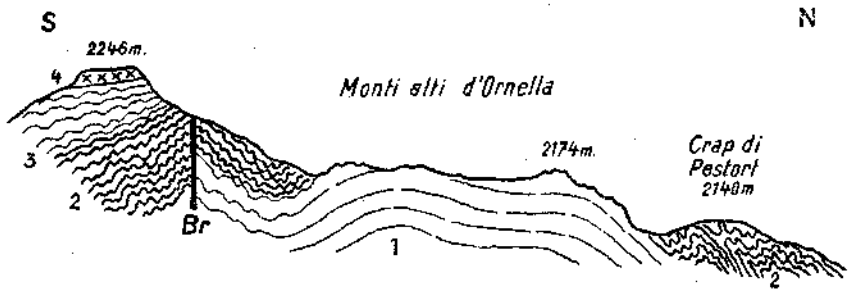


Fig. 6. Profil durch den Rücken zwischen Val de Pestort und Monti alti d'Ornella. Maßstab 1 : 5000.

1 = Mendoladolomit, 2 = Untere Buchensteiner Gruppe, 3 = Oberer Buchensteiner Plattenkalk, 4 = Augitporphyrit (Andesit), *Br* = O-W-Bruch.

Mendoladolomit steht in seiner vollständigen Mächtigkeit an und bildet die obenerwähnte Steilwand unter dem breiten Wiesenland des Crap de Pestort. In der Höhe besteht das Wiesenland aus leicht gebogenen Buchensteiner Schichten. Am Osthang fallen diese nach OSO ein und sind dort normal von Tuffen und Tuffbreccien gefolgt.

Der Crap bildet eine flache Mulde, die im N, W und S von Mendoladolomit umrandet wird.

Am Nordhang verschmälert sich die Steilwand aus Mendoladolomit. Bei etwa 1960 *m* unterhalb der höchsten Kuppe des Crap, stößt dieser schmale Fels von Mendoladolomit im N gegen abgesunkenen Buchensteiner Kalk und Schiefer, die mittelsteil gegen den Bruch fallen. Diese bilden einen engen Col und eine vorragende Kuppe. Nördlich der Kuppe biegen die Schichten nach N um. Am Abhang gegen den Cordevolebach folgen darunter Mendoladolomit, unterer Muschelkalk und Werfener Schichten.

Vom Col zieht sich der Bruch nach W in einer steilen Rinne bis zum Val Pestort, wo er, wie oben erklärt, seine Richtung ändert. Nach O zu stoßen an der Bruchzone immer ältere Horizonte an der Nord-

seite und jüngere an der Südseite zusammen. Die Buchensteiner Schichten des Nordflügels biegen bald nach S dem Bruch zu. Bei „Quellecase", oberhalb der Kirche von Ornella, kommt der Mendoladolomit daran und fällt steil nach SSW ein, während an der Südgrenze die Buchensteiner Schichten in N überkippte Falten gelegt sind. Sie stoßen diskordant gegen den Mendoladolomit an.

Auf eine kurze Strecke kommt wegen der starken Faltung Mendoladolomit des Südflügels unmittelbar an die Bruchzone. In der Nähe von Ornella steht nur ein dünner Streifen von Mendoladolomit des Nordflügels an; er ist stellenweise mylonisiert und in seiner Struktur verändert.

Beim Dorf Ornella tritt diese O-W-Störung mit einem NO-SW-Bruch zusammen. Letzterer überquert das Cordevoletal bei Vallazza. Der Untermuschelkalk stößt östlich des Bruches gegen Werfener Schichten in W an. Der Bruch setzt sich im Val Ornella noch ein wenig südlich des Dorfes Ornella fort, dann klingt er aus.

Der Vallazzabruch hängt mit einer Queraufbiegung der Schichtenmasse im Val Ornella zusammen. Im östlichen Gebiet von Ru da Ghe verbreiten sich die Tuffe wieder zu einer Quermulde, die ein Gegenstück zur Quermulde des Portaudosgebietes darstellt.

Das Ru-da-Ghe-Gebiet ist in der Arbeit von Dr. Nöth beschrieben.[1]) Das gleiche gilt auch für die hohen Aufschlüsse der unteren Trias und des unteren Muschelkalkes im oberen Teil des Val Ornella, die an der Grenze unserer Aufnahmsgebiete liegen. Die untere Trias steht hier von 1200 bis 2010 *m* an und wird normal von Untermuschelkalk und Mendoladolomit gefolgt. Sie stellen einen Teil des alten O-W-Sattelkerns dar und sind im Sammelgebiet des Ornellabaches wegerodiert worden. Sie tauchen bald steil unter die Muldenformen von Crap di Pestort und Ru da Ghe ein.

Die kreuzenden Streichrichtungen.

Aus der Karte und den Profilen geht hervor, daß im Südhang des Cordevoletales das allgemeine Streichen WNW—OSO gerichtet ist, daß aber die älteren Schichten in mehreren Gegenden eine ursprünglich O—W gerichtete Sattelform aufweisen.

Es zieht in dem Gehänge unterhalb des Belvederekammes eine Antiklinale mit diesem Streichen durch. Der Kern dieses Sattels ist im Bereiche von Soura Sass und Val di Pestort zusammengedrückt und stark deformiert, am Monti Alti d'Ornella jedoch ganz gut erhalten.

Es läßt sich auch im großen und kleinen das Vorkommen von Querfaltungen nachweisen, die NNO—SSW verlaufen. Sie sind ungleichmäßig entwickelt und offenbar vom Vorhandensein der O-W-Falten gehemmt worden.

Das Profil 4 ist in NW-SO-Richtung gelegt, damit der Einfluß der Querbiegungen zum Ausdruck kommt. Wie dort gezeigt, können in diesem Gebiet mehrere Quersättel und Mulden erkannt werden. Doch hebt sich hier als Großform zwischen Monte Padon und Val Ornella im O und Sasso del Capello und Salere im W eine Querantiklinale heraus,

[1]) L. Nöth: „Geologie des mittleren Cordevolegebietes zwischen Vallazza und Cencenighe". Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1929, Heft I und II.

die wieder aus mehreren kleineren Falten besteht. Westlich davon tauchen die Schichten in Form einer Quermulde gegen Cima di Rossi, Pordoijoch und Sellamassiv unter. Östlich davon sinken sie gegen Ru de Ghe und das breite Gebiet der Tuffe. Das Eintauchen des Belvederesattels gegen O findet am Osthang der Monti Alti d'Ornella durch Verbiegungen statt.

Der Nordhang des Livinallongotales.

Die Terrasse oberhalb Varda.

In der Nähe der Ortschaft Arabba kommen an der Nordseite des Cordevolebaches die unteren Tuffe und Tuffsandsteine mit fast horizontaler Stellung zum Ausstrich.

Die Straße, die vom Tal über Campolungojoch nach N abzweigt, führt über die Tuffe hinauf. Bei Punkt 1776 *m* sind diese steil gefaltet. Sie bilden einen N-S-Sattel, der sich nach N (etwa N 10° O) zwischen dem Sellagebirge und dem Prälongiawiesenland fortsetzt.

Gegen O zu trifft die Sattelumbiegung die auffallenden Steilwände, die aus den groben Tuffagglomeraten mit Einschlüssen von Triasschollen bestehen. Bald aber ändert sich das Ostfallen in NO und NNO. Man tritt in ein Gebiet von O-W-Faltungen, und zwar in einen Längs-Sattel.

Oberhalb Varda sind in einer breiten Schlucht die Tuffagglomerate mit einigen großen Einschlüssen prächtig aufgeschlossen. Am auffallendsten ist eine Scholle aus Werfener Schichten. Von dieser Stelle verläuft nach unten im Hang ein Streifen von unteren Muschelkalkschichten, gleichfalls von Tuffbreccien zerbrochen und umgeben. Dieser stößt im S gegen die weichen Tuffe des unteren Hanges an. Dabei sind die Schichten hier von zahlreichen horizontalen, nordgeneigten Bewegungsflächen zerschnitten.

Da nun die Agglomerate mehrere vertikale Durchbrüche aufweisen, wäre es immerhin möglich, daß diese Störung allein auf den ursprünglichen Durchbruch des Ganges zurückzuführen sei. Es deuten aber die Verschiebungen und Druckflächen innerhalb des Muschelkalkes und des Agglomerats auf das Vorkommen von späteren Deformationen hin.

An der Ostseite der breiten Rinne sind die Aufschlüsse bei etwa 1760 *m* besser. Eine größere Kalkscholle von unterem Muschelkalk, die von den Tuffbrecciengängen infiltriert wird und im Agglomerat liegt, bildet hier eine 12 *m* hohe Felswand, über welche ein kleiner Wasserfall stürzt. Die Basis des Kalkes ist wellig gebogen und liegt mit flacher Diskordanz auf den Tuffen. Zwischen den beiden kommt ein typischer Mylonit mit Tuff- und Kalkbruchstücken vor, der stellenweise bis $1^1/_2$ *m* mächtig wird (Fig. 7*a*).

Die Biegungen an der unteren Grenze des Kalkes haben ihre Achsen N 25° O und zeigen, so wie der Mylonit, ausgesprochene Schubstreifen. Gleich in der Nähe kommen auch geschliffene Agglomerate anstatt des Kalkes oberhalb des Mylonits vor (Fig. 7*b*).

Nach der Meinung der Autorin beweisen diese Beobachtungen, daß der Kontakt zwischen den Tuffen und dem Tuffkalkagglomerat durch Bewegungsvorgänge nach der Bildung des Agglomerats zustande gekommen war.[1])

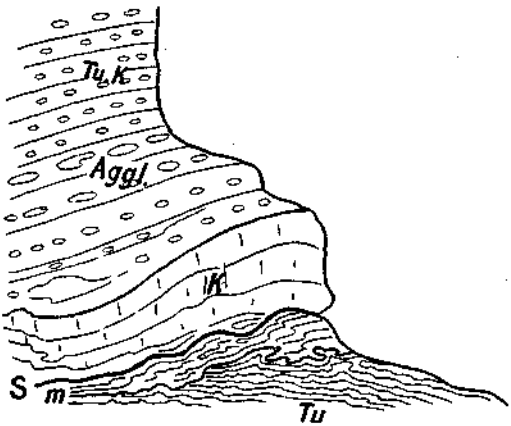


Fig. 7 *a*. Ansichtsprofil der Störungszone nordöstlich von Varda.
K = Kalkfels, *Aggl.* = Agglomerat, *Tu K* = Tuffkonglomerate, *S* = Störungsfläche, *m* = Mylonit, *Tu* = Tuffe.

Einige Meter unterhalb des Mylonits biegen die Tuffe von NNO-Einfallen nach SSW um und bilden in Wechsellagerung mit feineren Tuffkalkbreccien, dünngeschichteten, gebänderten Mergelschiefern und

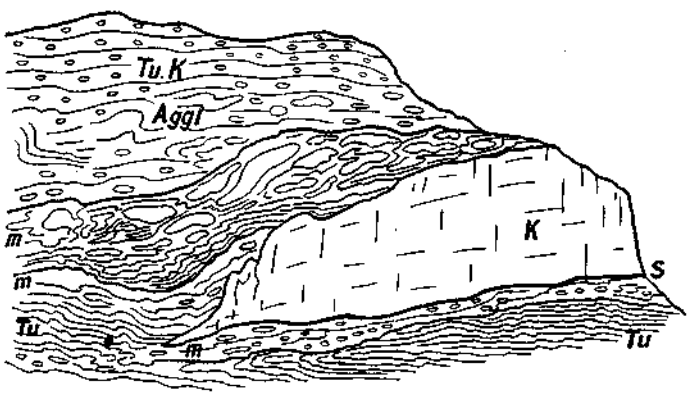


Fig. 7 *b*. Ansichtsprofil der Fortsetzung von Fig. 7 *a*.

hellgrauem kristallinem Kalk den unteren Teil des Nordhanges des Cordevoletals. Sie vertreten also hier den Südflügel des Vardasattels.

Längs der gestörten Zone weisen die Tuffe und Kalke öfters hoch polierte Rutschflächen auf und haben das Aussehen einer rein tektonischen Störung.

---

[1] H. P. Cornelius und Martha Furlani-Cornelius: Diese Autoren haben die Unregelmäßigkeiten oberhalb Varda allein als Folge der explosiven Kräfte der Triaszeit erklären wollen (Marmolatagruppe, l. c. 1926, S. 10).

Die Gegend von Crepaz (vgl. Taf. VIII, Profil 5).

Nach O zu wird die ganze Schichtenmasse halbwegs zwischen Varda und Mäsarei quer eingebogen. Der Ausstrich der Schichten sinkt rasch bergab, dann dreht er wieder um und steigt bergauf. Gegen Mäsarei biegt er wieder ab. Der zickzackige Verlauf ist eine Folge der Querbiegungen.

Die Längsstörung erscheint zwischen aufgehobenem Buchensteiner Kalk im N und einbiegenden Tuffen im S. Die ganze Reihenfolge des oberen und unteren Buchensteiner Kalkes stößt nacheinander an der Störung gegen die Tuffe an.

Östlich der Häuser von Mäsarei folgen in der Südscholle als das Liegende der Tuffe die Buchensteiner Kalke. Daher kommt es, daß die Störung im Bosco-Verde-Wald oberhalb Crepaz ganz in den Buchensteiner Schichten verläuft und eine Wiederholung derselben hervorruft.

Die unteren Buchensteiner Knollenkalke sind dort an der Nordgrenze in einer scharfen Kniefalte zusammengepreßt und steil gegen den Plattenkalk der oberen Horizonte im S abgeschnitten. In der Achse der Kniefalte kommen nach O zu die liegenden, bituminösen, dunklen Schiefer mit scharfer Aufwölbung zutage und darunter mehrere Quetschlinge von kristallinem Mendolakalk und den höchsten Lagen des grauen Untermuschelkalks.

Letzterer bildet einen zerquetschten Keil, der von einem steilen Bruch gegen tiefere Lagen des unteren Muschelkalks verworfen wird. Unter diesen kommen normal die obersten Werfener Schichten zum Ausstrich. Sie bilden auch nur eine schmale Zunge, die östlich von Crepaz an der Hauptstörungszone gegen die abgesenkten Buchensteiner Schichten im S anstößt.

Die Grenze dieser zwei Schollen ist längs der Straße östlich von Crepaz vorzüglich aufgeschlossen.

Wenige Schritte weiter nach O erreicht man die tiefe Schlucht des Selvazzabaches. Hier stoßen die oberen und unteren Muschelkalkhorizonte der Südscholle in einem sehr zusammengedrängten und deformierten Zustand an der Störungszone gegen aufgehobene Werfener Schichten an. Sie sind in eine steile, liegende Falte gelegt und nach S überkippt (Fig. 8).

Der Hauptbruch ist fast vertikal; an der Nordseite zeigen die Werfener Kalke und Schiefer 70—90° Einfallen. Die Quetschzone der Nordscholle ist im unteren Muschelkalk von einem nordgeneigten Bruch geschnitten. Dies ist die Nebenstörung, die in Bosco Verde von der Hauptstörung nach O abzweigt.

Wir sehen hier also eine sehr verwickelte und stark gedrängte Faltenzone des Sattelkerns, der großenteils in gleichsinnig nord-, bzw. nordnordostgeneigte Schollen zerteilt wird.

Die reitenden Falten in den Buchensteiner Schichten im oberen Hang unterhalb der Ortschaft Cherz weisen eine Überkippung nach S. auf. Dies kommt auch öfters in den gefalteten Werfener Schichten im unteren Hang bei Ruaz vor.

Die Bildung der neuen Falten fand also hauptsächlich im Kern des ursprünglichen Sattels im Nordhang statt und war offenbar mit einem starken tangentialen Druck nach S oder SSW verbunden, der sich teils in Überkippungen, teils in Brüchen auslöste.

Die soeben beschriebenen Verhältnisse werden im Profil vom Cordevoletal bei Ruaz durch den Cherzabhang gekennzeichnet.

Der im N abzweigende Bruch setzt sich östlich der Selvazzaschlucht noch in dem unteren Muschelkalk gegen Lasta zu fort. In der Nähe dieser Ortschaft stehen an der Nordgrenze des Bruches die höchsten dickbankigen Kalklagen des unteren Muschelkalkes an und bilden eine Felswand am Osteingang zum Dorf. Im unteren Teil der Wand kommt eine aus Kalk, roten Mergeln und Schiefern bestehende Mylonitbreccie vor. Diese geht bald nach unten in diskordante nordeinfallende Schichten der roten Mergel und Konglomerate des unteren Muschelkalkes über.

Die Sprunghöhe dieses Bruches wird immer geringer. Man kann ihn noch etwas weiter gegen O bis in ein sehr gestörtes und stark gefaltetes Gebiet unterhalb Sief verfolgen. Da verliert man seine Spuren unter dem Wiesenlande.

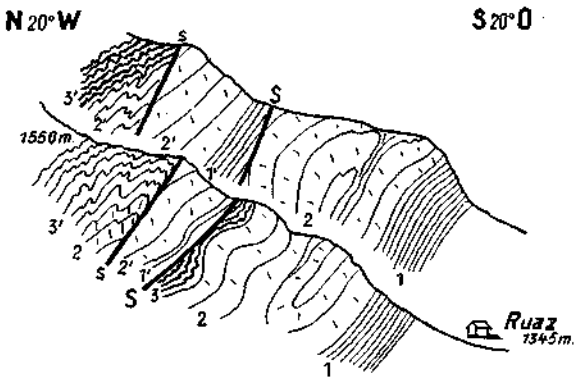


Fig. 8. Parallelprofile (schematisiert) durch den Selvazzabach-Abhang östlich und westlich von Ruaz. Maßstab ca. 1 : 12.500.

S = Hauptstörung, *s* = Nebenstörung, 1 = Werfener Schichten, 2 = Unterer Muschelkalk und Mendolahorizont, 3 = Buchensteiner Schichten, 1', 2', 3' = die gleichen Schichten in den höheren Schollen.

Ein wichtiges tektonisches Merkmal in diesem Teil des Tales ist eine allgemeine Wendung im Streichen. Die Schichtenplatte dreht vom Selvazzabach aus O zunächst in OSO-, dann SO-Richtung um. Der Einschnitt des Cordevolebaches folgt genau dieser Wendung und ist in eine Sattelauffaltung der Werfener Schichten zwischen Ruaz und Vallazza tief eingesägt.

Die Gegend von Livine (vgl. Taf. VIII, Profil 6 u. 7).

Die Hauptstörung setzt sich von der Selvazzaschlucht OSO unterhalb Federa fort, wo sie in den Werfener Schichten durchzieht. Dann aber stößt wieder der untere Muschelkalk an der Südgrenze an. Der Bruch ist in einer tiefen Rinne unterhalb Punkt 1591 *m* der Karte sehr gut aufgeschlossen. Er steht vertikal und es sind hier die oberen Werfener Schichten, die an der Nordseite gegen unteren Muschelkalk im S anstoßen.

Die Störung zieht im Hang oberhalb der Häuser von Livine (1380 *m*) durch. Eine steile Felswand steht gleich hinter den Häusern an, die höher oben in eine verschüttete Böschung übergeht. Die Wand besteht im unteren Teil aus dem Kalkschiefer, zum größten Teil aber aus dem blaugrauen, dickgebankten Kalk des unteren Muschelkalkes, der nach oben mit dunklem „Pflanzenschiefer" und knorrigem, wulstigem Kalk wechsellagert. Das Streichen ist N 55° W, das Fallen 60° NO.

Man sieht im Kalk mehrere Schubflächen.

Bei etwa 1480 *m* an einer Ecke, wo der Steig nördlich wendet, kommt man aus dem grauen Kalk in steilstehenden, dunkelroten Schiefer der Campiler Schichten. Die Hauptstörung streicht hier zwischen den beiden durch. Die Campiler Schichten werden im N bei etwa 1600 *m* Höhe von der gefalteten Schichtenmasse des unteren Muschelkalkes überlagert, die als Steilwände noch 100 *m* höher hinaufreichen. Die höheren Schichtengruppen folgen der Reihe nach konkordant darauf.

Die Felswand aus blaugrauem Kalk hinter den Livinehäusern ist gleich an ihrer Basis vertikal gegen Hornsteinknollenkalke und Pietra verde der Buchensteiner Schichten abgeschnitten. Letztere bilden die enge Terrasse, auf welcher die Häuser gebaut worden sind. Die Schichten fallen nach NO gegen den Bruch ein. Dieser Bruch wird als die „Livinestörung" bezeichnet.

Ähnliche Verhältnisse der Schichten begleiten diese Störung in ihrer Fortsetzung gegen OSO, wo sie steil nach NNO geneigt wird. Ihr Verlauf bildet nur einen kleinen Winkel mit dem allgemeinen Streichen der Schichten.

Im W von Livine dagegen wendet sich diese Störung nach SSW, d. h. quer zum allgemeinen Streichen. Man kann sie in den Feldern unterhalb Livine nur teilweise besichtigen. Doch wird es klar, daß im O die ganze Schichtenfolge von den Buchensteiner bis zu den oberen Werfener Schichten in dem gesunkenen Ostflügel gegen die Werfener Schichten des Westflügels abgeschnitten worden ist.

Diese Störung setzt sich südlich des Baches nach dem Dorf Ornella fort, wo sie mit einem O-W-Bruch von Crap de Pestort zusammentrifft. In der Querrichtung scheint sie bald oberhalb Ornella in einer steilen Ostbiegung auszuklingen.

Diese merkwürdige Umwendung der Störung im W von Livine deutet auf den Einfluß der Querverbiegungen hin.

Die Auslösung der Spannungen benützte sodann die schwache Zone zwischen Quersattel und Quermulde. Es wurden dadurch diese beiden Faltungen zu neuen Leitlinien verbunden.

Die Quersenkung der Livinescholle im Nordhang ist ein Hauptmerkmal im Bau des Livinallongotals. Sie läßt sich auch sowohl nach NNO wie im gegenüberstehenden Südhang des Tales verfolgen.

Dort sieht man im O des Val Ornella die dunklen Tuffe vom hohen Grat bis weit in die Wiesen von Ru da Gbe herabreichen. Der Muschelkalk und die untere Trias kommen erst unter Ru da Ghe, etwa in der Höhe 1220 bis 1420 *m*, zu Tage.

Die Quersenkung der Schichtenmasse ist mit der Ablenkung des allgemeinen Streichens nach SO in Zusammenhang zu bringen.

Der Hang von Pieve di Livinallongo

(vgl. Taf. VIII, Profil 8).

Die unmittelbare Umgebung von Pieve wird am meisten von der Fortsetzung des Livinebruchs und den damit verbundenen Senkungen der Schichtenplatte im östlichen Gebiet des Tals unterhalb Livine beeinflußt. Trotzdem daß der Cordevolebach nach O tiefer einschneidet, ragen in der Sattelachse talab längs des Baches die Werfener Schichten immer weniger hervor.

Ein Querprofil von SSW nach NNO vom Bach durch Pieve gezogen, zeigt schon anstehende Buchensteiner Kalke bei 1300 *m*, d. h. etwa 100 *m* über dem Bach, während der untere Muschelkalk fast bis zum Bach herunterreicht.

Die konkordante Schichtenreihe der hier sehr mächtigen Buchensteiner Gruppe folgt wie schon oben näher beschrieben worden ist. Bei etwa 1370 *m* zeigen die oberen Buchensteiner Plattenkalke manche Rutschflächen und kleine Biegungen. Man sieht in Aufschlüssen neben einem Steig sowie im Bach, daß hier die Plattenkalke unregelmäßig gegen die unteren Buchensteiner Kieselknollenkalke längs einer Störung abstoßen.

Gegen W zu stoßen an der Nordseite des Bruchs nacheinander die unteren Buchensteiner Schichten, der obere und der untere Muschelkalk an, während an der Südgrenze noch die Buchensteiner Reihenfolge fortsetzt. Diese Störung vertritt die Fortsetzung des Livinebruchs nach OSO und bedeutet hier wie dort eine gebrochene südüberkippte Falte.

Es folgt nun im Pieveprofil, oberhalb des Bruches, eine in reitende Falten gelegte Schichtfolge der unteren und oberen Buchensteiner Kalke und Pietra Verde, die nach NNO einfallen. Die Plattenkalke stehen im Steilhang unter der Kirche von Pieve (1465 *m*) an. Die Straße ist auf ihnen erbaut und gleich über der Straße im Dorf sind dunkle Tuffe eingelagert. Hier biegt das Einfallen nach SSW um. Die Tuffe bilden einen schmalen Muldenkern.

Die weichen Tuffschiefer, gebänderten Kalkschiefer, feinen Tuffkalkbreccien und Plattenkalke biegen mit Südfallen steil auf. Bei der Brücke über den Pievebach stößt diese Gruppe mit vertikalen engen Faltungen diskordant gegen eine steile Auffaltung der unteren Buchensteiner Gruppe.

Es folgen nach oben im Bachbeinschnitt stark zusammengedrückte Buchensteiner Knollenkalke sowie die dunklen bituminösen Schiefer der Ober-Muschelkalkgrenzzone. Sie bilden den stark zerquetschten Sattel einer steilstehenden Falte, die mit etwa 75° Neigung nach N einfällt, und sind in einer auffallenden Steilwand von mehreren Wasserfällen auserodiert worden.

Die vollkommene Schichtenreihe der Buchensteiner Knollenkalke und Bänderschiefer bis zum Anfang der Tuffkonglomerate und Tuffe folgt nach oben in der Schlucht. Obwohl die Schichten noch in mehrere Falten gelegt sind, weisen sie im allgemeinen etwa 50° NNO-Einfallen auf.

Bei etwa 1580 *m* Höhe sind sie im Bach von einem Bruch abgeschnitten, an dessen Nordseite die dunkelroten, sandigen Mergel und Glimmerschiefer der Campiler Schichten anstehen. Man findet darin mehrfach kleine zerdrückte Gastropoden und Bivalven. Eine starke Mylonitzone folgt mit zickzackförmigem Verlauf der Störung.

Die Campiler Schichten kommen nur in der engen Quetschzone zum Ausstrich. Nach oben folgen bald auf sie gestörte ziegelrote Mergel und Konglomerate, sodann der blaugraue Kalk des unteren Muschelkalkes.

Westlich von diesem Bach steigt die Störungszone schräg durch die Isobypsen. Man sieht die Spuren der rötlichen Mergel und Konglomeratgesteine auf einer Wiese und im Wald. Erst bei etwa 1620 *m* ergibt sich in einer Rinne in kurzer Entfernung ein guter Aufschluß des hangenden Kalks.

Es sind dickbankige, heilgraue Kalke, die mit dunkleren Myophorienkalken wechsellagern. Sie stoßen mit steilem NNO-Fallen an der Störung gegen Buchensteiner Kalk im S an und weisen in der Nähe davon Druckschieferung und Rutschflächen auf.

Die Störung selbst zeigt keinen scharfen Harnisch, sondern eine wechselnde Breite von geschieferten, brecciösen Gesteinen.

Der untere Muschelkalk bildet die Steilwand der Hochterrasse unterhalb des Gipfels von Col di Lana. Die weitere Schichtfolge liegt normal darauf. Der aufgeschobene untere Muschelkalk zieht sich im Hang nach W mit mehreren Längsfalten weiter.

Gleich östlich des Pievebachs bei 1580 *m* Höhe springt die Steilwand des unteren Muschelkalks nach S vor. Die ganze Schichtenplatte mitsamt der Hauptstörung und den Faltungen biegt nach O ab und wendet sich hier nach SSO.

Der Hang unterhalb der Felswand ist bewaldet. Immerhin sind in mehreren Rutschen die geologischen Beziehungen aufgeschlossen. Dort sieht man längs einer N-S-Runse auf der Westseite die Knollenkalke und Pietra Verde-Schichten mit steilem NNO-Einfallen. Östlich davon stehen gefaltete Seiser und Campiler Schichten an, mit allgemeinem NO-Einfallen.

Diese Verhältnisse setzen sich nach unten im Hang bis zu 1470 *m* Höhe unterhalb der alten Straße fort. Überall im Gehänge liegen hier gequetschte Gesteine aus den Werfener und Buchensteiner Schichten herum.

Es folgen normal unter den hellen Seiser Kalken mit Myaciten schwarze Kalke. Die Autorin fand in diesen Gymnokodienbänke und andere Bänke voll kleiner Bivalven, auch Ostrakodenbänke, wie sie für das Oberperm in dieser Gegend typisch sind.

Es steht also hier in einer Höhe von 1450 *m* der Bellerophonkalk an, ein Vorkommen, das bis jetzt unbekannt war. Der schwarze Kalk stößt im W an der Störungszone gegen Buchensteiner Kalk an. In Begleitung dieser Zone überquert er die Hauptstraße in NW-SO-Richtnng und setzt sich mit demselben Streichen im Hang von Salesei bis zum Cordevolebacheinschnitt fort. In der Nähe von Salesei di sopra kommen typische Versteinerungen sowohl im schwarzen Kalk wie in dem hangenden Werfener Kalk und Schiefer vor.

Unterhalb vom Dorf Salesei stehen Werfener Schichten auf beiden Seiten des Bellerophonkalks an, so daß letzterer einen Sattelkern bildet. Die Werfener Schichten des Westflügels stoßen an der Störungszone gegen den Buchensteiner Kalk. Sie sind in Falten mit NW-SO-Streichen gelegt und stoßen nach W steil gegen die Buchensteiner Schichten an.

Das Liegende des Buchensteiner Kalkes westlich der Störungszone erscheint erst tief unten bei 1280 *m* in einer vorspringenden Felskuppe neben dem Bach aufgeschlossen. Die Kuppe besteht teils aus mylonisiertem Gestein, teils aus dem hellgrauen, kristallinen, dolomitischen Mendolakalk, der stark von Rutschstreifen durchzogen wird, und nach unten in den grauen massigen Untermuschelkalk übergeht. Diese Kalke sind sehr verbogen, zerspaltet und offenbar gegen die Störungszone eingesunken, wo sie von den Werfener Schichten steil überschoben sind.

Sie gehören dem tiefgelegenen Sattel im Cordevolebach an, der von Vallazza durchstreicht.

Hier ist die gesamte Schichtenreihe östlich von Vallazza quer eingebogen und wird im Gehänge von Salesei gegen die Queraufwölbung der unteren Trias und des Oberperms im O abgeschnitten. Die Schichten im Längssattel des Nordhangs sind hier nach SW zusammengedrängt und verschoben.

Der Aufschub der ältern Schichten streicht fast N—S (N 10° bis 15° W) von der Col-di-Lana-Terrasse durch den Saleseihang nach der Cordevoleschlucht herab und setzt sich südlich unterhalb Pieve im Cordevoletal weiter fort.

Dies ist nun die direkte Fortsetzung der eben beschriebenen Hauptstörungszone, die im Nordhang des Livinallongotales mit einer allgemeinen N 70° W Richtung durchzieht. Die Wendung aus der Längsrichtung in die Querrichtung ist mit den Querbiegungen und der Entwicklung von eigenartigen, sich im Detail rasch ändernden Falten zwischen Livine und Salesei verbunden.

Der Sinn der Deformation bleibt durch ihren ganzen Verlauf der gleiche, nämlich die starke Auffaltung und das Aufheben der älteren Triasschichten an der Nordseite einer Quetschzone, die den Kern einer Längsantikline durchbrochen hat. Der gesunkene Südflügel ist gleichfalls stark gefaltet und von Überkippungen nach S deformiert worden. Alle Andeutungen weisen hier auf einen von N wirkenden Druck.

Die Detailuntersuchung dieser Störung führt zur Überzeugung, daß sie weder ein einfacher Bruch noch eine einfache überkippte Falte ist. Mit jedem Schritt nach O wird die Einsenkung der Südscholle und respektive der Aufschub der Nordscholle größer. Die Schichten sind gegen O zu mittels Falten und schrägen Zerreißungen enger aneinandergepreßt worden. Die Richtung der Zusammenpressung ändert sich allmählich von Stelle zu Stelle von S in SW, sodann bei Salesei und Pieve in WSW.

Es läßt sich daraus schließen, daß die Deformationszone sich von vornherein in einer Kurve entwickelte, die von W—O

nach SO, sodann SSO, verläuft. Sie ist unter der Mitwirkung von tangentialen und vertikalen Druckkräften hervorgebracht worden, deren Kombination bezüglich Richtung und Stärke sich örtlich rasch änderte. Kurz und gut, sie ist in einem gefalteten Gebiet durch komplizierte Druckresultanten während einer späteren Phase der Gebirgsbildung entwickelt worden.

Der Nordhang oberhalb Andraz (vgl. Taf. IX, Profil 12).

Die Straße überquert zwischen Pieve und Andraz die Störungszone etwa $^3/_4$ *km* östlich von Pieve und führt sodann auf $2^1/_4$ *km* durch den Nord- respektive Ostflügel. Die Bellerophonkalke stehen bis zu den Häusern bei 1447 *m* an, dann werden sie von gefalteten Werfener Schichten gefolgt, die ein allgemeines WNW-OSO-Streichen aufweisen.

Die ziegelroten, feingebänderten Mergel und Konglomerate des unteren Muschelkalkes kommen erst an der Ecke der Straße gegen Andraz zum Aufschluß, wo sie von zwei Querbrüchen geschnitten werden. An beiden werden die Ostflügel aufgehoben. Man sieht die poikilitische Schiefergruppe, rote Konglomerate und helle Kalke an der Ecke der Straße plötzlich aufbiegen. Sie sind zu mehreren kleinen und einer größeren Falte verbogen, die von einem parallelen NNW-SSO-Bruch geschnitten werden.

Die Ostscholle ist gehoben; infolgedessen stehen nun an der Straße die Seiser Kalke an. Es folgt eine weitere, geringere Aufbiegung, von einem Parallelbruch abgeschnitten.

Der wichtigere Querbruch läßt sich nach oben durch den Buchensteiner Kalk gut verfolgen. In den Tuffen kommt er in den Wiesen nur stellenweise zum Aufschluß. Bei Pian della Gisca wendet er sich nach W um. Der zweite Bruch geht verloren, sobald er in die Tuffe eintritt. Diese Brüche sind mit der Hauptstörung bei Salesei fast parallel.

Östlich dieser Queraufhebung biegt die Schichtenmasse wieder steil nach O um und sinkt muldenartig gegen Andraz ein. Die Werfener Schichten werden an der Straße rasch vom unteren Muschelkalk mit Mendolakalk gefolgt. Dieser Sattel von Agai überquert das Andrazer Tal und wird nach O breiter.

Gleich westlich von Andraz bemerkt man, daß die Tuffe tief unten am Hang ausstreichen. Das geschieht infolge eines NW-SO-Bruches, der in einer Rinne oberhalb Andraz die Einmuldung nördlich der Agaischolle noch weiter senkt. Die Buchensteiner Kalke stoßen im SW gegen abgesenkte Tuffe im NO an.

Die Nordscholle ist von einem Bach tief erodiert und gibt vortreffliche Gelegenheiten zur Untersuchung der oberen Buchensteiner Plattenkalke, Pietra-verde-Schichten und Tuffschiefer, die an der Basis des Tuffkomplexes anstehen.

An der rechten Seite des Baches „Rio della Porta" sind diese Schichten in enge, liegende Falten gelegt, die nach N mit flachem Winkel einfallen. Sie deuten auf einen Druck von N hin, der sie stark überkippt hat. Es kommen mehrere Keile von dunklen Tuffen in den Faltungen vor.

Der Bacheinschnitt ist an seiner Nordseite von einer steilen Böschung begrenzt, worauf die Häuser von Franza (1414 *m*) erbaut sind. Hier stoßen die abgesenkten Tuffe gegen steil gefaltete und aufgebogene Buchensteiner Hornsteinknollenkalke im N an, die längs eines WNW-OSO-Bruches erhoben sind. Die Falten sind stark verzerrt.

In der Böschung oberhalb Franza sieht man in dieser Faltenzone zerquetschte Keile von Mendolakalk und unterem Muschelkalk hineinragen. Der Bau ist also mit diesem in der nebenstehenden eingesenkten Scholle ganz ähnlich und weist auf einen intensiven Schub nach SW hin.

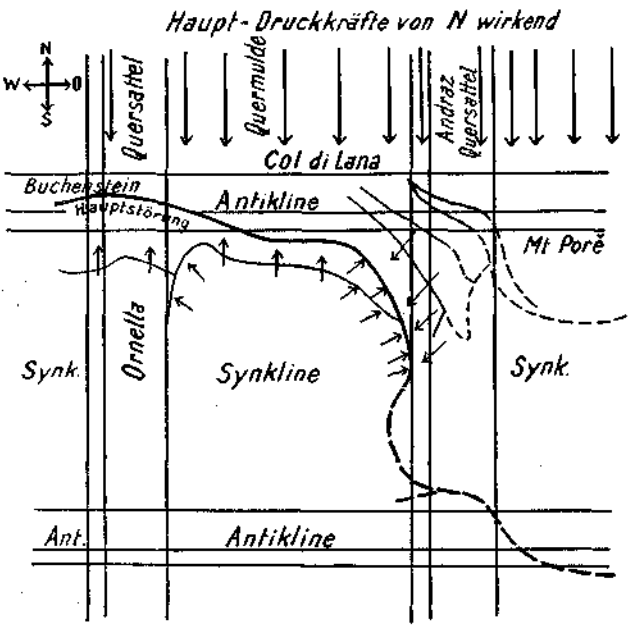


Fig. 9*a*. Grundplan der kreuzenden Falten mit kürzeren Süd- und Westflügeln. Einbiegung und Ablenkung der späteren Falten- und Quetschzonen am steilen Westflügel des Andrazer Quersattels in Verbindung mit lokalen Überschiebungen von NO her.
(Die unterbrochenen Linien gegen O weisen auf die Fortsetzung der Störungen in der Karte von Dr. Nöth hin.)

Der Bergrücken, der hier parallel mit dem Bruch verläuft, bildet gegenüber Cernadoi eine vorspringende Ecke. Gleich dahinter zieht durch eine Rinne ein paralleler WNW-OSO-Bruch empor, an dessen Nordseite Werfener Schichten gehoben sind.

Letztere stehen in einer Höhe von 1700 *m* an und bilden die Basis einer normalen Schichtenfolge der Muschelkalk- und Buchensteiner Schichten, die in die Wiesen von Castello hinaufreichen.

Wir erkennen also von der Straßenecke unterhalb Andraz bis nach Castello eine Reihe von radial angeordneten Brüchen, NNW—SSO, NW—SO, WNW—OSO, die offenbar den späteren Phasen der Gebirgs-

bildung angehören. Sie sind mit der Hauptstörung oberhalb Pieve gleichsinnig und setzen sich mit verstärkter Wirkung nach OSO fort. Wir haben also auf beiden Seiten des Andrazer Tales eine nach S respektive SW verschobene Masse, die in mehrere Schollen mit überkippten Falten und Schubflächen zerteilt ist. Das Maß der Verschiebung ändert sich sehr rasch und wird von Col di Lana nach W im oberen Buchensteiner Tal immer weniger.

Die Hauptzüge dieser Deformationen habe ich früher erkannt und als die „Überschiebungen im Pievegebiet" beschrieben. Die verschobenen Schollen habe ich die „Buchensteiner Schubmasse" genannt.[1])

Jetzt hat die in diesem Bande erschienene Arbeit von Dr. Nöth über das mittlere Cordevolegebiet die Fortsetzung dieser Deformationen nach OSO und SO in der M. Pore-Schubmasse nachgewiesen. Mit ihrer radialen Anordnung im Westhang des Andraztales in Übereinstimmung verbreitert sich nach diesen Richtungen die ganze Reihe der Schollen.

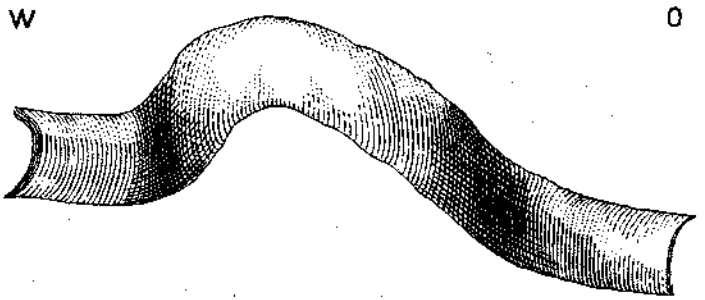


Fig. 9*b*. Asymmetrische Form der gewölbten Fläche eines Quersattels mit flacherem Ostflügel und steilem Westflügel (nach dem Gewölbe im Andraztal schematisch gezeichnet)

Beiderseits des Tales stehen die Werfener Schichten hoch im Gehänge an. An der Ostseite fallen sie im allgemeinen nach ONO; an der Westseite nach NNO, doch sieht man hier öfters ein Einfallen der Gesamtmasse der unteren und mittleren Trias nach W zu. Im oberen Teil des Tales, gegen Passo di Falzarego kommt die Form eines Quersattels klarer zum Ausdruck. Das Gebiet von Nuvolao und Pra di Pontin stellt einen breiten Ostflügel dar (Fig. 9 b). Dieser Quersattel ist von den radial angeordneten Brüchen und Verschiebungen deformiert worden; er war also älter wie diese. Nach S setzt er sich im Quergewölbe von Salesei weiter fort.

Das Gewölbe von Salesei.

Die Aufwölbung des oberpermischen Bellerophonkalkes am Saleseihang gegen Pian ist schon oben erwähnt worden (S. 359, Fig. 1).

Die Fahrstraße führt zwischen dem Livinallongotal und Caprile in mehreren Serpentinen über dieses Gehänge und bietet gute Aufschlüsse der Schichtfolge des Bellerophonkalkes dar.

[1]) Ant.: „Torsion-Structure of the Dolomites", Q. J. Gr. S., 1899, S. 587, „The overthrusts in the Pieve area".

Nördlich des Cordevolebaches stoßen an der Hauptstörung die Werfener Schichten im O gegen Mendoladolomit an. Es entwickelt sich nach O zu eine schöne Aufwölbung von unteren Werfener Schichten und Bellerophonkalk.

Das Streichen wechselt zwischen N 35° W und N 15° O. Das Fallen ist im Westflügel etwa mittelsteil, wird aber gegen den Kern des Sattels zu steiler. Östlich vom Kern steht der Bellerophonkalk vertikal oder sehr steil und ist stark zusammengedrängt. Die hellgrauen, dickbankigen Seiserkalke folgen und werden nach O von steilstehendem Kalkschiefer überlagert, der stark zerquetscht und von feiner Clivage geschnitten ist.

Diese Quetschzone verläuft N 15° O. Gegen die Ostseite stoßen enggefaltete, braungelbe und rötliche Mergelschiefer und Kalke der Campiler Schichten an. Unter diesen biegen weiter östlich die Seiser Kalke wieder auf und sind von den Campiler Schichten mit Ostfallen normal bedeckt.

Diese Schichtengruppe ist im Einschnitt des Rio d'Andraz aufgeschlossen und bildet die Abhänge an dessen Ostseite. Sie ist also vom Bellerophonkalkgewölbe durch eine steile Störung getrennt und heftig gegen dieselbe angepreßt worden. Längs der nächsten Serpentine der Straße sind im Bellerophonkalk selbst mehrere flach nach W überkippte Falten aufgeschlossen.

Diese Beobachtungen deuten auf ein Gewölbe hin, das unter nachträglichem Schub gegen WSW und W gelitten hat.

Die direkte Fortsetzung des Bellerophonkalks nach S ist nicht aufgeschlossen. Bei Pian, wo der Rio d'Andraz in den Cordevolebach einmündet, ist der Bacheinschnitt verschüttet. Südlich sind noch kleine Aufschlüsse von Bellerophonkalk neben dem Bach. Westlich des Cordevolebaches kommen Mendoladolomit und die jüngeren Schichten vor.

Es stoßen also hier zwei Faltensysteme scharf gegeneinander, nämlich das ursprünglich W—O-System, jetzt durch den WNW—OSO verlaufenden Vallazzasattel und die anliegenden Mulden vertreten und das spätere N—S-System, hier durch das Quergewölbe des Bellerophonkalks und die gestörten Werfener Schichten des Andraztales vertreten.

Im Nachbargebiet im S hat Herr Dr. Nöth konstatiert, daß westlich des Baches am Sasso di Roccia, ein wenig südlich von Pian, eine Aufwölbung aus unterer Trias, unterem Muschelkalk und Mendoladolomit nach SW auf eingesenkte Cassianer Tuffkonglomerate flach überschoben ist. Dies stellt also die Südfortsetzung der gleichen tektonischen Struktur dar. Wohl deutet diese flache Überschiebung und tiefere Einsenkung der Schichten im W auf die nachgiebige Beschaffenheit der unterschobenen Cassianer Schichten sowie auf noch stärkeren ostwestlichen Zusammenschub wie unterhalb und oberhalb von Salesei hin.

Der Unterschied betrifft aber nur die verschiedene Ausdrucksweise der Druckkräfte.

Es kam auf rein lokale Bedingungen an, ob die Ausgleichung der Spannungen in den verschiedenen OW-Schollen hauptsächlich mittels überkippter Faltungen wie im Val Andraz oder durch Brüche und differentiale Schubbewegungen wie im Cordevoletal unterhalb Pian stattfand.

Da sich nun die O—W und NW—SO-Brüche im Andraztal erst nach der Bildung der Querantikline entwickelten, so stellt sich heraus, daß die Verschiebungen an diesen Brüchen sowie überhaupt die stärkere Zusammenpressung der Schichten eine der allerjüngsten Phasen der Gebirgsbewegungen in dieser Gegend bedeuten.

Man sieht, daß östlich vom Andraztal alle Längsfalten nach O eintauchen. Es liegt hier die südliche Fortsetzung der breiten Einbiegung des Ampezzogebietes vor. Im weiteren Sinn sind mit dieser großen Einbiegung die eben beschriebenen Nachschübe und Störungen im Pievegebiet verbunden.

Es wird später eine schematische Darstellung der zwei Faltungsrichtungen im Livinallongotal gegeben (Fig. 17). Dabei ist zu beachten, daß in der geologischen Karte nur ein Bild der von den späteren Deformationen bedingten Ablenkungen und Kombinationen dieser Faltungen, also allein das endgültige Resultat herauskommt. Die Aufeinanderfolge der verschiedenen Phasen bleibt jedoch das Hauptproblem und muß immer in Betracht gezogen werden.

Es stellt sich im Livinallongotal klar heraus, daß die Bedeutung dieser allerjüngsten Pbasen für die Morphologie sehr groß ist. Sowohl die Lage wie die Windungen des Haupttales und der Nebentäler halten sich sehr eng an die tektonischen Linien, wie dies schon öfters von der Autorin im Fassatal, Ennebergtal usw. angedeutet worden ist.

Die scharfe Wendung des Cordevoletals unterhalb Salesei aus OSO in SSO-Richtung fällt mit der Grenze des Quergewölbes und des O—W-Schubs zusammen, Das Andraztal vertritt einen Teil dergleichen Quergewölbes. Die Bäche von Val Ornella und Val Pestort verlaufen durch parallele Queraufbiegungen und folgen wie auch die anderen Bäche des Südhanges dem allgemeinen NNO—SSW-Streichen der Querfaltungen.

II. Teil: Sett Sass und Prälongia.

Einleitung.

Das breite Wiesenland von Prälongia und Stuores liegt gleich nördlich von Cherz und Col di Lana. Auf seiner Ostseite ragt die Steilwand von Sett Sass hervor, die aus Schlerndolomit aufgebaut wird.

Dieses Wiesenland ist das klassische Gebiet für die Cassianer Versteinerungen und ist seit einem Jahrhundert deshalb in der geologischen Literatur gut bekannt. Die tektonischen Beziehungen sind außergewöhnlich einfach und schon in der Karte von Mojsisovics[1]) dargestellt.

Damals wurden aber von Mojsisovics die Schichten des Wiesenlandes mit Ausnahme der allerhöchsten am Kamm von Prälongia dem Wen-

[1]) E. von Mojsisovics, Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien, Wien 1879.

gener Alter zugeteilt. 1893 hat die Autorin[1]) die größere Ausdehnung der Cassianer Schichten nachgewiesen.

Da nun ihre Karte nur im Maßstab 1:50.000 und ohne Isohypsen vorliegt, schien es der Autorin lohnenswert, im Anschluß an ihre Aufnahme des Livinallongo Tals auch das nördliche Gebiet im Maße 1:25.000 aufzunehmen.

Sie hatte aber wenig Zeit zur Verfügung und wendete ihre Aufmerksamkeit hauptsächlich auf (1) die aktuelle Verbreitung der reichen Fossilzonen auf den Wiesen (2), das Eingreifen der Cassianer Schichten in den Schlerndolomit und ihre Beziehungen zu den Raibler Schichten an den West- und Nordwänden von Sett Sass.

Die folgenden Beschreibungen sollen also nur zur Erläuterung der Karte dienen.

Sett Sass.

(vgl. Taf. IX, Profil 11.)

Von O gesehen bildet der Gipfel des Col di Lana einen fast hufeisenförmigen Kamm, dessen Nordsporn „Monte Sief" genannt wird. Er besteht aus den gleichen Tuffen wie der Gipfel, die hier eine schöne Nordflexur aufweisen.

Im tieferen Teil dieses Sporns, wo er in sanfte Wiesen übergeht, liegen darüber blauschwarze Wengener Schiefer mit *Daonella Lommeli* und *Posidonia Wengensis*. Der Boden ist noch sehr tuffig, und die Schiefer bilden nur Einlagerungen in braunen, lockeren Tuffen und festeren, sphäroidisch verwitternden Tuffen mit verkohlten Pflanzenresten.

Bei etwa 2220 *m* kommen am Castellokamm zwischen Monte Sief und Sett Sass graue Mergel und Mergelkalke in Wechsellagerung mit gelbem, gutgeschichtetem Kalk vor (Fallen 25—30° NNW). Man findet darin viele *Cidaris*-Stacheln, Spongien und kleine weißliche Schalen von Bivalven, die den Cassianer Typen angehören. Es folgen wieder Tuffmergel und unreine Kalke, die mehrere Gastropoden und Bivalvenarten führen, die nach oben in dickbankige, orangegelb verwitternde Kalke mit vielen *Cidaris*-Stacheln übergehen. Wegen des reichen Gehaltes an Enkriniten, Korallen und Spongienresten, sind die Schichtflächen ganz rauh.

Diese Bänke werden dann dicker und unregelmäßig. Sie sehen wie Cipitkalk aus, sind stellenweise brecciös und gehen in einen hellen, kristallinen, dolomitischen Kalk über. Es erhebt sich hier über den weichen Mergeln ein schöner isolierter Felskörper, den Mojsisovics „Richthofen-Riff" benannt hat.

Er besteht aus Bänken von dolomitischem Kalk und Dolomit, deren Masse lokal anschwillt und keine deutliche Schichtung aufweist. Unterhalb der Südsteilwand von Sett Sass bildet sie einen imposanten Fels. Nach O werden die Bänke rasch dünner und es schieben sich zwischen ihnen mit flacher Sedimentdiskordanz fossilführende Mergel und Mergelkalke ein.

[1]) M. M. Ogilvie, Wengen & Cassian Strata in S. Tyrol, Q. J. G. S., London 1893.

Diese führen ähnliche Cassianer Versteinerungen wie die mergeligen Schichten am Kamm. Sie weisen aber eine bedeutend geringere Einmengung von Tuff auf.

Es folgt nun diskordant auf der höchsten Dolomitbank eine Schichtenreihe aus hellgrauen oder orangegelben Kalken und feinen tufffreien Mergeln, die besonders fossilreich sind. Diese bilden eine tief eingeschnittene Einsattelung in einer Höhe von 2400 *m* zwischen Richthofen-Riff und der Steilwand von Sett Sass. Sie beherbergen die in der Literatur bekannte „Cassianer Fauna von Sett Sass".

Die darin gefundenen Versteinerungen schließen manche Arten ein, die nicht in den Schichten des Castellokammes vorkommen. Sie sind paläontologisch als eine obere Cassianer Zone anerkannt. Die dickeren

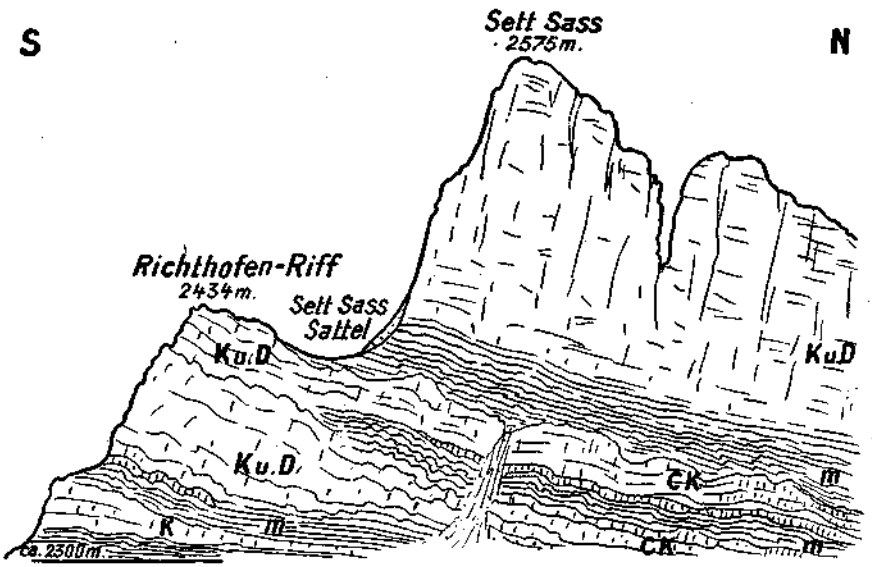


Fig. 10. Ostansicht des Richthofen-Riffs (schematisch gezeichnet).
Einkeilung der fossilreichen Cassianer Mergel und Kalke (*m*) in linsenförmige Riffmassen von Kalk und Dolomit (*K u. D*), die teils in Cipitkalk (*CK*), teils in Mergel übergehen.

Bänke sind öfters gänzlich von Korallenröhren aufgebaut, andere führen massenhaft *Cidaris*-Stacheln, Spongien und einzelne Korallenindividuen. Die Bivalven, Gastropoden und Brachiopoden sind im Mergelkalk am häufigsten.

Die senkrechte Südwand von Sett Sass folgt auf diese fossilreichen Schichten mit flacher Diskordanz. Das Gestein ist ein grauweißer, poröser, kristalliner dolomitischer Kalk, der nur stellenweise in reinen Dolomit übergeht. Er vertritt doch den „Schlerndolomit" und wird hier auch so bezeichnet. Seine Mächtigkeit beträgt in der Südwand etwa 180 *m*.

Am Osthang der Einsattelung unterhalb Sett Sass keilt der untere Teil der fossilreichen Mergel und Kalke gegen den dolomitischen Kalk des Richthofen-Riffs aus (Fig. 10). Letzterer zerteilt sich in drei Hauptbänke, zwischen denen die fossilreiche Gruppe sich einschiebt. Wo sie

dünner werden, gehen diese Bänke teils in Kalkbreccie, teils in gutgeschichteten, orangegelben *Cidaris*-Kalk über.

Da nun das Gedeihen der riffbildenden Organismen am günstigsten gegen das offene Meer hin war, stellt das brecciöse Gestein wahrscheinlich die auf der hintenliegenden Böschung angesammelten Reste von älteren zertrümmerten Riffteilen dar, über welche die Mergel- und Kalkgruppe transgredierte.

Sowohl die Wechsellagerungen als auch die tufföse und brecciöse Beschaffenheit der Gesteine deuten darauf hin, daß im Anfang des Riffbaues noch öfters Tuffeinschwemmungen stattfanden und häufige Vertikalschwankungen eintraten. Erst unter den Bedingungen von andauernder Senkung und tufffreiem Wasser wurde die kalkigdolomitische Masse von Sett Sass geschaffen.

Am Westhang des Kammes zwischen Sett Sass und Richthofen-Riff weisen die Mergel- und Kalkschichten mehrere Querfaltungen auf. Diese sind NO—SW gerichtet, und die gefaltete Gruppe ist gegen den Dolomit und Kalk des Richthofen-Riff gepreßt und in geringem Maß aufgeschoben worden. Die Verschiebungen sind aber ganz lokal. Das allgemeine Streichen wechselt zwischen O—W und WNW—OSO; Fallwinkel 20° bis 30° nördlich.

Beide Gruppen liegen am Westende des Richthofen-Riffs etwa mittelsteil nach W zu. Der Dolomit und Kalk des Richthofen-Riffs wird rasch dünner und verschwindet unter einigen großen Schutthalden.

Trotz der Schuttmassen an der Westecke können die Cassianer Mergel und Kalke hin und wieder doch noch an der Basis der Steilwand von Sett Sass gesehen werden.

Bei der Untersuchung der Westwand fällt sofort auf, daß der Schlerndolomit nach N zu dünner wird. Bei Punkt 2427 *m* in der Karte überlagern die Raibler Schichten den Dolomit, während an seiner Basis, 2280 *m*, die Cassianer Mergel anstehen. Diese zeichnen sich hier durch reichliches Vorkommen von kleinen Ammoniten aus.

Ein wenig weiter nördlich biegt die ganze Schichtenmasse nach NO ab. Die Biegung geht nach unten in einen Sprung über. Die abgebogene Masse streicht nun N 25° W. Der Schlerndolomit ist hier bei 2320 *m* von Raibler Schichten überlagert. Der untere Teil ist stark überschüttet.

Es kommt jedoch an einer Wiese mit zwei Hütten bei etwa 2220 *m* die Auflagerung des Schlerndolomits auf Cassianer Schichten zum Aufschluß. Die Mächtigkeit des Dolomits beträgt weniger als 100 *m*.

In den Schutthalden liegen heruntergerutschte Schollen von den Raibler Schichten herum. Es kommt aber höher oben eine anstehende Einlagerung von diesen Schichten vor, die nach S keilförmig in den Schlerndolomit hineinreicht. Es sind braune, quarzreiche Sandsteine und sandige Kalke mit *Myophoria Kefersteini* und Resten von fossilem Holz. Darüber liegt der weiße dolomitische Kalk, der bald nach N dünner wird und in Raibler Schichten auskeilt.

Der liegende Teil der dolomitischen Kalkwand verschmälert sich rasch nach N und verschwindet unter den Schutthalden. Am Westhang unterhalb der Kuppe 2380 *m* stehen nur Raibler Schichten an. Die vollkommene Reihenfolge der Raibler Schichten wird an dieser Stelle angegeben.

Hangend: weißliche und hellgelbe dolomitische Mergel und plattiger Dolomit.
2 *m* rote und weiße Mergel,
4—5 *m* hellrosa und lichtgrüner Kalk mit Megalodonten, wechsellagernde rote und gelbe Mergel,
5 *m* gröberer, hellgrau oder blaßrosa, quarzreicher Sandstein,
8—10 *m* blaßrote und hellgrüne feine Breccien mit Quarzausscheidungen,
3 *m* rote Mergel,
4 *m* flaseriger Kalk und rot und grünlich gefleckte Sandsteine (*Pecten* sp., *Avicula* sp.),
1·5 *m* brecciöser Sandstein mit Quarzkörnern,
2·5 *m* plattiger, dolomitischer Mergel und Mergelkalk,
3 *m* dunkelrote und braune Sandsteine mit *Myophoria Kefersteini, Avicula Kokeni, Mysidioptera* sp.,
4 *m* feineres Konglomerat mit sandigen und dunkelroten oder grünlichen mergeligen Zwischenlagen (Gerölle aus glauconitischem Sandstein und Oolit),
2 *m* hellgrauer sandiger Kalk.
Liegend: dolomitischer Kalk der Westwand von Sett Sass.

Die weißen, dolomitischen Mergel im Hangenden dieses Profils stehen auf dem flachen Grat an. Sie sind dünnplattig geschichtet und wechseln nach oben mit rosa oder weißem, plattigem Dolomit in dem reichlich Megalodonten vorkommen (vgl. M. Hoernesi).

Diese jüngeren Horizonte sind längs des Grates nach S zu gut aufgeschlossen. In dieser Richtung transgrediert mit flacher Diskordanz die Reihenfolge der Raibler Schichten auf dem Schlerndolomit. Die Myophoriensandsteine reichen nicht weit nach S.

Nach N zu folgt auf dem plattigen Dolomit typischer, kristalliner Dachsteindolomit. Das Gestein ist teils dicht, teils porös und führt massenhaft Durchschnitte und Hohlräume von kleinen und großen Megalodonten und verwandten Typen von Zweischalern. Er bildet bei 2380 *m* eine hervorragende Kuppe.

Der Dachsteindolomit dehnt sich von hier etwa 1·5 *km* nach N in einer steilen Felswand aus.

Ein wildes, von Moränenschutt und Schutthalden bedecktes Gebiet breitet sich unter der Felswand von Dachsteindolomit aus. Die Raibler Schichten verschwinden bald darunter. Es fällt auf, daß hier der dolomitische Kalk des Schlerndolomitniveaus einen ganz geringen Anteil an den Blockmassen nimmt, was wohl mit seiner Verschmälerung zusammenhängt.

Erst am Südhang des Rückens von Dachsteindolomit sind die Raibler Schichten wieder anstehend zu sehen. Sie sind in der steilen Böschung unter der nördlichsten Spitze (2042 *m*) des Dachsteindolomits aufgeschlossen. Man kann als leitende Horizonte die oberen bunten Mergel und den plattigen Dolomit in guter Lagerung, die liegenden Breccien und Sandsteine nur verschüttet sehen.

Die Böschung darunter weist keine Dolomitwand auf, sondern verflacht sich nach N zu einer grasbedeckten Terrasse (1930 *m*) mitten im Walde, wo dickgebankte, orangegelbe *Cidaris*-Kalke mit fossilführenden Mergeln und Mergelkalken wechsellagern. Diese sind tufffrei und plattig. Erst unter ihnen kommt die Hauptmasse der Cipitkalke und der reichen Versteinerungen von Stuores vor.

Gleich oberhalb der Terrasse liegt im Wald Moränenschutt und höher Raibler Mergel und Sandsteine. Die Grenzverhältnisse zwischen den Raibler und Cassianer Schichten sind hier nicht nachweisbar.

Erst etwas weiter O sieht man in einer Böschung bei Punkt 1918 *m* der Karte diese Gruppen nebeneinander aufgeschlossen. Es gibt hier braune, quarzreiche Sandsteine und dunkelrote, graue und grünliche tonige Mergel der Raibler Schichten. Diese unteren Gruppen von Mergeln, die hier weit verbreitet sind, treten an der Westwand nur wenig mächtig auf.

Sie fallen hier mit etwa 25° bergein und werden von dunkel geäderten fossilleerem Kalk, orange verwitterndem, rauhem Kalk mit *Cidaris*-Stacheln und schlecht erhaltenen Schnecken, sodann Mergelkalk unterlagert. Darauf folgt eine 7—8 *m* breite von Gras bedeckte Zone. Darauf stellen sich anstehende, harte *Cidaris*-Kalke und fossilführende mergelige Schichten mit Cassianer Versteinerungen ein.

Ein wenig östlich ist die Böschung von einem Bach angeschnitten. Dort sieht man links des Baches ein ganz dünnes Vorkommen von hellem dolomitischem Kalk, unterhalb von orange verwitterndem, rauhem Kalk. Der helle Kalk wird rasch an der rechten Seite des Baches dicker und setzt sich nach Valparola zu fort. Er bildet eine kleine Stufe zwischen einem Abhang mit rotem Mergel und dem untern Hang, in welchem Cassianer Versteinerungen auswittern. Offenbar entspricht diese Stufe teilweise dem „Schlerndolomit".

Östlich von den Valparolahütten wird dieser Streifen mächtiger und ist von den unteren Mergeln der Raibler Schichten gefolgt. Die Reihenfolge dieser Schichten ist oberhalb der Valparolaalpe sehr gut entwickelt. Hier kommen auch Eisenerze vor. Die ganze Schichtmasse weist östlich von dieser Alpe mehrere Falten auf, die gegen Stuores zu in flache Biegungen übergehen, in der Ostrichtung dagegen stärker werden.

Trotz der starken Verschüttung der Westwand von Sett Sass läßt sich aus den Verhältnissen am Nordhang der Schluß ziehen, daß die Kalkdolomitmasse großenteils vom gleichen Alter wie die Raibler Myophoriensandsteine und bunten Mergel an der Westwand und im Valparolakessel ist. In ihrem tiefsten Teil liegt sie unkonform auf oberen Cassianer Schichten, auf welche sie von N nach S transgrediert.

Die breite Muldenform des „Fondo di Valparola" am Nordhang der Steilwand von Sett Sass ist aus der Kalkdolomitmasse und den auf ihr transgredierenden Raibler Schichten erodiert worden.

Im Kessel der Mulde sind die Raibler Schichten und der Dachsteindolomit in ziemlicher Ausdehnung erhalten.

Prälongia und Stuores.

(Vgl. Taf. IX, Profil 9, 10).

Die Muldenform von Sett Sass setzt sich nach O im Wiesenland von Prälongia und Stuores fort. Sie stellt in der älteren Faltung der Schichten eine Längssynkline vor, welche an die Buchensteiner Antikline im S anschließt.

Die weichen Tuff- und Mergelgesteine, die großenteils die Schichtenmasse des Wiesenlandes aufbauen, sind wegen ihrer Gleitfähigkeit von zahlreichen Rutschungen betroffen. Diese haben besonders im Nordhang die ursprünglichen Grenzen der Schichten gänzlich verschoben. In der Karte ist der gegenwärtige Umfang der Haupthorizonte dargestellt.

Die Grenze zwischen Cassianer und Wengener Schichten läßt sich im W und S gut verfolgen.

Im W kommen in der Ruoneswiese einige kleine Gänge von Augitporphyrit vor. Das Gestein ist ein kompakter, holokristalliner, olivgrüner Biotit-Pyroxenit, der von roten Adern durchzogen wird. Unter dem Mikroskop gesehen besteht er aus einem beinahe farblosen Pyroxen mit zahlreichen braunen Biotitschüppchen und vielen kleinen Magnetitkristallen. Ein paar Fleckchen von grünem Serpentin dürften den Olivin vertreten. Beide, Pyroxenit und Biotit, sind von kleinen Apatitprismen erfüllt.

Die roten Adern bestehen aus idiomorphem Augit in einer trüben Grundmasse von niederem Brechungsindex, wahrscheinlich ein Natronzeolith, der Nephelin oder Analcim ersetzt.

Die Augite zeigen manchmal Säume von dunkelgrünem Aegirin. Mikroeinsprenglinge von Magnetit sind reichlich vorhanden und Biotitschüppchen recht häufig. Diese Adern bedeuten offenbar Ausscheidungen oder Schlieren in der Hauptmasse des Pyroxenits.

Nennenswerte Fundstellen für Cassianer Fossilien wären: *a)* nördlich von R. di Confin einige Rutsche bei etwa 1860—1920 *m*, *b)* südlich von R. di Confin der Hang unterhalb einer Terrasse in 2000 *m* Höhe sowie der Hang unter 1900 *m*.

Unter den Versteinerungen treten mehrere Haupttypen der älteren Cassianer Fauna auf: *Koninckina Leonhardti, Rhynconella semiplecta, Cardita crenata, Lima angulata, Trachyceras Aon,* zahllose *Cidaris*-Stacheln usw. Sie kommen in dickgeschichteten, gelbverwitternden, harten Kalken und dünnschichtigem Mergel und Mergelkalk vor.

Die Schichten fallen nach O und in dieser Richtung folgen oberhalb der Abhänge von Ruones dunkle Tuffe und Tuffmergel, die verhältnismäßig versteinerungsarm sind. Es kommen in ihnen einige grobe Tuffe mit Schalenresten vor, die im Habitus den Pachycardientuffen ähneln.

Erst von etwa 2060 *m* aufwärts stehen wieder versteinerungsreiche Mergel und Kalke an und bilden dann den Ostgipfel von Prälongia, 2139 *m*. Diese setzen sich zusammen mit noch höheren Schichten durch den Kamm nach O fort. Für die Kartierung lassen sich diese drei Schichtgruppen, u. zw. jene der Ruoneswiese, die Haupttuffgruppe und die Gruppe des Prälongiarückens trennen und geben für die Orientierung an Ort und Stelle gute Anhaltspunkte.

Nach früheren Angaben der Autorin entsprechen palaeontologisch die Gruppe der Ruoneswiese einem unteren Cassianer Horizont und die darüberliegenden Gruppen einem obern Horizont, der wahrscheinlich mit den Pachycardientuffen und dem Cipitkalk der Seiser Alpe gleichaltrig ist.

Die untere Gruppe wendet sich beim Incisaübergang aus N—S in WNW-OSO-Streichen und zieht sich östlich über den Castellokamm. Die Tuffgruppe ist in großen Muren entblößt.

Am Südhang des Prälongiakamms ist die höhere Gruppe in einer Reihe von Rutschungen aufgeschlossen. Man findet die Versteinerungen dieses Niveaus am besten am Kamm selbst, wo sie aus den Mergeln und Kalken reichlich auswittern.

Sowohl am Kamm von Prälongia wie im oberen Teil des Nordhanges liegen öfters große Blöcke von Cipitkalk herum. Sie entsprechen ent-

weder Überbleibseln von höheren Lagen auf den Wiesen, deren Mergel schon wegerodiert sind oder stammen von der Umgebung von Richthofen-Riff und Sett Sass ab und wurden von Gletschern hergetragen.

Am Nordhang gegen M. de Boita (Piccolwiesen) und den Stuoreswiesen zieht der Muldenkern durch. Dort gibt es die vorteilhaftesten Fundstellen für die Versteinerungen.

Am allerreichsten ist heutzutag eigentlich das Quellgebiet des Piccolbachs. Dort findet man nach Regenwetter bei etwa 1960 *m* eine reiche Ausbeute von Fossilien, insbesonders von Gastropoden und Brachiopoden: *Rhaphistomella (Pleurotomaria) radians,* Wissm. sp.; *Spirigera quadriplecta,* Mnst u. a.). Die gleichen Fossilien kommen auch in den Bächen vor, die sich in dem Stuoresbach vereinigen.

Die Tuffgruppe bildet am Nordhang breite Sümpfe. Der Tuffgehalt ist bemerkbar geringer als im Südhang und Gänge fehlen. Fossil führende Mergel und Kalke kommen reichlicher mit den Tuffen in Wechsellagerung. In der unteren Gruppe kommen wieder feste, gelbe *Cidaris*-Kalke und hellgraue Kalke mit Korallenröhren sowie mergelige Schichten mit einer vorwiegenden Gastropoden- und Bivalvenfauna vor. Gelegentlich kommen am Hang in schiefrigen Einlagerungen in der unteren Gruppe der Cassianer*Cidaris*-Kalke, Exemplare von *Daonella Lommeli* vor. Es fehlen jedoch die typischen schwarzen oder dunkelblauen, fossilreichen *Daonella*- und *Pflanzen*lagen, die als „Wengenerschiefer" anerkannt werden.

Die untere Grenze der Cassianer Schichten des Nordhanges ist gegen die Wengener Schichten, wie schon oben erwähnt, unbestimmbar. Die Abrutschungen und Verschüttungen der Cassianer Schichten sind am allerschlimmsten gegen das Tal von St. Cassian zu gewesen.

Vor vielen Jahren hat die Autorin das massenhafte Vorkommen von *Daonella Lommeli* in dunklem Kalkschiefer im Piccolbach und in der unmittelbaren Nähe seiner Einmündung in den St.-Cassian-Bach (1583 *m*) festgestellt. Heutzutag ist hier alles verschüttet. Es ist aber klar, daß die ursprüngliche Grenze tief liegt. Weiter oben im Tal stehen sie gleich nördlich der Stuoresbrücke an.

An der Nordseite des St.-Cassian-Baches biegen die Wengener Schichten im Hang von Glira auf. Sie bilden dort die Fortsetzung der Wengener Schichten des Freinagebietes SW von St. Cassian.

Der Kamm von Leinz da fur.

(Vgl. Taf. IX, Profil 9.)

Zwischen den Ortschaften von Corvara und St.-Cassian erstreckt sich in NO-SW-Richtung ein langer Kamm. Wo er südlich gegen das Wiesenland von Prälongia abfällt, breiten sich grüne Wiesen aus. Sein Nordhang gegen den Gaderbach ist ein dicht bewaldetes, steiles und wenig begangenes Gebiet.

Geologisch stellt dieser Kamm einen Teil der Längsantikline des Grödener Jochs und zugleich die Nordgrenze der Muldenform von Prälongia und Stuores vor. Die Beziehungen zu diesen sind in der Nähe von Corvara am klarsten aufgeschlossen.

Steigt man von Corvara 15 Minuten über Plazza hinauf, so kommt man zu der berühmten „Corvara Fundstelle“ der Wengener Pflanzenschiefer. Die dünnschichtigen Schiefer sind an den Oberflächen teils von *Daonella Lommeli*, teils von großen und kleinen Pflanzenresten bedeckt. Es sind auch mehrere Ammonitenarten darin gefunden worden.

Die Wengener Schiefer sind nach O von feinen Tuffen gefolgt, die normal von den Cassianer Schichten der Ruoneswiese überlagert werden. Nach W stoßen sie mit steilem Einfallen an einem NO-SW-Bruch gegen olivgrüne Tuffe, Tuffbreccien und Konglomerate. Diese Gruppe fällt südlich dem Bruch zu.

Im Einschnitt des R. Maradagn ist die Reihefolge aufgeschlossen:

a) 12—15 *m* feste, dichte Tuffe, ähnlich mit den „Bautuffen“ in der Arabbagegend; darüber

b) 4 *m* grobe Tuffbreccien mit Blöcken von Augitporphyrit und Kalk, und von Augitporphyrit Lagergängen durchbrochen;

c) 5 *m* dickbankige Tuffe und feinere Tuffkalkbreccien;

d) etwa 15—16 *m* weiche Tuffe, Palagonittuffe und dünne Laven;

e) die Hauptmasse der Tuffe, die den Kamm bilden.

Am Freina Bach werden diese höheren Tuffe sehr geringmächtig und klingen gegen das Tal von St. Cassian fast aus.

Die ganze Schichtplatte senkt sich gegen NO und verschwindet in der Gegend von Costadedoi unter den Bachschuttkegeln.

Das Gestein der Laven ist ein Augitporphyrit (Andesit) mit reichlichen Einsprenglingen von Augit in einer aphanitischen, grünlichen Grundmasse.

Unter dem Mikroskop erscheint der Augit von blaßgrüner Farbe und begleitet von anderen Einsprenglingen eines trüberen Andesins. Magnetit kommt in Form von Mikroeinsprenglingen aber nicht häufig vor. Die Grundmasse besteht aus einem trüben Glas voll von schmalen Plagioklasleistchen. Die schwarzen Blättchen in derselben sind wahrscheinlich Ilmenit.

Der Tuff, welcher in Wechsellagerung vorkommt, zeigt sich im Dünnschliff als ein feinkörniger, olivgrauer Kristalltuff, der aus trübem Feldspat und aus umgewandeltem, vulkanischem Glas besteht und reichlich Bröckchen eines blaßgrünen Augits von gleicher Beschaffenheit wie jener in der eben beschriebenen Lava enthält. Korngröße = 0·25 *mm*.

In einem feinen kalzitreichen Tuff kommen Radiolarienreste häufig vor. Im Westhang des Monte Freina und Piz sieht man öfters unter der Tuffgruppe einen Übergang zu Buchensteiner Kalk. In einer Stelle folgen nach unten 3 *m* gut geschichtete Kieselknollenkalke, darunter 2—3 *m* Tuffe, sodann Tuffkalkbreccie und wieder Hornstein Kalk; darunter eine veränderliche Mächtigkeit von Tuffkalkbreccien.

Die Buchensteiner Kalke ziehen sich längs dieses Hanges durch und biegen mitsamt den Tuffen nach O und W ab. Sie weisen noch reichliche Einlagerungen von Pietra verde auf. Schwarzer Hornstein ist in ihnen sehr stark entwickelt und tritt ebenso wie gelber fast in allen Horizonten auf. Es kommen öfters gute Versteinerungen vor, *Daonella Taramelli* besonders häufig, sowie Ammonitenreste.

Die bituminösen Bänderschiefer bilden eine etwa 12—14 *m* dicke Gruppe, die auf typischem Mendoladolomit liegt. Der untere

Muschelkalk ist weniger mächtig wie im Livinallongotal. Die untere Trias ist längs des Gader Tals sehr gut aufgeschlossen.

Beim Begehen des Kammes sieht man im Mendoladolomit eine sattelförmige Umbiegung zwischen NW und SO aufgeschlossen. Doch folgt der Sattelkern offenbar keiner geraden Linie, sondern scheint von Corvara zuerst in ONO-, dann gegen Piz in NO-Richtung zu verlaufen. Dies weist auf eine lokale Ablenkung des Sattels hin.

Die Gesamtfolge der Schichten des Sattels stößt im N an einem Bruch gegen Wengener Schichten an. Diese bilden die bewaldete Ecke zwischen den Tälern von Corvara (Gaderbach) und St. Cassian. Der Harnisch selbst ist nur selten zu sehen.

Gegenüber „Albergo Dolomiti" steht südlich des Baches ein Band von Hornsteinkalk und Tuffkalkbreccie an. Dieses ist von dichten, gutgeschichteten, olivgrünen Tuffen mit 75—80° SSW Einfallen gefolgt.

Gleich südlich von dieser Stelle stößt diese Gruppe steil längs einer Rinne gegen bergaus fallende Werfener Schichten. Nach O zu kommen Wengener Schiefer auf der Nordseite des Bruches und auf seiner Südseite bald unterer Muschelkalk und Mendoladolomit zum Aufschluß.

Nach W, am Gaderbach, wendet er sich in NO-SW-Richtung und folgt dem Tal nach Pescosta. Es stehen nördlich des Tales die Tuffe an.

Demnach ist die Antikline an ihrem Abhang gegen Corvara zu von zwei Längsbrüchen gegen abgesenkte Schollen auf beiden Seiten begrenzt.

Diese Antikline von Piz und Freina stellt einen zerschnittenen Teil der Grödener-Joch-Antikline dar, die ursprünglich der O-W-Richtung folgte. Während der späteren Querfaltung wurde sie aus dieser Richtung in SW-NO-Richtung umgestellt d. h. nach NO abgelenkt.

Im Anschluß an die Querfaltung im Livinallongotal stellt es sich heraus, daß die breite Querantikline von Ornella und Federa in ihrer Fortsetzung nach NNO über Prälongia ins Ennebergtal verläuft. Dieses Tal fällt unterhalb von St. Cassian auf eine lange Strecke in die Querantiklinale.

Im Wiesenland von Prälongia erkennt man sehr gut die asymmetrische Form des Quersattels. Der Ostflügel wo die Wengener und Cassianer Schichten gegen Sett Sass im O untertauchen ist flacher und viel breiter wie der Westflügel gegen Sellamassiv.

Teil III. Das Gebiet von Valparola, Lagazuoi und Falzaregotal.

Die Störungen am Lago di Valparola.

(Vgl. Taf. IX, Profil 12, 13.)

Es wurden schon oben bei der Beschreibung der West- und Nordwand von Sett Sass die Faziesverhältnisse in der Ausbildung der Cassianer Schichten, des Schlerndolomits bzw. Kalkes, und der Raibler Schichten bis zu den Hütten der Valparolaalpe verfolgt. Von dort

ziehen diese drei Stufen in normaler Folge nach OSO zum Lago di Valparola durch Wald und Wiesenland weiter. Der Dachsteindolomit ist in zwei Kuppen noch über den Raibler Schichten erhalten.

Die Cassianer Schichten werden sowohl in dieser Richtung wie auch nach O gegen das Dolomitgebirge von Lagazuoi hin bedeutend schmäler, und sind mehrfach von kleinen Falten betroffen. Der Schlerndolomit und die Raibler Schichten im S biegen sattelförmig auf und bilden einen Steilhang längs des Steiges, wo sie nach NNO einfallen.

Gegen Lago die Valparola zu steigt diese Falte im Streichen durch den Abhang an und wird nach NNO überkippt (Fig. 11). Im Kern der liegenden Falte stehen Raibler Schichten mitten im Schlerndolomit an. Die Falte ist im S gebrochen; der Dolomit der Falte stößt dort gegen abgesenkte, bunte Mergel und braune Sandsteine der Raibler Schichten.

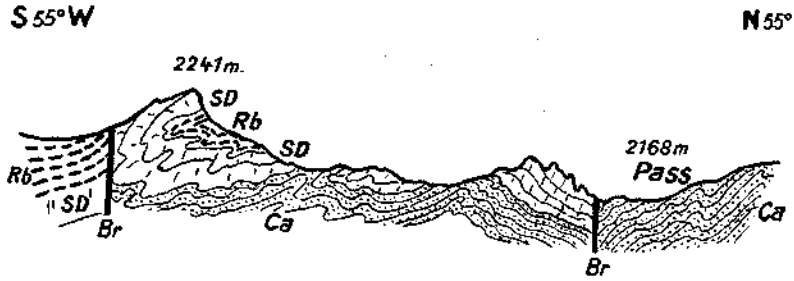


Fig. 11. Profil durch Passo di Valparola, nordwestlich von Lago di Valparola. Maßstab zirka 1 : 6250.
Liegende Falte in Schlerndolomit (*SD*) und Raibler Schichten (*Rb*), *Ca* = Cassianer Schichten, *Br* = Brüche.

An der Bruchzone sind die Schichtflächen auf beiden Seiten mit Harnischen versehen, während die Grenze selbst als eine wohl ausgeprägte Mylonitzone mit Trümmern des beiderseitigen Gesteins ausgebildet ist. Diese Reibungsbreccie ist etwa 1 *m* breit, und zieht sich mit unregelmäßigen Spitzen in den Dolomit hinein.

Dieser Bruch klingt nach W in gebogenen Raibler Schichten aus.

Im Liegenden des Dolomits stehen die Cassianer Mergel und gelben *Cidaris*-Kalke an. Sie sind mit dem Dolomit gefaltet und an mehreren kleinen Brüchen gegen denselben verschoben. Diese Faltenzone begrenzt der Lago di Valparola im N und W, während die abgesenkten Raibler Schichten an seiner Südseite liegen.

Nördlich von dem Lago erhebt sich eine auffallende, isolierte Felskuppe von Schlerndolomit. Der Dolomit ist hier von einem NNW-SSO-Bruch gegen steil aufgefaltete Cassianer Schichten im N abgeschnitten worden. Der Fels ist von vielen Harnischflächen zerschnitten, ganz verbogen und verzerrt.

Die aufgehobenen Cassianer Schichten bilden im Nordhang das Liegende des Schlerndolomits von Lagazuoi. Der Bruch scheint wie der andere bald in den Falten nach N zu auszuklingen.

Nach SO sind die Aufschlüsse unterbrochen. Große Block- und Schutthalden sowie Mauern und Gräben aus der Kriegszeit bedecken die am Passo anstehenden Gesteine.

Erst am Fuß der hohen Felsen von Sasso di Stria, der südlich des Überganges emporragt, bekommt man einige Aufschlüsse. Die Steilwand von Sasso di Stria besteht aus Schlerndolomit, der nördlich einfällt. Es schauen ab und zu am Fuß der Wand kleine Aufschlüsse von Versteinerung führenden Mergeln und graugelb verwitternden Cassianer Kalke hervor.

Sie weisen aber gegenüber dem Dolomit ganz unregelmäßige Lagerungsverhältnisse auf. Sie liegen bald wie diskordante, eckige Schollen auf dem Dolomit, bald als enggefaltete, ordnungslose Schollen seitlich davon.

Nördlich des Überganges ragt die aufgebogene schroffe Felswand von Lagazuoi hervor. Das Gestein ist typischer, poröser, zuckerkörniger Schlerndolomit und fängt hier erst in einer Höhe von 2400 *m* an. Das Gehänge darunter besteht aus Kalk und Kalkmergel mit Cassianer Versteinerungen.

Sie sind auf große Strecken von Blockmassen und Schutthalden bedeckt. Doch sieht man oberhalb Tra i Sassi, daß sie im unteren Teil des Abhanges südlich einfallen und höher oben in Nordfallen übergehen. Der Schlerndolomit folgt normal darauf.

Ohne Zweifel zieht hier ein Bruch zwischen den Schichten im Abhang von Lagazuoi und dem Schlerndolomit von Sasso di Stria durch. Dieser Bruch wurde von Mojsisovics erkannt und von ihm als die Fortsetzung des O-W-Bruches im Falzaregotal beschrieben.

Die soeben beschriebene Faltungs- und Störungszone westlich von Lago di Valparola war Mojsisovics offenbar unbekannt, denn er vermutete, daß die Falzarego-Bruchlinie sich vom Passo di Valparola nördlich ins Tal von St. Cassian fortsetzen würde.

Die Autorin nimmt aber an, daß die Faltungs- und Störungszone westlich vom Lago di Valparola die tatsächliche Fortsetzung der Falzarego-Bruchlinie vorstellt, welche hier in mehrere kleinere Brüche zersplittert und so gegen NW zu ausklingt.

Diese Bruchlinie setzt sich, wie bereits von Mojsisovics festgestellt wurde, östlich durch den Tra-i-Sassi-Paß und das Falzaregotal bis nach Cortina fort.

Im östlichsten Teil des Tra-i-Sassi-Passes, wo der steile Abstieg nach Falzarego hinabführt, gibt es mehrere Stellen in unmittelbarer Nähe des Baches, wo das Zusammenstoßen der beiden Bruchflügel am Bach aufgeschlossen ist.

Ein besonders lehrreicher Aufschluß kommt in den Cassianer Schichten unterhalb Lagazuoi im Osthang des Passes vor.

Das Profil wird hier angegeben:

Hangendes: Schlerndolomit (2300 *m*).

4 *m* dickbankiger, dolomitischer Kalk, teilweise mit Korallenröhren,

18 *m* plattige, gelbe oder blaugraue Kalke und Mergel mit Bivalven (*Myophoria Whateleyae*, *Myophoricardium* sp.), nach oben mit braunem oder braungelbem, sandigem Plattenkalk mit verkohlten Pflanzenstengeln in Wechsellagerung,

7 *m* dickbankiger Cipitkalk, voll von Sphärokodien und Crinoidenresten *(Sphärocodium Bornemanni)*,
8 *m* dunkler, grober Breccienkalk und Lumachellenkalk mit Einschaltungen von Mergeln (Bruchstücke von dickschaligen Mollusken u. a. [*Trigonodus rablensis, Myophoricardium lineatum, Avicula Tofanae, Cassianella decussata*]),
20 *m* massiger, dick gebankter, heller Cipitkalk mit unebenen Schichtflächen, eine hervorragende Felskuppe bildend (Sphärocodien, *Cidaris*-Bänke, *Cassianella decussata, Cassianella Beyrichi, Cucullaea impressa, Avicula* sp., Gastropoden),
15 *m* Wechsellagerung von Cipitkalk, Tuffkalkbreccien und Tuffschiefern,
10 *m* Mergel und Mergelkalk, nach unten tuffös.
(Unterer Teil des Abhangs bedeckt.)

Diese interessante Schichtenfolge enthält manche Versteinerungen, die sowohl in Cassianer wie auch in Raibler Schichten vorkommen. Sie stellt eine typische Mischfauna dar, wie diese in den Pachycardientuffen der Seiser Alpe vorkommt.[1])

Die tieferen tuffösen Breccien und schiefrigen Bänke sehen den Pachycardientuffen sehr ähnlich.

Mit Ausnahme dieser tieferliegenden Schichten zeigt nun die Reihenfolge merkwürdig wenig Tuffgehalt. Ganze Gruppen sind tufffrei und auch die Cipitkalke enthalten nur wenig.

Das Maßgebende für die Beurteilung des Alters ist das Zusammenvorkommen von dickschaligen *Trigonodus*- und *Mysidioptera*-Arten mit den kleinen Stuores-Cassianer Typen in den Breccienkalken und Mergeln. Demnach dürfte die Gruppe am besten in die oberen Cassianer Schichten dieser Gegend einzureihen sein.

Immerhin weist sowohl das Vorkommen der Sphärocodienbänke wie die Versteinerungen im sandigem Plattenkalk auf eine enge Verwandtschaft mit den „Anoplophora Schichten" von Heilig Kreuz hin, die als ein höheres Niveau anerkannt sind.

Es sollen nun die Lagerungsverhältnisse zwischen dem Schlerndolomit und den Cassianer Schichten kurz besprochen werden. Es handelt sich um das Alter der Schichten im Liegenden des Schlerndolomits vom Lagazuoigebirge entlang der ganzen Westwand von Tra i Sassi bis zum Rio Sarè. Wegen der starken Verschüttung liegen aber nur wenige Anhaltspunkte vor.

An der Südwand setzt sich das angegebene Profil mit einigen Abänderungen bis zum Passo di Valparola fort. Der obere dolomitische Kalk geht gegen W bald in Schlerndolomit über; die plattigen Kalke liegen fast durchwegs unter dem Schutt; erst die Cipitkalke und Breccienkalke bilden einen bestimmbaren Horizont, der sich unter der Steilwand bis oberhalb von Lago di Valparola verfolgen läßt.

Nördlich davon bildet dieser Horizont den untersten Teil der Steilwand. Es kommen an der Basis gleich die wechsellagernden, weicheren Gruppen von Mergeln, Mergelkalken und Tuffbreccien vor.

Es folgen am Cimro di Guerra herum eine Gruppe von Tuff, tuffösem Mergel, unreinem Kalk und gelbem Cidariskalk und darunter

---

[1]) Vgl. Aul. Gröden-, Fassa- und Enneberg, 1927, Bd. II, Tabelle der karnischeo Stufe, S. 89, wo die systematische Stellung der Cassianer Schichten als eine untere Abteilung der Raibler Schichten im Sinne von Wöhrmann dargestellt wird.

bis zum Rio Sarè die tieferen Cassianer Schichten. Nirgends aber ist der Kontakt mit dem Schlerndolomit der Steilwand gut aufgeschlossen.

Auf der anderen Seite des Sarèbaches stehen Wengener Schiefer in einigen Aufschlüssen an. Der Schlerndolomit keilt auf dieser Seite des Baches nach N zu aus. Es gibt hier keine Spur von Cassianer Mergeln. Unterhalb der Steilwand ziehen sich Moränen durch. Auch da findet man keine Bruchstücke von typischen Cassianer Schichten.

Auf ihre Frage teilte der Lehrer Picolruaz in St. Cassian, der viele Jahre hindurch Aufsammlungen von Versteinerungen gemacht hat, der Autorin mit, daß er auf dieser Seite niemals Cassianer Versteinerungen gefunden hätte.

Es scheint also, daß im Westhang von Lagazuoi die Cassianer Schichten vom Schlerndolomit des Lagazuoi- und M.-Sellares-Gebirge unkonform überlagert sind und unter dem Dolomit bald nach O zu auskeilen (Fig. 12 a).

Die Transgression des Dolomits hat von N nach S über immer jüngeren Schichten stattgefunden. Zugleich hat sich der Dolomit gegen S zu viel mächtiger wie im N entwickelt. In etwas tieferem Meeresboden gegen N bezw. NNO sammelten sich mergelige und sandige Schichten, die während der Raibler Zeit, wie unten gezeigt wird, südlich auf dem Dolomit transgredierten.

Das Hochplateau von Lagazuoi.

(Vgl. Taf. IX, Prof. 14.)

Es frägt sich nun: wie waren die Verhältnisse des Schlerndolomits zu den Raibler Schichten im Hangenden? Die grundlegende Arbeit über die Raibler Schichten im Falzagerotal ist die von Koken.[1]) Er hat darin genaue Profile fast aller wichtigen Stellen veröffentlicht.

Hier sollen daher nur die allgemeineren Verhältnisse zur Erläuterung der faziellen Verschiedenheiten angegeben werden, welche von der Autorin an Ort und Stelle beobachtet wurden.

Nördlich und südlich von Rio Sarè, gegen Col di Lodgia im O zu, liegt auf dem Schlerndolomit eine etwa 40 *m* mächtige, auffallend rötliche Gruppe von Raibler Schichten, die sich terrassenartig unterhalb der hohen Steilwände von Dachteindolomit durchzieht.

Sie bestehen aus 1. im Liegenden, plattigem, grünlichweißem Dolomit mit Mergeleinlagerungen, 2. Oolith, Sandstein mit *Myophoria Kefersteini*, ferner sandigen Breccien mit Quarzkörnern. 3. Dolomit- und Kalkbänke, die öfters *Megadolus*-Reste führen und mit bunten Mergeln wechsellagern. 4. Plattigem, crêmefarbigem Dolomit, der unter dem Dachsteindolomit einfällt.

Diese Gruppe setzt sich unterhalb von Punte di Fanes nach SO fort, während im W davon das Hochplateau von Lagazuoi aus Schlerndolomit besteht. In den höheren Lagen des Dolomits sind öfters dünne Einlagerungen von blaßgrünen und roten, tonigen Mergeln vorhanden.

---

[1]) Koken E., Beiträge zur Kenntnis der Schichten von Heiligenkreuz. (Abhandl. Geol. Bundesanstalt, Wien, vol. 16, fasc. 4, 1913).

Am Col Boccia wittern diese mehrfach in horizontalen Klüften aus, die ein wenig schräg zu der Schichtung verlaufen. Ähnliche Einlagerungen wittern mehrfach auf dem Hochplateau südlich von Col Boccia heraus, sowie Bänke voll von Sphärocodien oder von Korallenröhren. Letztere kommen als dünne, linsenförmige Einlagerungen in weißlichem oder hellrosa und weiß gestreiftem Dolomit vor, der im allgemeinen dicht ist.

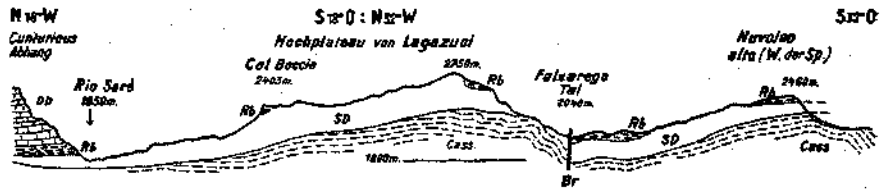


Fig. 12*a*. Profil Lagazuoi-Nuvolao. Maßstab ca. 1 : 75.000.

Diskordante Auflagerung des Schlerndolomits (*SD*) auf Cassianer Schichten (*Cass*), sowie der Raibler Schichten (*Rb*) auf Schlerndolomit. Letzterer wird nach N und S dünn und keilt im N aus. *DD* = Dachsteindolomit, *Br* = Falzarego-Bruch.

Dieser plattige, streifige Dolomit stellt also einen Faziesübergang des Schlerndolomits in die mergel-sandige Raibler Gruppe dar. In einer kleinen Entfernung nach O folgen auf dem dickbankigen Schlerndolomit rötliche und grünliche Steinmergel, Kalkoolith, kalkigsandige Schichten und dunkelgefleckte Sandsteine, in denen verkohlte Reste von Pflanzenstengeln vorkommen. Diese sind bei etwa 2400 *m* südlich des Lago di Lagazuoi sehr gut aufgeschlossen.

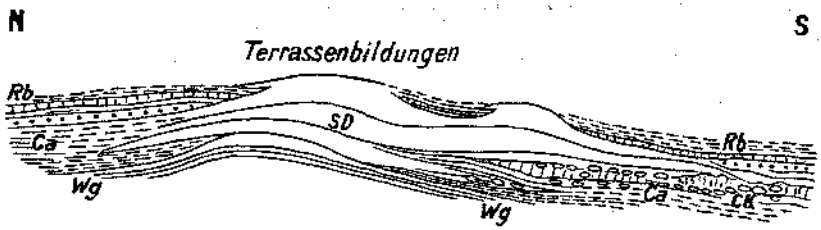


Fig. 12*b*. Schematisches Profil der ursprünglichen faziellen Verhältnisse der Terrassenbildungen von Schlerndolomit (*SD*) zu den angreuzenden mergeligen und sandigen Sedimenten der Wengener, Cassianer und Raibler Gruppen.

CK = Cipitkalkeinlagerungen. (Die Höhen sind gegen die Länge etwas übertrieben.)

Die untere Grenze der Gruppe weist hier gegen den Dolomit eine flache Diskordanz auf. Weiter südlich liegt bei 2530 *m* ein See auf dem untern roten und grünlichen Steinmergel. Der Schlerndolomit des Gipfelgrats von Lagazuoi grande fällt mit einer Flexur nach NO gegen den See zu ein. In einer Rinne parallel mit dem Fallen stoßen die Raibler Schichten mit flachem Winkel gegen Schlerndolomit (Fig. 13).

Man sieht, daß im untern Teil der Dolomit diskordant unter die Mergel am See eintaucht.

Diese Grenze wurde also durch eine Transgression der Raibler Schichten nach S auf dem Schlerndolomit bedingt. Einige kleine Fältelungen in den Raibler Schichten gegen die Rinne sowie das Herausragen des Schlerndolomits im W deuten auf spätere Biegungen hin. Die WNW—OSO streichende Sattelaufbiegung des Dolomits von Lagazuoi-grande wurde hier von einer Querbiegung mit Flexur nach O getroffen. (Fig. 14 *a*). Eine parallele Flexur in gleichem Sinn macht sich auch im Osthang bemerkbar.

Indem der Schlerndolomit von Lagazuoi gegen das St.-Cassian-Tal im W umbiegt, bildet das Hochplateau einen Quersattel. Dieser vertritt die nördliche Fortsetzung des Quersattels von Val Andraz.

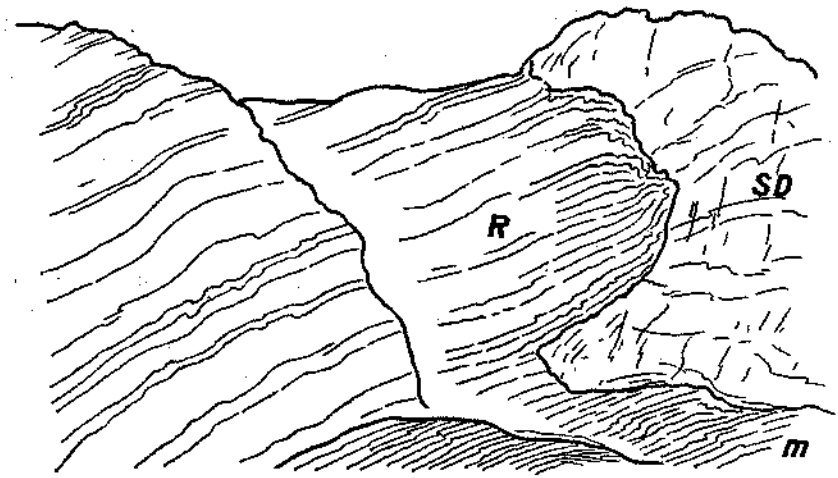


Fig. 13. Skizze einer erodierten Transgression der Raibler Schichten (*R*) auf Schlerndolomit (*SD*) am Lagazuoi-Plateau bei etwa 2560 *m*.
m = Bunte Mergel der Raibler Schichten im Vordergrund.

M. Falzarego.

(Vgl. Taf. IX, Profil 13.)

Dieser Berg ist von Lagazuoi grande nur durch eine tief eingeschnittene Bachrinne getrennt. Der Schlerndolomit bildet ein breites Hochplateau, auf welchem die höheren Lagen des Dolomits gut geschichtet und streifig werden und mit dünnen roten Mergeln und sandigen Schichten wechsellagern. Sie biegen flexurartig nach der Forzella di Travenanzes im N hinab. Dort stellt sich die Mergel- und Sandsteinfazies ein.

Es folgen hier auf dem gutgebankten Schlerndolomit *a)* dunkelrote Mergel; *b)* 2—3 *m* Oolith mit Ammonitenresten; *c)* etwa 5 *m* rötlichbraune, rauhe Breccien, die aus kleinen Stücken von Oolith und Dolomit bestehen und reichlich Quarzkristalle enthalten; einige hellere Bänke führen zerbrochene Reste von Ammoniten; *d)* eine Wechsellagerung von dunklen oder grünlichen Mergeln, plattigen Sandsteinen und glauconitischen, sandigen Kalken; in diesen kommen schlecht erhaltene Schalen von *Trigonodus* und *Myophorien* vor; *e)* buntfarbige Mergel und Kalkbänke mit Megalodonten (Fig. 14 *a* u. *b*).

Die Mergel dehnen sich nach N im Travenanzestal in großer Mächtigkeit aus. Nach oben wechseln sie mit plattigem, weißem und streifigem Dolomit, in dem *Megalodus Hoernesi* und viele Schalendurchschnitte von Bivalven vorkommen.

Der Übergang in Dachsteindolomit findet an mehreren Stellen aus feingebänderten rötlichen oder grauen Mergeln und weißem Dolomit

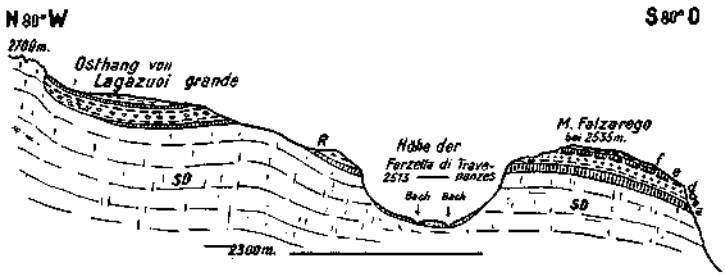


Fig. 14*a*. Profil durch den Steilhang nördlich Passo di Falzarego. Maßstab zirka 1 : 15.500.

SD = Schlerndolomit; *R* = Raibler Schichten: *a* geschichteter Dolomit, *b* sandige Mergel, *c* Sandsteine, Kalkoolith und Breccien, *d* bunte Mergel, *e* Dolomitbänke, *f* bunte Mergel.

statt, die nach oben in hautfeine Streifen übergehen. Der mergelige Gehalt hört dann nach oben auf. Gleich darüber ist der Dachsteindolomit hier mit Algenresten erfüllt. Letztere sind gänzlich in Dolomit umgewandelt und lassen den feineren Bau nicht bestimmen. Ihrer Größe und allgemeinen Form nach gehören sie der bekannten Art *Gyroporella vesiculifera* Gümbel an.

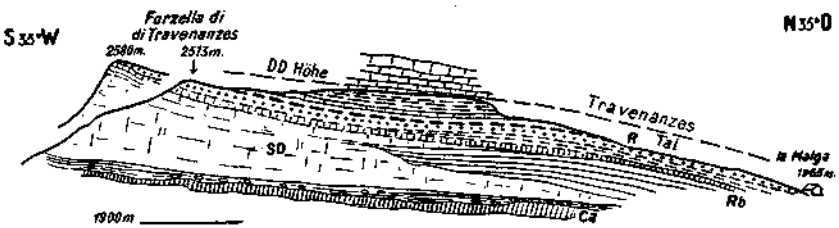


Fig. 14*b*. Schematisches Profil längs des Travenanzestals. Maßstab zirka 1 : 20.000.

Transgression der unteren Raiblergruppe nach S auf Schlerndolomit, flache Sedimentärdiskordanz des Dachsteindolomits (*DD*) auf oberen Raiblermergeln.

Die Mächtigkeit der Raibler Schichten nimmt in der Sohle des Travenanzestals gegen die Malga hin erstaunlich zu. Allein die höhere Mergelgruppe wird mit ihren Kalkeinlagerungen über 120 *m* mächtig (Fig. 14 *b*).

Auf beiden Seiten des Travenanzestals bildet der Dachsteindolomit senkrechte, imposante Felswände, — Tofanagruppe im O und Pte di Fanes und Lagazuoi piccolo im W.

Vorkommen von Liaskalk am Monte Cavallo.

In der Punte di Fanes-Gruppe hat die Autorin ein Vorkommen von Liasschichten beobachtet, das bis jetzt unbekannt war. Sie liegen südlich vom Monte Cavallo am Grate, der von Punkt 2915 *m* nach SW verläuft. Die jüngeren Schichten liegen hier in einer Muldenform, die durch vertikale Brüche im Dachsteindolomit eingesenkt ist. Die Brüche verlaufen NW-SO (Fig. 15).

Der Dachsteindolomit an der Basis geht nach oben in blaßgrünlichen Dolomit über. Mit ihm wechsellagernd sind grobe Breccien von Dachsteinblöcken mit tiefgelben oder grünlichen, dolomitischen Bindemitteln zusammenverkittet.

Diese Breccien gehen nach oben in feine Breccien über, die tiefgelb verwittern. Diese sind sodann von grauem, weißlichem und rotem Kalk gefolgt, in denen nach oben ziegelrote Mergel als dünne Einlagerungen

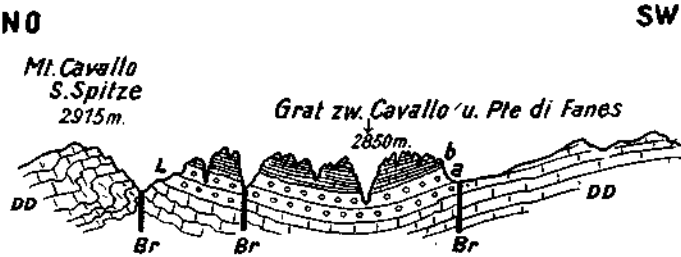


Fig. 15. Profil (von N gesehen) durch den Einbruch der Scholle von Lias (*L*) und Dachsteindolomit (*DD*) am Grat südlich von Monte Cavallo. Maßstab ca. 1 : 8000. *a* = Liasbreccien, *b* = Liaskalk und Mergel, *Br* = Brüche.

vorkommen. Der Kalk ist manchmal kristallinisch, aber nicht knollig. Von Versteinerungen wurden nur schlechte Stücke von Terebrateln *(T. dubiosa)* gefunden.

Die NW—SO-Brüche setzen sich NW gegen M. Faibun weiter fort, wenden sich aber vom Monte Cavallo nach O gegen Val Travenanzes um.

Col dei Bos und Rozesalpe.

(Vgl. Taf. IX, Profil 15.)

An der Südecke von „Tofana I" kommen die bekannten Fundstellen für Raibler Versteinerungen von Col dei Bos und Rozesalpe vor. Sie zeichnen sich außerdem durch einen günstigen Einblick in die gegenseitigen Verhältnisse des Facieswechsels der Dolomit- und Mergelkeile aus.

Die Raibler Schichten bilden mit ihren herausragenden Bänken von Kalk und Dolomit die steile Böschung unterhalb der Felswand von Tofana I. Im untersten Teil kommt eine etwa 30—35 *m* starke Entwicklung von hellem brecciösem Kalk und plattigem Dolomit mit nur geringen mergeligen Zwischenlagen vor. Diese bilden eine Felswand, die die Rinne von Col dei Bos herunter überquert und westlich gegen

M. Falzarego zu in etwa 2200 *m* durchstreicht. Man findet stellenweise darin die Reste von großen Bivalven.

Östlich von der Rinne und unterhalb dieser Wand kommt an der höchsten Serpentine einer Kriegsfahrstraße ein Aufschluß vor, der erst infolge des Straßenbaus eröffnet wurde.

Man sieht im Liegenden des plattigen Dolomits:

a) eine dünne Lage von feinem Breccienkalk, rostigbraun und orange verwittertem sandigem Kalk mit Abdrücken von verkohlten Pflanzenstengeln (vgl. *Schizodendron*, Eichwald);

b) dunkle Kalke, die nach unten tonig und blaugrau werden und Bruchstücke von fossilem Fichtenharz enthalten. Einige Lagen sind voll von kleinen Pflanzenresten;

c) dunkelgrauen Mergel mit *Ostrea montis caprilis;*

d) dunkle Kalke und tonige Mergel;

e) harter Kalk mit Cidarisstacheln und Korallenröhren;

f) oolitischer Kalk und dunkler Kalk mit Bivalvenresten *(Trigonodus rablensis, Physocardia Ogilviae, Pecten indistinctus).*

Die tieferliegenden Schichten im Hange sind

g) dunkle Kalke und Mergel und glaukonitische Bänke, in denen lange Stengel und andere Reste von Pflanzen vorkommen.

Diese Gruppe von Raibler Schichten bildet bei der Rozesalpe das Hangende einer Felswand, die aus Schlerndolomit besteht und etwa 60 *m* mächtig ist. Nach Monte Falzarego im W keilt sie aber in der Steilwand von Schlerndolomit aus, die hier an Mächtigkeit zunimmt.

Bei der Rozesalpe weist der Dolomit bald Änderungen auf. Er verliert die poröse, zuckerkörnige Beschaffenheit, geht in dolomitischen Kalk über und wird von eingeschalteten Mergeln unterbrochen. Diese nehmen nach unten überhand und wechsellagern mit Breccienkalk und Lumachellenkalk und gleich darunter mit hartem, gelbem Kalk. Dieser ist teils von Sphärocodien-, teils von Krinoidenresten ganz erfüllt.

Sie sind den Bänken im Liegenden vom Schlerndolomit des Lagazuoi an dem Tra-i-Sassi-Paß ganz ähnlich. Auch sind darin manche Versteinerungen gemeinsam, z. B. *Physocardia minor*, *Myophoria decussata* Aviculiden u. a.

Unter ihnen kommen blockförmige Cipitkalke vor, die eine Felsstufe bilden. Das Liegende davon sind Mergel und Mergelkalke, in denen von Versteinerungen sowohl die dickschaligen Bivalven wie die kleinen Bivalven und Schnecken vom Cassianer Typus auftreten.

Die Reihenfolge unterhalb des Schlerndolomits dürfte demnach als eine obere Cassianer Mischfauna zu bezeichnen sein.

Bei der Rozesalpe gibt es also einen merkwürdig raschen Faciswechsel von Schlerndolomit in sandige, mergelige und kalkige Gesteine des Raibler und Cassianer Alters (Fig 14 *b*). Der Lage nach wären diese auf der Nordabdachung einer Terrassen-Riffbildung von kalkig-dolomitischem Gestein angesammelt, die während der oberen Cassianer und Raibler Zeit in Lagazuoi, Sett Sass, Sasso di Stria, Nuvolao und östlich von Nuvolao stattfand.

Es wurde schon oben gezeigt, daß nach N diese Bildung im Gebiet von Rio Sarè und gegen Stuores zu rasch auskeilte.

Col Gallina und Nuvolao.

(Vgl. Taf. IX, Profile 13, 15.)

Die Cassianer Schichten sind am Nordabhang des oberen Falzaregotals großenteils von Schutt und Wald bedeckt. Unterhalb der Rozesalpe sind sie dagegen fast bis zur Straße aufgeschlossen.

An der Straße selbst stehen die Raibler Schichten an und bilden das Liegende des Dachsteindolomits von Cinque Torri. Dieser dehnt sich am Südhang des Tals zwischen 2366 und 1900 *m* Höhe, also in ziemlich tiefer Lagerung aus. Im Tale verläuft der obenerwähnte Falzaregobruch von Tra i Sassi her, an dessen Südflügel die Schichten abgesenkt sind (Fig. 12 *a*).

Die faziellen Verhältnisse zwischen den Raibler Schichten und dem Schlerndolomit sind in der Südscholle mit jenen von Lagazuoi-grande und Mt. Falzarego sehr ähnlich. Da mir nur wenig Platz zur Verfügung steht, muß ich hier auf eine nähere Beschreibung verzichten und auf die Karte und Profile hinweisen.

Diese zeigen, daß die kalkig-dolomitische Terrassenbildung am Südhang von Col Gallina und Nuvolao dünner wird und deuten darauf hin, daß die Südgrenze sehr nahe daran lag. Gleich im S erstreckt sich das breite Tuffgebiet der obern Buchensteiner und Wengener Zeit, wo sich noch in Cassianer Zeit Tuffkonglomerate ansammelten.

Offenbar entwickelte sich nördlich davon ein O—W-Gebiet von erhöhten submarinen Terrassen, öfters teilweise sumpfig, teilweise zur Erosion bloßgestellt, wo Riffbildung stattfand, während in lokalen Vertiefungen mergelige und sandig-kalkige Schichten zur Ablagerung kamen.

Pocol und Romerlo Gebiet.

(Vgl. Taf. IX, Profil 16.)

Die Züge von abgesunkenen Raibler Schichten und Schlerndolomit, welche hauptsächlich die Nuvolaokette aufbauen, überqueren den Falzaregobach gleich östlich davon und setzen sich in die schmale Felswand von Pocol und Crepa-Belvedere weiter fort. Der Bach mündet in den Costeanabach ein, der südlich der Feldwand fließt.

Der O—W-Bruch des oberen Tales setzt sich dagegen nördlich der Felswand fort. Es stoßen an ihm noch die Cassianer Schichten im Nordflügel gegen die Raibler Schichten des abgesenkten Südflügels. Bei Pocol wendet sich der Bruch in Nordostrichtung. Im N des Bruchs sind einige lokale Senkungen vorhanden, die Mojsisovics als „Abrutschungen“ aufgefaßt hat (Dolomitriffe 1879, S. 257 und 258). Obwohl große Rutschungen dort noch heutzutage in Bewegung sind, gab die Autorin schon 1893—1894 der Meinung Ausdruck, daß es sich hier ursprünglich um Brüche handelte, die infolge der Querfaltung des Gebiets entstanden sind. Die einzelnen Versteinerungszonen sind dadurch sehr verschoben worden.

Wir dürfen für das Vorkommen der Versteinerungen das Profil der Rozesalpe als maßgebend betrachten. Bald östlich davon sind an der

Fontana-negra-Schlucht die fossilführenden Myophorienschichten an der Basis der Hauptsteilwand aufgeschlossen. Die Sandsteine sind hier in ihren höheren Lagen feinkörnig und oft weich; sie enthalten wenig Quarz. Erst etwas tiefer kommen die rauhen, quarzreichen Sandsteine vor. Darunter treten gelbe *Cidaris*-Kalke, dunkle tonige Kalke mit Kohlenresten und Erz, schwarze Letten, dunkle Mergel und splittrige Kalke auf, die besonders fossilreich sind. Diese Kalke werden im Liegenden sehr sandig und gehen in einem bei 2088 *m* vorspringenden Hügel in hellen dolomitischen Kalk über, der den Ausläufer des Schlerndolomits vertritt.

Östlich von Fontana negra ist der dolomitische Kalk nicht vorhanden. Eine breite Zone von Moränenschutt zieht sich längs der Steilwand nach O hin. Östlich stoßen die Raibler Schichten nach Pomedes zu gegen Dachsteindolomit. Der Dolomit ist abgesenkt und bildet östlich des Bruchs schroffe Felsen.

Etwas tiefer stoßen die Cassianer Schichten oberhalb und unterhalb von Vervei (Verviers) im O gegen die Raibler Schichten des abgesenkten Ostflügels. Der Bruch wendet sich hier nach OSO und kommt mit dem Falzaregobruch zusammen.

Die abgesenkten Raibler Schichten bilden unterhalb der Felsenwand von Pomedes einen Steilhang, der sich nordwärts hinzieht. Der Hang ist im höheren Teil bewaldet. Hier kommen einige Aufschlüsse vor, in denen man die Megalodontenhorizonte feststellen kann.

Dieser Teil bricht gegen eine ausgedehnte Moränenzone ab. Die versteinerungsreichen Sandsteine und Kalke mit *Myophoria Kefersteini* u. a. sind teilweise stehengeblieben, teilweise herunter gestürzt.

Weiter nördlich gegen Romerlo zu wittern etwas tiefer an einem grasbedeckten Hügel (1733 *m*) gelbe, sandige Oolithe und braune, sandige Kalke aus, in denen dickschalige Bivalven reichlich enthalten sind. Die *Trigonodus*- und Physocardientypen überwiegen *(Trigonodus rablensis, Trigonodus Bittneri, Physocardia Ogilviae;* kohlige Pflanzenreste usw.).

Es kommen auch Kalkkonglomerate, Breccienkalke mit Lumachellenbänken und sandige, plattige Kalke mit Sphärocodien sowie gelb verwitternde Kalke vor, die stellenweise von *Cidaris*-Resten erfüllt sind. Unter den Korallen kommen größere Einzelformen häufig vor: *Montlivaltia obliqua, Margarophyllia crenata.* Dieser Kalk zeigt sich oftmals rötlich oder rostbraun gefärbt und führt in mehreren Lagen dickschalige Bivalven: *Mysidioptera Emiliae, M. incurvostritata, M. acuta,*

Als das Liegende dieser Schichtengruppe stehen längs des Steigs unterhalb des Hügels dunkelrote und grünliche Mergel an, die unmittelbar auf dunklen Mergeln und Mergelkalken liegen, in denen kleine Brachiopoden, Ammoniten und Gastropoden vom Cassianer Typus enthalten sind. Die *Naticiden* sind besonders häufig. Nach unten wechsellagern mit diesen gelbe Cidariskalke sowie harte, graue Breccienkalke mit Tuffeinmengung, an welchen mancherlei Bivalven auswittern.

Folgende Versteinerungen wurden auf der Wiese und in Bachrinnen gefunden: *Cidaris dorsata, decorata, Hausmanni, alata* u. s. w.; *Thecosmilia sublaevis,* Mnst., *Montlivaltia obliqua,* Mnst., *Montlivaltia radici-*

formis, Mnst., *Isastraea Gümbeli*, Lbe., *Elysastraea Fischeri*, Lbe., *Cladophyllia gracilis*, Mnst. sp., *Margarophyllia ornata*, Mnst. sp.; *Epitheles astroites*, Mnst sp., *Stellispongia manon*, Mnst. sp.; *Rhynconella subacuta*, Mnst. sp.; *Amphyclina amoena* Bittn., *Spirigera Wissmanni*, Mnst.; *Cassianella decussata*, Mnst. sp., *Cassianella englypha*, Lbe., *Palaeoneilo elliptica*, Goldf. sp., *Pachycardia f. rugosa*, Hauer; *Natica subelongata*, d'Orb., *Natica angusta*, Mnst., *Natica impressa*, Mnst., *Natica tyrolensis*, Lbe., *Chemnitzia solida*, Koken, *Chemnitzia gracilis*, Mnst., *Loxonema subpleurotomaria*, Mnst. sp., *Ptychostoma pleurotomoides*, Wissm., *Pleurotomaria Calypso*, Lbe., *Trochus*, sp.; *Nautilus linearis*, Mnst. sp., *Trachyceras aon*, Mnst.

Da in den dunklen Mergeln so viele Leitfossilien der Cassianer Schichten vorhanden sind, hat die Autorin in der geologischen Karte die Grenze zwischen den Raibler und Cassianer Schichten unterhalb der bunten Mergeln gezogen.

Die Schichten im Liegenden des dunklen Mergel- und Mergelkalks sind größtenteils tuffreiche Mergel und plattige, unreine Mergelkalke mit Kalziteinlagerungen. Erst weiter unten kommen wieder *Cidaris*-Kalke und helle Mergelkalke vor.

Das Sammeln in zwei Bachrinnen in den Wiesen zwischen den grünen Hügeln von Romerlo und der Ortschaft Lacedel hat eine Menge Cassianer Versteinerungen ergeben.[1]) Die Stücke sind im allgemeinen sehr abgerieben.

Die Wengener Schiefer mit *Daonella Lommeli* sind in den Bächen neben Lacedel zu finden.

Diese Schichtengruppen am Abhange von Romerlo stoßen gegen N an eine zweite große Absenkung des Dachsteindolomits und der Raibler Schichten an. (Taf. IX, Profil 16).

Der Dolomit der abgesenkten Scholle bildet das bewaldete Hügelland von Col Druscie (1778 *m*). Die Schichten fallen bergaus und der Dolomit liegt als ein Denudationsrest auf Raibler Schichten. Wo diese in den Wiesen nahe am Ampezzotal anstehen, gibt es ein paar gute Fundplätze von Megalodonbänken. Die Myophorienschichten sind hier dagegen nicht gut aufgeschlossen.

Die tieferen Schichten liegen vielfach im Wald. Es kann hier nirgends das Vorkommen von anstehenden Schichten unterhalb des Hanges mit den Raibler Schichten gesehen werden.

Dieser zweite NW-SO-Bruch setzt sich nicht über das Ampezzotal fort. Möglich ist es, daß er, wie der Verveibruch, den Hauptbruch trifft, angenommen, daß dieser sich etwas weiter als bis zur Nordecke des Schlerndolomits von Crepa-Belvedere hinzieht.

Mojsisovics hat die Vermutung ausgesprochen, daß der Hauptbruch von Crepa-Belvedere nach S umwendet und im Tal verläuft. Es kann aber hier nichts nachgewiesen werden. Möglich ist es, daß gegen Lacedel der Falzaregobruch ausklingt.

Der Hauptzug der Tektonik in dem soeben beschriebenen Westhange des Ampezzotals ist die großartige östliche Abbiegung der Dach-

[1]) Die Untersuchung des gesammelten Materials ist noch nicht zu Ende gebracht.

steindolomitplatte des Tofanagebirges. Diese ist in den Wänden von Tondi di Cianderau und la Cesta sehr schön ausgebildet.

Die Absenkungen des Dachsteindolomits bei Pomedes und Col Druscie haben im gleichen Sinn stattgefunden. Die Brüche hängen mit einer wahren Gebirgsfaltung zusammen, die die große Masse des Gebirges nach O zu in eine Quermulde abgelenkt hat (Fig. 16). Die Beobachtungen weisen auf das verhältnismäßig junge Alter solcher Querverbiegungen hin.

IV. Teil: Das Gebiet von Cortina d'Ampezzo.

Mojsisovics hat in seiner Beschreibung des „Gebirgsstocks des Monte Cristallo" den Bau der Gegend von Ampezzo beschrieben (Dolomitriffe 1879, S. 294—296). Er hebt den Grundzug der Tektonik mit folgenden Worten hervor: „Die Gegend zwischen Ampezzo und dem Joche Tre Croci fällt mit einem Luftsattel zusammen, dessen nördlicher Schenkel der Pomagagnon und dessen Südflügel die Sorapissgruppe ist." Er erklärte weiter, daß das Pomagagnongebirge im O und die Tofanagruppe im W des Ampezzotals nur durch Erosion getrennt sind, obwohl er, wie schon erwähnt, meinte, daß südlich von Cortina der Falzaregobruch in Südrichtung durch das Tal verlaufen dürfte.

Für die Zwecke dieser Arbeit war es notwendig, das Wiesenland von neuem aufzunehmen, weil damals Mojsisovics in seine Wengener Schichten größtenteils auch höhere Schichten einbezogen hatte, welche von der Autorin auf Grund ihrer Versteinerungen als Cassianer ausgeschieden wurden (Aut., Wengen und Cassian Strata, 1893).

Der Vergleich dieser Gegend mit den klassischen Gebieten im W für die Cassianer Versteinerungen wird hoffentlich durch die beiliegende geologische Karte erleichtert. In der Übersichtskarte (Fig. 16) sind die Namen der Hauptlokalitäten angegeben.

Als Wengener Schichten bezeichnet die Autorin nur die gut bestimmbare Gruppe von dunklen Schiefern mit *Daonella Lommeli, Posidonia Wengensis* und dunkelblauen, tuffigen Schiefer oder sandigem Schiefer, unreinem Kalk mit vielen Pflanzenresten sowie Daonellen und Posidonien. Diese Gruppe kann noch in den Bächen hinter Cortina d'Ampezzo konstatiert werden, obwohl einige der besten Fundstellen für Daonellen heute verbaut worden sind.

In der teils bewaldeten, teils grasbedeckten Terrasse gleich östlich von Cortina folgen darauf: Graubraune Kalkmergel und oolitische Gesteine, die mit dunkelblauen plattigen Mergeln und Schiefern wechsellagern. In diesen kommen noch *Posidonia Wengensis* und die kleinen Brutformen *„Avicula globulus"* vor. In denselben Schichten treten auch *Nucula lineata, Natica plicatilis* und andere kleine Bivalven und Gastropoden der Cassianer Fauna auf.

Diese Schichten geben nach oben in harte *Cidaris*-Kalke über, die voll von *Cidaris*-Stacheln sind. Auf den rauhen, grau oder gelbverwitternden Oberflächen wittern kleine Brachiopoden und Gastropoden und einzelne Korallenformen aus *(Koninckina Leonhardti, Turritella*

similis, *Isastraea Gümbeli* u. a.). Diese bilden stellenweise einzelne kleine Felskörper vom Aussehen des Cipitkalkes. Einige davon stehen NW von Alvera bei etwa 1400—1440 *m* an.

Diese ganze Gruppe besitzt eine bemerkenswerte Ähnlichkeit mit der Entwicklung des unteren Teiles der Cassianer Schichten in der Ruoneswiese im St.-Cassian-Gebiet.

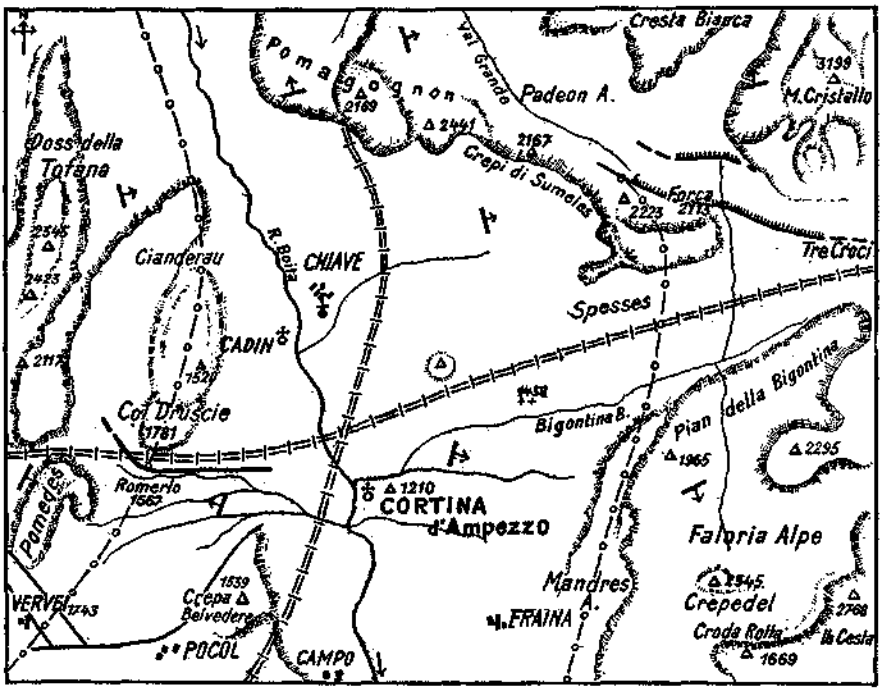


Fig. 16. Übersichtsskizze der Faltungen in der Umgebung von Cortina d'Ampezzo.

= Längs- und Quersattel-Züge
= Quermulden-Züge
= Quer-Streichen und -Fallen
= Längs-Streichen und -Fallen
= Störungen
= Überschiebungen

Oberhalb von Alvera verbreitert sich die weichere Gesteinsgruppe, die den fruchtbaren Boden des Cortina-Wiesenlandes liefert. Zunächst kommen dunkle Tuffe und tufföse Mergel und Mergelschiefer mit vielen dünnen Kalzitbänken. Nach oben treten mit diesen in Wechsellagerung blauschwarze, plattige Mergelkalke mit Pflanzenresten, hellgrauer wulstiger Kalk und rotbrauner Kalk auf. Diese Kalke sind ziemlich fossilarm. Die Mergel und Mergelkalke liefern öfters kleine Ammoniten. Darin wurden gefunden *Badiotites Eryx*, sowie *Cardita crenata* und mehrere abgeriebene Gastropoden und Bivalvenschalen. Unter den Gastropoden wurde niemals die Art *Rhaphistomella radians* gefunden, die in so großer Zahl am Stuoreshang vorkommt.

Bei etwa 1640 *m* beginnt im Hang westlich von Spesses eine Steilstufe, die großenteils bewaldet ist. Es stehen hier an der Basis in Wechsellagerung Mergel und Mergelschiefer, dunkle Kalke mit Kalzitadern und harte Breccienkalke an. Letzterer führt *Cidaris*-Reste und dickschalige Bivalven (u. a. *Avicula Tofanae, Avicula Cassiana, Myophoria decussata*). In den Mergeln kommen noch kleine Ammoniten vor, (u. a. *Trachyceras aon, Trachyceras Jägeri, Arcestes bicarinatus*).

Im Wald sind etwa zwischen 1660—1720 *m* stellenweise größere Aufschlüsse von braungelbem, grobkristallinem Krinoidenkalk entblößt, dessen verwitterte Oberflächen voll von *Cidaris*-Stacheln sind.

Es folgt darüber fast durchwegs nach O und W ein breites, verschüttetes Terrain, über welchem sich erst bei 1800 *m* eine Wand von Schlerndolomit erhebt. Die Liegendschichten des Dolomits konnten nirgends entdeckt werden. Die Schichtenlücke hat eine Mächtigkeit von etwa 60 *m*.

Der Krinoidenkalk läßt sich ostwärts verfolgen. Mitsamt den fossilführenden Mergeln und Kalken des Liegenden überquert diese Gruppe den Bigontinabach unterhalb der Felswand von Pian della Bigontina. Er bildet hier am Südhang bei 1620 *m* eine Stufe, über welcher die Schutthalden liegen und unter welcher sich eine alte Moränenterrasse ausbreitet. Erst weiter südlich kommt unterhalb der Steilwand von M. Casa di Dio an ein paar Stellen die Auflagerung derselben auf den Cassianer Schichten zum Aufschluß.

Nördlich von den Frainahäusern springt eine Terrasse (bei Punkt 1341 *m*) vor, auf welcher Breccienkalke mit dickschaligen Bivalven anstehen. Sie weisen den gleichen Gesteinshabitus wie die Breccien bei Vervei auf. Unter den Versteinerungen kommen die nämlichen Aviculiden sowie *Cassianella Beyrichi* und Bruchstücke von *Mysidioptera* und *Trigonodus*-Arten vor.

Man kann diesen Zug mit der Mischfauna von Cassianer und Raibler Arten gegen Fraina zu verfolgen und östlich von Fraina einen kleinen Steig benutzen, der zur Raibler Terrasse über die Steilwand führt.

Die Breccienkalke sind von Mergeln und Mergelkalken gefolgt, in denen kleine Ammoniten und Brachiopoden vorkommen (*Protrachyceras basileus, Spirigera* sp.).

Die Krinoidenkalke befinden sich im Hangenden und sind viel weniger mächtig wie am Nordhang. Es kommen bald darauf dunkle Tonschiefer und eisenhaltige rostbraune Tonmergel, die nach oben von Mergeln, Breccienkalk und hellgelben *Cidaris*-Kalk überlagert sind. Die dickschaligen Bivalven wittern an den Oberflächen der Kalkbänke aus, während aus den weicheren Schichten kleine Gastropoden und Bivalven sich loslösen.

Die Aufschlüsse sind sehr gering, immerhin weisen die Versteinerungen auf eine Cassianer-Raibler Mischfauna hin.

An der Basis der Steilwand stehen plattige Kalke an, die mit Mergelkalk wechsellagern. Diese gehen nach oben allmählich in grauen, dickbankigen Kalk mit knolligen Oberflächen über. Es kommen in diesen einige Kohlenreste vor. Bald schieben sich darin dünnplattige Kalklagen ein. Die dickgebankten Kalke werden nach oben weniger knorrig und

zugleich kristallinisch und öfters porös. Die Bänke weisen noch in sich eine feinere Gliederung auf. Die Gesteinsproben daraus sind bald dolomitisch, bald kalkig.

Keine Versteinerungen wurden darin gefunden. Nach oben wird die Schichtung regelmäßig dünnplattig. Die Steilwand erreicht hier eine Mächtigkeit von nur 30 *m*.

Auf der Terrasse darüber setzten sich ganz ähnliche, dünnplattige Ablagerungen weiter fort, aber das Gestein ist nicht kristallinisch. Hier ist ein mergeliger, plattiger Kalk mit rötlichen, gelblichen und grünlichen Steinmergeln in Wechsellagerung. Es kommen auch feine, tonige Lagen vor und das Gestein weist ganz den Raibler Typus auf.

Diese Gruppe ist etwa 10 *m* mächtig und wird von wechsellagernden, blaugrauen, tonigen Kalkplatten mit tonigen Zwischenlagen bedeckt.

Es folgt nun eine auffallende Entwicklung der bunten Mergel. Die Farben sind besonders lebhaft und die Schichtung regelmäßig dünn. Mitten in der gestreiften Schichtenfolge ragen blendend weiße Bänke von Dolomit und Kalk hervor.

Darauf folgt noch eine Gruppe von plattigem Dolomit, sodann wieder bunte Letten und Mergel. Diese höheren buntfarbigen Gruppen sind etwa 60—80 *m* mächtig.

Der Übergang zum hangenden Dachsteindolomit findet sehr allmählich statt. Es schieben sich plattige Dolomite ein, die Letten und Mergel werden sehr dünn, dann kommt ein feinstreifiger Dolomit und darauf das poröse kristallinische Gestein.

Nur sehr selten sind Versteinerungen in dieser Entwicklung der Raibler Schichten zu finden. Selbst die *Megalodon*-Bänke, die im Tofanahang reichlich vorkommen, scheinen hier zu fehlen. Am Nordhang am Crepe de Zumeles, wo nach Koken die Reihenfolge der Raibler Schichten sehr ähnlich ist, sollen die Versteinerungen auch äußerst selten sein (l. c. „Schichten des Heiligen Kreuz" 1913).

Die 30 *m* mächtige Kalkwand des soeben beschriebenen Profils wird gleich im S schwächer. Es schieben sich unter den Kalkbänken rote und grünliche Mergel ein, so daß die Entwicklung bald in eine untere Stufe der Raibler übergeht.

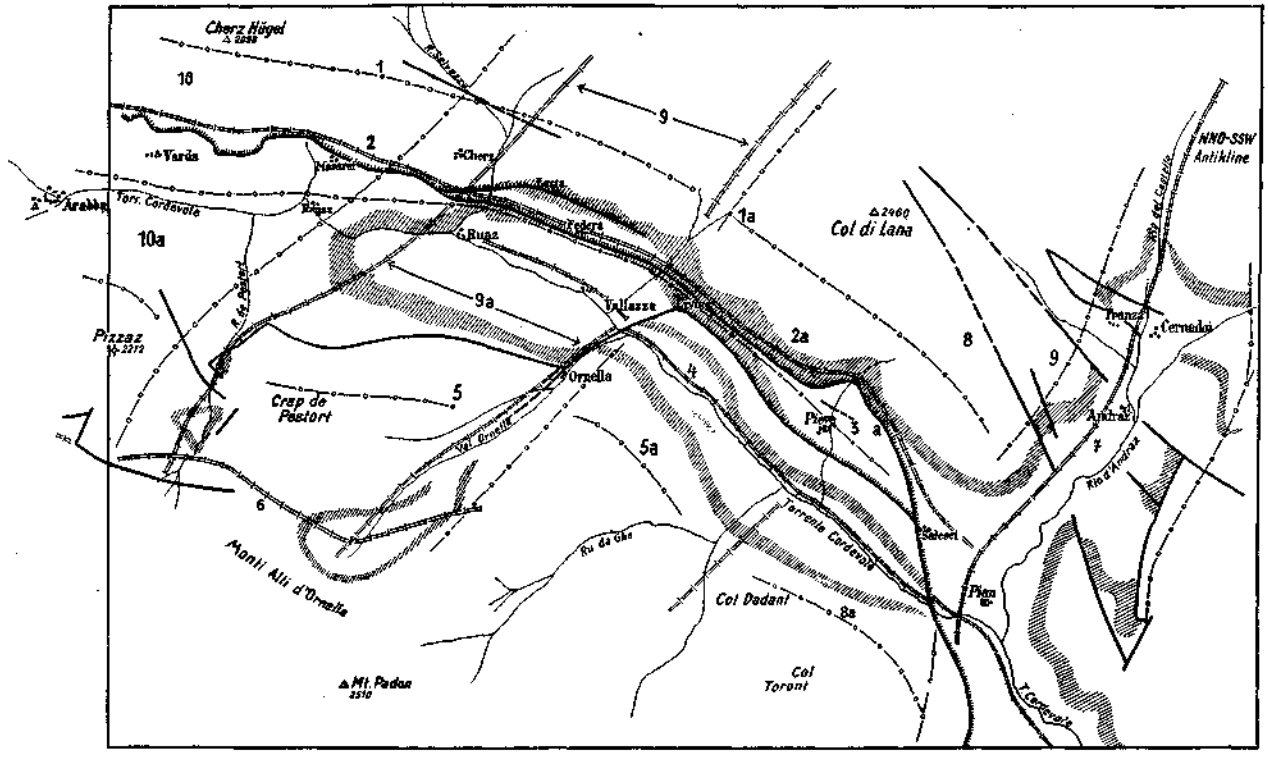
Nach O dagegen nimmt diese Wand unterhalb der Alpe Faloria in der Mächtigkeit stets zu. Das Gestein wird ein typischer Schlerndolomit und bildet südlich von Tre Croci das breit ausgedehnte Plateau von Pian della Bigontina.

Es wird also klar, daß die Dolomit- oder Kalkwand nördlich und südlich des Cortina-Wiesenlandes das Hangende einer durchziehenden oberen Cassianer Zone bildet, in welcher eine Cassianer-Raibler Mischfauna vorkommt.

Der Hauptzug im Faltungsbild der Gegend ist die Längsantikline oder der „Luftsattel", wie dieser von Mojsisovics beschrieben wurde. Es gibt aber noch mehrere andere Verhältnisse, die auf spätere Querdeformationen hinweisen.

Westlich vom Boitatal verläuft im Dachsteindolomitgebirge eine großartige Ostflexur. Der abgebogene Dolomit ist von NW-SO-Brüchen zerrissen und gemeinsam mit den liegenden Schichten ungleichmäßig

Tektonische Übersichtsskizze des Livinallongotals (oberen Cordevolegebietes).



Sattelzüge — Muldenzüge — Störungen — Überschiebungen

a = Hauptstörungszone (Buchensteinüberschiebung), b = Livine-Quetschzone, c = Lasta-Quetschzone, ///// = Unterer Muschelkalk angedeutet. Längsfaltungen: 1, 1a = Cherzmulde, 2, 2a = Buchensteinsattel, 3 = Pieremulde, 4 = Cordevolesattel, 5, 5a = Crap de Pestort-Mulde, 6 = Belvederesattel. Querfaltungen: 7 = Sattel von Val Andraz, 8, 8a = Mulde von Col di Lana und Ru da Ghe, 9, 9a = Sattel von Federa und Ornella, 10, 10a = Mulde von Partados.

eingesenkt. Gegen das Tal zu biegt die Schichtenmasse wieder auf. Die Cassianer und Wengener Schichten bilden im Talgehänge einen flachen Quersattel, der nach O langsam sinkt (Fig. 16).

Die Störungen nördlich von Tre Croci stehen mit der verwickelten Faltungszone der Val Grande in Beziehung und werden in dieser Arbeit nicht besprochen. Da ich noch mehr Vergleichsmaterial in den Raibler und Cassianer Schichten aufsammeln möchte, wird auch später das Nähere über die Versteinerungen berichtet.

Druckfehler der Karte.

Die rote Störungslinie östlich von Lagazuoi Grande und südlich am Punkte 2571 *m* ist irrtümlich eingetragen.

Zur Geologie des Quellengebietes der Bregenzer Ache.

Von Theodor Benzinger.

(Mit 2 Tafeln, Deckenprofil, Deckenkarte und 12 Abbildungen.)

Einleitung und Geschichte der geologischen Erforschung.

Das Gebiet, welches der Gegenstand der vorliegenden Untersuchung ist, liegt dort, wo die Quellbäche des Lechflusses, der Iller und der Bregenzer Ache sich einander nähern. Teile von ihm zählen noch zu den Allgäuer Alpen, der Süden gehört den westlichen Lechtaler Alpen an, und die nordwestlichen Bergketten rechnet man zum Bregenzer-Waldgebirge. Das Karhorn und die Hochfläche, auf welcher es ruht, führt als „Tannberg" einen eigenen Namen. Der „Tannberg" gehört zum Land Tirol, das übrige Bregenzer-Wald-Gebiet zum Land Vorarlberg. Im NO liegt die Aufnahme auf reichsdeutschem Gebiet.

Als Nordgrenze für die Aufnahme wurde eine wichtige geologische Trennungslinie gewählt: der Ausstrich der Überschiebungsfläche, mit welcher die oberostalpine Allgäudecke auf dem südlichen Flyschzug des Bregenzer Waldes ruht.

Im O schließt das Gebiet mit der topographischen Unterlage dieser Arbeit ab, welche hier gleich erwähnt sei: Es ist die Karte der Lechtaler Alpen 1 : 25000, Blatt Klostertalergruppe, herausgegeben vom Hauptausschuß des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines.

Im W war die Grenze durch die Arbeit von Gubler (66) gegeben. Im S ist sie in willkürlicher Weise von O nach W durch den Gipfel der Mohnenfluh gezogen.

Das so umrissene Gebiet deckt sich zum großen Teil mit demjenigen, welches Mylius (22) 1909 im Maßstab 1 : 25000 kartiert hat. So kann ich mich, was die Orographie und die Geschichte der geologischen Erforschung bis zum Jahre 1909 betrifft, auf seine gründliche Darstellung beziehen.

Dagegen bedarf das Unterfangen, ein Gebiet, welches vor vergleichsweise kurzer Zeit Gegenstand eingehender Untersuchung war, neu zu kartieren, einer Rechtfertigung. Die Punkte, in welchen die vorliegende Arbeit von Mylius abweichende Ergebnisse gezeitigt hat, sind im tektonischen Teil im einzelnen erwähnt. Hier möchte ich vorwegnehmen, daß Mylius seinerzeit von Vorstellungen ausging, mit denen wir heute nicht mehr arbeiten können.

Rothpletz (10, 13, 14, 16) war der erste, welcher den großzügigen Überschiebungsbau der Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol in vollem Umfang erkannte. Diese Erkenntnis war ein bedeutender Fort-

schritt in der Lösung der Fragen, welche die Tektonik der Kalkalpen aufgab, und bleibt es auch heute noch, wo sich die allgemeine Auffassung ganz von den Rothpletzschen Vorstellungen eines längs „Randspalten" von O her überschobenen Ostalpenkörpers abgewandt hat. Die Arbeit von Mylius stand jedoch ganz unter dem Eindruck dieser Anschauung. Seine Tektonik ist überaus starr und die Begriffe der „Randspalten" und Schuppen wurden auch dort in die Landschaft hinausgetragen, wo bei unbefangener Betrachtung die Rothpletzschen Vorstellungen hätten berichtigt werden können.

Seit dem Jahre 1904 wurde durch Ampferer (18, 23, 30) die Auflösung des Baues der Allgäuer und Lechtaler Alpen von O her in Angriff genommen und dabei der großartige Überschiebungsbau immer klarer enthüllt, welcher in dem bekannten Alpenquerschnitt von Ampferer und Hammer (24) im Jahr 1911 seinen letzten Ausdruck fand.

Eine kleinere Studie über die Gegend des Formarinsees von Haas (21), die ergebnisreiche Kartierung der Südabdachung des Allgäuer Hauptkammes durch C. A. Haniel (26) und die Aufnahme der Gegend zwischen Breitach und Stillach durch Pontoppidan (28) zeigen, wie überall in den Nachbargebieten Detailarbeit geleistet wurde.

1912 befaßte sich Mylius (32) wiederum mit den westlichen Lechtaler Alpen. Es war dies wohl der letzte Versuch, die ungeheuerlichen Lagerungsverhältnisse der Kalkalpen lokaltektonisch zu deuten. Er wurde von Ampferer (34, 38) 1914 niedergeschlagen in einem zweimaligen Meinungsaustausch mit Mylius, auf den ich hier ohne näheres Eingehen hinweisen möchte. Für uns ist er deswegen interessant, weil er sich auf dem Boden des Bregenzer Waldes abspielt, am Karhorn, dessen tektonische Deutung ohne Berücksichtigung der regionalen Verhältnisse nicht vollzogen werden konnte. Mylius ist in seinen Verbindungen der verschiedenen tektonischen Elemente durch Luftsättel damals ebenso zu weit gegangen wie 1909 in der Trennung der Zusammenhänge durch Überschiebungsflächen. Aber diesmal entfernten sich seine Vorstellungen viel weiter von der Wirklichkeit.

Ampferers Kritik (34, 38) erstreckte sich auch auf die Stratigraphie. Mylius hatte die Kreideschiefer des Rauheggfensters verkannt, was aus dem damaligen Stand der Erkenntnis und den ungewöhnlich schwierigen Lagerungsverhältnissen an der betreffenden Stelle sich erklärt. Jedenfalls erschien eine Bearbeitung der interessanten Kreidesedimente des Bregenzerwaldes, welche Mylius mit dem Namen „Flysch" bezeichnet oder fälschlich als Lias kartiert hatte, wünschenswert.

Nachdem nun 1925 Ampferer (21) im Spullerseegebiet und Gubler (66) von W kommend gegen den Bregenzer-Wald hin den Ring der Aufnahmen geschlossen haben und 1927 in der Alpenvereinskarte von Ägerter eine topographische Grundlage geschaffen war, welche Mylius nicht entfernt in dieser Genauigkeit zur Verfügung stand, mag der Versuch, die Geologie im Quellengebiet der Bregenzer Ache aufs neue in Angriff zu nehmen, gerechtfertigt erscheinen. Die Feldaufnahme für die vorliegende Arbeit wurde im Sommer 1928 begonnen und beendet. Die Anleitung dazu und vielfache Anregung zuhause und in den Bergen des Bregenzerwaldes verdanke ich meinem hochverehrten Lehrer

Herrn Professor Dr. E. Hennig in Tübingen. Es sei mir gestattet, ihm an dieser Stelle den allerherzlichsten Dank auszusprechen. Ganz besonders danke ich auch Herrn Oberbergrat Dr. O. Ampferer in Wien für die Erlaubnis, ein so schönes Stück seines Aufnahmegebietes zu übernehmen und für das freundliche Interesse, das er dieser Arbeit stets entgegengebracht hat.

Für die sorgfältige Reinzeichnung der Abbildungen bin ich dem Zeichner des Lichtbilderverlags Theodor Benzinger in Stuttgart, Herrn F. Gubitz, sehr zu Dank verpflichtet.

Die zu dieser Arbeit gehörige geologische Karte im Maßstab 1:25000 wird auf Blatt IV (Klostertaler Alpen) der von O. Ampferer bearbeiteten Alpenvereinskarten der Lechtaler Alpen veröffentlicht werden.

I. Stratigraphie.

Allgemeines.

Der Gegenstand der vorliegenden Arbeit war in erster Linie die Tektonik. Für die Stratigraphie ergaben sich keine wesentlichen Abweichungen von den Befunden, welche in den Nachbargebieten und, von Mylius, auch innerhalb des Kartengebietes erhoben worden sind. Eine kurze Beschreibung der in Frage kommenden Schichten und einige genaue Profile möchte ich aber trotzdem dem tektonischen Teil voranstellen. Der Flysch soll, wie auch bei der Tektonik, außerhalb des Rahmens dieser Darstellung bleiben. Es handelt sich somit nur um die Sedimente der ostalpinen Decken.

Die Allgäudecke und die unteren Schuppen der Lechtaldecke enthalten im Hinteren Bregenzer Wald von der Trias nur die norische und die rätische Stufe. Erst südlich vom Rande unseres Gebietes stellen sich karnische, ladinische und anisische Schichten ein. Die tieferen Decken des Kartengebietes haben diese älteren Schichten durch Abscherung an der Basis verloren. So beteiligen sich am Aufbau der Berge im Quellengebiet der Bregenzer Ache die Sedimente der norischen und rätischen Triasstufe, der Jura und die Kreide.

1. Hauptdolomit.

Über die norische Trias, den Hauptdolomit, ist im Hinteren Bregenzer Wald Besonderes nicht zu berichten. Seine Ausbildung ist die übliche. Zuckerkörniger Bruch, splittrige Verwitterung, rauchgraue Farbe, Vegetationsfeindlichkeit sind seine wichtigsten Kennzeichen.

In mittlerer Lage enthält er am Kleinen Widderstein ein Band von rotgefärbtem, stellenweise spätigem Dolomit, mitunter nur eine rote tonige Fuge. Es handelt sich um ein Hereinspielen der germanischen Fazies, welches Richter (57, 58) in tieferen tektonischen Elementen in viel größerem Umfang gefunden hat. Außer dem Vorkommen am Kleinen Widderstein sind aber solche Anklänge im Bregenzer Wald nicht zu beobachten.

Richter (58) erwähnt einen Horizont von schwarzen Mergeln innerhalb des Hauptdolomits vom Tal der Bregenzer Ache zwischen Hopfreben

und Schröcken. Diese Mergel sind nichts anderes als Kössener Schichten, welche tektonisch um ihre Lage gekommen sind, wie im zweiten Teil dieser Abhandlung bewiesen werden soll. Nirgends sonst sind im Bregenzer Wald schwarze Mergellagen im Hauptdolomit zu finden.

Dunkelgraue, weniger vegetationsfeindliche Plattenkalke nehmen in der Lechtaldecke großen Raum ein. Sie vermitteln in der Lechtaldecke *A* den Übergang des Hauptdolomits in eine ganz aus Mergeln bestehende Rätserie.

Die Mächtigkeit des Hauptdolomits läßt sich nirgends bestimmen, weil das Liegende überall aus tektonischen Gründen fehlt. Als Durchschnitt ist im Bregenzerwald eine Mächtigkeit von 600 *m* anzunehmen. Für die Annahme einer größeren Mächtigkeit bestehen innerhalb der Allgäudecke nirgends zwingende Gründe. Im N ist der Hauptdolomit auf 400 *m* tektonisch reduziert, ein Umstand, der wohl die lebhafte Faltung begünstigt hat, welche wir hier beobachten.

Der Hauptdolomit ist entsprechend seiner Mächtigkeit weit verbreitet. Er baut die höchsten Gipfel auf, welche auf den Firstlinien der Sättel gelegen sind, vornehmlich in den Kulminationen der Achsen (Großer und Kleiner Widderstein, Hoch- und Niederkünzelspitze).

2. Rätformation.

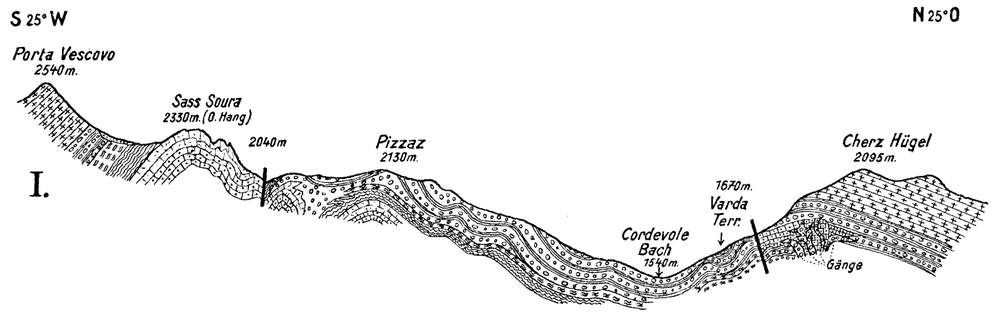
Gegenüber der gleichförmigen Ausbildung des Hauptdolomits zeigt das Rät erhebliche Faziesunterschiede auf kurze Entfernung. Seine vorherrschenden Gesteine sind schwarze bis hellgraue, spätige bis dichte Kalke und milde dunkle Mergel und Tone. Wechselnd ist die Verteilung dieser Baustoffe innerhalb des Rätprofils. Auch die Gesamtmächtigkeit ist inkonstant. Immer setzt aber das Rät der Allgäudecke mit Mergeln unvermittelt über dem Hauptdolomit ein. In der Lechtaldecke *A* gehen die oberen Lagen des Hauptdolomits in Plattenkalk über.

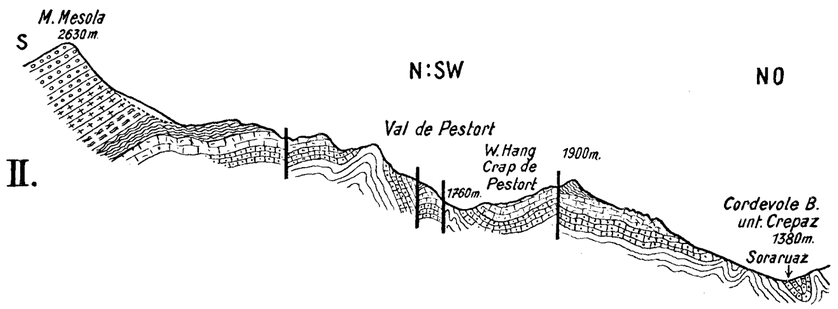
Die typische Ausbildung des Räts und die Änderung der Fazies in der Richtung von N nach S wird am besten an Hand einiger Profile zur Darstellung kommen. Dabei soll das genaue Profil vom Glattjöchl als Muster dienen. Die weniger genau aufgenommenen anderen Profile sollen in den Wechsel der Ausbildung und der Mächtigkeit Einblick geben.

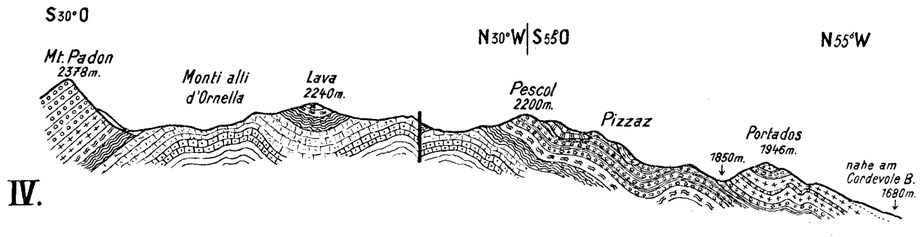
Rätprofil vom Nordflügel der Mulde von Punkt 2137.

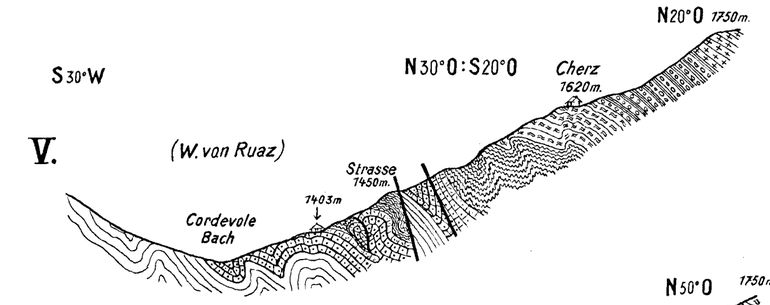
Lias		Fleckenmergel.
		Hellgraue spätige Kalke.
	9 *m*	schwarzer, brecciöser Kalk in Bänken von 10 *cm* mit Bruchstücken von Belemniten.
	0·20 *m*	Lumachelle.
Rät	1·40 *m*	feinkörniger, harter, hellgrauer Kalk mit Ostreen und anderen Zweischalern.
	30—40 *m*	Tone, Mergel und dünne Kalkbänke mit Lumachellen, Korallenhorizonte.
	15 *m*	grauer, dickbankiger Kalk (Dachsteinkalkfazies).
	5 *m*	schwarze Mergel mit dünnen Kalkbänken.
		Hauptdolomit.

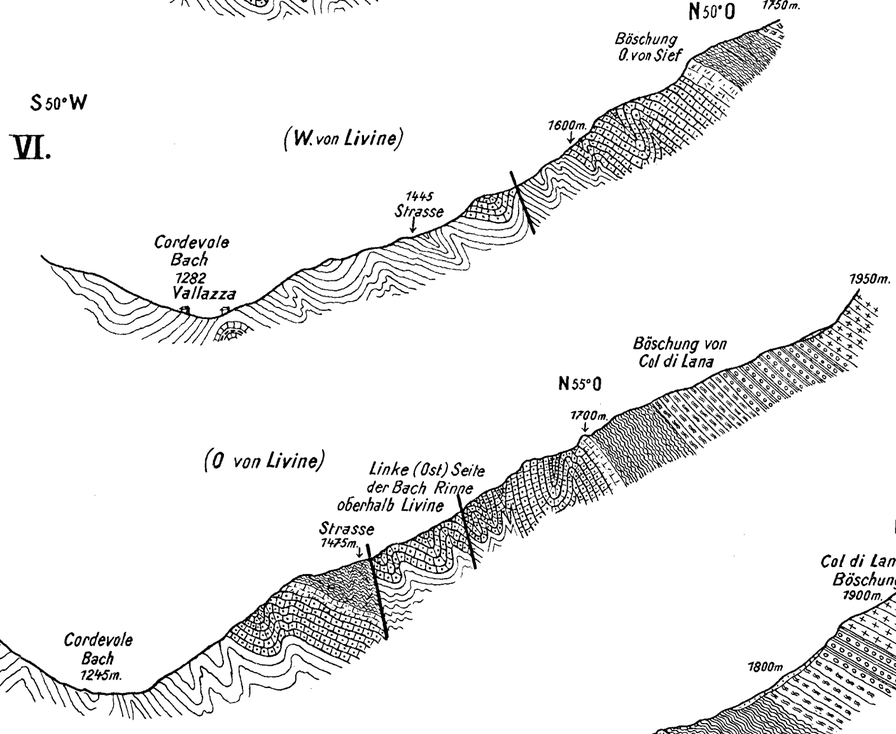
Profile zur Geologischen Karte des Gebietes von Pieve-St. Cassian.

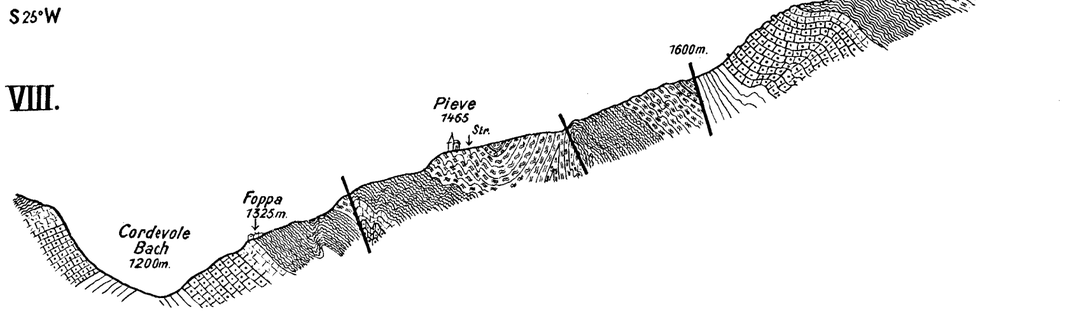


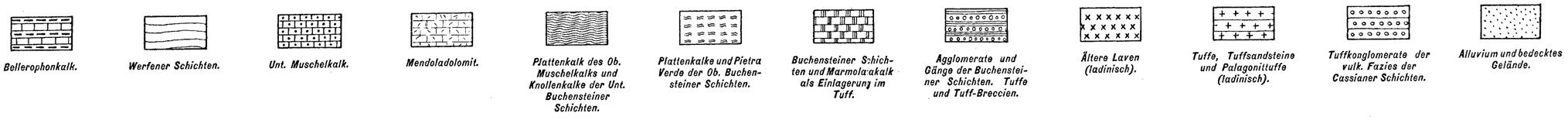




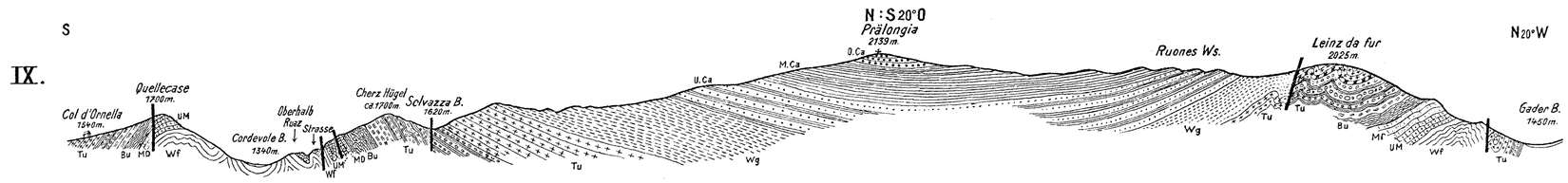


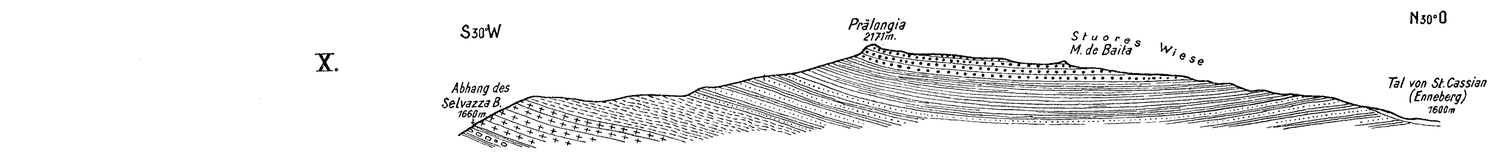


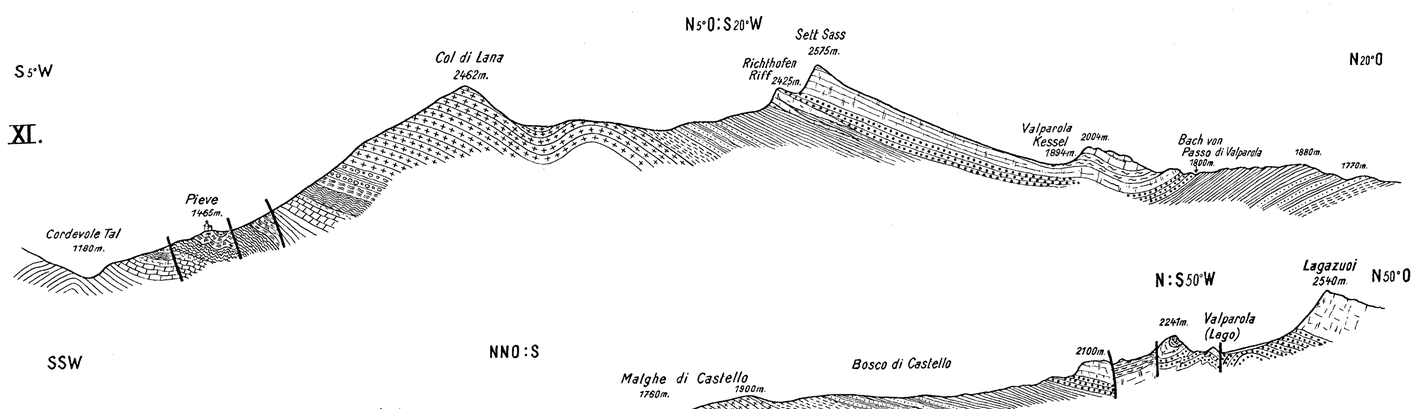


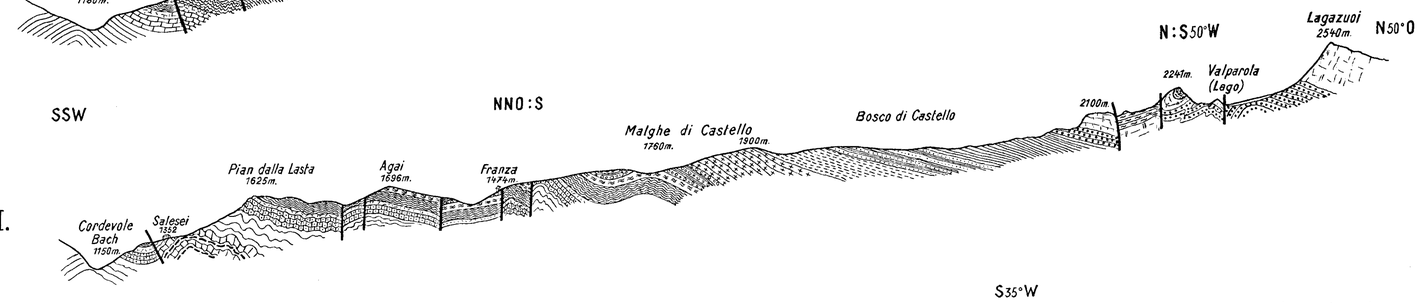


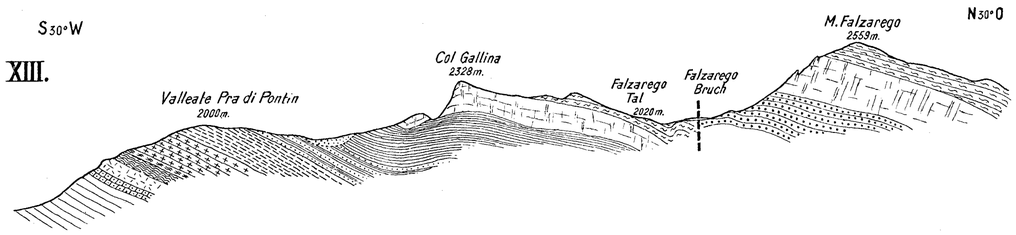
Profile zur Geologischen Karte des Gebietes von Pieve-St. Cassian.

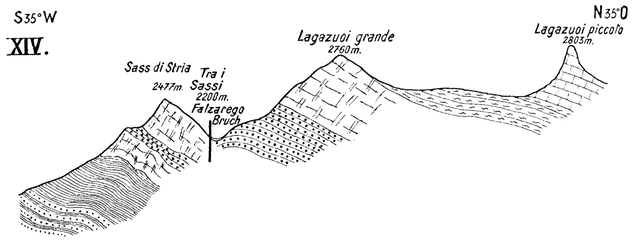


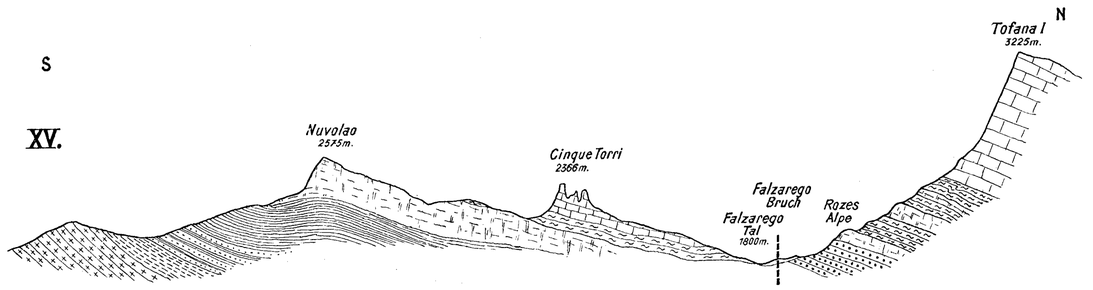


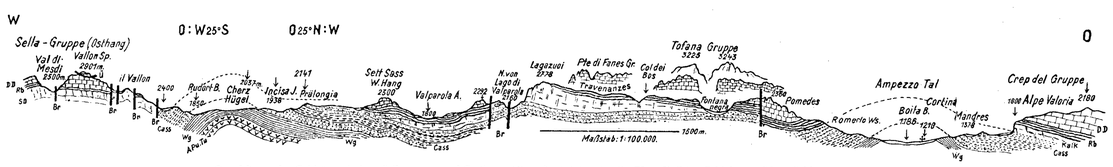




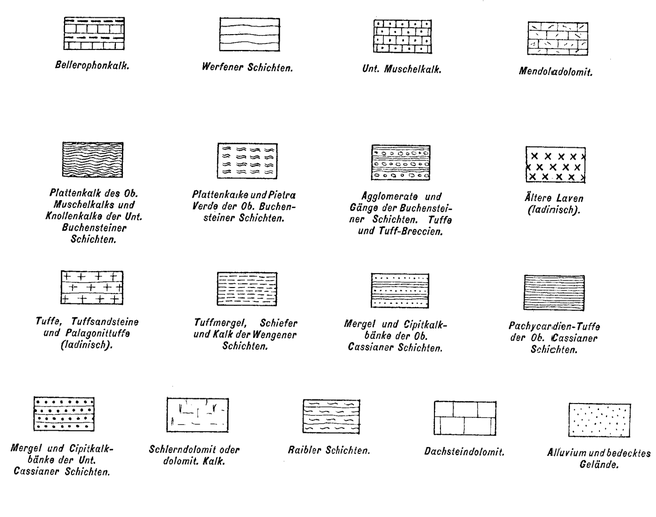






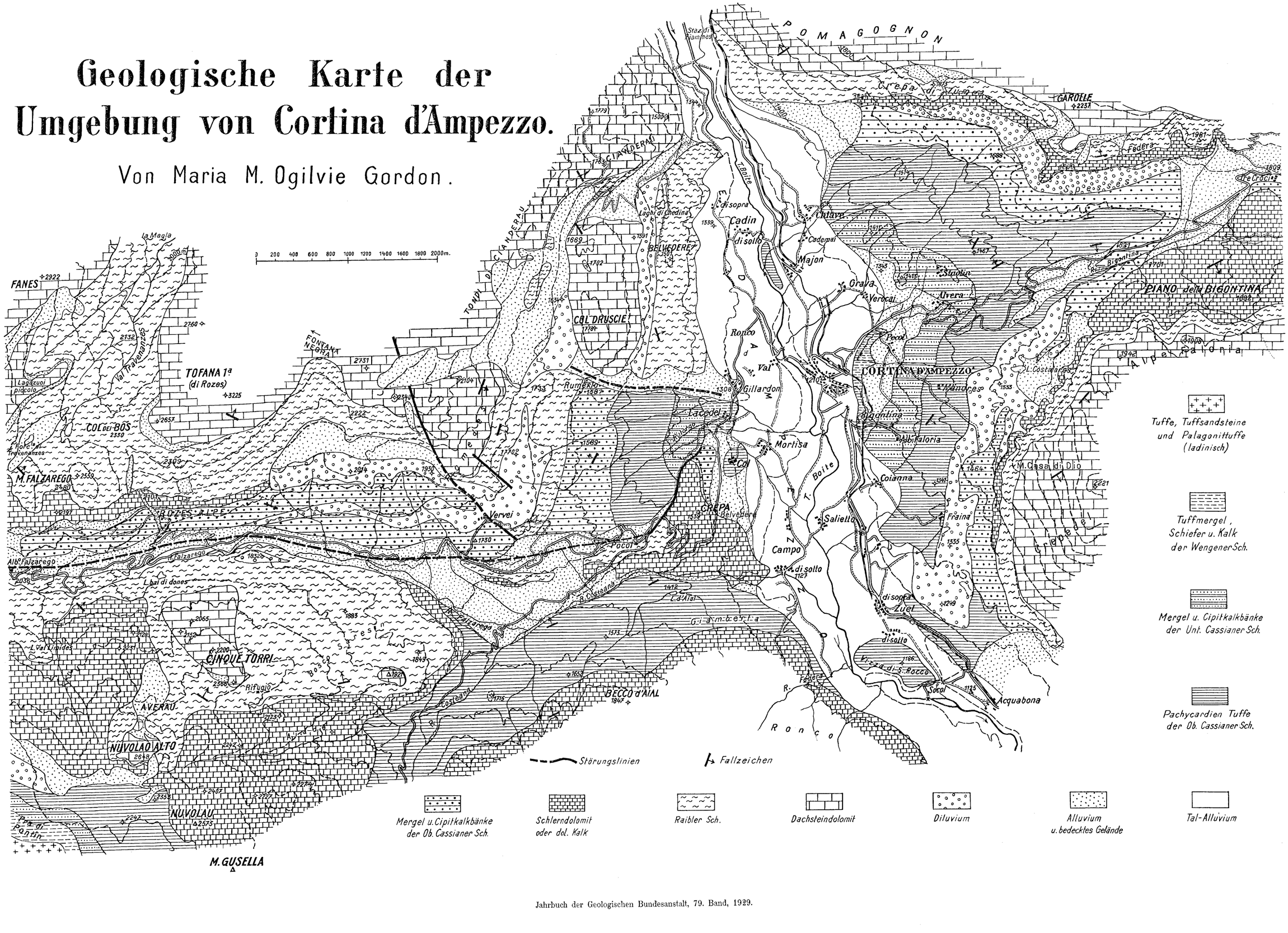


Querfaltung des Gebiets zwischen Sellagruppe und Cortina. *DD* = Dachsteindolomit. *Rb* = Raibler Schichten. *SD* = Schlerndolomit (teils auskeilend, teils in Kalk übergehend). *Cass.* = Cassianer Schichten (in drei Stufen geteilt). *Wg* = Wengener Schichten. *AP* und *Tu* = Augitporphyrit und Tuffmergel. — Tektonische Hauptzüge: Zwei Hauptquerantiklinen (Cherz und Prälongia), zwei Hauptsynklinen, in denen die abgesenkten Dolomitmassen aufgewölbt und zerspaltet sind. *Br* = Brüche. *Ü* = Überschiebung.



Geologische Karte der Umgebung von Cortina d'Ampezzo.

Von Maria M. Ogilvie Gordon.



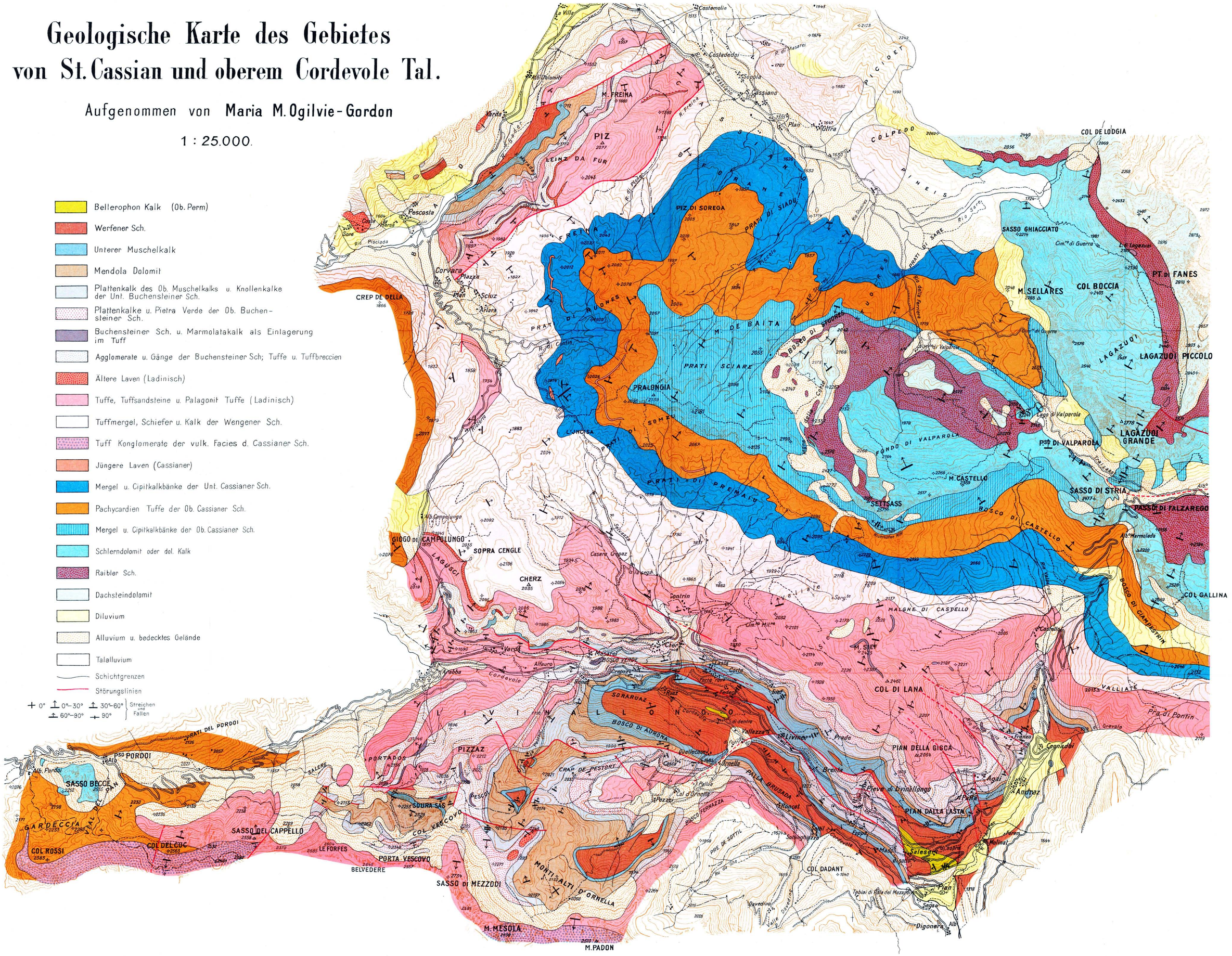
Geologische Karte des Gebietes von St. Cassian und oberem Cordevole Tal.

Aufgenommen von **Maria M. Ogilvie-Gordon**

1 : 25.000.

- Bellerophon Kalk (Ob. Perm)
- Werfener Sch.
- Unterer Muschelkalk
- Mendola Dolomit
- Plattenkalk des Ob. Muschelkalks u. Knollenkalke der Unt. Buchensteiner Sch.
- Plattenkalke u. Pietra Verde der Ob. Buchensteiner Sch.
- Buchensteiner Sch. u. Marmolatakalk als Einlagerung im Tuff
- Agglomerate u. Gänge der Buchensteiner Sch; Tuffe u. Tuffbreccien
- Ältere Laven (Ladinisch)
- Tuffe, Tuffsandsteine u. Palagonit Tuffe (Ladinisch)
- Tuffmergel, Schiefer u. Kalk der Wengener Sch.
- Tuff Konglomerate der vulk. Facies d. Cassianer Sch.
- Jüngere Laven (Cassianer)
- Mergel u. Cipitkalkbänke der Unt. Cassianer Sch.
- Pachycardien Tuffe der Ob. Cassianer Sch.
- Mergel u. Cipitkalkbänke der Ob. Cassianer Sch.
- Schlerndolomit oder dol. Kalk
- Raibler Sch.
- Dachsteindolomit
- Diluvium
- Alluvium u. bedecktes Gelände
- Talalluvium
- Schichtgrenzen
- Störungslinien

Streichen und Fallen: + 0° | ⊥ 0°–30° | ⊥ 30°–60° | ⊥ 60°–90° | — 90°



Gezeichnet: Fr. Huber.

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 79. Band, 1929.

Kartogr. Anstalt G. Freytag & Berndt A. G., Wien.

Rätprofil vom Südflügel der Mulde von Punkt 2137.

Fleckenmergelserie.

2 *m* roter Liaskalk.
33 *m* Wechsel von Ton, Mergel und dünnen Kalkbänken, Lumachellen.
10 *m* Dachsteinkalk.
7 *m* Wechsel von Ton, Mergel und dünnen Kalkbänken, Lumachellen.

Rätprofil beim Sattel nördlich von Punkt 2172.

Fleckenmergelserie.

3 *m* roter Liaskalk.
2 *m* Mergel.
4 *m* Kalk.
1 *m* Wechsel von Kalk und Mergelbänken.
6 *m* Kalk.
25 *m* Mergel und Tone, mit gegen oben häufiger werdenden Kalkbänken.

Hauptdolomit.

Rätprofil vom Glattjöchl (genaues Profil siehe Fig. 2, Taf. XIII).

37 *m* Wechsel von Kalk und Mergel, Lumachellen.
17 *m* „Dachsteinkalk".
22·5 *m* Mergel mit vereinzelten Kalkbänken und Lumachellen.

Rätprofil vom Kleinen Künzele.

3·5 *m* roter Liaskalk.
5 *m* Kössener Mergel.
1·6 *m* gelblich verwitternde Kalke.
1·5 *m* Mergel mit kalkigen Bänken.
2·5 *m* Kalk.
1·7 *m* Mergel mit Kalkbänken.
43 *m* Dachsteinkalk.

Kössener Schichten.

In der Lechtaldecke *A* haben wir im W, bei der Alpe Alpschellen, über den norischen Plattenkalken eine Serie von rätischen Mergeln, deren Mächtigkeit zirka 120 *m* betragen dürfte. Sichere Bestimmung ist wegen der stark gestörten Lagerung nicht möglich. Bei den Ochsenköpfen findet man in mittlerer Höhe der Mergelserie zirka 10 *m* Kalk.

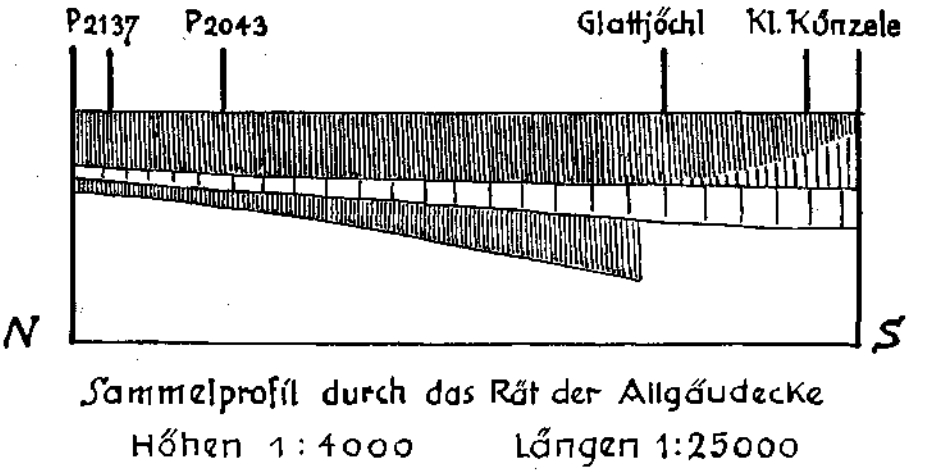
Eine davon sehr verschiedene Ausbildung zeigt das Rät des Karhorns, welches wir ebenfalls zur unteren Lechtaldecke stellen müssen. Dort finden wir über einer zirka 30 *m* mächtigen Kössener Serie 120 *m* Dachsteinkalk, dem nach oben wieder 20 *m* Mergel auflagern. Darüber folgt der untere Lias.

Vom Rät der Lechtaldecke *B* läßt sich innerhalb des Kartengebietes ein vollständiges Bild nicht gewinnen.

Wenn man von dem Profil bei Punkt 2172 absieht, welches sicher eine tektonisch verminderte Serie wiedergibt, so ist aus den vorliegenden Profilen eine deutliche Zunahme der Mächtigkeiten gegen S abzulesen.

Die graphische Darstellung, Fig. 1, soll dies anschaulich machen. Diesem allmählichen Übergang innerhalb der Allgäudecke steht eine plötzliche Änderung gegenüber, wenn man das Gebiet der Lechtaldecke betritt. Auffallend ist dabei das Fehlen des Dachsteinkalkes in der Wandfluhschuppe und seine gewaltige Entwicklung im Karhorn.

Die Verbreitung der Rätschichten ist größer, als man bei ihrer geringen Mächtigkeit erwartet. Die widerstandsfähigen Kalke sind auf weiten Flächen von der Erosion freigelegt und verschont worden. Man erkennt sie von weitem an ihrer weißen Verwitterungsfarbe und an ihrer Neigung, Schratten zu bilden. Die Mergel des unteren Horizontes verwittern ungemein leicht. Der Dachsteinkalk stürzt in großen Platten nach



Sammelprofil durch das Rät der Allgäudecke

Höhen 1:4000 Längen 1:25000

Fig. 1.

und deckt meistens die Kössener Schichten mit grobem Blockwerk. Die oberen Mergel verschmelzen im Landschaftsbild mit den ebenso leicht verwitternden Schichten des unteren Lias und der Fleckenmergel.

Die größte Verbreitung hat der Dachsteinkalk auf der Südabdachung des Künzelmassivs und auf der Hochfläche des Körbersees. Der Heiterberg verdankt ihm und dem Lias seine eigenartigen Formen. Nördlich vom Widderstein treffen wir die Rätschichten nur noch in den Muldenzonen. Das Auenfelder Horn und das Wartherhorn, die Kanzeln, welche das Karhorn flankieren, bestehen aus Dachsteinkalk.

Am Schluß sei noch ein genaues Profil durch die Rätserie vom Glattjöchl angegeben (siehe Fig. 2, Taf. XIII):

Lias	66.		Fleckenmergel.
	65.	250 *cm*	hellgrauer, etwas spätiger, sonst dichter Kalk mit Belemniten, gelblich verwitternd.
	64.	40 *cm*	spätiger dunkelgrauer Kalk.
	63.	50 *cm*	Schalentrümmerbank.
	62.	350 *cm*	Kalke und Mergel mit Fossilien.
	61.	150 *cm*	Kalk in 10—30 *cm* dicken Bänken.
	60.	20 *cm*	Kalk, aus Korallen und Schalentrümmern bestehend.

59. 100 *cm* Tonschiefer.
58. 20 *cm* Lumachelle.
57. 40 *cm* dunkelgrauer, feinkörniger Kalk.
56. 40 *cm* Kalk in Bänken von 5 *cm*.
55. 50 *cm* blättrige Mergelschiefer.
54. 100 *cm* dunkelgrauer, feinkörniger, etwas spätiger Kalk.
53. 100 *cm* schwarze, dünngeschichtete Tonschiefer.
52. 55 *cm* grünlicher Kalk, feinkörnig, gelbe Verwitterungsfarbe.
51. 100 *cm* Wechsel von Kalk und Ton, nach oben toniger werdend.
50. 20 *cm* blaugraue Schalentrümmerbank.
49. 200 *cm* sehr harter, hellgrauer, spätiger, ungeschichteter Kalk mit vielen Kalzitadern.
48. 100 *cm* schwarze Mergel mit Schalentrümmern.
47. 40 *cm* harter, dunkelgrauer, zuckerkörniger Kalk mit knolliger Schichtfläche.
46. 100 *cm* sehr harter, hellgrauer, spätiger Kalk mit vielen Kalzitadern.
45. 210 *cm* hellgrauer, etwas kristallinischer Kalk, wohlgeschichtet in Bänken von 5 *cm*, welche nach oben dicker werden, mit mergeligen Zwischenlagen.
44. 100 *cm* Wechsel von Mergel und Kalk.
43. 60 *cm* fester grauer, grobkristallinischer Kalk.
42. 20 *cm* hellgrauer, spätiger Kalk von ockergelber Verwitterungsfarbe.
41. 20 *cm* Mergel.
40. 30 *cm* dunkelgrauer, dichter, etwas spätiger Kalk.
39. 60 *cm* Mergel.
38. 170 *cm* wohlgeschichteter, hellgrauer, etwas kristallinischer Kalk, nach unten in Mergel übergehend.
37. 100 *cm* Wechsel von Mergel und Tonschiefer.
36. 100 *cm* Kalk in Bänken von 10 bis 20 *cm*.
35. 25 *cm* Lumachelle.
34. 70 *cm* Kalk.
40 *cm* weiche, dunkelgraue Mergel.
8 *cm* Tonschiefer.
33. 10 *cm* Mergel.
3 *cm* Tonschiefer.
5 *cm* Mergel.
3 *cm* dünnblättrige Tonschiefer.
32. 40 *cm* Kalk mit Kalzitadern.
5 *cm* Mergel.
31. 20 *cm* brecciöser Kalk nach oben in Mergel übergehend.
30. 100 *cm* spätiger Kalk.
29. 70 *cm* schwarze, muschelig brechende Mergel.
28. 90 *cm* Kalk mit Kalzitadern.
27. 160 *cm* dichter, dunkelgrauer, etwas spätiger Kalk in Bänken von 5 bis 15 *cm* Dicke mit Tonfugen (Brachiopodenreste).
26. 150 *cm* schwarze Mergel.

25.	20 *cm*	Kalk.
24.	50 *cm*	Mergel.
23.	100 *cm*	Kalk.
22.	70 *cm*	dunkelgraue, feste, muschelig brechende Mergel.
21.	150 *cm*	splitteriger, dunkelgrauer Kalk.
20.	40 *cm*	Mergel.
19.	190 *cm*	splitteriger, dunkelgrauer, nicht spätiger Kalk.
18.	1500 *cm*	ungeschichteter Dachsteinkalk, hellgrau, etwas spätig, mit vielen Kalzitadern.
17.	40 *cm*	Mergel, dunkelgrau, von hellgrauer Verwitterungsfarbe.
16.	65 *cm*	Fossilschicht.
15.	18 *cm*	weiche Mergelschiefer.
	7 *cm*	fester, dunkelgrauer Mergelkalk.
	4 *cm*	weiche Mergelschiefer.
	6 *cm*	dunkelgrauer Kalk.
	6 *cm*	weiche Mergelschiefer.
	10 *cm*	dunkelgrauer Kalk.
	3 *cm*	weiche Mergelschiefer.
	5 *cm*	dunkelgrauer Kalk.
	10 *cm*	weiche Mergelschiefer.
14.	10 *cm*	dunkelgrauer Kalk.
	10 *cm*	weiche Mergelschiefer.
	10 *cm*	dunkelgrauer Kalk.
	10 *cm*	weiche Mergelschiefer.
	10 *cm*	dunkelgrauer Kalk.
	10 *cm*	weiche Mergelschiefer.
	10 *cm*	dunkelgrauer Kalk.
	10 *cm*	weiche Mergelschiefer.
	10 *cm*	dunkelgrauer Kalk.
13.	180 *cm*	weiche Mergel.
12.	20 *cm*	festere Mergel.
11.	360 *cm*	weiche Mergel.
10.	20 *cm*	festere Mergel.
9.	110 *cm*	Wechsel von weichen und festeren Mergeln.
8.	90 *cm*	schwarzer, kristallinischer Kalk mit Kalzitadern (fossilführend).
7.	30 *cm*	weiche Mergel.
6.	70 *cm*	Wechsel von weichen Mergeln und Mergelkalken.
5.	10 *cm*	Lumachelle.
4.	180 *cm*	weiche Mergel.
3.	15 *cm*	feste Mergel.
2.	900 *cm*	weiche Mergel mit vereinzelten festeren Bänken.
1.		Hauptdolomit in gleichmäßigen Bänken von 2 *m* Stärke.

Das vorstehende Profil zeigt deutlich, wie der mächtige Dachsteinkalk eine mittlere Lage im Rätprofil einnimmt. Diese Lagerung ist für die ganze Allgäudecke des Bregenzer Waldes bezeichnend. Zwei auffallende Fossilhorizonte finden sich an der Basis des Dachsteinkalkes und beim Übergang in den unteren Lias. Die oberen Mergelhorizonte sind an Kalklagen reicher als die unteren.

Die ungebankten massigen Kalke sind von zahllosen Kalzitadern durchsetzt, welche den fein geschichteten Kalken fehlen. Diese sind der tektonischen Beanspruchung durch Gleitung in den Schichtenflächen ausgewichen.

Im Hangenden des Dachsteinkalkes finden sich splittrig zerfallende Kalke, welche äußerlich dem Hauptdolomit ungemein ähnlich sehen. Sie fallen auch am Kleinen Künzele, am Roßkopf und an anderen Orten auf. Am Kleinen Künzele nehmen sie eine hohe Lage im Rätprofil ein. Sie zeigen, daß der Dachsteinkalk auf Kosten des oberen Mergelhorizontes gewachsen ist, ohne ihn jedoch zu vertreten.

3. Unterer Lias.

Kössener Schichten und Liasfleckenmergel sind sich in mancher Beziehung ähnlich. Dennoch lassen sich Rät- und Liassedimente überall scharf trennen, denn der untere Lias zeigt eine eigenartige, unverkennbare Ausbildung. Das Rät schließt nach oben mit fossilreichen Kalken und Mergeln ab; seine höchste Bank ist weithin als Lumachelle ausgebildet. Darüber liegen — im nördlichen Teil der Allgäudecke — spätige Echinodermenkalke von schwarzer, grauer oder roter Farbe, oft reich an Zweischalern, besonders Muscheln; mitunter führen sie Belemniten. Dann stellen sich feinkörnige bis dichte Kalke ein. Sie sind oft reich an Cephalopoden und zeigen entweder rote oder lichtgraue Farbe. Die rote Farbe scheint in den nördlichsten Vorkommen stets zu fehlen. So erklärt sich die Lückenhaftigkeit des „Roten Lias“. Es ist schon öfter (26, 28) ausgesprochen worden, daß es sich nur um eine Unbeständigkeit der roten Farbe, nicht des ganzen Horizontes handelt.

Die Echinodermenbreccien sind in den nördlichsten Liasmulden (Bärenweide, Punkt 2137) außerordentlich mächtig. Im S fehlen sie ganz. In der Lechtaldecke sind am Karhorn die roten Kalke 14 *m* mächtig, während sie in der Allgäudecke nirgends 4 *m* erreichen.

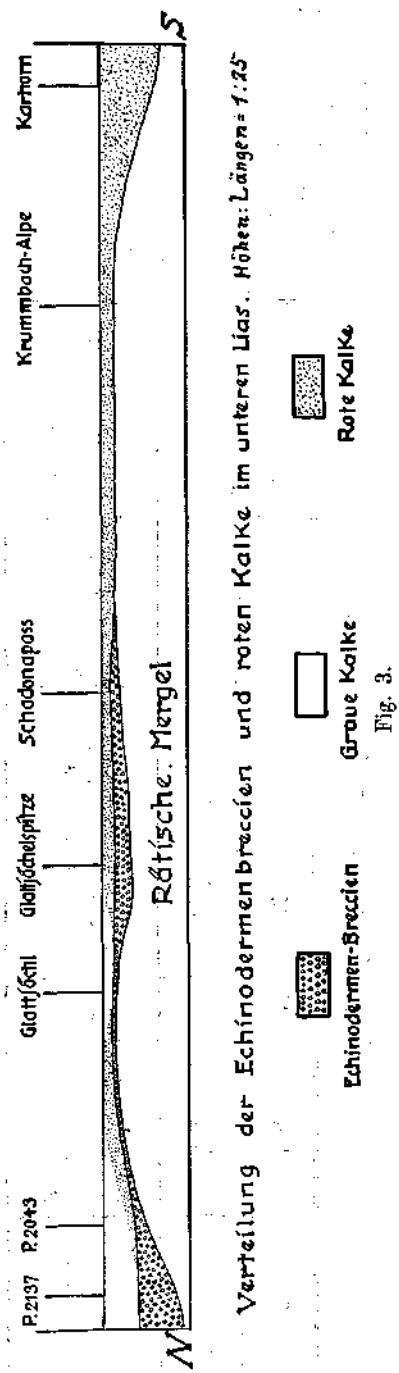


Fig. 3.

Die Diskordanz, welche die Schichtlücke zwischen Rät und Lias begleitet, kann nur gering sein. Gröbere Breccien findet man in der Schuppenzone nördlich vom Schönegg, beim Punkt 2195, und westlich der Krummbachalpe. Die Nähe der Küste war schon aus dem Schmächtigerwerden der Rätschichten gegen N zu ersehen. Die Austernkalke und Echinodermenbreccien in den nördlichen Teilen der Allgäudecke bestätigen sie aufs neue. Eine Zusammenstellung von Profilen erläutert am besten die Ausbildung dieses charakteristischen Schichtengliedes. Fig. 3 gibt eine Darstellung von der Verteilung der Fazies.

Faziesverteilung des unteren Lias.

P 2137	P 2043	Töbelejöchl	Glattjöchl	Kl. Künzele	Glattjöchlspitze
Fleckenmergel	Fleckenmergel	Fleckenmergel	Fleckenmergel	Fleckenmergel	Fleckenmergel
8 *m* hellgrauer, spätiger Kalk	8 *m* hellgrauer dichter Kalk mit Belemniten 2 *m* roter Kalk	3 *m* roter Kalk	2 *m* dichter, gelblicher Kalk, etwas spätig, mit Belemniten	3·4 *m* roter Kalk	feinkörniger roter Kalk mit Cephalopoden
9 *m* harter, schwarzer Echinodermenkalk mit Belemniten			0·4 *m* dunkelgrauer, spätiger Kalk		graue Echinodermenkalke. Crinoiden und Seeigelreste. Rote Brecienkalke mit Muscheln und Brachiopoden
0·2 *m* Lumachelle			50 *cm* Lumachelle	Fossilhorizont der oberen Kössener Schichten	Fossilhorizont der oberen Kössener Schichten
1·4 *m* harter, feinkörniger, hellgrauer Kalk mit Austern					

R ä t m e r g e l

4. Liasfleckenmergel.

Die Fleckenmergel sind neben dem Hauptdolomit das bestimmende Material für die Gestaltung des Landschaftsbildes. Ihre Ausbildung unterscheidet sich nicht von derjenigen, welche aus den Nachbargebieten beschrieben wird.

Sie gehen mit reichlichen Kalkbänken, welche ziemlich häufig Ammoniten, Belemniten und Inoceramen führen, aus dem „Roten Lias" hervor und werden nach oben reicher an tonigen Lagen. Eine mittlere Höhe nimmt der zirka 30 *m* mächtige Horizont der Manganschiefer ein. Diese sind im N nicht zu finden. Weite Verbreitung haben sie bei der Alpe Bellisegg am Heiterberg, bei Unterboden und im unteren Teil der Hochbergwände.

Häufig finden sich in den Fleckenmergeln Bänke von spätigem Echinodermenkalk. Sie treten in unteren Horizonten auf bei der Ischgerneyalpe und am Heiterberg. Dicht unter der Grenze gegen den Oberjura finden sie sich am Ostende der Rothornmulde und bei der Litehütte.

Die Mächtigkeit der Fleckenmergel, welche im N vielleicht nicht viel größer ist als 100 *m*, erreicht unter der Lechtaldecke zirka 400 *m*. Sicher ist sie nirgends zu schätzen. Kaum ein Schichtenglied ist so häufig tektonisch reduziert oder angeschoppt wie die Juramergel.

Wir finden sie in allen Mulden der Allgäudecke, in größter Ausdehnung in einer Zone, welche vom Schadonapaß quer über das Tal der Bregenzer Ache nach Hochkrummbach zieht und sich außerhalb des Kartengebietes mit dem Fleckenmergelland vereinigt, auf dem die Lechtaldecke im Allgäu und im Fenster von Hinterhornbach schwimmt. Der Tannberg ist größtenteils von ihnen bedeckt und in der Verkehrtserie des Karhorns sind sie vertreten. Wild gefaltete Fleckenmergel liegen mit jüngeren Schichten vereint unter der Schubfläche der Lechtaldecke *A*.

Die Fleckenmergel reagieren auf tektonische Inanspruchnahme durch Faltung. Oft hat es den Anschein, als ob die übrigen Sedimente (mit Ausnahme des Hauptdolomits) in ihnen wie in einer Masse von vollkommener Plastizität schwimmen, welche in alle entstehenden Lücken eingepreßt wird.

Das Landschaftsbild beherrschen die Fleckenmergel durch steile, großflächige, fast allenthalben begrünte Hänge, scharfe Grate und wilde, gerade herunterziehende Schluchten.

5. Radiolarite, Aptychenkalke.

K. A. Reiser (49, 53, 56) konnte neuerdings nachweisen, daß die Fleckenmergel außer dem größten Teil des Lias auch noch den Dogger vertreten. Die nun folgenden Radiolarienschichten gehören vermutlich dem oberen Dogger an. Sie bilden eine klare Grenze der Fleckenmergel gegen die oberjurassischen Aptychenkalke. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 5 und 30 *m*.

Das feingeschichtete, sehr kieselreiche Gestein zeigt bald rote — Oxydations-, bald grüne — Reduktionsfarbe. Die Bänke werden selten stärker als 10 *cm*. Sie haben ein glasiges Aussehen. Nach oben gehen

sie oft in trübe, tonreichere Schichten über, welche eine ungemein regelmäßige, rot-weiße Bänderung zeigen. Die weißen Lagen werden von der Verwitterung stärker angegriffen, so daß die roten Streifen an der Ober-

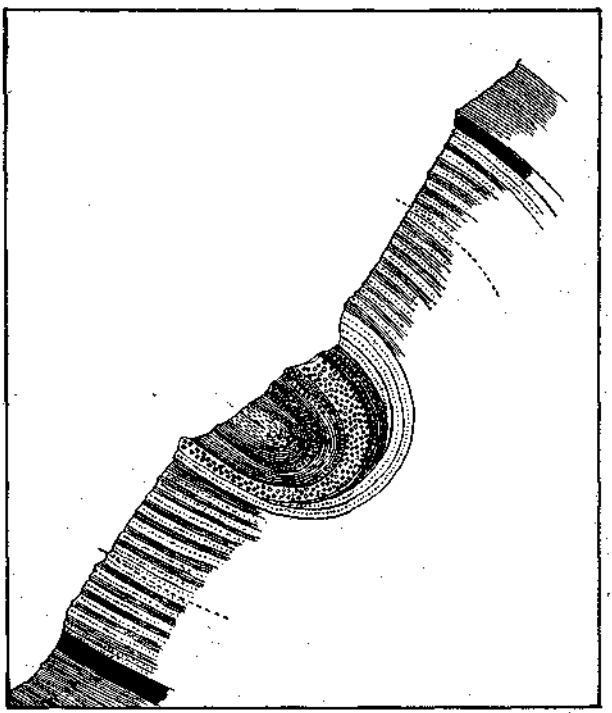


Fig. 4.

fläche herausmodelliert werden. Häufig ist auch eine dünne Bank von äußerst hartem, zuckerkörnigem Kieselkalk.

Der SiO_2-Gehalt wird nun nach oben geringer und man gelangt in rote, oft ziemlich tonige Schichten, welche reichlich schlecht erhaltene Aptychen führen. Sie sind im Durchschnitt 5 *m* mächtig; oft fehlen sie ganz. Ob ursprünglich oder aus tektonischen Gründen, ist im Einzelfall schwer zu entscheiden.

Die rote Farbe teilt sich oft den unteren Lagen der Aptychenkalke mit. Sonst zeigen diese eine lichtgraue bis grünliche Farbe. Kennzeichnend ist der glatte, muschelige Bruch. Ihre Mächtigkeit kann nirgends sicher

angegeben werden, weil sie nach oben, sofern sie nicht tektonisch begrenzt sind, von der Transgressionsfläche der Oberkreide abgeschnitten werden. Die vollständigste Serie ist im Bregenzer Wald in der Hochbergmulde zu finden (vgl. Fig. 4).

Im Nordflügel dieser Mulde finden wir folgende Serie:

		Kreidebreccien.
8	*m*	hellgrauer, dichter Kalk mit schwarzen Hornsteinlinsen.
13	*m*	hellgrauer, dichter Kalk in Bänken von 5—60 *cm* mit unbedeutenden Mergelfugen.
0·3	*m*	schwarzblauer, äußerst harter Kalk mit sandig-rostiger Verwitterungsfläche.
20	*m*	Wechsel von hellgrauem dichtem Kalk mit schwarzen Mergeln.
0·2	*m*	schwarzblauer, äußerst harter Kalk mit sandig-rostiger Verwitterungsfarbe.
32	*m*	Wechsel von hellgrauem, dichtem Kalk mit schwarzen Mergeln (Fig. 5 zeigt einen Teil dieser Serie im Maßstab 1:40).
3	*m*	ungebankter, dichter, hellgrauer Kalk.
		Rote Aptychenschichten.
76	*m*	

Aus diesem Querschnitt ist abzulesen, daß die hellgrauen Kalke im Oberjuraprofil zwar vorherrschen, aber es durchaus nicht ausschließlich zusammensetzen. Die mächtigsten Lagen sind reich an tonigen Bändern. Richter (57, 58) sieht in der tonigen Ausbildung des oberen Jura ein Anzeichen für die Nähe der Küste. So ist es vielleicht von Interesse, die tonige Ausbildung von dieser Stelle am Südrande der Allgäudecke zu zeigen (Fig. 5).

Die tonigen Lagen des oberen Jura sind ein Sediment, welches große Ähnlichkeit mit der Fleckenmergelfazies des Lias zeigt. Die Analogie erstreckt sich auch auf die liegenden roten Schichten der beiden Formationen, welche im Handstück überhaupt nicht zu unterscheiden sind.

Die harten, sandig-rostig verwitternden Kalke findet man besonders häufig als Trümmer oder Rollstücke wieder in den grobklastischen Ablagerungen der Kreide.

Fossilfunde sind spärlich. Außer den erwähnten Aptychen der roten Schichten fand ich in den höchsten Lagen *Belemnites* sp. und *Pygope diphya*.

Über die Verbreitung ist zu sagen, daß die oberjurassischen Schichten einerseits in den enggequetschten Mulden der Allgäudecke, anderseits unter dem schützenden Dach der Lechtaldecke erhalten geblieben sind. Sie sind meistens äußerst stark tektonisch beansprucht, zeigen aber die Eigentümlichkeit, auch bei extremer Auswalzung ihre Anwesenheit durch Reste von wenigen Zentimetern immer noch zu dokumentieren. Dieser Umstand ist für das Erkennen des Muldencharakters vieler Jurazonen von Bedeutung gewesen. Wir finden Radiolarite und Aptychenkalke in den Mulden der Bärenweide und des Schafsattels, zwischen dem Kleinen und Großen Widderstein, in mächtiger Entwicklung an der „Roten Wand".

Als Schubfetzen auf dem Lias des Heiterbergs, in der Muldenzone zwischen Hoch- und Niederkünzelspitze allenthalben von der Bregenzer Ache bis zum Walsertal. Dem „Tannberg“ fehlen die jungen Schichten eigenartiger Weise ganz. In den Mulden des Hochberges und des Rothorns zeigen sie die größte Verbreitung und ermöglichen dort die Analyse des prächtigen Faltenbaues, den die darübergehende Lechtaldecke aus dem plastischen Material der Juraschichten geschaffen hat.

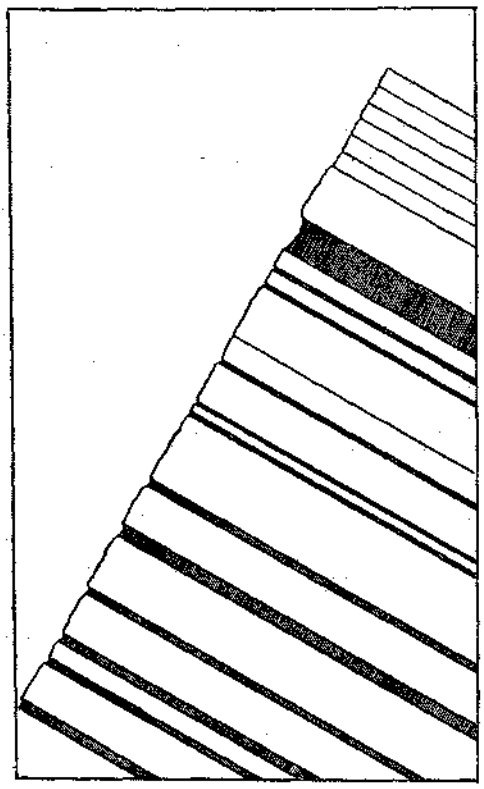


Fig. 5.

Im Landschaftsbild imponieren die Aptychenkalke und Hornsteine durch schroffe Formen. Die letzteren bilden, wo sie auftreten, eine kleine Steilstufe. Die kühnen Gipfel des Rothorns, des Turmes zwischen den Künzelspitzen, der „Kunkel“ und der steile Absturz der Roten Wand zeugen ebenso wie die Hochbergwände von der Zähigkeit der Gesteine.

Der Aptychenkalk neigt zur Bildung von Karrenfeldern. Schöne Erscheinungen dieser Art zeigt die Rothornmulde nahe ihrem östlichen Ende.

Hervorheben möchte ich noch den sehr vegetationsfreundlichen Charakter dieser Schichten. Wo es die Neigung der Gehänge zuläßt, sind die Aptychenkalke von einem üppigen Pflanzenkleide bedeckt.

Im Gebiet des Flexenpasses zeigt der Oberjura eine andere Entwicklung, die von Ampferer (43) eingehend beschrieben wird. Es sind rote, flaserige, brecciöse Kalke mit Cephalopoden. Diese Fazies ist nahe dem Südrand des Kartengebietes noch zu treffen in Form eines Schubfetzens westlich der oberen Gaißbühelalpe, welcher an der Basis der oberen Lechtaldecke verschleppt wurde.

6. Kreide.

Mehr als alle anderen Formationen verdient die Kreide der ostalpinen Decken Beachtung. Hatten wir bis zum Oberjura eine wenig

wechselnde, typische Ausbildung der Schichtenglieder, so setzt nunmehr mit der beginnenden Hebung des Alpenkörpers eine Differenzierung ein, welche jedem Teilgebiet ihren Stempel aufdrückt und unter Umständen die Frühgeschichte der Alpentektonik zu lesen gestattet.

Außer diesen Erkenntnissen bringen die Kreideschichten aber auch eine Fülle von Fragen, zu deren Lösung im Bregenzer Wald bald die vorhandenen Dokumente, bald die vorliegenden Untersuchungen nicht ausreichen.

Was über den Aptychenkalken zu finden ist, steht im Zeichen der Cenomantransgression, welche Ampferer (34, 38, 61) von vielen Punkten der westlichen Lechtaler Alpen beschrieben hat. Die viele hundert Meter mächtigen Schiefer, welche in der Lechtaldecke *B* und in südlichen Teilen der Lechtaldecke A zu finden sind, kamen wohl im Bregenzer Wald niemals zum Absatz. Unter dem schützenden Dach der Lechtaldecke B liegen nördlich des Braunarlspitz—Mohnenfluh-Massivs nur zirka 70 *m* schwarze und rote Schiefer. Im S, im Fenster der Rauchegg-Mähder, trifft man dann eine Ausbildung, welche derjenigen der Mulde von Spullers völlig entspricht. Grobe Konglomerate und Breccien treten dort zurück und milde dunkle Schiefer beherrschen das Bild.

Gegen N finden wir an Stelle dieser Schiefer mehr und mehr grobklastische Sedimente: Breccien, Konglomerate und Sandsteine. Eine Reihe von Profilen gibt darüber am besten Auskunft:

Die Kreide der Mulde zwischen den Künzelspitzen ist nördlich vom Punkt 2172 am besten ausgebildet. Hier finden wir über den bunten Hornsteinen folgendes Profil:

1	*m*	rote Mergel.
16	*m*	grünliche Mergel.
0·10	*m*	Kalk.
0·50	*m*	hellgraue Mergel.
0·50	*m*	Wechsel von schwarzem Hornstein und dünnblättrigem Schiefer.
15	*m*	weißer Aptychenkalk.

Zwischen Hoch- und Niederkünzelspitze ist der Aptychenkalk im Nordflügel der Mulde 50 *m* mächtig erhalten. Über ihm folgen wie bei Punkt 2172 erst schwarzgrünliche, dann rote Mergel. Breccien sind im Bereich der Hochkünzelmulde nirgends vorhanden.

Im Gebiet des Widdersteins konnte ich nirgends Kreideablagerungen sicher nachweisen. Es ist aber nicht ganz ausgeschlossen, daß sich in den Fleckenmergeln der Bärenweidmulde und der Quetschzone am Schafjöchl Spuren von Kreideschiefern verbergen.

Wenden wir uns nun zum Gebiete der Rothornmulde, so finden wir ganz im W, bei der Litehütte, zirka 15 *m* Aptychenkalk. Auf ihm liegen unter dem Schutze der Lechtaldecke *A* feine grünliche Schiefer. Eine Breccienbank von ganz geringer Korngröße findet sich 5 *m* über der Basis. Der Übergang des Aptychenkalkes in die Kreide scheint sich äußerlich ohne Schichtlücke zu vollziehen.

Die Grenze zwischen Jura und Kreide am Gipfel des Rothorns zeigt folgende Ausbildung:

35 *m* grobe Breccien,
15 *m* Breccie aus Hornsteinen, mit spärlichem, rotem Bindemittel.
10 *m* Breccie aus weißem Aptychenkalk.
6 *m* weißer Aptychenkalk.
4 *m* rötlicher Kalk.
3·5 *m* rote Aptychenschichten.
10·5 *m* rote Hornsteine.

In der Hochbergmulde liegt bei der Schafalpe eine grobe Breccie aus mehr oder weniger gerundeten Stücken von weißem Aptychenkalk und — seltener — Radiolariten. Sie ist durch ein spärliches rotes Bindemittel verkittet. Die Breccie liegt transgressiv unmittelbar auf den Radiolariten. 50 *m* weiter östlich finden wir:

Breccien aus wohlgerundeten Stücken von Aptychenkalk, bis 10 *cm* Größe.
Breccie aus kantengerundeten Stücken von Fleckenmergeln, Hornsteinen und Aptychenkalken, durchschnittlich 3 *cm* groß.

20 *m* östlich von dieser Stelle:

Feines Konglomerat.
1 *m* Breccie aus Aptychenkalk und Hornsteinen, bis 10 *cm* groß, spärliches Bindemittel.

50 *m* weiter östlich:

Konglomerat aus teils wohlgerundeten, teils kantengerundeten Stücken bis 5 *cm* Größe, nach oben immer feiner werdend.
3·6 *m* weißer Aptychenkalk.
24 *m* rote Aptychenschichten.
10 *m* Radiolarite.

Besonders kennzeichnend und vollständig ist die Kreide der Hochbergmulde unterhalb von Punkt 2258 (Fig. 4).

Aptychenkalk, 35° südfallend.

Überkippte Schichtfolge:

1. 4 *m* Schiefer und feinkörnige Breccien.
   3 *m* sehr feste Breccie aus Trümmern von Aptychenkalk und Hornsteinen bis 15 *cm* Größe. Reichliches Bindemittel. Stücke teils kantengerundet, teils eckig.
2. 3 *m* Schuttbedeckung.
   1 *m* festes Konglomerat von wohlgerundeten Stücken bis 3 *cm* Größe.
3. 1 *m* Kalk von intensiv gelber Verwitterungsfarbe.
4. 1 *m* Konglomerat, wie oben.
5. 4 *m* Schiefer mit Breccienbänken.
6. 2·5 *m* Breccie aus wohlgerundeten Stücken, darin Sandsteinbank mit Pflanzenresten. Oben Geröllgröße bis 5 *cm*, unten mikroskopisch fein.
7. 5 *m* graue Schiefer.

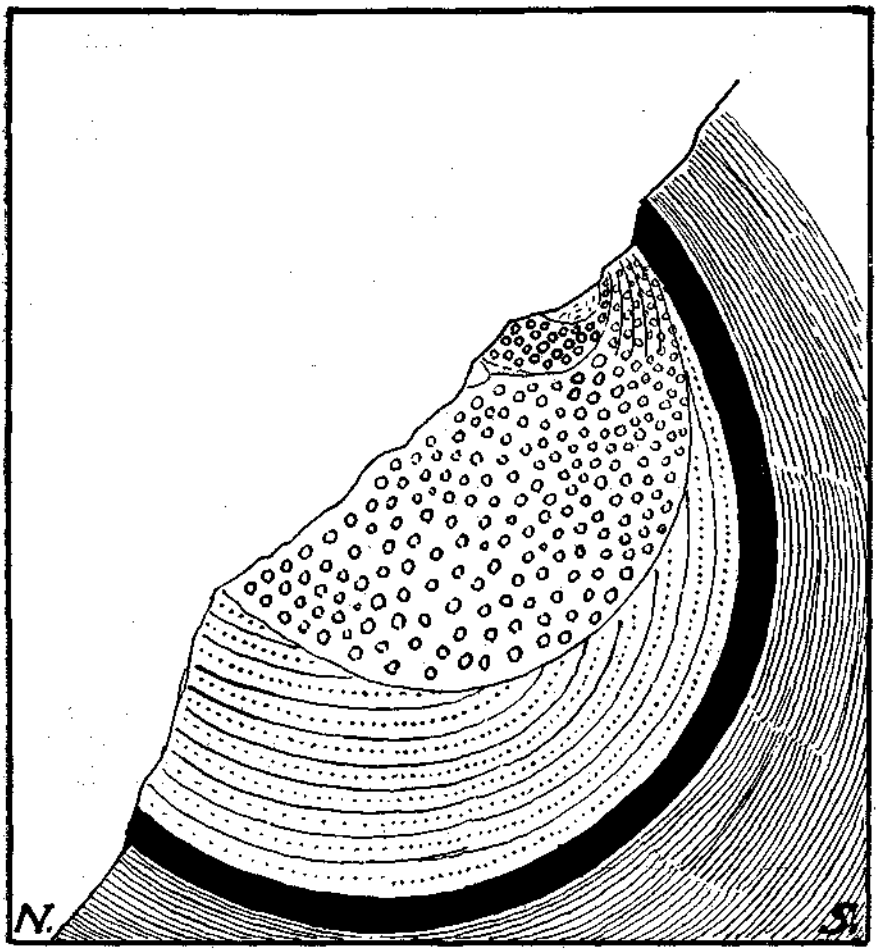


Fig. 6.

Kern der Mulde 8. 8 *m* rote Schiefer.

Normale Schichtfolge:
7. 4 *m* Schiefer und unverfestigter Ton.
6. 0·10 *m* Breccienbank.
5. 4·50 *m* Schiefer und Mergel.
3. 0·40 *m* Kalk von intensiv gelber Verwitterungsfarbe.
1. 4 *m* Breccie aus groben, eckigen Stücken von Aptychenkalk, Tonschiefer und grünen Hornsteinen.

Aptychenkalk.

1 *km* östlich davon zeigt die Hochbergmulde unterhalb von Punkt 2143 folgendes Profil (vgl. Fig. 6):

Roter Aptychenkalk.

10 *m* graugrüne Mergel mit eingelagerten eckigen Brocken aus Aptychenkalk, bis 20 *cm* groß, Spuren von aufgearbeiteten Breccien.

4 *m* sehr fest verkittete, im ganzen feinkörnige Breccie mit vereinzelten großen Stücken von Aptychenkalk.

6 *m* Mergel von gelber Verwitterungsfarbe. Grobgeschichtet.

1·50 *m* feste Breccie mit gelb verwitterndem Bindemittel. Aptychenkalkbrocken und viel grüne Hornsteine.

0·10 *m* feine, sehr fest verkittete Breccie.

1 *m* Mergel.

1 *m* graue Breccie wie oben.

0·50 *m* Mergel.

15 *m* graue Breccie.

40 *m* bunte Breccie. Große Brocken aus rotem Aptychenkalk bis 30 *cm* groß.

30 *m* weißer Aptychenkalk.

5 *m* sehr fein geschichtete rote Kalke.

30 *m* rote Hornsteine.

Fleckenmergelserie.

Das Ganze 40° südfallend.

Im Gebiet der Lechtaldecke *A* finden wir Kreidesedimente im W bei den Ochsenköpfen erhalten. Dort liegen über einer 6 *m* mächtigen Serie von Aptychenkalk graue Schiefer, welche bald von der Lechtaldecke *B* überfahren werden.

Am Fürkele liegt eingeklemmt zwischen dem Hauptdolomit der Lechtaldecke *A* und einen tektonisch höheren Schubfetzen aus Hauptdolomit und Rätmergeln eine Kreideserie, welche mit der Hochbergmulde weitgehende Übereinstimmung zeigt. Sie ist zu einem Sattel zusammengebogen. Im Kern des Sattels liegen grobe Breccien und Konglomerate aus wohlgerundeten Stücken. Darüber folgt ein dunkelgrauer Kalk von intensiv gelber Verwitterungsfarbe und zuletzt graue Schiefer, welche auch pflanzenführenden Sandstein enthalten.

Bei der Hochgletscheralpe liegen unter der Lechtaldecke B:

20 *m* schwarze Schiefer.

20 *m* rötliche Schiefer.

35 *m* schwarze Schiefer mit den liegenden Aptychenkalken intensiv verschuppt und verfaltet.

Der Aptychenkalk dürfte ungefähr 50 *m* mächtig sein.

Östlich davon, in der Juppenwanne, liegen in tektonischem Verband mit dem Dachsteinkalk der Lechtaldecke A 45 *m* rote Schiefer, darüber schwarze Schiefer. Breccien verschiedener Korngröße finden sich eingeschaltet. Über die Lagerung ist kein sicheres Bild zu gewinnen.

Geht man der Schubfläche der Lechtaldecke *B* entlang, zwischen Juppenspitze und Mohnenfluh hindurch auf die Südseite des letzterwähnten Berges, so findet man dort die gleiche Ausbildung. Rote

und schwarze Schiefer liegen in geringer Mächtigkeit im Hangenden. Darunter folgen Breccien und Konglomerate, zu welchen oberjurassische Sedimente das Material geliefert haben.

Wenn man von den unübersichtlichen und unsicheren Lagerungsverhältnissen der Kreide unter dem Mohnenfluh—Braunarlspitzmassiv absieht, so ergibt sich aus diesen Profilen zunächst, daß die Kreidesedimente einen Untergrund vorfanden, der zwar reich gegliedert, aber nirgends bis in ältere Horizonte hinab erodiert war. Überall bilden mehr oder weniger mächtige Aptychenkalke den Boden des Cenomanmeeres, nur in der Schafalpe waren sie bis auf die roten Hornsteine hinunter abgetragen.

Das Sammelprofil Fig. 7 in willkürlicher Richtung längs den Kreidevorkommen von Rothorn und Hochberg gezogen, gibt ein Bild dieser Verhältnisse. Die Diskordanz ist im allgemeinen nur mäßig. Nur bei Punkt 2124 wird der Aptychenkalk von Kreidebreccien rechtwinkelig abgeschnitten. Der Grund dafür kann eine lokale Auffaltung sein, wie in Fig. 7 angegeben, oder die Breccien wurden in einer Rinne abgelagert. Die späteren Dislokationen erlauben nicht, aus dem kleinen Aufschluß zu ersehen, ob die Ablagerung der Breccien auf gefaltetem, eingeebnetem Untergrund oder in einer Erosionsvertiefung relativ ungestört liegender Aptychenkalke erfolgte.

Betrachten wir nun die Sedimente der Kreide selbst und ihre Verteilung, so zeigt sich, daß in der Gegend von Hochberg und Rothorn Tiefenrinnen mit grobklastischen Sedimenten vorliegen, welche im N und S, sowie im W in Ablagerungen größerer Küstenferne übergehen. Eine ausgesprochene Mittelstellung zwischen der grobklastischen Hochberg — Rothornfazies und den Schiefern vom Rauchegg-fenster und Wöstersattel nehmen die Kreideschichten ein, welche zwischen den beiden Teilen der Lechtaldecke liegen. Auf diese mit der Tektonik nicht

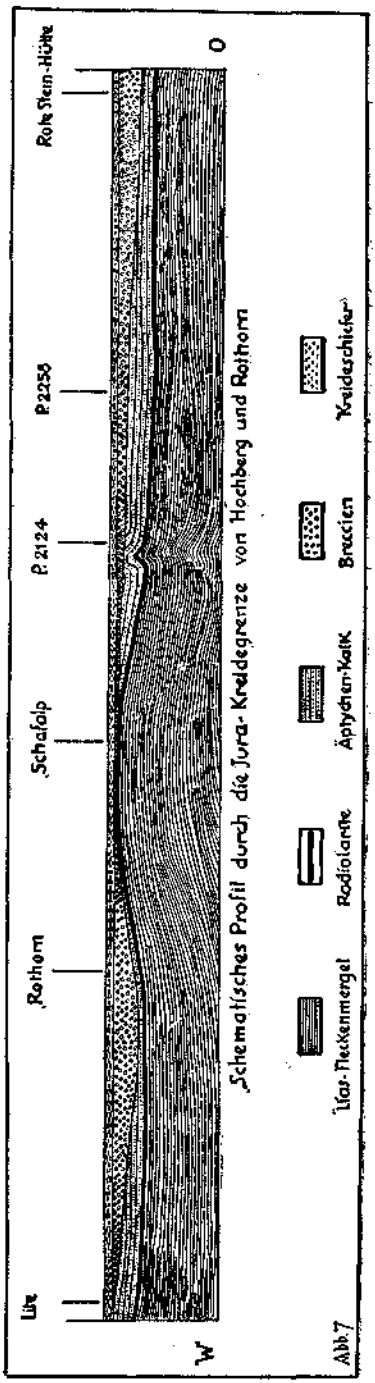


Fig. 7.

leicht in Einklang zu bringende Tatsache möchte ich später zurückkommen.

Besondere Beachtung verdient die Kreide der Hochbergmulde bei Punkt 2258 (Fig. 4).

Sie gibt ein sehr vollkommenes Bild von einer Transgression in südnördlicher Richtung. Auf den Aptychenkalken, welche im Nordflügel tiefer abgetragen sind als im Südflügel, folgt im Südflügel eine Zone von Schiefern und Breccien, welche den Nordflügel nicht mehr erreicht. Darüber liegt ein durchgehender Horizont von groben Breccien, deren Material vom Aptychenkalk und von den Hornsteinen geliefert wurde. Im Nordflügel enthält es in höheren Lagen wohlgerundete Stücke, welche längeren Transport durchgemacht haben dürften. Nun folgt eine Leitbank in Form eines dunkelgrauen Kalkes von ockergelber Verwitterungsfarbe, im Südflügel 1 *m* stark, im Nordflügel nur noch 40 *cm* messend. Den folgenden 4·5 *m* Schiefer und Mergel des Südflügels dürften die Konglomerate und Schiefer Nr. 4 und 5 entsprechen. Die grobklastischen Beimengungen haben also den Nordflügel nicht erreicht. Von der 2·5 *m* starken Breccienlage Nr. 6 mit Pflanzenresten erscheinen nur die feinkörnigen Lagen des hangenden Teiles im Nordflügel. Der Kern der Mulde zeigt, wie zu erwarten, ziemlich vollkommene Symmetrie.

In auffallendem Gegensatz dazu steht die Ausbildung der Kreide in den östlichen Teilen der Hochbergmulde (Fig. 5). Zwar ist auch hier die Abtragung des Untergrundes im Südflügel stärker, aber die Breccien scheinen hier von N her bezogen. Möglicherweise ist das nicht sehr klare Bild durch tektonische Anschoppung, bezw. Schichtverminderung zu erklären. Aber auch die Annahme eines raschen Wechsels in der Transportrichtung der Schuttströme von Ort zu Ort hat hier wohl nichts Fremdartiges.

Wenden wir uns nun zu den weiter im S gelegenen Kreidevorkommen, so ergibt sich die eigenartige Tatsache, daß wir die typischen Strandablagerungen der Allgäudecke wiederfinden zwischen der oberen und unteren Lechtaldecke. Bei dem raschen Wechsel, welchen diese Fazies innerhalb der Allgäudecke sowohl quer zum Streichen, als in der Richtung des Streichens zeigt, kann eine so weitgehende Übereinstimmung in zwei tiefgreifend getrennten Decken stratigraphisch kaum erklärt werden. Die wahrscheinlichste Lösung scheint mir, die Kreide zwischen Lechtaldecke *A* und *B* aus der Allgäudecke herzuleiten. Die Lechtaldecke *A* ist in der fraglichen Gegend derart ausgewalzt und zerrissen, daß durch ihre Lücken leicht obere Horizonte der Allgäudecke heraufgefördert werden konnten oder daß, was auf dasselbe hinauskommt, die ausgedünnte Lechtaldecke *A* wie die Schneide eines Messers zwischen Kreide und tiefere Lagen der Allgäudecke eindrang. Vielleicht gehören auch die Fleckenmergel zwischen Mohnenfluh und Juppenspitze der Allgäudecke an.

7. Jüngere Ablagerungen.

Eiszeitliche Moränen und die Zeugen von Rückzugsstadien finden sich fast in allen Karen der Bregenzerwaldberge. Ich habe sie auf der Karte nicht besonders ausgeschieden und kann auch hier zur

Glazialgeologie nichts beitragen. Ein besonders schönes Beispiel einer Moräne, daß ich gleichwohl erwähnen möchte, liegt unter den Ostwänden des Heiterbergs und bildet hier die Weideböden der Mittelalpe von Bärgunt. Diese Moräne zeigt in schönster Erhaltung den ganzen Formenschatz glazialer Ablagerungen.

O—W gerichtete Schrammen finden sich in den Kreideschiefern am Oberlauf des Gaißbaches zwischen Gaißbühel- und Bergeralpe. Sie gehören dem Gebiet des Lechtalgletschers an.

II. Spezielle Tektonik des Quellengebietes der Bregenzer Ache.

Eine Besprechung der lokalen Tektonik, welche die Längs- und Querstörungen jeweils durch das ganze Gebiet verfolgt, würde nicht geeignet sein, ein klares Bild vom Bau der einzelnen Gebirgsteile zu vermitteln. Um den Zusammenbang der Tektonik mit dem Landschaftsbild nicht verlorengehen zu lassen, will ich das Gebiet in fünf kleinere Teile für die Beschreibung zerlegen. Jeder dieser Teile soll dann zusammenhängend abgehandelt werden. Trennungslinien der fünf Berggruppen sind einmal das Tal der Bregenzer Ache, der Hochgletscherbach und das Auenfeld. Ferner die Juramulde, welche vom Heimenwald über den Schadonapaß nach Schröcken und im Süden des Widdersteins nach Hochkrummbach zieht.

So ergeben sich die fünf Teilgebiete:

1. Bärenweide, Widderstein, Bärgunt-Hochalp, Heiterberg,
2. Künzelspitzen, Toblermann, Kunkelspitz, Ischgerneyalp,
3. Rothorn, Roß, Hochberg-Braunarlspitzmassiv,
4. Fellalpe, Mohnenfluh, Juppenspitze,
5. Tannberg und Karhorn.

Ich habe diese von Mylius' Einteilung etwas abweichende Anordnung des Stoffes getroffen, weil durch die gewählten Grenzen übersichtliche geologische Zusammenhänge nirgends zertrennt werden. Um herauszustellen, in welchen Punkten die vorliegende Aufnahme gegenüber der Karte von Mylius (22) Neues bringt, will ich die wesentlichen Unterschiede der Auffassungen jeweils am Schluß eines Abschnittes kurz zusammenfassen.

1. Bärenweide, Widderstein, Bärgunthochalp, Heiterberg.

Die Grenze des südlichen Bregenzer-Wälder-Flyschzuges gegen die ostalpinen Sedimente liegt an der Nordseite der Bärenweide und im Gentscheltal noch außerhalb unserer Karte. Schubfetzen von Radiolariten unsicherer Herkunft liegen zwischen dem Flysch und dem Hauptdolomit der „Allgäudecke". Wir haben in den nun folgenden Massen die unmittelbare Fortsetzung der gleichen tektonischen Einheit vor uns, welche im NO die Gipfel von Nebelhorn, Höfats, Schafalpenköpfen aufbaut. Es ist heute, nach den Arbeiten von Ampferer, Haniel, Mylius, Pontoppidan, Schulze u. a. möglich, diese Zusammengehörigkeit ohne Erörterung voranzustellen.

In einer Mächtigkeit von ungefähr 400 *m* baut der Hauptdolomit die Nordhänge der Bärenweide auf. An der Schulter des Nordgrates (Punkt 1825) folgt normal das Rät, vorwiegend aus Kössener Schichten bestehend, mit Kalklagen, welche ziemlich unbeständig sind; dann eine dünne Lage von Liasfleckenmergeln und endlich Radiolarite und Aptychenkalke mit Fleckenmergeln in intensiver Verfaltung und Verschuppung. Wir stehen hier im Kern einer Mulde, welche noch weiterhin nach Süden ausgreift, nunmehr aber mit den Fleckenmergeln als jüngstem Formationsglied abschließt. Zwei Sättel unterteilen die Mulde. Der erste ist gut zu sehen an der Westflanke des Bärenkopfes, die einen Querschnitt durch die ganze Mulde darbietet. Der zweite Sattel zieht von Punkt 2070 gegen das Gentscheltal hinunter, wobei seine Achse noch etwas steiler nach O einfällt, als der Berghang. Er wird von der Oberfläche schief angeschnitten und man sieht von unten nach oben in regelmäßiger Folge die Gewölbe der einzelnen Schichtglieder unter den Fleckenmergeln hervortauchen bis zum Hauptdolomit, der bei Punkt 2070 eine Strecke weit die Grathöhe beherrscht. Nicht weniger deutlich sehen wir das starke Achsenfallen an der vorhin erwähnten Mulde des Bärenkopfs.

Die Verschuppung der Radiolarite und Aptychenkalke ist enorm. Die Karte im Maßstab 1 : 25000 kann nur ein unvollkommenes Abbild der Wirklichkeit geben — aber auffallend ist es, wie gleichmäßig die Schuppen und Falten im Streichen sich fortsetzen. Wo man auch die wildgefurchten Osthänge der Bärenweide quert, überall trifft man denselben raschen Wechsel der Gesteine. Aber nirgends bringt die steile Neigung der Bergflanke den Boden der Mulde wieder zum Vorschein, welcher an der Westseite so gut erschlossen ist.

Der Südflügel des Sattels vom Punkt 2070 enthält im O noch alle Schichtglieder. Aber schon ehe er die Grathöhe erreicht, verschwindet das Rät, bald darauf die Fleckenmergel, und wenn man gegen das Bärguntal hinuntersteigt, sieht man die Aptychenkalke mit dem Hauptdolomit zusammenstoßen. Der dritte Abschnitt der großen Mulde zwischen Bärenkopf und kleinem Widderstein ist nur mehr ein Trümmerhaufen gequälter Fetzen von Radiolariten, Aptychenkalken und Fleckenmergeln. Der Boden der Mulde, der Hauptdolomit, fehlt, und wenn wir auf der Westseite hinabsteigen, stoßen wir schon in 1700 *m* Höhe auf den liegenden helvetischen Flysch. Fetzen von Aptychenkalk stecken darin und höchst eigenartigerweise kann man einen Streifen von Radiolarit und stellenweise Aptychenkalk von der Mulde weit nach N unter dem Hauptdolomit zwischen diesem und dem Flysch verfolgen. Ein Zusammenhang dieser Fetzen mit den Schubschollen an der Nordseite der Bärenweide dürfte aber wohl kaum bestehen. Der Boden der Mulde wurde beim Vorwärtsgleiten der Decke abgeschliffen und ihr Inhalt an der Basis des Dolomits „verschmiert". Rätselhaft bleibt dabei, wie das auch in der Richtung nach N geschehen konnte. Aber die starke Verbiegung der Achsen in der Vertikalen, und, wie ich gleich dartun möchte, auch in der Horizontalen, zwingen ohnedies dazu, lokale Bewegungen im Bereich der Bärenweide von O nach W und vielleicht auch von N nach S anzunehmen. Um die Lagerung der Hornsteine

nordwestlich vom Schafsattel zu erklären, müssen wir freilich annehmen, daß diese Bewegungen zu einer Zeit erfolgten, wo ein weiteres Vordringen der Allgäudecke nach N nicht mehr statthatte. Sonst wären die Fetzen an der Basis zurückgeblieben.

Das starke Ansteigen der Muldenachse aus dem Gentscheltal zum Kamm der Bärenweide ist vorhin erwähnt worden. Der Verlauf der Grenze des Hauptdolomits gegen den Flysch am Westhang des Bärenkopfs zeigt, daß die Achse von hier an wieder nach W fällt. Ihre Kulmination geht längs dem Kamm der Bärenweide und durch den Widderstein. Daß diese Achsenkulmination kein südliches Ausbiegen der Ausstrichlinien der südfallenden Schichten auf der Karte veranlaßt, liegt daran, daß sie durch eine horizontale Verbiegung ausgeglichen, ja sogar überkompensiert wird. Das SSW NNO gerichtete Streichen, mit dem die tektonischen Linien vom Tal der Bregenzer Ache zu unserem Standpunkt herüberziehen, wird beinahe rechtwinkelig gegen SO abgebogen. Man sieht das auf der Karte am klarsten an der Bärenkopfmulde. Aber der Verlauf der Schichtgrenzen am Widderstein zeigt die Verbiegung ebenso deutlich wie das Streichen des Räts südlich vom Gentschelpaß.

Die Mulde vom Bärenkopf läßt sich vom Gentscheltal nach O über den Elferkopf zum Fiderepaß verfolgen, wo sie von Pontoppidan beschrieben worden ist. Nach W findet diese Mulde ihr Ende bei der oberen Bärenweidalpe. Erst ganz im W des Kartengebietes, beim Toblermann, finden wir wieder eine Mulde, welche ihr tektonisch entspricht.

Die Verbindung der Muldenzone von Bärenweide und Punkt 2070 mit den südlich von ihr gelegenen Bergen ist nirgends ungestört. Am Westhang von Punkt 2070 stößt ja sogar der oben erwähnte Zwischensattel mit reduziertem Südflügel unter Einschaltung von Aptychenkalkschuppen an den Hauptdolomit. Von der Mulde, welche die beiden Sättel trennen sollte, ist nur eine Quetschzone übrig geblieben. Weiter nach O ist wenigstens der Sattel noch ungestört, aber der Südflügel der Mulde dennoch nirgends vollständig. Erst ganz im O finden wir nach Mylius Rät zwischen den Fleckenmergeln der Elfermulde und dem Hauptdolomitsattel des Liechelkopfes.

Trotz dieser in der Richtung nach W zunehmenden Störung ist kein Grund vorhanden, den Kleinen Widderstein und den Liechelkopf als eine selbständige Schuppe aufzufassen. Wir haben es noch mit einem enggepreßten Sattel zu tun, welcher den Südflügel der nördlich anschließenden Mulde bald mehr, bald weniger ausgequetscht hat. Wir werden dieser Erscheinung in vielen Fällen wieder begegnen. Der wohlgeschichtete Hauptdolomit des Kleinen Widdersteins und der Gentschelklamm ist steil aufgerichtet, der Sattel ganz wenig nach N überkippt. Die Achse geht ungefähr durch den Gipfel des Kleinen Widdersteins. Daß es sich um eine Isoklinalfalte, also um eine symmetrische Wiederholung der Hauptdolomitserie handelt, wird schön bestätigt durch das Vorkommen eines roten Schichtbandes, welches im Nord- wie im Südflügel an entsprechender Stelle sich findet. Es läßt sich in der Westflanke des Kleinen Widdersteins nicht verfolgen. Wir begegnen diesem Band auf dem zackigen Grat, welcher vom Vorgipfel zum Hauptgipfel

des Kleinen Widdersteins hinüberleitet, in der letzten Scharte vor dem Erreichen des Hauptgipfels. Es durchzieht die ganze Ostwand des Berges und kommt unter den Schutthalden im Kar nochmals zum Vorschein. Seine Fortsetzung findet man in den westlichen Teilen des Geschröfs, welches die Schutthänge des Gentscheltales nach S abschließt. Das rote Band des Nordflügels sieht man schon von fern her vom Nordgrat des Kleinen Widdersteins durch die Ostwand herabziehen. Der Schutt verhüllt es dann, bis es an dem Zickzackweg zum Gentschelpaß wieder erscheint, dort, wo er die Steilstufe der Gentschelklamm überwindet.

Folgen wir dem Weg zur Gentschelalpe weiter, so stoßen wir oberhalb der Fläche des Roßbodens auf eine schmale Zone von Fleckenmergeln und Radiolarit, die dem Hauptdolomit eingelagert ist. Auf der anderen Seite des Gentschelbaches bildet die Fortsetzung dieser Fleckenmergel einen begrünten, mit Erlen bestandenen Hang. In 1720 *m* Höhe enden diese Fleckenmergel: vielleicht dürfen wir eine östliche Fortsetzung der Zone in die Rät- und Juraschichten annehmen, welche zwischen dem Hauptdolomit des Angererkopfes einerseits, des Liechelkopfes anderseits gelegen sind. Wir haben es wiederum mit den Resten einer Mulde zu tun, deren Synklinalnatur in ihrer westlichen Fortsetzung deutlich sich zeigt.

Unter den Nordwänden des Widdersteins und seines östlichen Seitenkammes (Punkt 2263) zieht sich eine schmale Zone junger Schichten entlang. Die Schichtenstellung ist bald seiger, bald steil nach S geneigt. Auf den Hauptdolomit der Antiklinale des Kleinen Widdersteins folgt eine mehr oder minder mächtige Serie rätischer Kalke und Mergel, dann Fleckenmergel, Radiolarite und endlich Aptychenkalk. Der Südflügel der Mulde besteht aus der Folge Aptychenkalk, Radiolarite, Fleckenmergel. Am Roßboden und unter der Nordwand von Punkt 2263 fehlen die Aptychenkalke des Muldenkerns. Das Rät des Nordflügels ist aber an der letzterwähnten Stelle ziemlich mächtig. Am Sattel des Kleinen Widdersteins ist es nur spärlich vorhanden. Unter dem Nordabsturz der Roten Wand wird das Rät wieder vollständiger, an einer Stelle tritt sogar eine Wiederholung der Serie: Kössener Schichten — Dachsteinkalk — Fleckenmergel ein als Folge einer lokalen Verschuppung. Auch für solche Verschuppung werden sich weitere Beispiele finden.

Die schönste Entwicklung zeigt die Mulde an der Roten Wand (Fig. 8). Hier sind erst ihre höheren Teile von der Erosion bloßgelegt, nicht schon das ausgequetschte Muldentiefste. Die Schichten fallen etwa unter 50° nach S, und die Südflanke der Roten Wand, welche ein ähnliches Einfallen zeigt, hat die Radiolarite des Südflügels in ungewöhnlicher Ausdehnung erschlossen.

Westlich der Roten Wand verschwindet das Rät auf kurze Zeit im Nordflügel. Mit gewaltigem Achsenfallen ist die Mulde hinuntergebogen in den Graben der „Kuche", welcher vom Hochalpsee bis zur Sohle des Bärgunttales die Wände durchreißt. Wenn man dieser Wilden Rinne folgt, erkennt man an Hand der außerordentlich klaren Aufschlüsse, wie die Mulde, vom Achsenfallen abgesehen, auch noch entzweigerissen ist und wie ihr westlicher Teil etwa 80 *m* tiefer zu liegen kommt. Das Achsenfallen, welches wir schon am Bärenkopf, noch viel deutlicher hier

in der Westflanke der Roten Wand erkannt haben, hat zum Bruch geführt. Die Achsenflexur ist zur Achsenverwerfung geworden. Daß jenseits des Grabens das Rät im Nordflügel wieder auftaucht, darf nicht wundernehmen. Befinden wir uns doch hier im abgesunkenen Teil der Mulde, welcher nicht das Muldentiefste zum Ausstreichen bringt, das erfahrungsgemäß stärker reduzierte Schichtenserien birgt. Unter den Hängen der Bärenmahd verschwindet die Mulde im Schutt des Bärgunttales. Vorher sieht man noch ein scharfes Abbiegen der Schichten längs einer WSW—ONO streichenden Störung. Hier ist der nördliche Teil gegenüber dem südlichen gehoben worden. Deutlich ist der tektonische Kontakt des Widdersteinhauptdolomits mit dem Dachsteinkalk des Hoch-

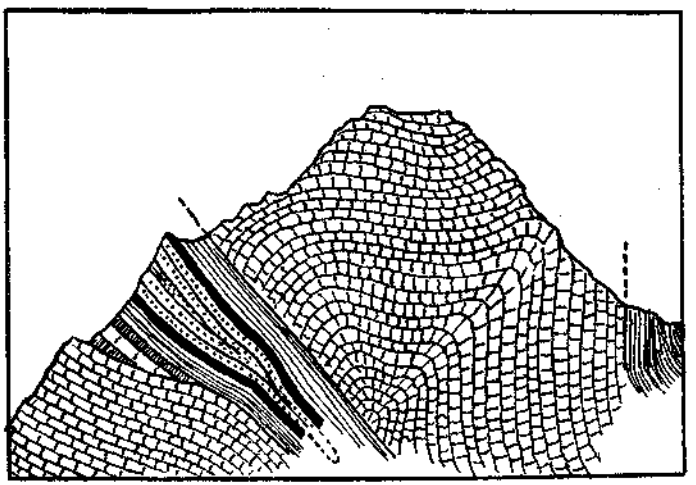


Fig. 8. Widderstein von W.

alpsees und in ihrer Fortsetzung nach O bringt die Störung den Ausfall der Rätschichten im S des Widdersteins. Unvermittelt stößt der Hauptdolomit an die Fleckenmergelzone von Hochkrummbach.

Diese Längsstörung ist älter als die NNW streichende Verwerfung westlich der Roten Wand. Sie wird von ihr entzweigeschnitten und der Ausstrich der älteren Störungsfläche erscheint im östlichen Teil nach S zurückgeschoben. Weil die Verwerfung südlich vom Widderstein aber augenscheinlich sehr steil in die Tiefe fällt, muß für diese Verschiebung der Ausstrichlinie eine kleine Blattverschiebung längs der jüngeren Störung angenommen werden. Diese Blattverschiebung ist nichts anderes als eine Übertreibung des Abbiegens der Schichten nach SO, welches wir an der Bärenweide und weiter südlich beobachtet haben. Die Blattverschiebung steht zu der horizontalen Verbiegung der Achsen im gleichen Verhältnis wie die Querverwerfung westlich vom Widderstein zum Achsenfallen an der Roten Wand.

War schon die Antiklinale des Kleinen Widdersteins von der nördlich vorgelagerten Mulde durch Störungen getrennt, so gilt dies noch mehr von dem Dolomitsattel des Großen Widdersteins. Überall stoßen, wie

schon erwähnt, seine Hauptdolomitmassen an Fleckenmergel der Rotwandmulde, und zwar mit erheblicher Diskordanz. Der Hauptdolomit fällt steil nach N, die Elemente der Mulde nach S. Die Fleckenmergel sind unter der Störungsfläche äußerst stark gequält und bilden eine schwarze mulmige Masse. Die Überschiebungsfläche ist durch die Verwerfung des Kuchegrabens entzweigeschnitten.

Der Gipfel des Großen Widdersteins stellt eine flache Mulde dar. Südlich vom Gipfel fallen die Schichten immer steiler nach S. Die Aufwölbung der Achse im Widderstein ist sehr stark. Nirgends finden wir auf seinen Höhen jüngere Sedimente. Erst westlich der großen OSO-WNW-Störung liegen wieder Rät und Liasschichten, die an dieser Störung gegen den Widderstein abgesunken sind. Diese Störung im Verein mit dem Achsenfallen hat sie in tiefere Lage gebracht und vor der Abtragung bewahrt. Auch östlich vom Widderstein findet man jüngere Schichten erst wieder in tieferer Lage. Rätische Mergel stehen im Bachbett südöstlich der oberen Gentschelalpe an und ein kleiner, zackiger Felsgrat bei der oberen Widdersteinalpe zeigt an zwei Stellen Kössener Schichten, welche auf einen verwickelten Bau der Dolomitmassen des Widdersteins schließen lassen. Für eine genaue Beschreibung dieser Formen reichen aber die Befunde nicht aus. Innerhalb des Hauptdolomits lassen sich Störungen schwer verfolgen.

Nördlich vom Hochalpsee liegt Dachsteinkalk, deutlich zu einem steilen Sattel gebogen. Dieser Sattel stößt im N gegen die ONO-WSW-Störung ab. Sein Südflügel ist Nordschenkel einer Mulde. In ihr liegt der See; an seinem Südufer streichen die roten Schichten des unteren Lias durch. Man kann sie nach W hin bis unter den Schutt der Bärguntmittelalpe verfolgen. Südlich vom See taucht unter den Fleckenmergeln ein Sattel hervor. Er bildet die langgestreckte Steilstufe zwischen der Mittelalpe und der Hochalpe von Bärgunt. Die Mulde vom Hochalpsee finden wir mit Fleckenmergeln und Kössener Schichten wieder bei der Hütte der Mittelalp.

Den schönsten Aufschluß der enggefalteten Zone gibt aber die Westflanke des Kammes Höferspitze—Heiterberg—Alpeleskopf—Gaißfuß. (Zur Erläuterung der Tektonik des Heiterbergs sollen die Querschnitte Abb. 9, Taf. XIII dienen.)

Die Fleckenmergel der Mulde von Hochkrummbach bauen die Höferspitze auf. Beim Wort „Riesengrind" der Karte (dieser Name gehört zu einer weiter im W gelegenen Alphütte) taucht ein Sattel aus rätischen Kalken hervor. Es ist derselbe, welchen wir südlich vom Hochalpsee beginnen sahen. Seine Flügel stehen völlig senkrecht und sind eng zusammengepreßt. Im Kern finden sich Kössener Schichten und auf der Paßhöhe ein schmaler Streifen Hauptdolomit. Nicht minder steil stehen die Schenkel der nördlich anschließenden Mulde in ihren östlichen Teilen. Ihr Kern enthält den oberen Mergelhorizont der Rätformation. Auf der Grathöhe, wo die Mulde flacher ist, kommen roter Lias und Fleckenmergel hinzu. Beim Wort „Gstein" der Karte geht die Mulde in einen zweiten Sattel mit senkrechten Flügeln über. Viermal sehen wir hier an der Bergwand die Platten des Dachsteinkalkes erschlossen, als senkrechte Kulissen, getrennt von ihren liegenden und hangenden Mergelhorizonten,

welche die Kerne bald der Sättel, bald der Mulde füllen. Am Grate des Heiterberges ist die Mulde flacher. Der nördliche der beiden Sättel erreicht zwischen Heiterberg und Alpeleskopf die Grathöhe. Nach dieser bescheidenen Aufwölbung folgen im N wieder Fleckenmergel und im Schenkel der Mulde unter dem Gipfel des Alpeleskopfes roter Lias, Kössener Mergel und Dachsteinkalk. Dann stoßen wir auf den Austritt einer Störungsfläche. Unter dem Dachsteinkalk liegen Kössener Mergel, dann wieder Dachsteinkalk mit seinem normal Liegenden, den Kössener Schichten und dem Hauptdolomit. Der Hauptdolomit stößt mit einem deutlichen Sattel an den Flysch. Die Überschiebung des Dachsteinkalkes über die untere Schichtenfolge läßt sich durch die Wände nördlich vom Wort „Olberg" der Karte ziemlich weit nach O verfolgen. Es ist wahrscheinlich, daß die Überschiebung aus der Muldenzone zwischen Großem und Kleinen Widderstein hervorgegangen ist.

Die Grenze des Hauptdolomits gegen den Flysch kümmert sich nicht um die Gestalt der Oberfläche. Sie fällt steil in die Tiefe. Erst in größerer Tiefe wird die Bewegungsfläche schwächer geneigt, wie man im Tal der Bregenzer Ache feststellen kann. Daß der Hauptdolomit einen Stirnsattel bildet, sieht man auch zwischen Lägeralpe und Üntschenjoch; am deutlichsten an diesem Paß (1857) selber. Auch am Kälberfalken und endlich am Nordabsturz der Roten Wand. Daraus darf man wohl schließen, daß die Allgäudecke nicht weiter nach N vorgestoßen ist, daß wir es mit der Deckenstirn zu tun haben, nicht mit einem Erosionsrand. Immerhin muß man aber die Möglichkeit in Betracht ziehen, daß, wie im N des Schafsattels, ein neues Deckenstück sich anschloß, welches durch Abschleifen des Bodens der verbindenden Mulde den Zusammenhang nach S verloren hat. Dabei müßte man aber die unwahrscheinliche Annahme machen, daß der absteigende Verlauf der Austrittslinie der Überschiebung ausschließlich durch starkes Axialgefälle vom Üntschenjoch nach O und W bedingt sei, nicht durch steile Stellung der Überschiebungsfläche.

Die Überschiebung vom Alpeleskopf setzt sich wohl innerhalb des Hauptdolomits nach W fort. Sie ist nun auf weite Strecken vom Schutt verhüllt.

Die Aufwölbung der Rätschichten zwischen Alpeleskopf und Heiterberg ist in der Nordflanke des Heiterbergs gut sichtbar. Schalenförmig gebogen tauchen die rätischen Kalke unter den Fleckenmergeln hervor. Die Wölbung wird durch eine Querverwerfung zerrissen. Diese Störung ist auch die Ursache dafür, daß am Südabhang des Heiterberges die Fleckenmergel nach W schroff gegen Rätschichten absetzen. An der Stelle der Störung kommt sogar der liegende Mergelhorizont und etwas Hauptdolomit zutage.

Aus den vielen Falten ist nunmehr ein einziger Sattel geworden, von einer Mulde im N begleitet. Die Mulde zieht zur Alpe Wanne hinüber. Dort streicht sie in die Luft hinaus. Im Kern des Sattels erscheinen bei der „Platte" nochmals die Kössener Schichten und der Hauptdolomit. Die Kalke und Kössener Schichten des Südflügels fallen steil unter die Allgäuschichten. Diese Allgäuschichten sind nicht ungestört. Westlich der Hütte vom „Riesengrind" steckt eine Schuppe aus Dachsteinkalk in den Fleckenmergeln und südlich von Punkt 1763 beginnt ein Band

von Radiolariten und Aptychenkalken, das über die Gaißbergalpe bis fast auf die Sohle des Achtales zum „Rossig“ hinunterzieht. Die roten Schichten führen Aptychen. Auf diesen Aptychenkalken liegt von der Gaißbergalpe an abwärts eine Platte aus Dachsteinkalk, welche durch Vermittlung von rotem Lias in die Fleckenmergel von Unterboden übergeht.

Wenn man von Unterboden die Fahrstraße nach Hopfreben verfolgt, so erreicht man kurz vor dem „Gesprengten Weg“ eine kleine Runse, in welcher man gequälte schwarze Mergel zwischen Hauptdolomit eingepreßt findet. Dieses Vorkommen ist wohl die Fortsetzung eines Streifens von Kössener Schichten, welcher höher oben durch den Berghang herunterzieht. Es ist wahrscheinlich, daß diese Quetschzone der Überschiebung nördlich vom Alpeleskopf entspricht und nach W in die Mulde zwischen Hoch- und Niederkünzelspitze übergeht. Damit würden der „Kleine Widderstein“, der „Kälberfalken“, der Gaißfuß, der Dolomit der Lägernalpe und die Niederkünzelspitze tektonisch zusammengehören.

Die Verbiegung der Faltenachsen am Heiterberg ist, wenngleich nicht so groß wie am Widderstein, dennoch beträchtlich. Der Scheitel des Dachsteinkalksattels liegt unterhalb der Bärgunthochalpe in einer Höhe von 1800 *m*, auf dem Grat zwischen Höferspitze und Heiterberg mehr als 300 *m* höher. Und der Dachsteinkalk der „Platte“ sinkt im Verlauf des Streichens auf kurzer Strecke von Punkt 2045 nach SW auf Punkt 1763 hinunter. Das Bärgunttal ist wie das Gentscheltal und das Tal der Bregenzer Ache in einer Achsendepression gelegen. Die Kulminationen erscheinen in der Landschaft als Widdersteingruppe und Heiterberg. Das Streichen der Falten zwischen Heiterberg und Hochalpsee ist von O nach W gerichtet und somit gegen das allgemeine Streichen in südlicher Richtung abgebogen.

Südlich vom Widderstein und Heiterberg erstreckt sich die weite Liasmulde von Hochkrummbach. Die ungewöhnliche Ausdehnung der Fleckenmergel in dieser Mulde beruht sicher auf Wiederholungen, die sich im einzelnen nicht verfolgen lassen. Die Falten der Bärguntalpe, welche unter diese Fleckenmergel tauchen, zeigen ja deutlich, wie es unter dem Lias etwa aussehen könnte. Ganz im O, außerhalb der Karte, taucht über der Hirschgerenalpe ein Sattel aus Rätschichten unter den Fleckenmergeln auf und die Antiklinale des „Kessels“ bei Unterboden deutet die Faltung des Untergrundes der Liasmulde an.

Vergleich der Ergebnisse von Abschnitt I mit der Auffassung von Mylius.

Die Querverwerfung, welche östlich vom Bärenkopf die Bärenweidmulde zertrennen soll, existiert nicht. Das gleiche gilt von den Störungen, welche ins Nordwestgehänge des Bärenkopfes eingetragen sind. Der Zwischensattel innerhalb der Bärenweidmulde hat hier Verwerfungen vorgetäuscht.

Der Sattel, welcher die Bärenweidmulde im S begrenzt, ist weniger gestört als auf Mylius' Karte angegeben. Das Umbiegen der Rätschichten beim Untertauchen des Sattels ist deutlich zu sehen. Am Schafsattel liegt nicht „Flysch“, sondern Fleckenmergel. Der Flysch der

oberen Bärenweidalpe läßt sich weit nach S auch dort verfolgen, wo Mylius Schutt eingetragen hat.

Der Aptychenkalk der Roten Wand (Punkt 2197 in Mylius' Karte) ist mit dem liegenden Hauptdolomit überall durch Fleckenmergel verbunden. Die Verwerfungen von der Hochalp und ihr gegenseitiges Verhältnis haben bei Mylius eine Darstellung erfahren, der ich nicht zustimmen kann. Die Unterschiede der Auffassungen werden aus einer Betrachtung der beiden Karten besser klar werden als bei umständlicher Beschreibung.

Mylius will einen Beweis für große O-W-Bewegungen im Bereich des Widdersteins darin sehen, daß die Zone junger Schichten nördlich des Großen Widdersteins nach W hin zu größerer Mächtigkeit angeschoppt sei. Die große Ausdehnung der Hornsteine an der Roten Wand beruht großenteils darauf, daß ihre Schichtenfläche von der Erosion freigelegt wurde. Aus meinen Profilen dürfte im übrigen hervorgehen, daß die Zonen junger Schichten ausgesprochene Mulden darstellen, welche ihre Entstehung nur S-N gerichteten Kräften verdanken können. Vollkommen richtig hat dagegen Mylius die Achsenverbiegungen bei der Bärenweide beurteilt, auch hinsichtlich ihrer Entstehungsursachen. Hier haben wir tatsächlich die Wirkung eines O-W-Druckes vor uns, welche die gegebene Struktur der O-W-Falten noch einmal umgestaltet hat. In dem Längsprofil, das Mylius durch den Widderstein gezogen hat (22, Taf. III, Prof. 5), ist die Achsenverbiegung nicht zur Darstellung gekommen.

Im ganzen glaube ich für den Widderstein an Stelle der vielen Brüche und Spalten von Mylius eine intensive Faltung mit ungefährem O-W-Streichen nachgewiesen zu haben. Die weitgehenden Schlüsse, die Mylius im Sinne der Rothpletzschen Theorie des O-W-Schubes von der Tektonik des Widdersteins abgeleitet hat, dürften schon durch die allgemeine Entwicklung der Anschauung von der Tektonik der Kalkalpen erledigt sein. Ihre Fehlerhaftigkeit mußte bei der Neuaufnahme selbstverständlich zutage treten.

Auch im Gebiet des Heiterbergs ist Faltung das wesentliche Element im Bau der Allgäudecke. Eine sehr gute Übereinstimmung mit Mylius' Prof. 6, Taf. III, zeigt mein Querschnitt Fig. 9, Prof. 6. Die Verwerfung im S des Heiterbergs ist indessen nicht vorhanden und nur durch die steile Faltung vorgetäuscht. Ebensowenig kann ich das flache Einfallen der Überschiebung nördlich vom Heiterberg und ihren Zusammenhang mit dem Aptychenkalk der Lägeralpe bestätigen. Die höhere der beiden, von Mylius eingetragenen Schuppen aus Aptychenkalken zwischen Unterboden und der unteren Lägeralpe dürfte auf einer Verwechslung mit dem dort anstehenden roten Lias beruhen. Die Ähnlichkeit der roten und hellgrauen Liaskalke mit den Aptychenkalken ist groß. Letztere enthalten aber an der fraglichen Stelle reichlich Ammoniten und Belemniten.

Indessen ergibt sich trotz allen großen Unterschieden der Auffassung für die Gesamtverbindung der tektonischen Elemente das gleiche Resultat: Daß die Überschiebung nördlich vom Heiterberg nach O in die Muldenzone der Roten Wand, nach W in die Hochkünzelmulde sich fortsetzt.

2. Künzelspitzen, Toblermann, Kunkelspitzen, Ischgerneyalpe.

Die Verbindung der Berge im O und W der Bregenzer Ache ist schwierig. Man hat von jeher eine Störung zu ihrer Erklärung herangezogen. Die dichte Bewaldung der Gehänge ist ein großes Hindernis für die Einsicht in diese gerade recht verwickelte Gegend. Wenn wir hüben und drüben nach charakteristischen Elementen suchen und sie zusammenfügen, so ergibt sich aber trotzdem im ganzen ein ungestörtes Zusammenpassen.

a) Verbindung der tektonischen Einheiten zu beiden Seiten der Bregenzer Ache.

Die Liasmulde von Hochkrummbach-Höferspitze findet ihre Fortsetzung in den riesigen Fleckenmergelmassen des Hochberges. Unter dieser durch Faltungen vervielfachten Serie liegen an der Treualpe rote und graue Kalke des unteren Lias, darunter das Rät. Wenn man aber auf der nach S fallenden Dachsteinkalkplatte ansteigt, sieht man beim Wort „Wurzen" der Karte Kössener Schichten und eine zweite Dachsteinkalkserie unter ihr liegen. Im NW der Gemsalpe bietet sich folgendes Profil:

Dachsteinkalk.
Überschiebung.
Fleckenmergel.
Roter Lias.
Dachsteinkalk.
Kössener Schichten.
Hauptdolomit.

Diese Überschiebung ist die Fortsetzung der Störung, welche östlich der Ache die Aptychenkalke der Gaißbergalpe unter den Dachsteinkalk eingequetscht hat. Sie ist durch das Tal der Ache wegen der Schuttbedeckung nicht zu verfolgen. Ein Zusammenhang mit der Störung von Glattjöchl-Schönegg weiter im W läßt sich mit Sicherheit weder nachweisen noch ausschließen.

Das Mergelvorkommen beim „Gesprengten Weg" ist schon erwähnt worden. Es stellt die Verbindung her zwischen der Überschiebung am Gaißfuß und einer Quetschzone im W der Bregenzer Ache, die ich im folgenden beschreiben möchte:

b) Die Muldenzone zwischen Hoch- und Niederkünzelspitze.

In den „Sätzen" über dem Schiedlewald zieht sich durch die Schrofen von Hauptdolomit ein Band aus jüngeren Schichten, hauptsächlich Allgäuschiefern und roten Kreidemergeln. Die Zone ist schwer zugänglich und auf weite Strecken von einem dichten Pflanzenkleid verhüllt. Stellenweise finden sich Aptychenkalke. Über der Schiedlealpe ist die Zone von einer Querstörung, die später beschrieben werden soll, zerschnitten. Sie wird westlich der Störung mächtiger und gewinnt die Gestalt einer Mulde mit Aptychenkalken im Kern.

Das Kar „zwischen den Künzeln" zeigt den größten Teil der Mulde von Schutt bedeckt. Nur der Kern aus hartem Aptychenkalk bildet eine nach N steil abfallende Mauer. Kreideschiefer sind mit eingemuldet. Im

Südflügel erscheinen noch Radiolarite und endlich die Liasfleckenmergel. Dann verschwindet der ganze Zug unter den Wänden der Hochkünzelspitze. Das Streichen zeigt die ungewöhnliche Richtung WNW—OSO und geht erst westlich der Künzelspitze wieder in das normale WSW-ONO-Streichen über.

Die Muldennatur der Zone junger Schichten, die das Kar „Zwischen den Künzeln" durchzieht, ist besonders klar an einem Profil durch Nieder- und Hochkünzelspitze zu sehen (Fig. 10). Auf dem Hauptdolomit der Niederkünzelspitze, der eine Antiklinale bildet, liegen Kössener Schichten,

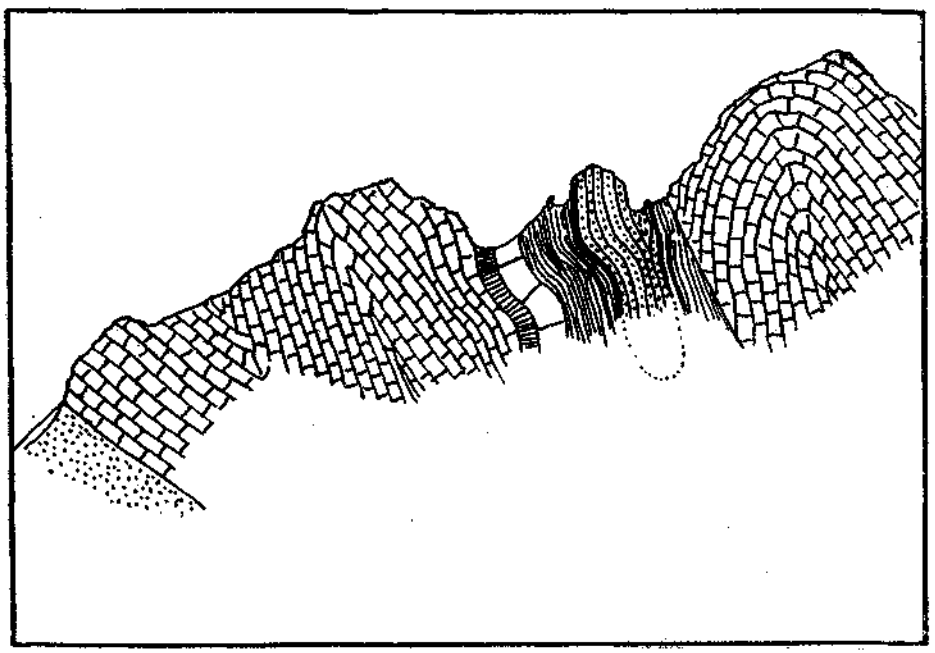


Fig. 10. Künzelspitzen von W.

Dachsteinkalk, Fleckenmergel, Radiolarite und Aptychenkalke. In der Scharte südlich von dem auffallenden Turm aus Aptychenkalk befindet sich der Kern der Mulde, aus roten und graugrünen Kreidemergeln bestehend. Der Aptychenkalk des Südflügels ist äußerst dünn, die Radiolarite sind stellenweise auf wenige Zentimeter ausgewalzt, ohne indessen ganz auszukeilen. Fleckenmergel folgen auf die Radiolarite, aber das Rät ist, wie wir das so häufig beobachten, im Südflügel verschwunden. Wie bei dem Deckenbau im großen die Raibler Schichten im Liegenden des Hauptdolomits den Gleithorizont gebildet haben, so wird hier der Hauptdolomit über sein tektonisch Liegendes, den Muldenkern, welcher mit Kössener Schichten an ihn grenzt, hinaufgeschoben. Solche Stellen scheinen für die Entstehung von großen Überschiebungen prädistiniert. Es ist äußerst interessant, daß die überschiebenden Kräfte gerade an der Künzelspitze einer anderen Möglichkeit zur Einleitung einer Überschiebung den Vorzug gegeben haben: Gublers „écaille du Walsertal"

geht aus einer Verwerfung hervor, die etwa 0·5 *km* südlich von der eben beschriebenen Schwächezone liegt.

Der Hauptdolomit der Hochkünzelspitze ist zu einem steilen Sattel abgebogen. Ebenso die Niederkünzelspitze. Das Umbiegen der Schichten im Hochkünzelsattel sieht man deutlich am Fuß der Ostflanke von Punkt 2225.

Die Faltung der jungen Schichten ist also keine „Gipfelfaltung" von der Hochkünzelspitze als einer Überschichtungsmasse bewirkt, sondern

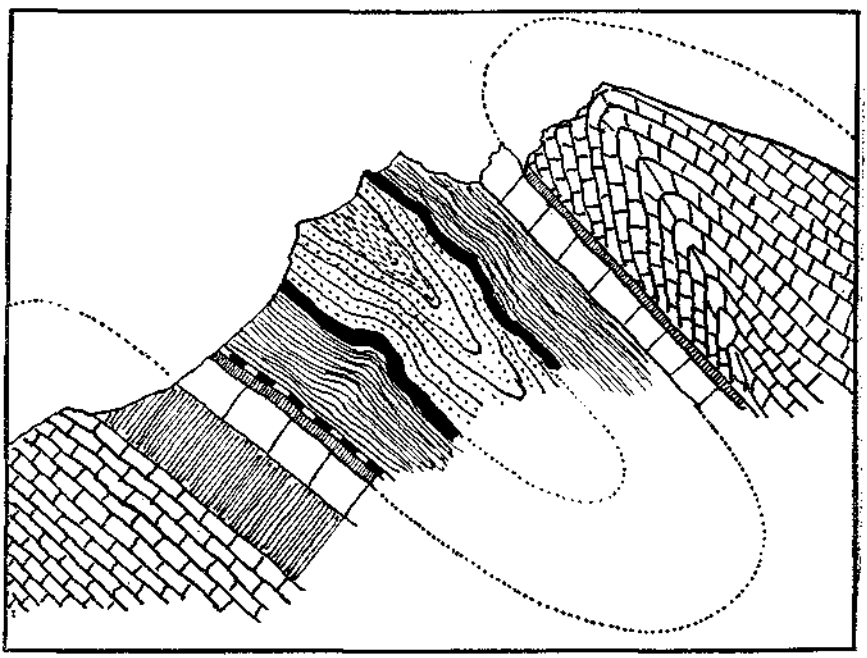


Fig. 11. Künzelmulde bei P. 2172 von W.

eine Faltung der gesamten Allgäudecke, die, wenn auch weniger als die Überschiebungen, zur engen Verpackung der Schubmasse beigetragen hat.

Die Jurakreidemulde ist im Karboden der Gautmähder von einer intensiven Querstörung, die ich als Rothorn-Gautalp-Verwerfung bezeichnen will, zerrissen. Dann zieht sie zum Punkt 2172 hinauf und schneidet dabei mit ihrem Streichen in spitzem Winkel den scharfen, begrünten Grat, der von Punkt 2172 nach O herabzieht. Der Nordflügel zeigt eine lückenlose Schichtenfolge vom Hauptdolomit bis zur Kreide und im Südflügel sehen wir zum erstenmal das Rät zwischen Hauptdolomit und Fleckenmergeln erhalten. Der Westabhang von Punkt 2172 zeigt die Mulde prächtig erschlossen (Fig. 11). Die Kreideschiefer im Kern reichen hier nicht in tiefere Teile der Mulde hinab. Dann legt sich die Schuttdecke darüber. Im Talboden des Pragimellbaches finden wir wieder Fleckenmergel, Radiolarite und Aptychenkalke; an diese stoßen im W unvermittelt rätische Kalke und Mergel in seigerer Stellung. Wieder hat

eine Querverwerfung die Mulde betroffen; der westliche Teil ist gehoben. Wir befinden uns wohl in der Nähe des Bodens der Mulde. Wenn wir nach W an den Hängen der Kunkelspitzen hinaufsteigen, so sehen wir Fleckenmergel, Radiolarit und Aptychenkalk sich einstellen (Fig. 12). Die Flügel der Mulde stehen senkrecht. Der Südflügel geht in den Sattel des Gaißrückens über, welcher die westliche Fortsetzung der Hochkünzelspitze darstellt. Auf seinen Dachsteinkalk legen sich im S noch Fleckenmergel. Dann wird die Schichtenreihe von einer Hauptdolomitschuppe überfahren;

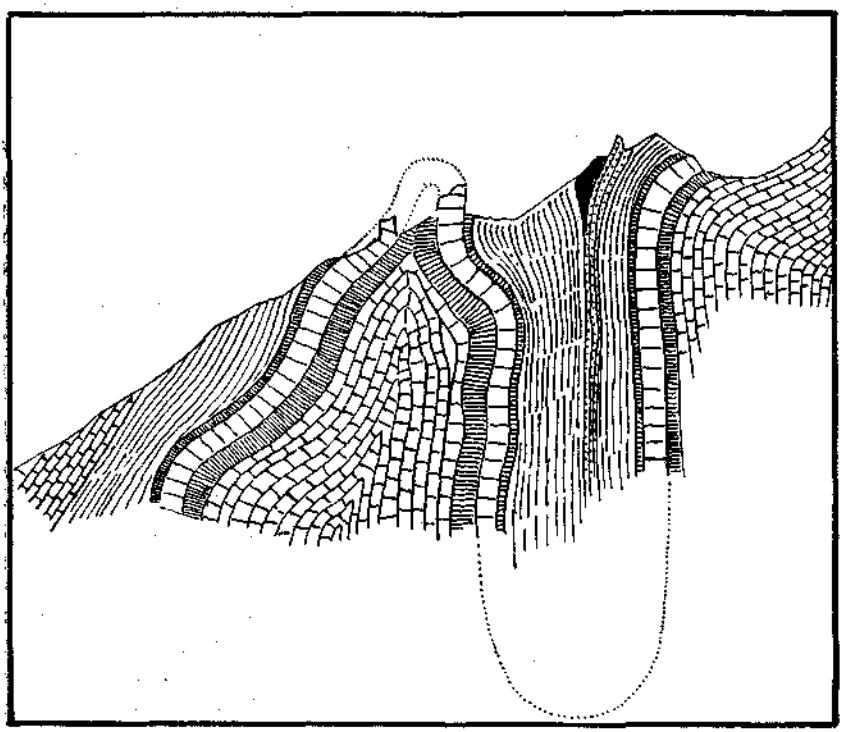


Fig. 12. Kunkelspitze von O.

es ist Gublers „écaille du Walsertal". Ihre Überschiebungsfläche geht nach O in die Störung von Glattjöchl—Schönegg über, welche später beschrieben werden soll.

c) Die Toblermann-Gräshornmulde.

Die Mulde, welche im vorhergehenden vom Tal der Bregenzer Ache bis zur Kunkelspitze verfolgt worden ist, stößt im N an einen Sattel von Hauptdolomit. Dieser bildet die Gipfel von Niederkünzelspitze, Hornspitze, Kilkaschrofen und Zitterklapfen. Das Schichtenfallen in den Nordwänden der Niederkünzelspitze läßt aber schon vermuten, daß dem Sattel im N eine Mulde folgt. Eine sichere Bestätigung dafür liefert das Auftreten der jüngeren Schichten im W.

Auf der Höhe des Punktes 2134, südlich vom Toblermann, stehen wir in einer Mulde, welche ein genaues Seitenstück zur Bärenkopfmulde im

O des Gebietes bildet. Sie zieht mit steilem Anstieg ihrer Achse aus dem Tal der Neuguntenalpe herauf und wird von der Westflanke der Höhen Punkt 2137 und Punkt 2035 im Querschnitt erschlossen. An ihrem östlichen Ende sieht man den Südflügel aus Dachsteinkalk überkippt auf dem Nordflügel liegen. Der obere Mergelhorizont der Rätschichten bildet den Kern. Weiter im W steht der Südflügel steil und die spätigen Krinoidenkalke des Lias und Fleckenmergel nehmen am Aufbau der Mulde teil. Es ist die Gräshornmulde, welche Gubler vom Gräshorn und Annalper Stecken nach W verfolgt hat und die dort den Charakter einer selbständigen Schuppe annimmt, indem sie vom Hauptdolomit der Zitterklapfen überschoben wird (écaille du Kreßhorn).

d) Die Südabdachung der Künzelspitzen und ihre Störungen.

Nördlich der Hochkünzelspitze findet man jüngere Schichten nur in einzelnen enggepreßten Muldenzonen. Der Hauptdolomit beherrscht das Landschaftsbild. Er weicht im S ganz den Ablagerungen der Rät- und Juraperiode, mit welchen die Allgäudecke an der Oberfläche ausstreicht, bis sie im S unter den Hauptdolomit der nächsthöheren Decke taucht. In diesen Schichten findet man an wichtigen tektonischen Linien folgende:

1. Die Überschiebung von Glattjöchl—Schönegg.
2. Die Mulde von Giglturm und Glattjöchlspitze.
3. Die Rothorn-Gautalp-Querverwerfung.
4. Die Querverwerfung der Glätte (Punkt 2043).

1. Die Überschiebung von Glattjöchl—Schönegg.

Am Glattjöchl (2141 *m*) erkennt man den Beginn einer Störung in der Verdoppelung der südfallenden Kössener Schichten. Die Störung läßt sich im O im Hauptdolomit nicht weiter verfolgen. Im W bringt sie unter dem Gipfel des Schönegg (2187) Dachsteinkalk ins Hangende einer tieferen Rätserie und unter dieser folgt eine weitere Schuppe aus Kössener Schichten, Dachsteinkalk und rotem Lias. Diese Schuppen keilen nach O und W rasch aus. Sie zeigen aber, wie stark schon an dieser Stelle die Verschiebung der Gesteine ist, welche einige hundert Meter weiter östlich noch kaum zu bemerken war. Der Verlauf des Austrittes an der Oberfläche läßt hier im östlichen Teil auf eine steile Störungsfläche schließen. Flacher ist die Überschiebung weiter im W, südlich vom Gaißrücken. Auf der Strecke zwischen Gaißrücken und Schönegg liegt die Störung im Hauptdolomit und dazu noch unter tiefer Schutthülle. Der Zusammenhang dürfte aber kaum zweifelhaft sein. Ganz unmöglich ist die Deutung, welche die Überschiebung vom Gaißrücken bislang erfahren hat, als Fortsetzung der Grenze zwischen dem Sattel der Hochkünzelspitze und der nördlich von ihm gelegenen Mulde. Ich konnte oben zeigen, daß sich der Sattel der Hochkünzelspitze in den ungestörten Sattel des Gaißrückens fortsetzt. Der Hauptdolomit der Walsertalschuppe überschiebt also nicht die Hochkünzelmulde, sondern eine zweite, südlich von ihr gelegene Mulde, die von der ersteren durch einen ungestörten Sattel getrennt ist. Die Doppelmulde von den Kunkelspitzen, die im S vom Hauptdolomit der Walsertalschuppe überfahren wird, hat von der Überlutalpe schon Fiedler (15) beschrieben. Mylius hat

später dem Profil eine andere, meines Erachtens nicht richtige Deutung gegeben.

2. Die Mulde von Giglturm und Glattjöchlspitze.

Die Antiklinale der Hochkünzelspitze dacht sich nicht ungestört nach S ab. Sie hat Verbiegungen erfahren. Unter diesen ist besonders ausgeprägt eine Mulde, welche am „Giglturm“ („Kleines Künzele“ der Einheimischen) schön erschlossen ist. Ihre Flügel werden von Kössener Schichten, Dachsteinkalk, oberen rätischen Mergeln, rotem Lias und Allgäuschiefern gebildet. Der Bau ist vollkommen regelmäßig. Der Lias haut weiter westlich den Gipfel im N der Glattjöchlspitze (2104) auf. An dieser Stelle ist im Südflügel eine Wiederholung eingetreten. Der rote Lias erscheint in drei Lagen, die durch Kössener Schichten voneinander getrennt sind. Es ist nicht ganz ausgeschlossen, daß die Wiederholung der roten Horizonte eine ursprüngliche, sedimentäre ist. Der südlich anschließende Sattel ist bei der Glattjöchlspitze oben abgeflacht, beim „Kleinen Künzele“ ist er schmal und steil.

3. Die Rothorn-Gautalp-Querverwerfung.

Zahlreich sind die Querverwerfungen in der Südabdachung des Künzelmassivs. Die reiche Gliederung der dort anstehenden Schichten ermöglicht auch das Erfassen von geringfügigen Störungen. Eine Verwerfung von kleiner Sprunghöhe, welche sich aber durch weite Längserstreckung auszeichnet, haben wir auf dem Boden der Gautalpe schon kennengelernt. Sie zerschneidet dort die Künzelmulde und läßt deren westlichen Teil nach N vorspringen. Dieser ist also abgesunken. Die Muldenteile im W und O der Störung passen nicht zusammen. Der östliche Teil hat eine Zusammenpressung erfahren. Südwärts läßt sich die Verwerfung innerhalb des Hauptdolomits ein Stück weit verfolgen. Das Dachsteinkalkprofil am Schönegg zeigt Zerreißungen ohne nennenswerte Dislokation. Die Mulde von Giglturm—Glattjöchlspitze verliert an der Verwerfung gegen O plötzlich den Lias im Kern und die Kössener Schichten (oberer Horizont) springen zurück. Eine kleinere Mulde aus Kössener Schichten weiter nördlich wird abgeschnitten und endlich erfährt die Mulde vom Schadonapaß in ihrem Nordflügel eine unvermittelte Verschmälerung. Die Schichten westlich der Störung sind also ein wenig gehoben. Die Sprunghöhe dürfte hier nirgends mehr als 30 *m* betragen. Die Fortsetzung der Verwerfung im Rothorn soll später behandelt werden.

Östlich der Künzelspitze ist zunächst eine Störung zu erwähnen, welche an einigen Punkten merkbare Versetzungen der Schichten hervorgebracht hat. Am stärksten ist wieder die Dislokation, welche die Künzelmulde, freilich unter dem Schutt des Künzelkars, erfahren hat. Ihr östlicher Teil kommt ein gutes Stück weiter südlich zum Ausstreichen als der westliche. Die oberen rätischen Mergel der Mulde vom „Kleinen Künzele“ sind gegen O plötzlich abgeschnitten, im N der Roßköpfe ist dagegen der westliche Teil gegen den östlichen gehoben. Die gleiche Erscheinung beobachten wir an der Rothorn-Gautalp-Störung. An ihr ist die östliche Hälfte des Rothorngipfels abgesunken, während im N das Umgekehrte der Fall ist.

4. Die Verwerfung der Glätte (Punkt 2043).

Alle die erwähnten Querstörungen werden an Sprunghöhe weit übertroffen von der Verwerfung, welche den Punkt 2043, die Glätte, von der Wasserkluppe, Punkt 2161, dem Ostgipfel der Hochkünzelspitze trennt. Die um 120 *m* höhere Wasserkluppe wird von Hauptdolomit aufgebaut, die Glätte besteht aus Fleckenmergeln. Die Sprunghöhe beträgt zwischen 200 und 250 *m*. Unter diesen Umständen müßte die Mulde im N des Künzelmassivs, weil sie nach S einfällt, im abgesunkenen Flügel nach N verschoben erscheinen. Das Umgekehrte ist der Fall. Die Mulde, östlich der Verwerfung auffallend verschmälert, ist etwas nach S verschoben. Der unerwartete Befund kann nur durch eine kleine Blattverschiebung längs der Verwerfung erklärt werden. Er stimmt gut überein mit der Tatsache, daß das Streichen zwischen der Hochkünzelspitze und der Bregenzer Ache insgesamt nach S abgebogen ist.

Der Verlauf der Störung an der Glätte zeigt, daß die Bewegungsfläche nicht senkrecht steht, sondern steil nach O einfällt. Ihre südliche Fortsetzung soll im nächsten Abschnitt besprochen werden. An Stelle der Zerreißung der Deckenachsen finden wir dort eine starke Achsenflexur.

Die Verwerfung an der Glätte ist der Ausdruck für eine Überbeanspruchung des Materials durch Kräfte, deren Wirken wir auch in bruchlosen Verbiegungen der Faltenachsen erkennen. Das horizontale Abschwenken des Streichens nach SO ist erwähnt worden. Daneben besteht aber in vertikaler Ebene ein deutliches Fallen der Achse von den Künzelspitzen zur Bregenzer Ache.

Am Schadonapaß steht der Boden der Schadonamulde mit rotem Lias in 1860 *m* Höhe an. Denselben Muldenboden finden wir 2 *km* weiter westlich, am Plattenhach, 650 *m* tiefer gelegen. Auch nach O taucht der Muldenboden unter die Fleckenmergel, obgleich das Gelände auch in dieser Richtung steil abfällt. Der Betrag des Achsenfallens läßt sich hier nicht so rein ermitteln, weil das Abschwenken des Streichens die Verhältnisse verwickelt.

Besonders gute Einsicht in das Ansteigen der Achsen von W zur Schadonakulmination gewährt die Gräshornmulde mit ihrem Ausstreichen in den Ostwänden von Punkt 2043 und Punkt 2132.

Vergleich der Ergebnisse von Abschnitt 2 mit der Auffassung von Mylius.

Für die Darstellung, welche Mylius vom Bau der Künzelspitzen gibt, gilt im ganzen das Gleiche wie für den Widderstein.

Die Zone junger Schichten zwischen Hoch- und Niederkünzelspitze ist eine Mulde, die Niederkünzelspitze und Hochkünzelspitze sind Sättel. So steht dem durch Verwerfungen und Spalten zerrissenen Bau, welchen Mylius beschreibt, das Bild einer enggepreßten Faltung gegenüber. Gegen S beruhigt sich dieser Faltenwurf der Triasschichten zu weitgespannten Wellen, auf welchen die Gipfelfalten aus Jura- und Kreidegesteinen ruhen. Das Flacherwerden der Antiklinalen und Synklinalen ist südlich vom Widderstein in gleicher Weise zu beobachten wie südlich der Künzelspitzen. Vielleicht sind die nördlichen Teile der Allgäudecke

deswegen so viel stärker gefaltet, weil sie durch Abscherung der älteren Schichtenglieder an der Basis beim Vorrücken der Decken biegsamer geworden sind. Sie mußten sich ja auch am unmittelbarsten an der Bregenzerwälder Kreideantiklinale zusammenstauchen und konnten den Druck dieses Widerlagers erst gegen S fortpflanzen, nachdem ihre eigene Faltung einen nahezu inkompressiblen Block geschaffen hatte.

Die wenig gestörte Mulde des Gigiturms und der Glattjöchlspitze ist von Mylius verkannt und als Verwerfung gedeutet worden.

3. Rothorn, Roß, Hochberg, Braunarlgruppe.

Nahe ihrer Stirn liegt die Allgäudecke in steilen Falten. Südlich der Künzelspitzen bietet sie im wesentlichen das Bild einer weitgespannten Mulde. In dem Gebiet, das nunmehr zur Besprechung kommen soll, finden wir eine ausgesprochene „Gipfelfaltung", deren verwickelte Formen die darüberliegende Lechtaldecke aus dem plastisch-zähen Material der Jura- und Kreidegesteine geschaffen hat. Bevor man aber aus der Liasmulde des Schadonapasses in diese Zone gelangt, quert man einen Sattel, in welchem die rätischen Gesteine noch einmal emportauchen. Er beginnt im W beim Heimenwald und zieht über den Schnabel zum Roßkopf. Das Gewölbe aus Dachsteinkalk, durch die Liasmulde der Schadonaalpe zweigeteilt, bildet weißleuchtende Schratten. Der Bach der Schadonaalpe fließt an zwei Stellen unterirdisch durch hohe Schwellen aus Dachsteinkalk hindurch.

Im Roßkopf ist der steile Sattel von der Erosion vollkommen herausmodelliert. Im Kern erscheinen die liegenden Kössener Schichten. Im Nordflügel folgt auf den Dachsteinkalk roter Lias, auf diesen wieder Dachsteinkalk. Der Sattel ist hier, wie fast in seiner ganzen Ausdehnung, im Nordflügel gestört. Besonders gut sieht man am „Schnabel" den Dachsteinkalk über den Lias hinausragen, unter den er bei ungestörter Lagerung tauchen müßte. Im O sinkt das Gewölbe des Roßkopfes mit scharfem Achsenfallen unter den Lias, welcher mit roten Kalken beginnt. Diese Flexur ist die Fortsetzung der Verwerfung von der Glätte. Alle tektonischen Elemente machen das Achsenfallen mit, wie ich später zeigen möchte.

Mit dem Roßkopfsattel verlassen wir die Trias der Allgäudecke und betreten das Herrschgebiet der Fleckenmergel. Diese erwecken im ersten Anblick den Eindruck einer normalen Mulde, aber viele Anzeichen geben zu erkennen, daß es sich um eine plastische Masse handelt, welche von der drübergehenden Lechtaldecke aufs stärkste durchgeknetet wurde.

Bei der unteren Schadonaalphütte, in der „Welle", ist der Lias nur zirka 30 *m* mächtig, dann folgen schon die Aptychenkalke, welche zwischen der Litehütte und dem Tal des Metzgertobels die Oberfläche beherrschen. Der Bach der Wellenmahd hat in einem tiefen Fenster die Fleckenmergel entblößt und am Rande dieses Fensters sowie in verschiedenen kleineren Fenstern werden unter dem Aptychenkalk die liegenden Radiolarite sichtbar. Ganz im S liegen auf dem Aptychenkalk noch Kreideschiefer. So ist mit Ausnahme der Reduktion der Fleckenmergel die Schichtenfolge ungestört. Wenn man aber beachtet, welche gewaltige Zusammenfaltung die nämlichen Schichtenglieder weiter im O erfahren

haben, wird man annehmen müssen, daß hier die Verkürzung durch ausgedehnte Gleitungen erreicht wurde, die zum großen Teil an der Grenze zwischen Fleckenmergeln und Aptychenkalk stattgefunden haben dürften. Dafür spricht auch das häufige Fehlen der sonst so beständigen Radiolarite. Am Nordgrat des Rothorns ist ein schmales Band von rotem und weißem Aptychenkalk zwischen die Fleckenmergel gelagert. Wie es etwa mit dem Aptychenkalk des Rothorns zusammenhängen könnte, ist unsicher. Um ein Übereinanderschieben von in sich ungestörten Schuppen kann es sich wohl nicht handeln. In den Fleckenmergeln herrschen andere Formen der Tektonik. Die oberjurassischen Schichten gehen uns am Rothorn und Hochberg in diese Formen guten Einblick. Vgl. hiezu die Querschnitte Abb. 13, Taf. XIII.

Wir erkennen drei übereinandergelagerte Mulden, deren tiefste, mittlere und höchste in der Richtung von W nach O aufeinander folgen. Die tiefste und mittlere sind von Mylius unter dem Namen Rothorn- bzw. Hochbergmulde beschrieben worden. Die höchste wurde fälschlich mit der mittleren zusammengezogen. Ich nenne sie die Mulde vom Punkt 2143.

Auf der Westseite des Rothorns ist nur die tiefste Mulde vorhanden. Mächtige Kreidebreccien bilden ihren Kern. Die Mulde ist überkippt. Vom überkippten Flügel ist nur das steil anstehende Stück nahe der Umbiegungsstelle von der Erosion verschont geblieben. Die Rothorn-Gautalp-Störung hat die östliche Hälfte des Rothorns versenkt, und im Verein mit starkem Achsenfallen nach O hat diese Verwerfung die höhere Hochbergmulde in die tiefe Lage gebracht, in welcher sie dann erhalten blieb. Der Zusammenhang zwischen den beiden Mulden ist stark gestört. Vom Südflügel der Rothornmulde ist nur ein schmaler Streifen Aptychenkalk vorhanden. Statt eines trennenden Sattels finden wir eine spärliche Lage von Fleckenmergeln.

Die Rothornmulde zieht mit starkem Achsenfallen gegen die hintere Gletscheralpe hinunter. Die Kreide keilt in den Ostwänden des Rothorns aus. Jenseits des Baches, der von der Schafalpe herabkommt, stellen sich die Radiolarite im Südflügel wieder ein und der Zwischensattel, welcher zur Hochbergmulde überleitet, wird breiter.

Besonders schön ist das Ostende der Mulde in den Gletschertöblern aufgeschlossen. Hier fehlen stellenweise die Radiolarite. Dieses Fehlen ist aber tektonisch bedingt. Wenn man sich die Mühe nimmt, auf dem schwierigen Gelände die Stelle aus nächster Nähe in Augenschein zu nehmen, so erkennt man leicht, daß die Fleckenmergel an der Basis des Aptychenkalkes stark gequält sind. Faltungen von solcher Intensität setzen erhebliche Gleitungen der Schichtenflächen voraus, und es darf nicht wundernehmen, wenn dabei ganze Formationsglieder zum Verschwinden gebracht werden.

Die Hochbergmulde besitzt in der Schafalpe einen Kern von kretazeischen Breccien, welche stellenweise mit erheblicher Diskordanz auf dem Aptychenkalk liegen. An Stelle eines regelmäßigen überkippten Südflügels finden wir aber dann den Beginn einer normalen Schichtenfolge von Fleckenmergeln, Radiolarit und Aptychenkalk. Innerhalb der Kreide im Kern der Hochbergmulde liegt noch ein Sattel von Aptychenkalk. Wie

weit er schon präcenomanen Bewegungen seine Entstehung verdankt, ist unsicher. In der Bachrunse, welche das Kar unter dem Punkt 2258 entwässert, schneidet die Kreidebreccie die Schichtenköpfe des Aptychenkalkes rechtwinklig ab.

Am Schafjöchl liegt der Südflügel der Hochbergmulde aus Aptychenkalk, Radiolarit und Fleckenmergel. Als Rest einer höheren Mulde finden wir darüber Kreideschiefer und -breccien, welche ihrerseits von der Lechtaldecke überfahren werden.

Der Gipfel von Punkt 2258 wird vom überkippten Flügel der Hochbergmulde gebildet. Eine Verwerfung, die man tief in die Nordflanke von Punkt 2258 hinein verfolgen kann, hat die Radiolarite und Fleckenmergel westlich der Störung gehoben. Sie sind dort abgetragen worden. Die Sprunghöhe beträgt kaum mehr als 10 *m*. Die Hochbergmulde durchzieht jetzt mit nach W fallender Achse die Nordwände des Hochberges. Bei der Roten Steinhütte findet sie ihr Ende. Das Umbiegen der Schichten ist in den Wänden über der Roten Steinhütte ausgezeichnet erschlossen.

Unter dem Grat zwischen Hochberg und Punkt 2143 sieht man endlich die dritte und höchste Mulde mit einem Zwischensattel aus der Hochbergmulde hervorgehen. Sie enthält nirgends Kreide, ist ganz eng zusammengepreßt und in ihrem östlichen Teil scharf nach unten verbogen durch Kräfte, welche in O-W-Richtung gewirkt haben. Auf die Wirksamkeit solcher Kräfte konnten wir aus Verbiegungen der Achsen schon an vielen anderen Stellen schließen.

Die Falten vom Rothorn, vom Hochberg und vom Punkt 2143 sind entstanden unter der Einwirkung einer darübergehenden Schubmasse. Über den Jura- und Kreideschichten liegt von der Metzgertobelalp bis zum Fürkele mit unter 35° nach S geneigter Trennungsfläche der Hauptdolomit einer höheren Einheit. Gubler hat sie im westlichen Nachbargebiet als „écaille de la Wandfluh" beschrieben und zur Allgäudecke gerechnet. Am folgenden soll nachgewiesen werden, daß es sich hier um einen Teil der Lechtaldecke, um die Decke des Allgäuer Hauptkammes handelt. Diese Decke will ich im folgenden als Lechtaldecke *A* bezeichnen.

Die Überschiebungsfläche tritt in unser Gebiet am südlichen Talgehänge des Lutzbaches ein. Hier liegt der Hauptdolomit der Lechtaldecke *A* auf dem Dachsteinkalk der Allgäudecke. Kurz westlich davon schieben sich Fleckenmergel noch dazwischen. Nach O verschwindet die Überschiebung unter den Schutt der Metzgertobelalpe. Jenseits sieht man dann den Hauptdolomit des „Roß" bis zum Fürkele bald auf Fleckenmergeln, bald auf Oberjura und Kreidegesteinen der Muldenzone vom Hochberg und Rothorn liegen. Ein Zurücktreten der Linie ist südlich vom Rothorn (beim Wort „Tangertle" der Karte) zu sehen. Es ist die Auswirkung der hier durchziehenden Achsenkulmination. Dagegen findet man den Hauptdolomit des Roß im Boden der Schafalpe in großer Tiefe, infolge der Achsendepression, die von der Glätte und vom Roßkopf schon beschrieben wurde. Bei der Lägerzunalpe kommen die Radiolarite der Allgäudecke in einem tektonischen Fenster unter dem Hauptdolomit der Lechtaldecke *A* zutage.

Die Lechtaldecke *A* zeichnet sich hier stratigraphisch dadurch aus, daß im Hangenden des Hauptdolomits zunächst mächtige Kalke (Plattenkalk) auftreten, während die nun folgende Rätformation fast ganz von Mergeln gebildet wird. Bei Punkt 1871 liegen Fleckenmergel tektonisch auf Hauptdolomit. Hier beginnt eine Störung, welche im W Gublers „écaille de la Wandfluh" von der höheren „écaille du Hangender Stein" scheidet. Eine kleine N-S-Verwerfung zieht bei der Hütte von Unteralpschellen durch.

Der Talschluß des Metzgertobels wird von steilen Hängen aus Kössener Schichten, Fleckenmergeln, Oberjura und Kreideschiefern gebildet. Diese sind das normale Hangende des Hauptdolomits der Lechtaldecke *A*. Darüber liegt ein mächtiges Gewölbe aus Hauptdolomit, die höhere Einheit der Lechtaldecke, mit flach nach S einfallender Überschiebung. Sie baut das Massiv der Braunarlspitzgruppe auf und soll im folgenden als Lechtaldecke *B* bezeichnet werden. Der Zug junger Schichten, welcher den Hauptdolomit von Roß einerseits und Braunarlspitze anderseits scheidet, wird nach O hin schmäler, und am Fürkele sehen wir eine plötzliche Reduktion der ganzen Lechtaldecke *A* eintreten. Nur in dünneren Schollen ist der Hauptdolomit vorhanden und die auf ihm liegenden Kreidesedimente weisen eine so ausgesprochene Ähnlichkeit mit der Kreide der Hochbergmulde auf, daß die Annahme, sie könnten zur Allgäudecke gehören, nicht von der Hand zu weisen ist. Fig. 14 gibt ein Bild dieser Verhältnisse. Die Verschuppung der Schichten ist derart, daß jeder Versuch, die Lagerung zu erklären, Mängel aufweisen wird. Sicher ist, daß die Kreide zu einem Sattel verbogen ist. Im Kern findet man grobe Breccien, außen Schiefer und dazwischen ein auffallendes Band eines tonigen Kalkes von gelber Verwitterungsfarbe. Das Umbieges dieses Bandes ist westlich vom Fürkele gut zu beobachten. So scheidet auch die an sich unwahrscheinliche Annahme einer transgressiven Auflagerung der Kreide auf dem Hauptdolomit aus. Die Schuppe aus Kössener Schichten und Hauptdolomit, welche Punkt 2273 bildet, keilt in der Tiefe rasch aus. Beständiger sind die nun folgenden Fleckenmergel. Ein schmaler Streifen Kreideschiefer trennt sie von der Masse der Braunarlspitze. Die ganze Schuppenzone wird von einer unbedeutenden Querverwerfung gestört. Der östliche Teil ist an ihr etwas abgesunken. Die südlich von dem Kreidesattel gelegenen Massen sind wohl als Reste einer Schuppe anzusprechen, welche uns weiter im O wieder begegnen wird. Die Schuttmassen der Braunarlspitze gestatten nicht, die Schuppen nach O weiter zu verfolgen. Nur der Dolomit der Wandfluhschuppe zieht sichtbar bis zur Hochgletscheralpe hinunter. Auf ihm liegen mächtige Kössener Schichten, stellenweise durch rote Mergel vertreten. Unter dem Dolomit tritt der Lias der Allgäudecke zutage. Bei der Hochgletscheralpe hört indessen das Triasband gänzlich auf. Vermutlich gehören die oberen Lagen der mächtigen Fleckenmergelserie im Butzentobel zur Lechtaldecke *A*. Eine ähnliche Berührung zwischen den Fleckenmergeln der beiden Decken findet südlich vom Lech in großer Ausdehnung statt.

Das steile Fallen der Muldenachse vom Punkt 2143 nach O hat auch die ausgewalzte Trias der Lechtaldecke *A* betroffen. Nachdem sie bei der Hochgletscheralpe völlig fehlte, setzt sie etwa 250 *m* tiefer bei

der Fellalpe wieder ein. Ein Stück von ihr liegt steil aufgerichtet in den unteren Teilen des Butzentobels.

Der Schluß dieses Abschnittes möge eine Zusammenfassung der Achsenverbiegungen bilden.

Die Achsen fallen nach der Kulmination von Schadonapaß – Rothorn nicht, wie weiter im N, gleichmäßig zur Depression der Bregenzer Ache. Nach einer Senke (Schafalpdepression) schaltet sich eine Kulmination

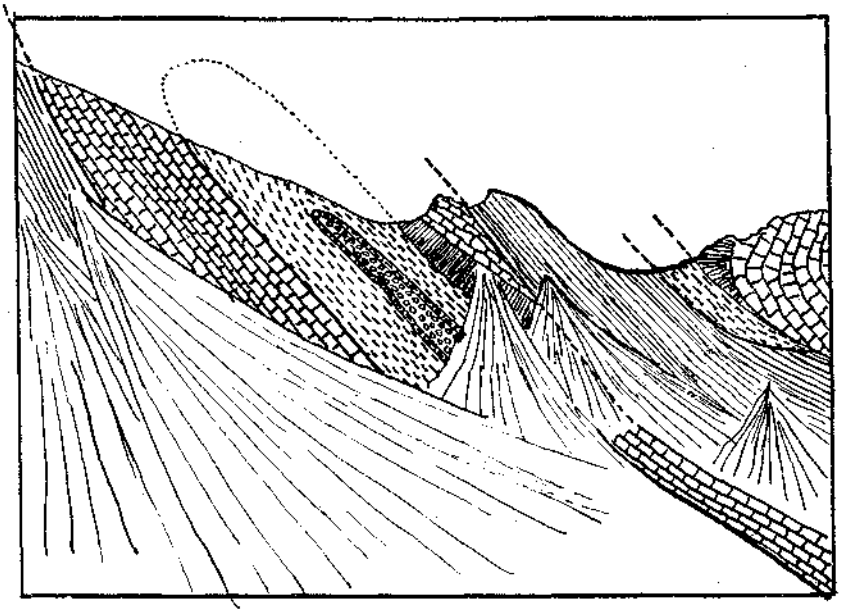


Fig. 14. Schuppenzone am Fürkele von W.

am Hochberg (Punkt 2304) dazwischen. Besonders unvermittelt ist das Abfallen der Achsen von Punkt 2143 nach O. Es hat die Mulde von Punkt 2143 verbogen und die Lechtaldecke *A* zerrissen.

Im Verlauf der Mulden vom Hochberg und vom Punkt 2143 erkennt man außerdem das Abschwenken des Streichens gegen OSO, welches zwischen Künzelspitzen und Bregenzer Ache schon so auffallend war. Der Anstieg der Achsen von W zur Rothorn-Schadona-Kulmination ist kein gleichmäßiger. Er ist zwischen dem Tal des Lutzbaches und dem Schnabel steiler als bei der Schadonaalpe.

Vergleich der Ergebnisse von Abschnitt 3 mit der Auffassung von Mylius.

Im Gebiet des Hochberges scheint mir der bedeutsamste Irrtum von Mylius in der gänzlich hypothetischen Überschiebungsfläche zwischen Rothornmulde und Hochbergmulde zu liegen. Zwischen den beiden Schubmassen soll die Scholle der Fellalpe gelegen sein, welche wir als ein Stück der Lechtaldecke erkannt und bis zum Fürkele verfolgt haben. Mylius hat das scharfe Ostfallen der Achse nicht in Betracht gezogen,

welches die untere Schuppe der Lechtaldecke *A* hier so plötzlich in tiefe Lage bringt. Der Schlüssel für die richtige Beurteilung ist eine genaue Untersuchung der Mulde vom Punkt 2143. Wenn man von der Fellalpe zur Hochgletscheralpe auf dem gebahnten Weg hinansteigt, trifft man zweimal die durch das Achsenfallen verbogene Mulde von Punkt 2143. Mylius hat die dazwischen im Achsensattel zutage tretenden Fleckenmergel für einen Muldenkern aus Kreideschiefern gehalten.

Die Mulde vom Punkt 2143 ist nicht, wie Mylius annimmt, die Fortsetzung der Hochbergmulde. Diese kommt in den Wänden über der Roten Steinalpe zum Ausstreichen.

Die Auflagerung der Aptychenkalke auf Fleckenmergel am Ostende der Rothornmulde, ohne Vermittlung von Radiolariten, für deren ursprüngliches Fehlen Mylius sich einsetzt, ist tektonisch bedingt.

4. Fellalpe, Mohnenfluh, Juppenspitze.

Im vorigen Abschnitt wurde schon beschrieben, wie die Lechtaldecke *A* im Butzentobel ihre Trias auf kurze Zeit verliert und wie diese infolge des Achsenfallens tiefer, bei der Fellalpe, wieder einsetzt. Der Bach hat ein Halbfenster in die dünne Hauptdolomitplatte geschnitten, in welchem die Überschiebung an vielen Orten gut zu beobachten ist. Das Rät fehlt dieser Schubmasse im Gebiet der Juppenspitze. Es ist dagegen im W im „Verklimm" angeschoppt und von zwischengepreßten Fleckenmergeln in scharfer Biegung nach oben geschleift. Wir dürfen hierin wohl eine Wirkung ostwestlich gerichteter Kräfte sehen, wie sie durch Ampferer (34, 39) aus nahe benachbarten Gebieten beschrieben wurden.

An der Juppenspitze liegen mächtige Fleckenmergel auf der Trias der Lechtaldecke *A*. Fig. 15. Die Trias verschwindet aber im östlichen Teil des Auenfelds, so daß hier wieder Fleckenmergel der Allgäudecke mit solchen der Lechtaldecke *A* in Berührung kommen. Die Grenze der Decken läßt sich ein Stück weit nicht mit Sicherheit festlegen.

Über den Fleckenmergeln der Lechtaldecke *A* liegt an der Juppenspitze endlich noch eine höhere Schuppe, von der wir Spuren schon am Fürkele zu erkennen glaubten. Hauptdolomit, Kössener Schichten und in besonders großer Ausdehnung der Dachsteinkalk bauen sie auf. Auf der Trias liegt im W eine mächtige Kreideserie, östlich der Mohnenfluh findet man zwischen Trias und Kreide Allgäuschiefer, welche außerdem einen Keil von Hauptdolomit enthalten. Fig. 15. Nirgends haben wir also eine ungestörte Schichtfolge. Wir befinden uns nicht an einem Erosionsrande, sondern an der ausgewalzten und zerrissenen Stirn der Lechtaldecke *A*, welche, im ganzen genommen, an der Juppenspitze in zwei Schuppen geteilt ist. Möglich, aber nicht zu beweisen ist die Annahme, daß die tiefere Schuppe am Fürkele ausgeht und daß die „écaille de la Wandfluh" mit den südlichen Schubfetzen der Trümmerzone am Fürkele und mit der oberen Scholle der Juppenspitze zu verbinden ist. Dies würde dem allgemeinen Bauplan entsprechen, welcher mit großer Regelmäßigkeit eine Ablösung der tieferen Schuppen durch höhere in der Richtung von O nach W erkennen läßt.

Über den zusammenhanglosen Fetzen der Lechtaldecke *A* liegt mit flacher Überschiebungsfläche die Lechtaldecke *B* als mächtiges Gewölbe. An der Mohnenfluh fällt sie noch ins Kartengebiet. Weiter südlich ist in sie das große Halbfenster der Raucheggmähder eingeschnitten. Hier treten Kreideschiefer der Lechtaldecke *A* zutage. Sie grenzen im Liegenden an Fleckenmergel. Weil nun außerdem die Trias der beiden Schollen der Lechtaldecke A bis auf geringe Reste bei der Gaisbühlalpe reduziert ist, haben wir hier eine schwer zu entwirrende Überlagerung von

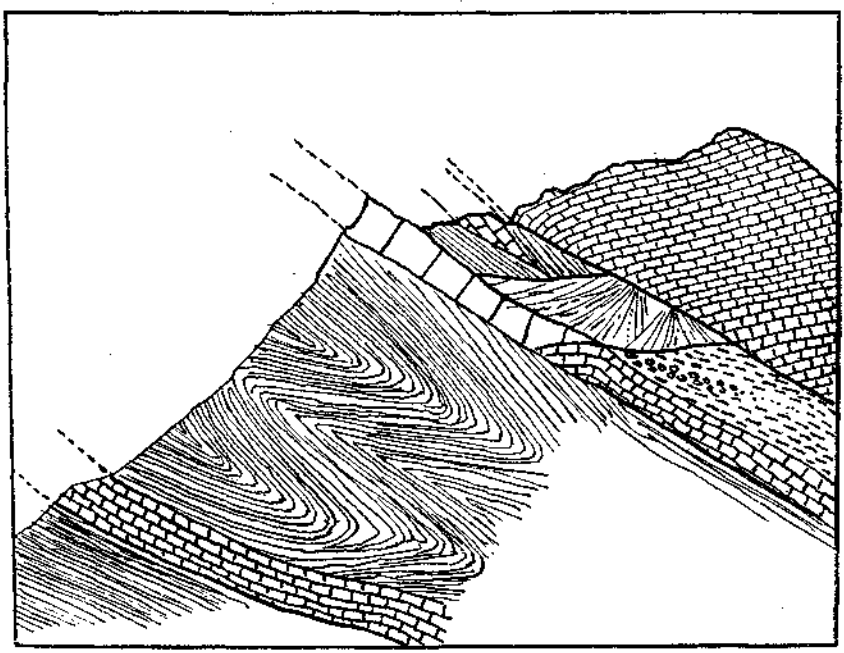


Fig. 15. Juppenspitze und Mohnenfluh von NW.

Fleckenmergeln der Allgäudecke durch Fleckenmergel und Kreideschiefer, welche zwei Schuppen der Lechtaldecke *A* angehören.

Die Kartierung dieses Gebietes steht noch aus. Daß Mylius hier nicht richtig sehen konnte, zu einer Zeit, wo die Kreideschiefer der Lechtaldecke noch nicht bekannt waren, ist ohne weiteres klar. Diese Entdeckung ist an besser geeigneter Stelle Ampferer (34, 61) geglückt.

Unter dem Dolomit und den Raibler Schichten der Lechtaldecke *B* finden sich bei der Berger Alpe, am Guggiskopf, an der Gaisbachalpe und bei der oberen Gaisbühelalpe oberjurassische Sedimente. Sie haben bei der oberen Gaisbühelalpe den Charakter des roten, cephalopodenführenden Flexenpaßtithons und sind aus dem S mitverschleppt worden.

Vergleich der Ergebnisse von Abschnitt 4 mit der Auffassung von Mylius.

Die wesentlichen Unterschiede der Ansichten über den Bau der Juppenspitze sind schon im Anschluß an Abschnitt 4 erwähnt. Es

handelt sich um die Eingliederung der unteren Schuppe, welche Mylius, statt in die Lechtaldecke, in die Allgäudecke hineinverlegt hat. Diese Eingliederung zwischen Hochberg- und Rothornmulde ist natürlich noch unwahrscheinlicher als die Annahme, es könnte sich hier um eine höchste Schuppe der Allgäudecke handeln. Daß aber auch diese letztere Auffassung ausgeschlossen werden muß, zeigt das Achsenfällen der Mulde von Punkt 2143. Wenn man dieses berücksichtigt, ergibt sich der Zusammenhang mit der unteren Hauptdolomitschuppe des Fürkele von selbst.

Am Sattel zwischen Mohnenfluh und Juppenspitze liegt nicht Kreide, sondern fossilführender Jura. Das kretazeische Alter der Schiefer im Gebiet der Gaisbach- und Bergeralpe, welche Mylius als Lias eingetragen hatte, ist von Ampferer (34) nachgewiesen worden.

5. Tannberg und Karhorn.

Südlich der Liasmulde von Hochkrummbach bildet die Allgäudecke einen Sattel, dessen rätische Kalke im Gebiet der Krummbachalpe und des Körbersees das Landschaftsbild beherrschen. Das Streichen, von WSW nach ONO gerichtet, wird durch zahlreiche eingemuldete Streifen von Liasschichten gekennzeichnet. Die Achse des Gewölbes fällt gegen das Tal der Bregenzer Ache rasch ein; weniger stark in der Richtung nach O. Im Falken und in der „Plisse" liegen am Nordabfall des Sattels Massen von Hauptdolomit, welche jeweils auf drei Seiten gegen Fleckenmergel grenzen. Die Fleckenmergel sind mit liegendem Rätkalk durch roten Lias verbunden. Es handelt sich bei dem Hauptdolomit wohl um Zeugen der Lechtaldecke *A*, u. zw. ihrer unteren Schuppe, die ich im vorigen Abschnitt von der Fellalpe beschrieben habe. Ich halte es aber auch für möglich, daß der Dolomit aus der Allgäudecke stammt und durch komplizierte Störungen in Kontakt mit den Fleckenmergeln gekommen ist.

Auf den Sattel von Krummbachalpe—Körbersee folgt im S eine wenig ausgeprägte Mulde mit mächtigen Fleckenmergeln. In ihr liegt, gleichzeitig auf einer Kulmination der Achse, als fremdes Element die Verkehrtserie des Karhorn. Sie enthält, von oben nach unten, Hauptdolomit, Kössener Schichten, Dachsteinkalk, roten Lias und Fleckenmergel. Der Dachsteinkalk ist bedeutend mächtiger, als er in der Allgäudecke zu sein pflegt.

Wir haben ein Stück der Lechtaldecke *A* vor uns, u. zw., wie Ampferer (34) nachgewiesen hat, ihre eingerollte Stirn, welche schon am Biberkopf den Beginn dieser Einrollung zeigt. Im S und W des Karhorns fehlen die Rät- und Juraschichten und der Hauptdolomit liegt auf den Fleckenmergeln der Allgäudecke. Bei der Karalpe schiebt sich dazwischen ein Schubfetzen aus Aptychenkalk, den Ampferer (38) gefunden hat. Zwei Deckenzeugen aus rätischem Kalk liegen auf den Fleckenmergeln zwischen Karalpe und Bürstegg.

Die Verbindung des Hauptdolomits mit den liegenden Kössener Schichten ist eine völlig ungestörte, was für die Beurteilung der Zusammenhänge wichtig ist. Sucht man nämlich im S zwischen der Allgäudecke und der Lechtaldecke *B* die Wurzel dieser isolierten, verkehrten Scholle, so sieht man, daß die Lechtaldecke *A* an dieser

Stelle überhaupt keinen Hauptdolomit enthält. Diese Schwierigkeit könnte dadurch beseitigt werden, daß man den Hauptdolomit des Karhorns von einer höheren Decke herleitet. Dagegen spricht nun die ungestörte Folge der Karhorntrias.

Die Allgäudecke bildet bei Bürstegg noch einen flachen Sattel mit stark nach W fallender Achse, dann senkt sich der Dachsteinkalk steil ins Lechtal hinunter. Auf den ihm normal aufliegenden Fleckenmergeln liegt weit im O, an der Höllenspitze, Hauptdolomit der Lechtaldecke *A*, welche nach oben noch Rät, Jura und Kreide enthält. Gegen W werden, wie Ampferer (34) gezeigt hat, die älteren Schichten Schritt für Schritt an der Basis abgeschert und bei Stubenbach berühren sich die Fleckenmergel der Allgäudecke mit denen der Lechtaldecke *A*. Dieses mächtige System von Fleckenmergeln bildet zusammen mit der Kreide der Lechtaldecke *A* die Schieferzone der Gaißbachalpe, welche im vorhergehenden Abschnitt erwähnt wurde.

Wenn ich in dem Deckenprofil (Fig. 16) das Karhorn durch einen Luftsattel nach S verbunden habe, so soll damit nicht gesagt sein, daß die Schichten des hangenden Schenkels vor der Abtragung durch die Erosion längs der gestrichelten Linie gelegen haben. Das Karhorn wurde eingerollt, an der Wurzel abgerissen und umgelegt, so lange die Decken noch im Vorwandern begriffen waren. Es enthält noch den Hauptdolomit, welchen seine Wurzel im weiteren Vorschreiten verloren hat, weil er an der Basis zurückblieb oder, anders ausgedrückt, von seinem stratigraphisch Hangenden überfahren wurde.

Eine andere Erklärung wäre die Herleitung des Karhorndolomits von der Lechtaldecke *B*, welche ihn in genügender Mächtigkeit enthält. Dagegen spricht die oben erwähnte Ungestörtheit des Zusammenhangs zwischen Dolomit und Kössener Schichten des Karhorns.

Wenn somit erwiesen ist, daß das Karhorn eine tektonische Lösung von seiner Wurzel erfahren hat, so darf man gleicherweise eine ursprüngliche Trennung von seiner Fortsetzung im Westen, von der Juppenspitze, annehmen. Sahen wir am Karhorn die tektonischen Kräfte im Abrollen eines überkippten Sattels sich äußern, so haben wir an der Juppenspitze eine Auflösung in zwei getrennte Schollen. Die Entstehung so verschiedener Strukturen in naher Nachbarschaft setzt wohl eine vorhergehende Trennung des Ausgangsmaterials voraus.

In allen Decken zeigen sich hier große Veränderungen im Streichen. Die Allgäudecke zeigt das rasche Fallen ihrer Achse von Bürstegg nach W. Von der Lechtaldecke *A* wurde soeben berichtet und die Lechtaldecke *B* zeigt ein außerordentlich starkes Westfallen ihrer basalen Überschiebungsfläche, während sie gleichzeitig nach unten durch Hinzutreten der Raibler Schichten, der Arlbergschichten und des Muschelkalkes sich vervollständigt. Dies alles an der nämlichen Stelle, an der die Lechtaldecke *A* von unten her beinahe bis auf die Kreide reduziert wird.

Vergleich der Ergebnisse von Abschnitt 5 mit der Auffassung von Mylius.

Die Irrtümer von Mylius, welche das Karhorn betreffen, sind von Ampferer (34) schon aufgeklärt worden. Ich kann darum hier nichts

Neues bringen, sondern nur durch die genaue Aufnahme Ampferers Auffassung bestätigen.

Von einer tiefgreifenden Trennung des Karhorndolomits von den liegenden Kössener Schichten kann keine Rede sein. Wenn man in einem Gebiet von so großzügigem Deckenbau, dessen Gesteine so weit von ihrer autochthonen Unterlage entfernt wurden, überhaupt von ungestörten Schichtflächen sprechen kann, so muß man eine solche in dem Kontakt zwischen Kössener und Hauptdolomit am Kleinhörndl und am Warterhorn sehen. Am Auenfelder Horn sind Anschoppungen und Diskordanzen eingetreten. Das darf hier nicht wundernehmen, wo wir der großen Bewegungsfläche so nahe sind, mit welcher das Karhorn auf der Allgäudecke ruht. Hier sind auch Fleckenmergel ziemlich hoch emporgepreßt worden.

Das ganze Karhorn gehört also zur Lechtaldecke *A*. Die Herleitung seiner unteren Teile aus dem Gewölbe der Allgäudecke im S, welche Mylius 1912 noch schärfer ausgesprochen hat, als 1909, ist schon von Ampferer (34, 38) ad absurdum geführt werden. Das gleiche gilt von der Verbindung der Braunarlspitze—Mohnenfluh-Überschiebung mit der Schubfläche, welche das Südgehänge des Lechtals durchzieht. Die Überschiebung, mit welcher die Raibler und Arlbergschichten der Umrahmung des Raucheggfensters auf der Kreide der Lechtaldecke *A* liegen, zieht durch das Tal des Walkersbaches südlich von Stubenbach, biegt dann im Talschluß nach O um und unterfährt die Wösterspitzen. Ein Zeuge dieser Schubmasse (Lechtaldecke B) liegt auf den Westhängen des Horns von Lech in großer Ausdehnung auf den verfalteten Aptychenkalken der Lechtaldecke *A*.

Allgemeine Ergebnisse des tektonischen Teiles.

1. Der Faltenbau der Allgäudecke.

Es ist im Anschluß an die Abschnitte 1 und 2 schon hervorgehoben worden, das Falten das Bild der Tektonik innerhalb der Allgäudecke beherrschen. Sie sind im N so enggepreßt, das Mylius sie als Schuppen bezeichnet hat. Gegen S werden sie flacher. Die mutmaßlichen Ursachen dieses Baues sind im Anschluß an Abschnitt 2 dargelegt worden.

Cornelius (46) hat im Allgäu aus dem Verlauf solcher Falten die Richtung des Deckenschubes abgelesen. Ich glaube im vorigen bewiesen zu haben, daß dies auch im Bregenzer Wald mit großer Sicherheit geschehen kann. Dabei lassen sich die Falten, in welche die gesamte Allgäudecke gelegt wurde, ebenso gut verwerten wie die Gipfelfaltung, welche ihre hangenden Teile unter der Wucht der vorgleitenden Lechtaldecke erlitten haben. Daß die Faltungs- und Überschiebungsvorgänge nicht zeitlich getrennt waren, sondern, wie das auch Cornelius (46) betont, verschiedene Wirkungen der gleichen Kräfte, wird bei unbefangener Betrachtung der Profile selbstverständlich erscheinen.

Wenn man die mannigfachen Verbiegungen abrechnet, welche alle tektonischen Linien durch nachträglichen O-W-Druck erlitten haben, so kommt man für das Streichen des ursprünglichen Decken- und Faltenbaues zu dem Durchschnittswert ONO—WSW. Dieses Ergebnis stimmt

gut überein mit dem von Cornelius im östlichen Nachbargebiet gefundenen. Zwei bemerkenswerte Abweichungen sollen bei den Achsenverbiegungen noch erwähnt werden.

2. Zur Zusammengehörigkeit der tektonischen Einheiten.

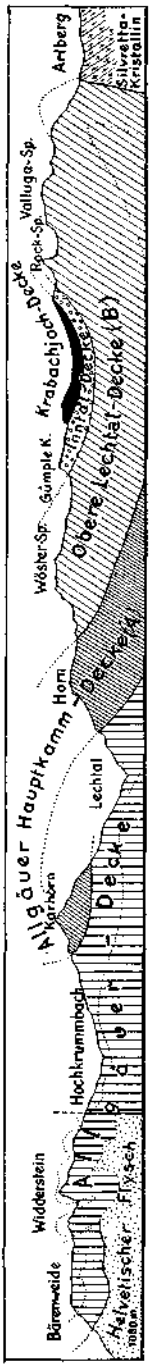
(Vgl. hiezu das Deckenprofil Fig. 16 und die Deckenkarte Fig. 17.)

Innerhalb der Allgäudecke finden wir im Gebiet des hinteren Bregenzer Waldes nirgends tiefgreifende Bewegungsflächen, welche völlig fremde Teilstücke in Berührung bringen. Stark gestört ist freilich der Zusammenhang der Antiklinale des Kleinen Widdersteins mit der nördlich von ihm gelegenen Mulde. Auch die Mulde, welche Großen und Kleinen Widderstein und westlich der Ach Hoch- und Niederkünzelspitze trennt, ist stellenweise bis zur Unkenntlichkeit ausgequetscht. Aber die Sattelnatur des Bergzuges Hochkünzelspitze—Punkt 2225—Gaißrücken steht außer Zweifel und die leicht überschobenen Südflügel dürfen nirgends als selbständige Schuppen gelten.

Gehen wir indessen nach W über die Grenzen unseres Gebietes hinaus, so finden wir, wenn wir Gublers Beschreibung folgen, die Gräshornmulde, deren östliches Ende wir im Punkt 2137 südlich vom Toblermann kennen lernten, nunmehr als losgetrennte „Gräshornschuppe" unter dem Hauptdolomit der „écaille du Zitterklapfen".

Und die Mulde, welche dem Sattel des Gaißrückens im S folgt, wird noch innerhalb des Kartengebietes von einer Hauptdolomitmasse überfahren, die wir mit Gubler als „écaille du Walsertal" bezeichnen. Die Fortsetzung dieser Schubfläche nach O ist nicht, wie die Autoren bisher glaubten, die Muldenzone zwischen Hoch- und Niederkünzelspitze, sondern die Überschiebung von Schönegg—Glattjöchl, welche allenfalls nach O mit der Verschuppung von Gemsalpe und Gaißberg zusammenhängen könnte. Mit der „écaille du Walsertal" findet bei Sonntag im Großen Walsertal die Allgäudecke ihr westliches Ende.

Es ist zweifellos, daß Gublers „écaille de la Wandfluh", welche sich im „Roß" fortsetzt



Deckenprofil durch die nördlichen Kalkalpen vom Allgäu bis zum Arlberg
südlicher Teil nach Ampferer.
Fig. 16. (1 : 100.000).

und am Fürkele so stark ausgewalzt ist, nach O mit der Juppenspitze und somit über Karhorn und Biberkopf mit dem Allgäuer Hauptkamm verbunden werden muß. Die Unterlagen für diese Erkenntnis sind nicht neu. Die Zusammenhänge sind innerhalb des Bregenzer Waldes schon von Mylius (22) und später von Ampferer (34) erkannt und deutlich ausgesprochen worden. Gubler, der von W herkam und die letzten Unterlagen für die Synthese mitbrachte, hat die Vereinigung der Decken westlich und östlich vom Bregenzer Wald nicht richtig vollzogen.

Ob die tiefe Scholle der Juppenspitze oder die höhere das verbindende Teilstück darstellt, muß bei der Zerissenheit der Schubmassen ungewiß bleiben. In den allgemeinen Bauplan würde sich eine Verbindung der höheren Schuppe nach W am besten einfügen, wobei dann die tiefere Schuppe als Westende der Allgäuer-Hauptkammdecke im engeren Sinne zn gelten hätte.

Die untere Lechtaldecke ist als schmales Band zwischen dem Flysch und der „écaille du Hochfrassen" weit nach W zu verfolgen und von Gubler beschrieben worden. Zwischen ihr und der Klostertalschuppe (die Hochfrassenschuppe findet schon weiter östlich ihr Ende) kommen im Fenster von Nüziders helvetischer Flysch und unterostalpine Elemente zum Vorschein. Die Rolle der „écaille du Hangender Stein" wird nach W bin von der „ersten Schuppe Trümpys" übernommen. Ob diese zur „écaille du Hangender Stein" und damit zur Allgäuer Hauptkammdecke gerechnet werden muß oder ob sie eine tiefere Einheit der oberen Lechtaldecke darstellt, läßt sich wohl nicht entscheiden. Gubler berichtet uns nichts von einem Zusammenhang mit der einen oder der anderen Decke.

Die Entstehung der Wandfluhschuppe aus der unteren Lechtaldecke und die Trennung von Klostertal- und Hochfrassenschuppe soll im nächsten Abschnitt noch Erwähnung finden.

3. Zur Frage der Entstehung von Überschiebungen innerhalb der ostalpinen Masse aus Überfaltungen oder Brüchen.

Das Gebiet der Bregenzer Ache und des großen Walsertales eignet sich wie kein zweites dazu, die Entstehung neuer Schuppen und Decken zu beobachten. Gerade hier ist ja die Stelle, wo Allgäu- und Lechtaldecke eine scharfe Verschmälerung erfahren, indem sie von neuen Überschiebungen gegliedert und ihre Teile aufeinander gelagert werden. Die vorher weit und flach gelagerten Massen werden übereinandergelegt und „enger verpackt" (Ampferer). In der Art und Weise, wie diese neuen höheren Schuppen im Raume nach W hin entstehen, möchte ich ein Bild des zeitlichen Ablaufes der Entstehung solcher Schuppen sehen.

Dabei zeigt sich, daß die höheren Einheiten teils aus enggepreßten Mulden, teils aus Brüchen hervorgehen. Beispiele für die erste Form sind die Überschiebung vom Untschenjoch und die Aufschiebung der Zitterklapfenschuppe auf Guhlers „écaille du Kresshorn". Aus faltenlosen Störungen an glatten Zerreißungsflächen entstehen: Die Walsertalschuppe aus der Störung von Glattjöchl—Schönegg, die Trennung der Schuppe des Hangenden Steins von der Wandfluhschuppe durch die

Überschiebung bei Alpschellen, die Lösung der Klostertalschuppe von der Lechtaldecke *B* durch die Verwerfung am Johannesjoch. In welcher Weise die Entstehung der beiden Schuppen von Lechtaldecke *A* an der Juppenspitze erfolgt, ist bei ihrer vollkommenen Trennung nicht zu ermitteln.

4. Wirkungen ostwestlich gerichteter Kräfte.

Der Bau der Berge im Quellengebiet der Bregenzer Ache ist in seinen Grundzügen das Ergebnis von südnördlich gerichteten Bewegungen. Rothpletz kommt das Verdienst zu, auf die Kräfte aufmerksam gemacht zu

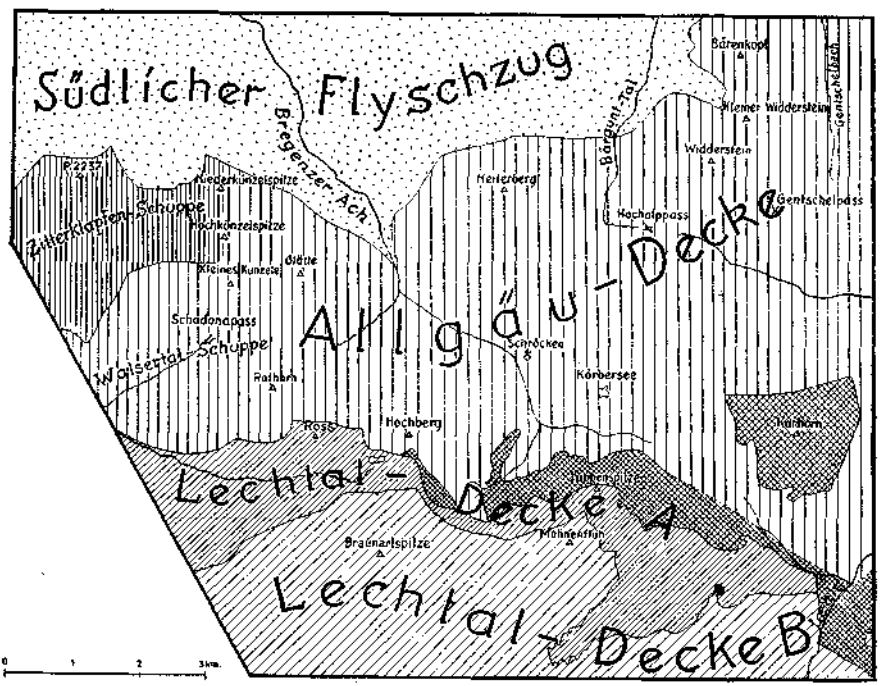


Fig. 17. Deckenkarte des Hinteren Bregenzerwaldes. (1 : 100.000.)

haben, welche die Schichten durch Bewegung von O nach W zusammengedrängt haben. Er hat aber diesen Bewegungen Ausmaße zugeschrieben, die uns heute unglaublich erscheinen.

Im Gegensatz zu Mylius finde ich im hinteren Bregenzer Wald keine einzige Überschiebung, an welcher Massenverfrachtung in ostwestlicher Richtung stattgefunden haben könnte. Wohl aber ist im ganzen Gebiet ein Auf und Ab der Faltenachsen festzustellen, welches manchmal zu recht ausgeprägten NW-SO-streichenden Sätteln und Mulden führt. Aber im Vergleich zu der gewaltigen Raumverkürzung durch die nach N geschobenen Decken sind diese Erscheinungen sehr bescheiden. Sie sind im kleinen ein Abbild der großen Achsenverbiegungen der Alpen, welche äußerlich so auffallende Formen zeigen, wie z. B. die Grenze zwischen

West- und Ostalpen, die Tessiner Kulmination, das Tauernfenster, obschon die Raumverkürzung, welche sie erzielt haben, im Vergleich zu den südnördlich gerichteten Deckenschüben sehr gering ist. Es handelt sich wohl um nachträgliche Kompensationsbestrebungen, um eine Anpassung an eine neue Kugelform im Sinne von Ampferer (39). Waren die Wege, die die Massen dabei zurückgelegt haben, klein, so ist doch die Kraft, mit welcher der Zusammenschub erfolgte, sicher nicht gering gewesen. Die Versteifung der Massen durch die vorausgegangene S-N-Faltung mußte dabei überwunden werden. Die Verbiegungen erfolgten in horizontaler und vertikaler Ebene.

Abschwenken des Streichens ist zu beobachten zwischen Künzelspitzen—Hochberg und dem Tal der Bregenzer Ache. Ferner östlich vom Widderstein.

An Achsenkulminationen und -depressionen sind von W nach O zu unterscheiden:

1. Die Kulmination Punkt 2048, Glattjöchlspitze, Schadonapaß, Rothorn, Tangertle;
2. die Zwischendepression der Schafalpe;
3. die Zwischenkulmination vom Hochberg;
4. die Depression der Bregenzer Ache;
5. die Kulmination des Heiterberges mit ihrer Fortsetzung auf Körberalpe und Karhorn;
6. die Zwischendepression der Bärguntalpe;
7. die Kulmination des Widdersteins.

Ein Blick auf die Karte zeigt ohne weiteres, wie sehr gerade die Höhenlage der Achsen für die morphologische Gestaltung maßgebend gewesen ist. Die höchsten Berge liegen ausnahmslos auf Kulminationen der Achsen. Dies mag größtenteils an dem geringeren Widerstand der jüngeren Schichten gegenüber der Erosion liegen. Zum Teil beruht es wohl auf der frühen Anlage der Täler, welche die Tiefenlinien der junggefalteten Erdoberfläche ausgenützt haben.

Relativ junge Querbrüche sind reichlich vorhanden. Die wichtigsten seien noch einmal aufgezählt:

Die Rothorn-Gautalpstörung,
die Verwerfung an der Glätte (Punkt 2043),
die Heiterbergstörung,
die NNO-SSW-Verwerfung von Hochalpsee.

Eine Ausnahmestellung nimmt die Längsverwerfung auf der Südseite des Widdersteins ein. Sie ist für die freie und kühne Gestalt des Berges mitbestimmend gewesen.

Schrifttum.[1])

1. 1846. A. Escher von der Linth, Beiträge zur Kenntnis der Tiroler und Bairischen Alpen. Leonhardt und Bronn, Jahrbuch für Mineralogie und Geologie, 1846, S. 536—561.

[1]) Diese Aufzählung macht keinen Anspruch auf Vollständigkeit. Es wurden nur die Werke zitiert, welche unmittelbar für die vorliegende Arbeit grundlegend gewesen sind. Ein vollständiges Verzeichnis des Schrifttums bis zum Jahr 1926 findet sich bei Gubler (66).

2. 1846. A. Escher von der Linth, Geognostische Beobachtungen über einige Gegenden des Vorarlberges. Leonhardt und Bronn, Jahrbuch für Mineralogie und Geologie, 1846, S. 420—443.

3. 1853. A. Escher von der Linth, Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden. Neue Denkschriften der Schweizer Naturforschergesellschaft, 1853, Bd. XIII, S. 135, 10 Pläne.

4. 1856. C. W. Gümbel, Beiträge zur geognostischen Kenntnis von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1856, Bd. VII, S. 1—39.

5. 1859. R. v. Richthofen, Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1859, Bd. X, S. 72—137.

6. 1861. C. W. Gümbel, Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Gotha, 1861, in 8°, 950 S., 35 Pläne.

7. 1862. F. v. Richthofen, Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1862, Bd. XII, S. 87—206.

8. 1868. K. Zittel, Stramberg, Obere Jura- und Kreideschichten in den Allgäuer und Vorarlberger Alpen. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1868, S. 1—4.

9. 1872. E. v. Mojsisovics, Aus den vorarlbergischen Kalkalpen. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1872, S. 254—256.

10. 1883. A. Rothpletz, Zum Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rheines. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 1883, Bd. XXXV, S. 134—189, 2 Pläne.

11. 1886. Fr. Wähner, Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1881, S. 168—176 u. 190—205.

12. 1894. E. Böse, Über liasische und mitteljurassische Fleckenmergel in den bayrischen Alpen. Zeitschriften der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 1894, Bd. XLVI, S. 703—768, 2 Pläne.

13. 1900. A. Rothpletz, Geologische Alpenforschungen, I. Das Grenzgebiet zwischen den Ost- und Westalpen und die rätische Überschiebung. München, 1900, 176 S., 5 Pläne.

14. 1902. A. Rothpletz, Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und Engadin. Sammlung des Geologischen Führer, Berlin, 1902, S. 1—256.

15. 1904. O. Fiedler, Über Versteinerungen aus den Arlbergschichten bei Bludenz und einige neue Fundorte von Flysch und Aptychenkalken im oberen Großen Walsertal Vorarlbergs. Zeitschriften der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 1904, S. 8—13.

16. 1905. A. Rothpletz, Geologische Alpenforschungen, II. Ausdehnung und Herkunft der rätischen Schubmasse. München, 1905, VIII und 261 S., 1 Karte.

17. 1905. G. Schulze, Die geologischen Verhältnisse des Allgäuer Hauptkammes von der Rotgrundspitze bis zum Kreuzeck und der nördlich ausstrahlenden Seitenäste. Geognostische Jahreshefte, 1905, Bd. XVIII, S. 1—38, 2 Karten.

18. 1908. O. Ampferer, Über neuere Erfahrungen der Geologie der Lechtaler und Allgäuer Alpen. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1908, S. 162.

19. 1908. O. Ampferer, Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Beziehungen zu deu ostalpinen Deckenschübeu. Neues Jahrbuch für Mineralogie, 1908, S. 63—112, 8 Pläne.

20. 1909. O. Ampferer, Über Gosau- und Flyschablagerungen in den Tiroler Nordalpen. Verhandluugen der Geologischen Reichsaustalt, 1909, S. 144.

21. 1909. A. Haas, Zum geologischen Bau der Umgebung des Formarinsees in den Lechtaler Alpen. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, II, S. 384 bis 391.

22. 1909. H. Mylius, Die geologischen Verhältnisse des hinteren Bregeuzer Waldes in den Quellgebieten der Breitach und der Bregenzer Ache bis südlich zum Lech. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft, München 1909, Bd. IV, S. 1—96, 10 Pläne.

23. 1910. O. Ampferer, Aus den Allgäuer und Lechtaler Alpen. Verhaudlungen der Geologischeu Reichsanstalt, 1910, S. 58—59.

24. 1911. O. Ampferer und W. Hammer, Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu bis zum Gardasee. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1911, Bd, LXI, S. 531—709, 3 Pläne: XXXII—XXXIV.

25. 1911. F. Hahn, Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den deutschen Alpen, I. Allgäuer Alpen und angrenzende Gebiete. Geologische Rundschau, 1911, Bd. II, S. 197—219.

26. 1911. C. A. Haniel, Die geologischen Verhältnisse der Südabdachung des Allgäuer Hauptkammes nnd seiner südlichen Seitenäste vom Rauhgern bis zum Wilden. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 1911, Bd. LXIII, S. 1—37, 4 Pläne.

27. 1911. H. Mylius, Jura, Kreide und Tertiär zwischen Hochblanken nnd Hohen Ifen. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1911, Bd. IV, S. 483—618, 4 Pläne.

28. 1911. H. Pontoppidan, Die geologischen Verhältnisse des Rappenalpentales sowie der Bergkette zwischen Breitach und Stillach. Geognostische Jahreshefte, 1911, Bd. XXIV, S. 1—22, 1 Plan.

29. 1912. O. Ampferer, Über die Gosau des Muttekopfes. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1912, Bd. LXII, S. 289—310, 2 Pläne.

30. 1912. O. Ampferer, Über den Nordrand der Lechtaldecke zwischen Reutte und Trettachtal. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1912, S. 334—335.

31. 1912. C. Lebling. Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den deutschen Alpen, 2. Die Kreideschichten der bayrischen Voralpenzone. Geologische Rundschau, 1912, Bd. III, S. 483—508.

32. 1912. H. Mylius, Geologische Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen. München 1912 nnd 1913, 2 Vol. in 8°, 1. 153 S., 14 Pläne, 2. 186 S., 23 Pläne.

33. 1913. O. Ampferer, Das geologische Gerüst der Lechtaler Alpen. Zeitschrift des Deutschen nnd österreichischen Alpenvereins, 1913, Bd. LXIV, S. 1—26.

34. 1914. O. Ampferer, Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Bd. LXIV, S. 307—326, Plan XIV.

35. 1914. H. Mylius, Entgegnung an O. Ampferer. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Bd. LXIV, S. 329.

36. 1914. F. Hahn, Ergebnisse neuerer Spezialforschungen in den dentschen Alpen, 3. Die Kalkalpen Südbayerns. Geologische Rundschan, 1914, Bd. V, S. 112—145.

37. 1914. F. Heritsch, Die Anwendung der Deckentheorie auf die Ostalpen. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1914, S. 95—112, 1 Plan.

38. 1915. O. Ampferer, An H. Mylius, über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1915, S. 117—119.

39. 1915. O. Ampferer, Über den Wechsel von Falt- und Schubrichtungen beim Bau der Faltengebirge. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1915, S. 163—167.

40. 1915. R. Spitz und G. Dyhrenfurth, Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schnls, Scanfs und dem Stilfserjoch. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, n° 74, N. F. 44 Lfg., 235 S., 3 Pläne.

41. 1915. H. Mylius, Besprechung mit O. Ampferer über das Wettersteingebirge und das Hornbachtal. Verhandlungen der Geologischeu Reichsanstalt, Bd. LXV, S. 242.

42. 1916. H. Mylius, Ein geologisches Profil vom Säntis zu den Bergamasker Alpen. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Beilagen-Bd. XLI, S. 237—341, Pläne VI—XII, 40 Figuren.

43. 1917. O. Ampferer, Über das Jnraprofil von Zürs am Flexenpaß. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1917, S. 38—42.

44. 1918. O. Ampferer, Über die tektonische Heimatsberechtigung der Nordalpen, Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1918, S. 63—76.

45. 1919. P. Arbenz, Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildnng in den Alpen. Mitteilnngen der naturforschenden Gesellschaft, Bern, 1918, Sitzungsbericht, S. XVII—XVIII.

46. 1919. H. P. Cornelius, Znr Frage der Bewegungsrichtung der Allgäuer Überschiebnngsdecke. Verhandlungen der Geologischen Reichsaustalt, 1919, S. 305—317.

47. 1919. R. Staub, Über das Längsprofil Graubündens. Vierteljahresschrift der naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 1919, Bd. 63, S. 295—335, 1 Plan.

48. 1920, O. Ampferer und B. Sander, Über die tektonische Verknüpfung von Kalk- und Zentralalpen. Verhandlungen der Geologischen Staatsanstalt, 1920, S. 121 bis 131.

49. 1920. K. A. Reiser, Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. Geognostische Jahreshefte, 1920, Bd. XXXIII, S. 55—198, 1 Plan.

50. 1920. R. Staub, Znr Nomenklatur der ostalpinen Decken. Ecl. geol. Helv. Bd. XVI, S. 35—38.

51. 1921. H. P. Cornelius, Die kristallinen Schollen im Retterschwangtale (Allgäu) und ihre Umgebnng. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1921, Bd. XIV, S. 1—84.

52. 1922. W. Kockel, Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. Ein Ausschnitt aus der Entwicklung eines Kettengebirges. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1922, Bd. XV, S. 63—168, 4 Figuren.

53. 1922. K. A. Reiser, Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgän, II. Teil. Geognostische Jahreshefte, Bd. XXXV, S. 1—82.

54. 1922. W. Schmidt, Zur Phasenfolge im Ostalpenbau. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1922.

55. 1923. K. Boden, Über Konglomerate und Breccien in den bayrischen Alpen. Zeitschriften der Dentschen Geologischen Gesellschaft, 1923, Bd. LXXV, S. 155—183.

56. 1923. K. A. Reiser, Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. Geognostische Jahreshefte, Bd. XXXVI, 1923, S. 1—33, 1 Plan, 3 Figuren.

57. 1923. M. Richter, Der Nordrand der oberostalpinen Geosynklinale. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 1923, Bd. LXXV, S. 198—211.

58. 1923. M. Richter, Beobachtungen am Nordrand der oberostalpinen Decke im Allgäu. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1923, S. 162—170.

59. 1924. O. M. Reis, Über Konglomerate in den Allgäuer und Kössener Schichten. Geognostische Jahreshefte, 1924, Bd. XXXVII, S. 71—72.

60. 1924. R. Staub, Der Bau der Alpen (Versnch einer Synthese). Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, n° 82, N. F. 52 Lief., 2 Pläne.

61. 1925. O. Ampferer und H. Ascher, Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Spullerseewerkes. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1925, Bd. LXXV, S. 365—422, Pläne III—X.

62. 1925. K. Leuchs, Über Einflüsse der Triasriffe auf die Liassedimentation in den nördlichen Kalkalpen. Senckenbergiana, Wisseuschaftliche Mitteilungen, herausgegeben von der Senckenbergischen naturforschenden Gesellschaft, Bd. VII, Heft 6, S. 247—249.

63. 1925. J. Schroeder, Die jurassischeu Fleckenmergel der bayrischen Alpen. Neues Jahrbuch für Mineralogie, 1925, Beilage, Bd. LII, S. 214—283.

64. 1926. M. Richter, Die Cenomantransgressiou im Ammergebirge. Zentralblatt für Mineralogie, 1926, S. 57—64, 3 Figuren.

65. 1926. W. Vortisch, Oberrätischer Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen. I. Teil. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1926, Bd. LXXVI, S. 1—64, 4 Figuren, Plan I.

66. 1927. R. Staub, Der Bewegnngsmechauismus der Erde. Leipzig 1927.

67. 1928. O. Ampferer, Beiträge zur Anflösung der Mechanik der Alpen. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1928, Bd. LXXVIII.

Inhalt.

Seite

Einleitung und Geschichte der geologischen Erforschung 425

I. Stratigraphie 427
1. Hauptdolomit 427
2. Rätformation 428
3. Unterer Lias 433
4. Liasfleckenmergel 435
5. Radiolarite, Aptychenkalke 435
6. Kreide 438
7. Jüngere Ablagerungen 444

II. Spezielle Tektonik des Quellengebietes der Bregenzer Ache 445
1. Bärenweide, Widderstein, Bärgunthochalp, Heiterberg 445
Vergleich der Ergebnisse von Abschnitt 1 mit der Auffassnng von Mylius . 452
2. Künzelspitzen, Toblermann, Kunkelspitzen, Ischgerneyalpe 454
a) Verbindung der tektonischen Einheiten zu beiden Seiten der Bregenzer Ache 454
b) Die Muldenzone zwischen Hoch- und Niederkünzelspitze 454
c) Die Toblermann-Gräshornmulde 457
d) Die Südabdachung der Künzelspitzen und ihre Störungen 458
Vergleich der Ergebnisse von Abschnitt 2 mit der Auffassung von Mylius . 460
3. Rothorn, Roß, Hochberg, Braunarlgruppe 461
Vergleich der Ergebnisse von Abschnitt 3 mit der Auffassung von Mylius . 465
4. Fellalpe. Mohnenfluh, Juppenspitze 466
Vergleich der Ergebnisse von Abschnitt 4 mit der Auffassung von Mylius . 467
5. Tannberg und Karhorn 468
Vergleich der Ergebnisse von Abschnitt 5 mit der Auffassung von Mylius . 469

Allgemeine Ergebnisse des tektonischen Teiles 470
1. Der Faltenbau der Allgäudecke 470
2. Znr Zusammengehörigkeit der tektonischen Einheiten 471
3. Zur Frage der Entstehung von Überschiebungen innerhalb der ostalpinen Masse aus Überfaltungen oder Brüchen 472
4. Wirkungen ostwestlich gerichteter Kräfte 473

Schrifttum 474

Der Bau des „Radelgebirges“ in Südweststeiermark.

Von A. Winkler.

(Mit 1 Kartentafel [Taf. XV], 1 Profiltafel [Taf. XIV] und 5 Textfiguren.)

Vorbemerkung. Das Radelgebirge in Südweststeiermark bildet, wie eine gewaltige, Mauer den südlichen Abschluß des weststeirischen Tertiärbeckens. An ihm erreichen jungtertiäre Absätze mit 1049 *m* ihre größte Höhe am östlichen Rande der Zentralalpen, wenn man von einigen noch höher gelegenen tertiären Resten am Ostgehänge der Koralpe absieht. Wie kaum in einem anderen Gebiete läßt sich am Radel eine große Mächtigkeit terrestrischer Tertiärbildungen feststellen, und wie an wenigen Stellen des Alpenrandes treten so bedeutende Störungen, welche noch Miozänschichten ergriffen haben, hier klar zutage. Ein weiteres besonderes Merkmal des Radelgebirges stellen die Anhäufungen groben Blockwerks dar, welche einzelne Einschlüsse enthalten, die selbst über 100 m^2 Inhalt aufweisen. Schließlich finden sich im Radelgebirge ausgedehnte Breccienzüge, die nach ihrer Beschaffenheit und ihren Verbandsverhältnissen als alte Bergsturzmassen, gelegentlich auch Riesenblockwerk umfassend, zu deuten sind. Sie stehen in ihrer Art auch einzig unter den tertiären Bildungen des östlichen Alpenrandes da.

Diese Umstände rechtfertigen eine eingehendere Darlegung des geologischen Baues des Radelgebirges, wie er im folgenden gegeben wird. Die Studien waren hier mit der geologischen Aufnahme des Spezialkartenblattes „Unterdrauburg“ verknüpft, welches inzwischen im Maßstabe 1 : 75.000 im Kartenwerke der Geologischen Bundesanstalt erschienen ist. Das auf demselben ausgeschiedene steirische Tertiär wurde von mir bearbeitet, während die Aufnahme des Kristallins der Koralpe und deren südliche Fortsetzung von A. Kieslinger, jene des ostkärntnerischen Lavanttales durch H. Beck durchgeführt worden war[1]). Auf der dieser Studie beigegebenen geologischen Karte des Radelgebirges im Maße 1 : 35.000 konnte naturgemäß eine noch weitgehendere Gliederung der Tertiärschichten und die Ausscheidung zahlreicher Details Platz greifen.

I. Die geologische Erforschung des Radelgebirges.

Das erste — und bis vor wenigen Jahren auch einzige — Profil durch das Radelgebirge findet sich in dem ausgezeichneten Werke von A. Sedgwick und J. Murchison, welches im Jahre 1830 in den

[1]) Am Kamm des Radelgebirges verläuft gegenwärtig die österreichisch-jugoslawische Grenze. Auf beiliegender Karte ist auch der jugoslawische Anteil, soweit dessen Aufnahme erfolgte, dargestellt.

Transactions der englischen Geologischen Gesellschaft als Frucht einer großen Studienreise in die Alpen erschienen ist, bildlich dargestellt (1).[1]) Ein Vergleich dieses natürlich nur ganz allgemein gehaltenen, quer über das südliche steirische Becken gezogenen Querschnittes mit den dieser Arbeit beigegebenen Übersichtsprofilen läßt erkennen, daß die Darstellung des Radelgebirges in geradezu überraschender Weise, nach Schichtfolge und Lagerung, in richtiger Weise wiedergegeben erscheint.

Die erste geologische Aufnahme des Radelgebirges wurde durch F. Rolle (2, 3) durchgeführt. Diesem, durch besonderen Scharfsinn und Beobachtungsgabe ausgezeichneten Forscher verdanken wir eine grundlegende Kenntnis von der Gliederung und dem Fossilinhalt des weststeirischen Tertiärs und insbesondere auch wichtige morphologische Feststellungen, mit deren Ermittlung er den Kenntnissen seiner Zeit weit vorausgeeilt ist. Den Bereich des Radelgebirges scheint allerdings Rolle, der naturgemäß — bei der knappen ihm zur Verfügung stehenden Arbeitszeit — in erster Linie die reichlich fossilführenden Tertiärbildungen eingehender studiert hat, weniger genau begangen zu haben. Während er in dem ersten Berichte über seine Aufnahmen (2) richtig das tertiäre Alter der Radelschichten betonte, ist er später schwankend geworden und läßt die Frage, ob diese so eigentümlichen, hoch hinaufreichenden Grobschottermassen tertiären oder höheren Alters wären — letzterer Meinung zuneigend — offen. Rolle erwähnt schon die Fossilarmut, die stärkeren Störungen und die große Höhenlage der tertiären Ablagerungen am Radelgebirge.

Auf der geologischen Übersichtskarte von D. Stur, welche dessen grundlegendem Werke „Geologie der Steiermark" (64) auch beigegeben erscheint, werden die Tertiärbildungen des Radelgebirges den von ihm zu einer Einheit vereinigten Schichten von Eibiswald und Sotzka zugezählt. Im Texte wird das Radelgebirge kaum erwähnt.

V. Radimsky (5), welcher eine sehr eingehende Darstellung der montangeologischen und bergwirtschaftlichen Verhältnisse des Wieser Bergreviers entworfen hat, kommt in seiner Studie auch kurz auf das Radelgebirge zu sprechen. Er betont, daß dasselbe aus mächtigen Konglomeraten gebildet sei, welche Einschlüsse von krystallinen Gesteinen (Gneise, Eklogite, Hornblendefelse und Quarze) enthalten.

V. Hilber (6) hat in seiner Studie: „Die Wanderblöcke des alten Koralpengletschers auf der steirischen Seite" in einem Kapitel auf „die Blöcke des Radel-Remschnigg-Gebirges" Bezug genommen. Er weist nach, daß das Blockmaterial am Radelzuge vollständig mit den Gesteinen der Koralpe übereinstimme und von dort abstammen müsse. Er glaubt die Herkunft der Blöcke durch Gletschertransport von der Koralpe deuten zu können.

A. Penck (7), H. Richter (8) und G. Böhm v. Böhmersheim (9) haben sich gegen Hilbers glaziale Deutung der Blockmassen im Radelgebirge (und im Saggau-Sulm-Gebiete) gewendet, unter Hinweis darauf, daß für eine so gewaltige Vereisung, wie sie von Hilber voraus-

[1]) Die eingeklammerten Ziffern beziehen sich auf das Literaturverzeichnis am Schlusse dieser Studie.

gesetzt wird, keine anderweitigen Beweise vorliegen, ferner, daß auch das Bild der Blockablagerungen von jenem glazialer Sedimente abweiche.

J. Dreger (10) hat um die Jahrhundertwende mit einer geologischen Aufnahme am Radelgebirge begonnen, welche allerdings unveröffentlicht geblieben ist. Für das Radelgebirge sagt er in einer Mitteilung vom Jahre 1903: er sei zur Ansicht gelangt, daß die Konglomerate am Radel bei Pongratzen einem des Bindemittels beraubten Konglomerate angehören, vielleicht dem Grundkonglomerat der untermiozänen Eibiswalder Schichten. Auch er lehnt Hilbers Glazialtheorie ab.

A. Ludwig (11) hatte am Südwestende des Radelgebirges unterhalb von Heiligendreikönig grobe Blöcke entdeckt und diese mit Hilber auf Gletschertransport zurückgeführt.

A. Penck (12) hatte tertiäre Blockbildungen in den Alpen, darunter auch jene im Radelgebirge in den „Alpen im Eiszeitalter" mit der Erhebung der Alpen im Miozän und mit dem dadurch bedingten Schutttransport in Zusammenhang gebracht.

Im Jahre 1912 zog V. Hilber seine glaziale Deutung der Blöcke am Radel und der „erratischen" Blöcke in Südweststeiermark überhaupt, die er noch 1903 vertreten hatte (13), zurück. Während er für die östlicheren Vorkommnisse (Gebiet zwischen Saggau und Sulm) die Herkunft aus miozänen Konglomeraten zugibt, betrachtet er die Blöcke des Radels aus dem Zerfall anstehenden Grundgebirges hervorgegangen (14).

Im Jahre 1914 beschrieb ich (15) die Ergebnisse einer kurzen Tour in das Radelgebirge. Es konnten folgende Hauptresultate angegeben werden: Der Radel besteht durchaus aus schottrig-sandig-konglomeratischen Ablagerungen. Auch die großen Blöcke stammen aus denselben und sind diesen normal eingeschaltet (bis mehrere Kubikmeter große Gerölle). Das Material entstammt nicht dem Zerfall des Anstehenden (Hilber), sondern ist von der Koralpe herbeigetragen. Es weist, besonders bei den mittel- und kleinkörnigen Einschlüssen, eine deutliche Rundung auf. Pflanzenführende Schichten finden sich eingeschaltet. Die Radelschotter sind eine Wildbachschuttablagerung. „Ihre Ablagerung kann sich nur bei einem deutlichen Gefälle und bei einer sehr intensiven, jedenfalls durch tektonische Bewegungen eingeleiteten Abtragung der Koralpe vollzogen haben." Ihr Aufschüttungsbereich entspricht wahrscheinlich einer grabenartigen Senkung zwischen Koralpe nnd Poßruck. Westlich des Radelpasses wird die Grenze des Radelschotters gegen das Grundgebirge durch eine Störung mit Quetschgesteinen gebildet.

Die in derselben Mitteilung von mir zum Ausdruck gebrachte Vermutung, daß die Radelschichten mit den ganz ähnlich ausgebildeten Blockschottern zwischen Saggau und Sulm zeitlich äquivalent und, wie diese, jünger als die Eibiswalder Schichten wären, habe ich später (17) zurückgenommen.

Gleichzeitig und unabhängig hievon hat J. Sölch (18) über das Radelgebirge und seine Blockschichten berichtet, welche Publikation den Inhalt eines auf der Naturforscherversammlung in Wien 1913 gehaltenen Vortrages wiedergibt, der mit den eben hervorgehobenen eigenen Resultaten gute Übereinstimmung erkennen läßt. Sölch wendet sich

auch gegen die Annahme Hilbers, wonach die Blockmassen des Radels aus dem Zerfall des Anstehenden hervorgegangen wären, und hebt hervor, daß ihre Herkunft nur in der Koralpe zu suchen sei. Im Gebiete des Heiligendreikönigberges habe er beobachtet, wie die Blöcke, darunter auch Riesenblöcke, aus einer zum Teil zementierten Geröllablagerung abstammen. Man hat „in den Blockschichten des Radelgebirges Ablagerungen des fließenden Wassers zu erblicken, deren Entstehung allerdings andere Gefällsverhältnisse voraussetzt als die gegenwärtigen. Gewaltige Wildbäche müssen den frischen Gebirgssteilrand zerfressen und so die Schuttkegel aufgeschüttet haben". Ersterer war durch eine Hebung von Alpenteilen geschaffen worden.

Im Jahre 1920 (19) nahm ich — nach Unterbrechung durch den Krieg — meine Begehungen im südweststeirischen Tertiärgebiet und speziell am Radelgebirge wieder auf. Über die in diesem Jahre erzielten Ergebnisse ist ein kurzer Vorbericht (1921) erschienen. In diesem wurde auf die Position des Radelschutts im Liegenden der mächtigen Eibiswalder Schichten und auf seine Anlagerung an eine in tektonischer Ausgestaltung befindliche Störungswand hingewiesen, ferner auf das Eindringen der räumlich weiter ausgreifenden Eibiswalder Schichten in den Ostteil der Koralpe hinein (prä- bis altmiozäne Talrinnen). Weiters wurde das neuerliche Aufleben tektonischer Bewegungen im Mittelmiozän (zu Beginn der 2. Mediterranstufe), welche die erste, gewölbeartige Aufbiegung auch des Radelgebietes erzeugt hätten und von der Koralpe her von einem gewaltigen Blockschuttransport begleitet gewesen wären, betont. Es wurde das Eindringen von mit jungmediterranen Schottermassen erfüllten Rinnen bis tief in die Koralpe hinein beschrieben. Die Hauptfaltung des Radelgebirges wurde in nachmediterraner Zeit angesetzt. Die Streichrichtung des Tertiärs am Radel sei nach NW gerichtet und biege erst mit Annäherung an die Koralpe in die OW-Richtung um. Schließlich wurde auf morphologische Landmarken im Radelgebirge und am anschließenden Koralpengehänge, welche in zwei Hauptniveaus übereinander auftreten, aufmerksam gemacht.

Im Jahre 1924 (Verhandlungen Nr. 5) ergänzte ich die voranstehenden Angaben in einer weiteren vorläufigen Mitteilung (20) durch eine genauere Gliederung der Schichtenfolge an den Nordgehängen des Radelgebirges. Vom Radelschutt werden die etwas weniger groben Basisschichten abgetrennt und die Eibiswalder Schichten in eine untere, mittlere und obere Gruppe gegliedert. Für die einzelnen Niveaus werden Mächtigkeitsangaben gegeben. Weiters wird auf das schrittweise Übergreifen jeweils jüngerer Horizonte an der Koralpe in nördlicher und nordwestlicher Richtung hingewiesen. In morphologischer Hinsicht wird gefolgert, daß zur Bildungszeit des groben Radelschuttes in dessen Umrahmung ein sehr akzentuiertes Relief mit beträchtlichen Niveauunterschieden (also keine Einebnung!) bestanden haben müsse, während die Ablagerung der Eibiswalder Schichten mit einer fortschreitenden, weitgehenden Abtragung des Gebirges Hand in Hand gegangen sei. Speziell zur Zeit der oberen Eibiswalder Schichten, welche feinkörnige Sedimente aufzeigen, sei es zu einer Verebnung der Randgebirge gekommen, welche erst hernach — zur Zeit der jungmediterranen Bewegungsphase —

wiederum der Zergliederung und Zerstörung anheimgefallen seien. An der Radelantiklinale lasse sich eine bis in jugendliche Zeiten fortdauernde Aufwölbung und an der dieser vorgelagerten Zone zwischen Saggau und Sulm eine Einmuldung voraussetzen. Sie gebe sich aus dem in junggeologischer Zeit feststellbaren Gegeneinanderwandern der beiden vorher genannten Flüsse (speziell aus deren Terassenverbreitung) zu erkennen.

Im selben Jahre („Verhandlungen", Nr. 9) veröffentlichte A. Kieslinger (21) einige Ergebnisse über seine Tertiärbeobachtungen im Gebiete der kohlenführenden Eibiswalder Schichten.

Das Radelgebiet selbst betreffen die Angaben Kieslingers, daß auf der Nordseite desselben „graue, kristalline Glimmerkalke und graugrüne, seidenglänzende Phylitte (Diaphthorite)" beim „Weiß" auftreten, die einem Auftauchen des Kristallins entsprechen, welche „Winkler als eigentlichen unterniozänen Gebirgsrand deuten möchte, der gegen Süden den Radelschutt geliefert hätte". Das vormiozäne Relief, wie es sich durch Abdecken des Tertiärs ergibt, sei ein sehr akzentuiertes: „die Höhenunterschiede des Gebirges waren damals größer als heute". Doch sei die miozäne Transgression sehr rasch angestiegen, wodurch es zu einer Erlahmung der Abtragung gekommen wäre. „Wenn auch für einige besonders steile Talstücke auf die Annahme einer Bruchtektonik kaum verzichtet werden kann, ergibt sich doch für die meisten von ihnen zwangslos eine Deutung teils als alter Flußrinnen..., teils als isolierter größerer Seen oder Sümpfe. Selbstverständlich haben überall noch kleine Störungen mitgearbeitet, dazu kommen noch regionale Verkrümmungen, wie jene von Winkler aufgezeigte Schiefstellung des ganzen Koralpenblocks." (S. 169.)

Im Jahre 1925 erschien der Abschnitt VII von W. Petraschecks „Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten" (22), welche „die tertiären Senkungsbecken am Fuße der Alpen" enthält. Bei Darlegung des kohlenführenden Eibiswalder Beckens wird auch der Bereich des Radelgebirges gestreift. Petrascheck hebt hervor, daß der liegendste Teil der geschichteten Schuttahlagerungen vielfach eckig und kantig sei, während nordwärts die Rundung der Gerölle zunehme. Graue Schiefer und Phylitte geben dem Konglomerate eine dunkle Färbung, lokal zeigen aber die tiefsten Schichten rote Färbung. „Es kann am Radel noch zweifelhaft sein, ob dieselbe vielleicht auf aufgearbeitete Werfener Schiefer zurückzuführen ist." Die Geröllblöcke entstammen ausschließlich der Koralpe. Die Schichtungen am Nordgehänge des Radelgebirges (Radelschotter und untere Eibiswalder Schichten) betrachtet Petrascheck als Übergußschichtung eines Schuttkegels (Delta). Denn „unter anderen Umständen wäre eine so rasche Verjüngung nach Norden undenkbar, da dort (bei Wies) schon höhere Eibiswalder Schichten unmittelbar dem Grundgebirge auflagern. Selbstverständlich ist der Schotterzug am Radel auch nicht ohne nachträgliche Störungen geblieben." Die Schichten am Radel bilden eine Antiklinale. Petrascheck stellt die gesamten Eibiswalder Schichten ins Aquitan.

Gegen die hier das Radelgebirge und das Wieser Revier betreffenden Deutungen Petraschecks nahm ich in einer Mitteilung in der

„Montanistischen Rundschau" 1926 Stellung (23). Ich hob dort hervor, daß ich der Auffassung Petraschecks, die unteren Eibiswalder Schichten am Radel entsprächen einem Delta mit Übergußschichtung, widersprechen müsse. „Der Komplex der unteren Eibiswalder Schichten entspricht einer äußerst mächtigen Folge einer Süßwassermolasse, deren aufgerichtete Bänke sich über Berg und Tal hinweg auf 12 *km* streichender Länge und auf mehrere 100 Meter im Fallen bei gleichem Neigungswinkel verfolgen lassen... An dieser steilen Aufrichtung nehmen in völlig konkordanter Weise sowohl die groben Konglomeratbänke, die Sandsteine, Sande, als auch die Tonlagen Anteil." Kohlenflöze und Schichten mit senkrecht durchsetzenden Wurzeln sind in gleicher Weise wie die Schotterbänke aufgerichtet, so daß an deren rein tektonischer Neigung nicht zu zweifeln wäre. Die Geröllzusammensetzung des Radelschotters und der unteren Eibiswalder Schichten weise auf eine Zufuhr des Materials von N und NW (von der Koralpe) hin, was mit einer nordgerichteten Neigung der „Delta"-Bänke unvereinbar wäre. Die rasche Mächtigkeitsabnahme der unteren Eibiswalder Schichten, die übrigens zum Teil im Untergrund des weststeirischen Beckens noch weiter nach Norden reichen dürften, erklärt sich durch Anhäufung derselben auf einem lokalen Senkungsbereich.

In einer Studie in der „Geologischen Rundschau" 1926 (24) betrachtete ich auch den Bau des Radelgebirges im Rahmen der miozänen geologischen und morphologischen Entwicklungsgeschichte des steirischen Beckens. Der Entwicklungsgang der Landschaftsentwicklung an der Koralpe kann an der Beschaffenheit der mächtigen Sedimente, wie sie sich speziell im Radelgebirge auf sinkendem Boden im Miozän hier aufgehäuft hatten, abgelesen werden. Sie zeigen zunächst, zu Miozänbeginn, die Hebung und Zergliederung der Koralpe (Radelschotter), dann deren Abbiegung, allmähliche fortschreitende Senkung und Nivellierung (Zeit der Eibiswalder Schichten), weiters aber — seit dem höheren Mittelmiozän — deren rasch einsetzendes Wiederaufsteigen und kräftige Mittelgebirgsformung an. Ich wies ferner auf die Bedeutung und weite Verbreitung der schon 1920 beobachteten jüngermiozänen Blockschotter hin, für welche ich die Bezeichnung „Schwanberger Schutt" vorschlug.

In dem referierenden Abschnitt meiner Studie betonte ich, daß die höheren (mittleren, oberen) Eibiswalder Schichten ihrem Alter nach nicht in das Aquitan, sondern in das Helvet zu stellen wären, wofür ihre Lagerung unmittelbar unter dem gewöhnlich als Oberhelvet betrachteten Grunder Schichten (Florianer Tegeln) spricht. Die sehr mächtigen unteren Eibiswalder Schichten, bzw. die basalen Radelschotter rücken demnach ins Untermiozän. Nach derselben Richtung weisen die Untersuchungen der Mastodontenkunde durch G. Schlesinger (25, 26), welcher unter den Formen der höheren (mittleren) Eibiswalder Schichten Mastodon tapiroides sicher erkannt hat, welche Art im Aquitan und Burdigal noch nicht nachgewiesen ist, ferner typische Formen von Mastodon angustidens, deren Auftreten ebenfalls ein aquitanes Alter ausschließen läßt.

Im selben Jahre hat Ing. G. Hießleitner seine Studie „Das Wieser Revier" (27) veröffentlicht, in welcher er in erster Linie das kohlen-

führende Terrain bespricht und die vorgenannten, von mir dargestellten Lagerungsverhältnisse im Radelgebirge bestätigen konnte. Er beschreibt die Zusammensetzung, Entstehung und große Mächtigkeit des Radelschotters und der unteren Eibiswalder Schichten und deren durch tektonische Kräfte bedingte Aufrichtung. Er zeichnet ein schematisches Profil durch den Radel und ein solches über den Annenberg (siehe Taf. I). Über das Flöz von Stammeregg (im Bereiche der unteren Eibiswalder Schichten) bringt er montangeologische Daten bei. Im übrigen bezieht sich der Inhalt dieser ausgezeichneten Studie auf das bereits außerhalb vorliegender Arbeit stehende, kohlenführende Terrain von Eibiswald und Wies.

In der Studie A. Aigners „Die geomorphologischen Probleme am Ostrande der Alpen" (1925/26) wird nur kurz auf das Radelgebirge Bezug genommen (28, 116).

A. Kieslinger (29) hat in einer Mitteilung (Geologie und Petrographie der Koralpe III) auf das Auftreten tertiärer Verwitterungsböden an der südlichen Koralpe (Grenzgebiet gegen Radel) hingewiesen und hier insbesondere miozäne Böden, entstanden bei tiefgehender Verwitterung eines feuchten Klimas, welche besonders an der Basis der Eibiswalder Schichten auftreten, von pontischen Böden mit geringer Tiefenverwitterung getrennt, welch letztere er u. a. bei St. Lorenzen (Grenzgebiet zwischen Koralpe und Radel) voraussetzt.

Im selben Jahre hat er in einer kleinen Studie „Zur Hydrographie des Koralpengebietes" (30) insbesondere auf die jugendliche Hebung der Koralpe und auf Talabzapfungen in derselben hingewiesen. Auf das hier zu behandelnde Gebiet (Westrand) bezieht sich nur Kieslingers Auffassung eines alten Feistritzlaufes, welcher aus dem Gebiete der heutigen oberen Feistritz (Soboth) nicht, wie gegenwärtig, südwärts umbiegend zur Drau geflossen wäre, sondern bei ostnordöstlichem Verlaufe über die Verebnungen von Laaken und St. Bartholomä und über den Raum südlich von St. Lorenzen zur Saggau abgeflossen wäre.

Im Jahre 1927 veröffentlichte ich meine Studie „Das südweststeirische Becken im älteren Miozän" (31), welche eine übersichtliche Darlegung meiner bis 1926 erzielten Aufnahmeergebnisse im Eibiswald-Wieser Becken enthält. In dieser Arbeit wurden auch die Ablagerungen an der Nordabdachung des Radels, unter Mitteilung mehrerer detaillierter Profile, kurz besprochen und durch die Beigabe einer Kartenskizze (1:200.000) und von Profildurchschnitten erläutert. Zunächst wurde der Aufbau der Radelschotter (Wildbachschotter) und ihre Geröllzusammensetzung, welche mit Sicherheit eine nördliche (nordwestliche) Herkunft erschließen läßt (Koralpenmaterial!), eingehender dargelegt. Weiters wird auf das Auftreten ganz eckiger Schuttbildungen speziell im Gebiete von St. Anton, im Nordwestteil des Radelgebietes, verwiesen, die als ursprungsnahe Ablagerungen betrachtet werden. Bezüglich der Entstehung der Radelschotter wird die schon seinerzeit entwickelte Auffassung einer Anlagerung derselben an einem steilen Grundgebirgsabfall, welcher hier zu Miozänbeginn zur Ausbildung gelangt ist, näher begründet. In der ausgedehnteren Scholle von Schiefergesteinen, an den Gehängen nordöstlich von Pongratzen, und in weiteren, kleinen Gesteinsschollen

(speziell beim Weiß und beim Wutty) wird ein Durchspießen dieses Grundgebirges durch seine Tertiärdecke hindurch vermutet, wie es auch Kieslinger (1924) vorausgesetzt hatte. Das Auftreten der vorgenannten Schollen, beiläufig an der Grenze von Radelschottern und Eibiswalder Schichten, läßt mutmaßen, daß sie, wie schon 1924 betont, die Oberkante der altmiozänen Bruchstufe markieren, an welche sich der Radelschutt anlagerte und über welche hinaus schon die älteren Eibiswalder Schichten vorgegriffen haben. Der Radelschutt wird als Grenzbildung zwischen Oligozän und Miozän betrachtet.

Der Aufbau der unteren Eibiswalder Schichten im Radelgebirge wird an drei Profilen, welche von der Höhe desselben bis zum Saggautale (und dann weiter bis in den Bereich des von jüngeren Schichten gebildeten Wieser Reviers) gezogen sind, illustriert. Die Mächtigkeit der unteren Eibiswalder Schichten wird mit 1500 *m* angegeben und ihr Ablagerungscharakter als eine im wesentlichen sandig-schotterige Molasse charakterisiert. Das Geröllmaterial entstammt, wie beim Radelschotter, der Koralpe (bzw. deren später verdeckter östlicher Fortsetzung). Weiters wird auf das Auftreten auch eckiger Schuttlagen in den unteren Eibiswalder Schichten erwähnt, „die wohl von Muhren gebildet wurden" (im Profil Oberhaag—Mukonik, im Kleinen Lateintal). Schließlich wird eine schon 1920 entdeckte, auch von Hießleitner erwähnte, durch reichliches Pflanzenmaterial und auch durch Planorbisschalen gekennzeichnete, tonige Lage an der Basis der Eibiswalder Serie nordwestlich von Pongratzen beschrieben.

Die unteren Eibiswalder Schichten werden ihrer Entstehung nach als fluviatile Sedimente, die bei zurücktretendem Einfluß von Wildbachschuttkegeln entstanden sind, gedeutet. In östlicher Richtung transgredieren die unteren Eibiswalder Schichten am Remschnigg über dem Grundgebirge. Über ihren Aufbau gibt auch die schon von Radimsky beschriebene Bohrung von Oberhaag (381 *m* tief) guten Aufschluß.

„Die Zeit der unteren Eibiswalder Schichten entspricht dem Vordringen der Niederbiegung über den Bereich der Radelsenke hinaus, wodurch ein breiter Sektor der Koralpe (und des Remschnigg) hinabgedrückt und in ein tief versenktes Aufschüttungsgebiet verwandelt wurde." „Flüsse von etwa 20 bis 30 *km* Lauflänge dürften das Geröllmaterial von der Koralpe herabgebracht haben. Vom Radelgebirge ging die Entwässerung nach Süden zur Drausenke, wo die Süßwasserschichten von St. Anton—Saldenhofen als mutmaßliche Äquivalente in Betracht kommen."

Die Tektonik des Radelgebirges ist durch das Aufleben der Gebirgsbildung an der Oligozän-Miozän-Grenze (savische Phase), welche sich nach meiner Auffassung in der Entwicklung des abnormen „Radelschotters" ausprägt, weiters durch jene des Mittelmiozäns (steirische Phase), welche die jungmediterranen Blockschotter geschaffen hat, charakterisiert. Dazwischen liegt eine Zeit lang andauernder und fortschreitender Niederbiegung des Koralpensaumes.

Im morphologischen Abschnitt werden die bereits bei Besprechung meiner früheren Arbeiten skizzierten Schlußfolgerungen, die sich auf die Gestaltung der Landschaft im Miozän, beurteilt nach dem Charakter der gleichzeitigen Sedimente, beziehen, eingehender ausgeführt.

Im Berichte über die geologischen Aufnahmen des Jahres 1927 (Verhandlungen 1928, Nr. 1) [32] habe ich einige morphologische Detailergebnisse der Aufnahme hervorgehoben. Im Haderniggtale, bzw. in dem angrenzenden Gebiete des Buchenbergs[1]) wurde nach der hier zu vermutenden Tiefenlage des pontischen Hauptniveaus — gegenüber den nördlich und südlich angrenzenden Räumen — eine Fortdauer junger Einmuldung in dieser schon innerhalb der Koralpe gelegenen Zone vorausgesetzt. Sie wird als westliche Verlängerung der jugendlichen Einbiegung zwischen Saggau und Sulm angenommen. Weiters wurde auf junge Flußverlegungen auch im Gebiete von St. Lorenzen verwiesen, ohne hier allerdings mit Kieslinger[2]) einen alten Feistritzlauf vorauszusetzen.

Im Jahre 1928 habe ich die allgemeinen morphologischen Ergebnisse im südlichen Koralpen-Radel-Gebiete unter Beifügung einer morphologischen Übersichtsskizze und von Profilen zur Darstellung gebracht (33). Hiebei wurden Hochniveaus von solchen der Vorstufe (Glashüttener Niveau, „Hauptniveau mit Teilstufen") unterschieden. Die Ausbildung der letzteren wird teils in das oberste Miozän, teils (Hauptniveau) in die pontische Zeit verlegt. Nur die pontischen Niveaureste sind im Radelgebirge, als höchstgelegene Landschaftsreste, überragt von flachen Kuppen, entwickelt.

Im Jahre 1928 veröffentlichte A. Kieslinger (34) seine Auffassung über die am Nordgehänge des Radels auftretenden älteren Gesteinsschollen, u. zw. zuerst im Aufnahmsberichte (34) pro 1927 (Verhandlungen 1928, Nr. 1) und dann mit Profilen in seiner abschließenden Koralpenstudie (35). Kieslinger nimmt hier an, daß die Radelschichten „durch waagrechte oder flach südfallende Schubflächen, an denen jeweils das obere Stück gegenüber dem untern ein Stück weit gegen Norden vorgeschoben ist", durchsetzt werden. „An diesen Flächen sind eine Reihe von kristallinen Schollen aus dem tieferen Untergrund mit heraufgeschleppt worden." (S. 518.) „Das Tertiär selbst ist deutlich tektonisiert mit Anfängen einer leichten phyllitischen Metamorphose." Nach den beigegebenen Profilen nimmt Kieslinger eine solche Schubscholle speziell im Profil des Steudelwebers an. Er deutet die in der Nähe des Gehöftes Weiß auftretende Scholle von kristallinem Kalk und eine 600 *m* östlich davon gelegene Kalk-Schiefer-Scholle als tektonische Schubfetzen. Eine scheinbar noch größere Schubbewegung wird am Heilgendreikönigberg vorausgesetzt, woselbst der am Südgehänge auftretende Streifen von Phyllit als eine mitsamt ihrer tertiären Bedeckung über eine tiefere Tertiärschuppe vorgerückte Scholle gedeutet wird. Absenkungen gegen die Drau zu schaffen einen jungen „Draugraben".

Im selben Jahre habe ich (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1929, als Separatum ausgegeben im Dezember 1928) [36] meine Ergebnisse über die jüngeren miozänen Ablagerungen Südweststeiermarks und über deren Störungen veröffentlicht. Im Anschluß daran wurde auch ganz kurz die Tektonik des Radelgebirges einer Besprechung unterzogen.

---

[1]) Siehe Blatt „Unterdrauburg".

[2]) Kieslinger hatte sogar vermutet, daß hier in pontischer Zeit die Feistritz zur Saggau übergeflossen wäre.

Ich hatte in den letzten zwei Jahren Gelegenheit, das Nordgehänge des Radels sehr eingehend zu untersuchen und sohin auch die nach obigem mit Kieslinger kontroverse Frage der sogenannten „Klippen", wie ich glaube, einer Lösung zuzuführen. Die Radelschichten sind zwar, wie ich schon in früheren Arbeiten gezeigt und profilmäßig dargestellt hatte, stärker gestört und gelegentlich bis zu saigerer Schichtstellung aufgerichtet. Das Auftreten irgendeiner Schubfläche konnte aber am Nordsaum des Radels trotz genauester Begehung nicht an einer einzigen Stelle festgestellt werden. Selbst unbedeutende, flache Verschiebungsklüfte bis zu einigen Dezimetern Verschiebungsweite, gehören hier zu großen Seltenheiten, während steile Sprünge zwar nur untergeordnet, doch allenthalben auftreten. Aus diesen allgemeinen, besonders aber aus speziellen Beobachtungen hat sich die Unhaltbarkeit der von Kieslinger befürworteten tektonischen Deutung der „Klippen" ergeben. Die wenigen kleinen Schiefer und Kalkschollen (sogenannte „Klippen") an den Nordgehängen des Radels sind also keine Schubschollen, sie sind aber auch kein durchspießendes Grundgebirge, wie ich seinerzeit — übrigens unter Zustimmung von Kieslinger (21) — vermutet hatte, sondern bilden Bestandteile tertiärer Schuttbreccien.

Ebenso wurde die von Kieslinger angenommene Überschiebung am Heiligendreikönigberge als nicht nachweisbar erklärt. Die nähere Begründung dieser Resultate bildet den Inhalt vorliegender Studie.

Schließlich hat J. Sölch (37) im Jahre 1928 in seiner „Landformung der Steiermark" auch der Oberflächengestaltung des Radelgebirges mit wenigen Worten gedacht.

Aus diesem Überblick über die geologische Erforschung des Radelgebietes geht hervor, daß gerade im letzten Jahrzehnt eine Fülle neuer geologischer und morphologischer Fragen angeschnitten wurde. Es wäre mir zwar erwünscht gewesen, meine Detailbeobachtungen im Radelgebiete erst zu einem späteren Zeitpunkt, in einem größeren Rahmen, zu veröffentlichen. Da aber, wie aus vorstehendem ersichtlich, bereits von mir veröffentlichte Ergebnisse der übrigens erst 1928 ganz abgeschlossenen Aufnahme inzwischen von anderer Seite — in bezug auf die Tektonik des Radels — eine abweichende Deutung erfahren haben, so halte ich es doch für angebracht, schon jetzt das gesamte Beobachtungsmaterial vorzulegen, aus dem sich, wie ich glaube, ein klares Urteil über die zutreffende Ansicht gewinnen läßt.

Das geologische Spezialkartenblatt Unterdrauburg[1]) wolle zur besseren Orientierung beim Lesen dieser Studie verwendet werden.

II. Die Schichtgliederung im Radelgebirge.

A. Das Grundgebirge.

Während die tertiären Schichten den höheren Teil des Radelgebirges und auch fast dessen ganzen Nordabfall zusammensetzen, ruhen sie im Süden auf einem Sockel von altkristallin-paläozoischen Bildungen auf.

[1]) Aufgenommen von A. Kieslinger, H. Beck und A. Winkler, ausgegeben 1929 im Verlage der Geologischen Bundesanstalt in Wien.

Diese Basis senkt sich im allgemeinen von O nach W (WSW) ab. Während das Tertiär im Osten, bei Pongratzen, in etwa 800 *m* Seehöhe dem Grundgebirge aufruht, liegt seine Auflagerung nördlich von Mahrenberg schon nur mehr bei 500 *m* und westlich von Mahrenberg sogar bis unter 400 *m*.

An der Nordabdachung des Radels tritt das Grundgebirge, wie schon erwähnt, in zwei Schollen zutage: im W an jener unterhalb des Radelpasses, im O im Raume östlich von Pongratzen. Ersteres Vorkommnis stellt die unmittelbare Fortsetzung der benachbarten Teile der südlichsten Koralpe dar, welche nach Kieslingers Untersuchungen[1]) aus diaphthoritisiertem Altkristallin besteht.

Die Schieferscholle von Pongratzen ist der westliche Ausläufer des Grundgebirgskerns der Reinschnigg-Antiklinale (auf dem an das Blatt Unterdrauburg östlich anschließenden Kartenblatte Marburg), welche bei Pongratzen unter den Radelschottern versinkt. Ich halte die hier auftretenden Gesteine (gefältelte Tonschiefer, graphitreiche Schiefer, bunte, rote und grüne Schiefer mit Diabas und Diabastuffen, Kalke) für paläozoisch. Sie werden von typischem, rotem Buntsandstein[2]) und Schiefern überlagert. Die Gründe für die Altersdeutung der Schiefer (vermutlich Altpaläozoikum) habe ich bereits im Aufnahmsberichte pro 1928 (Verhandlungen 1929, Nr. 1) mitgeteilt und führe sie ausführlicher in den Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte „Unterdrauburg" an.

Der ältere Sockel an der Südabdachung des Radels wird im westlichen Teile (Gebiet von Heiligendreikönig) von Gesteinen gebildet, welche der Südabdachung der Koralpe angehören und von Kieslinger als hier besonders stark tektonisch umgearbeitetes Altkristallin gedeutet werden. In diesem Raume tritt das Grundgebirge überall, nach Durchwaschung der tertiären Decke, in den Gräben zutage. Bei, bzw. östlich von Mahrenberg erscheinen mächtige Kalkmassen, markante Felswände bildend. Sie wurden teils für paläozoisch (Dreger und Rolle), teils für mesozoisch gehalten (Kieslinger, Stur). In ihrem Liegenden treten bunte Schiefer auf, die ich mit den als paläozoisch angesehenen Schiefern von Pongratzen vergleiche. Nach den Verbandsverhältnissen und dem Habitus halte ich auch diese Kalke für paläozoisch. Ein weiteres Eingehen auf die alten Gesteine im Radelgebirge liegt aber außerhalb des Rahmens vorliegender Arbeit.

B. Allgemeines über die tertiäre Schichtfolge im Radelgebirge.

Schon aus den vorangehenden Darlegungen über die geologische Erforschung des Radelgebirges kann die dort festgestellte Gliederung des Tertiärs als bekannt vorausgesetzt werden. Zur kurzen Orientierung sei sie in Form nachstehender Übersicht wiederholt:

Tieferes Mittelmiozän (?): kohlenführender Komplex der mittleren Eibiswalder Schichten (mit Eibiswalder Flöz an seiner Basis). Limnische Ablagerung (tonig-sandiger Sedimentcharakter).

---

[1]) Speziell Geologie und Petrographie der Koralpe I, Sitzungsberichte der Akademie Wien 1924, und „Koralpe" IX, Sitzungsberichte usw. 1928 (35).

[2]) Sie erscheinen in der Fazies des „Grödener Sandsteins". Es ist aber nicht zu entscheiden, ob sie nicht im wesentlichen die untere Trias vertreten.

Untermiozän (?): untere Eibiswalder Schichten (sandig-schottrige Sedimente) mit Blockschuttbreccien (im tieferen Teil). Vorwiegend fluviatile Ablagerungen mit verschwemmtem Bergsturz- und Gehängeschutt; sehr mächtig.

Miozänbasis: Radelschotter (grobe Blockschotter, auch mit Schuttbreccien). Wildbachschotter.

Basisschichten des Radelschotters (ähnlich dem Radelschotter, aber mit stärkerer Beteiligung sandiger Lagen).

Die vorgenannten Schichten zeigen an den Nordhängen des Radels eine sehr regelmäßige, einheitliche Neigung nach NNW auf, so daß man — vom Radelkamm nordwärts absteigend — in immer jüngere Horizonte gelangt.

Höhermiozäne Blockschotter: Diese sind ähnlich wie der Radelschutt ausgebildet und entsprechen Wildbachschuttablagerungen. Auf der beigegebenen Karte treten die jüngeren Blockschotter nur im NW, im Bereiche des Annenberges, auf.

Der Aufbau des Radelgebirges soll von O nach W fortschreitend beschrieben werden.

C. Der Abschnitt des Radelgebirges zwischen dem Wuggitztale und dem Ostrande der Karte (siehe Taf. XV).

Dieser erste Abschnitt umfaßt im wesentlichen jenen Teil des Radelgebirges, in welchem sich die tertiären Schichten über das unter ihnen hervortauchende, kristalline Grundgebirge, östlich und nordöstlich von Pongratzen, bei nördlichem Einfallen regelmäßig auflagern. Vier große Rücken sind es, welche, z. T. gegen Oberhang konvergierend, hier vom Radel herabziehen, von ebensoviel tief einschneidenden Gräben begleitet.

Ich beginne mit der Besprechung des Profils am östlichsten Höhenrücken, dem Thünaberg (Taf. XIV, Fig. 1). An der Basis dieses Profils treten unter dem Tertiär nördlich des Gehöftes Mukonik bunte (paläozoische) Schiefer mit Einschaltungen von grauen Tonschiefern und Diabasen auf, welche von einem schmalen Zug von typischem Bunt- (Grödener-) Sandstein überlagert werden. Erstere fallen steiler, letzterer flacher (mit 15—30°) nordwärts ein.

Unmittelbar über dem Grödener (Bunt-) Sandstein folgt auf der Kuppenhöhe Kote 640 Radelschotter. Dieser ist typisch ausgebildet und enthält zahllose große Geröllblöcke. An einer Stelle zählte ich hier zehn Riesenblöcke von etwa $^1/_2$ bis über 1 *m* Durchmesser im Sediment. Auch die darüberfolgenden Lagen enthalten mehrfach Blöcke bis 1 *m* Durchmesser eingeschaltet. Das Material ist im allgemeinen deutlich abgerollt und läßt eine gewisse Transportlänge voraussetzen.

Die Radelschotter erscheinen in diesem Profil nicht mehr sehr mächtig (etwa 150—200 *m*). Wir stehen hier schon nicht unweit vom östlichen Ende des Ablagerungsbereiches der Radelschotter entfernt. Auf dem anschließenden Spezialkartenblatte Marburg läßt sich der Radelschotter nur mehr etwa 1 *km* weit ostwärts verfolgen, wobei er weiter an Mächtigkeit abnimmt. Er keilt dann (bei Kohlberg) zwischen bunten paläozoischen

Schiefern und bis über letztere transgredierenden unteren Eibiswalder Schichten aus.

Auf der Höhe des Radelkammes, südlich des Thünaberges, findet sich, auf der Erstreckung vom Gehöfte Kefer bis Kote 800 und darüber hinaus, eine grobe, hier dem Grundgebirge flach aufliegende Schotterbedeckung, welche den im Scheitel des Radelgewölbes sehr flach gelagerten Resten von Radelschotter entspricht (Einschlüsse von Quarzen, Glimmerschiefern, Turmalingneisen usw.) (Taf. I.) Die östliche Fortsetzung dieser Grobschotter liegt jedenfalls in jenen Blockschottern vor, welche ich in kleinen Resten auf der Höhe des Remschnigg (nördlich von Oberkappel) angetroffen habe, und wahrscheinlich in den dort benachbarten Schotterbildungen beim Orte Oberkappel.

Etwa 300 *m* nördlich von Kote 640 legen sich im Profil des Thünaberges die unteren Eibiswalder Schichten dem Radelschotter auf. Die Grenze ist hinreichend durch das deutliche Einsetzen stärkerer, feinkörniger Zwischenlagen gekennzeichnet und prägt sich auch in den Geländeformen aus. Hier findet sich zunächst ein Wechsel von Sand- und Kieslagen mit eingeschalteten verfestigten Schotterbänken (Einfallen mit 35° nach NNW). Bald folgt eine stärkere Lage von grobem und eckigem Blockwerk. Dieses besteht aus Marmor, Gneis- und Glimmerschieferblöcken (bis zu 1 *m* Durchmesser) und entspricht einem nur wenig umgelagerten Gehängeschuttmaterial. Es wurde hier, sei es durch Muhren, sei es durch Schuttkegel gehängenaher Wildbäche, ausgebreitet. Kompakte Schotterlagen (mit gerolltem Material) legen sich darüber. Nun folgt der im Profil dargestellte vielfältige Wechsel von Geröllagen mit Sanden und tonig-glimmerigen Sanden (sandigen Tonen). Die Größe der Gerölle schwankt lagenweise zwischen Kindskopf-, Faust- und Nußgröße. Einzelne Gerölle erreichen bis Kopfgröße. Die Messung der Neigungen ergab 35—40°, 30° und 20°. Unter den Einschlüssen wurden feldspatreiche Gneise (Plattengneise), Schiefergneise (Glimmerschiefer), Pegmatite, Quarze, kristalline Kalke, Granatglimmerschiefer usw. festgestellt. Das Material ist meist gut gerollt (Bachablagerung).

Beim Gehöfte Bautz zeigt sich inmitten der Geröllserie wieder eine Einschaltung ganz eckigen Schutts von 3 *m* Mächtigkeit. Das sandig-tonige Bindemittel, welches diese Schichten verkittet, scheint mir die Deutung dieser Ablagerung als Muhre nahezulegen. Die Einschlüsse sind eckige, kristalline Kalke, Quarzite, Schiefergneise usw. Jedenfalls liegt hier ein kaum weiter transportiertes Material vor. Auch noch in den darüberliegenden Bänken finden sich einzelne eckige Gerölle in dem sandig-tonigem Sediment eingebettet. Ein kleiner, unbedeutender Verwurf, mit steilem Westeinfallen, durchsetzt in der Nähe dieser Blocklage die Schichten. Das Ablagerungsbild beim Bautz zeigt uns, daß, noch etwa 100 *m* über der Basis der unteren Eibiswalder Schichten, das Grundgebirge immer noch in ziemlich geringer Tiefe im Untergrund vorauszusetzen ist, da von demselben her eckiges Geröllmaterial in die Schichtbänke hinein lagenweise eingestreut werden konnte.

Die dieser Blocklage auflastende Schichtfolge zeigt wieder das normale Ablagerungsbild von Sanden und tonigen Sanden (untergeordnet auch Schichten, die bereits als Ton zu bezeichnen sind) und Schotterbänken.

Letztere besitzen nuß- bis kindsfaustgroße Gerölle. Ich maß hier Neigungen von 25°, 40° (im Grobschotter), 45° und 20°, nach NW, bzw. nach NO gerichtet.

Im Hangenden gelangt man in einen Komplex, in dem Grobschotterbänke wieder zurücktreten und Sande und Grobsande (mit Kiesen von nußgroßen Einschlüssen) nebst tonigen Sanden vorherrschen. Die Tone und sandigen Tone bestehen im wesentlichen aus äußerst muskovitreichen Lagen und erscheinen als Abschwemmungs- und Umlagerungsprodukte der hochkristallinen Glimmerschiefer und schieferreichen Gneise der Koralpe. Letztere erscheinen dort häufig schon an Ort und Stelle in eine weiche glimmerreiche Masse verwittert (vgl. hiezu Kieslinger, 29, und Geologische Rundschau 1929).

Erst gegen die Diluvialterrasse bei Oberhaag stellen sich in diesem mächtigen Sandkomplex wieder einzelne gröbere Lagen ein (Schotter mit bis kindsfaustgroßen Geröllen). Das Einfallen ist hier mit 25° gegen N gerichtet. Schon jenseits der Karte finden sich bei dem Gehöfte südlich Kote 475 (der Original-Aufnahmssektion) Sande und Schotter (letztere mit bis faustgroßen Geröllen). In ihrem Hangenden treten am unteren Abfall der Diluvialterrasse bei Oberhaag Grobschotter mit sandigen Zwischenschaltungen, 15° N einfallend, auf. Sie enthalten Gerölle von Gneis, Amphibolit und Quarz, durchschnittlich von Kindsfaustgröße und mit einzelnen faustgroßen Einschlüssen. Ich sammelte auch einen doppeltfaustgroßen Quarz auf. Das Material ist gut abgerollt.

Jenseits des Saggautalbodens treten bereits feinkörnigere Schichten am Nordgehänge auf, die in fazieller Hinsicht den Übergang in die mittleren Eibiswalder Schichten vermitteln, jedoch noch ihnen zugehören. Gegen O hin setzen sich die typischen unteren Eibiswalder Schichten mit ihren, aus Kristallinmaterial aufgebauten Geröllbänken noch etwa 3—4 *km* weit fort und keilen dann sehr rasch zwischen den mit nordsüdlichem Streichen herantretenden, höheren Eibiswalder Schichten und dem Grundgebirge aus (im Raume westlich von Hardegg).

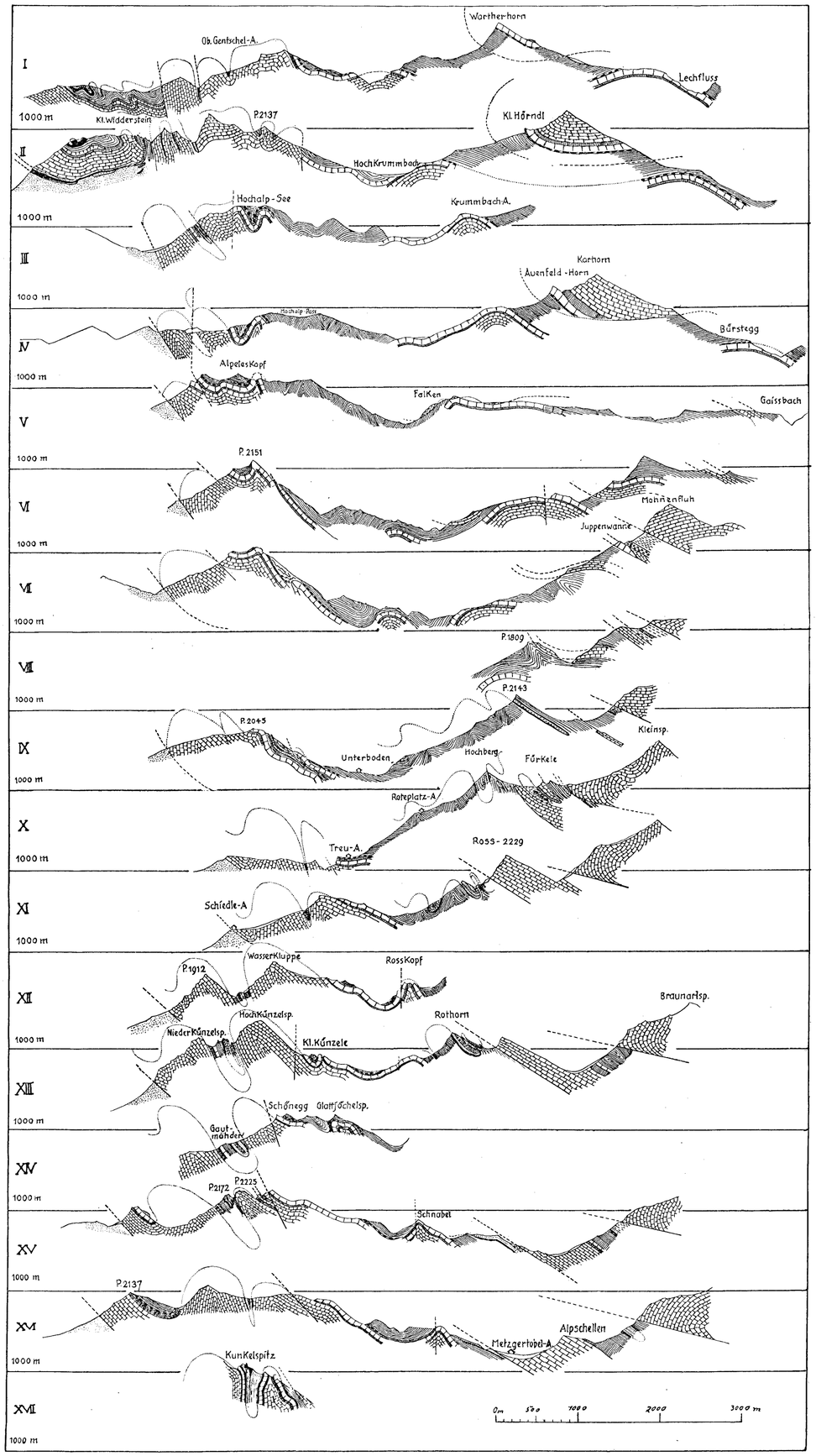
In dem eben beschriebenen Profil zeigt sich schon eine größere Mächtigkeit der Eibiswalder Schichten, die keine irgendwie nennenswerten Störungen erkennen lassen. In der aufgerichteten und im großen und ganzen gut aufgeschlossenen Schichtenfolge wurde ein einziger kleiner Sprung beobachtet.

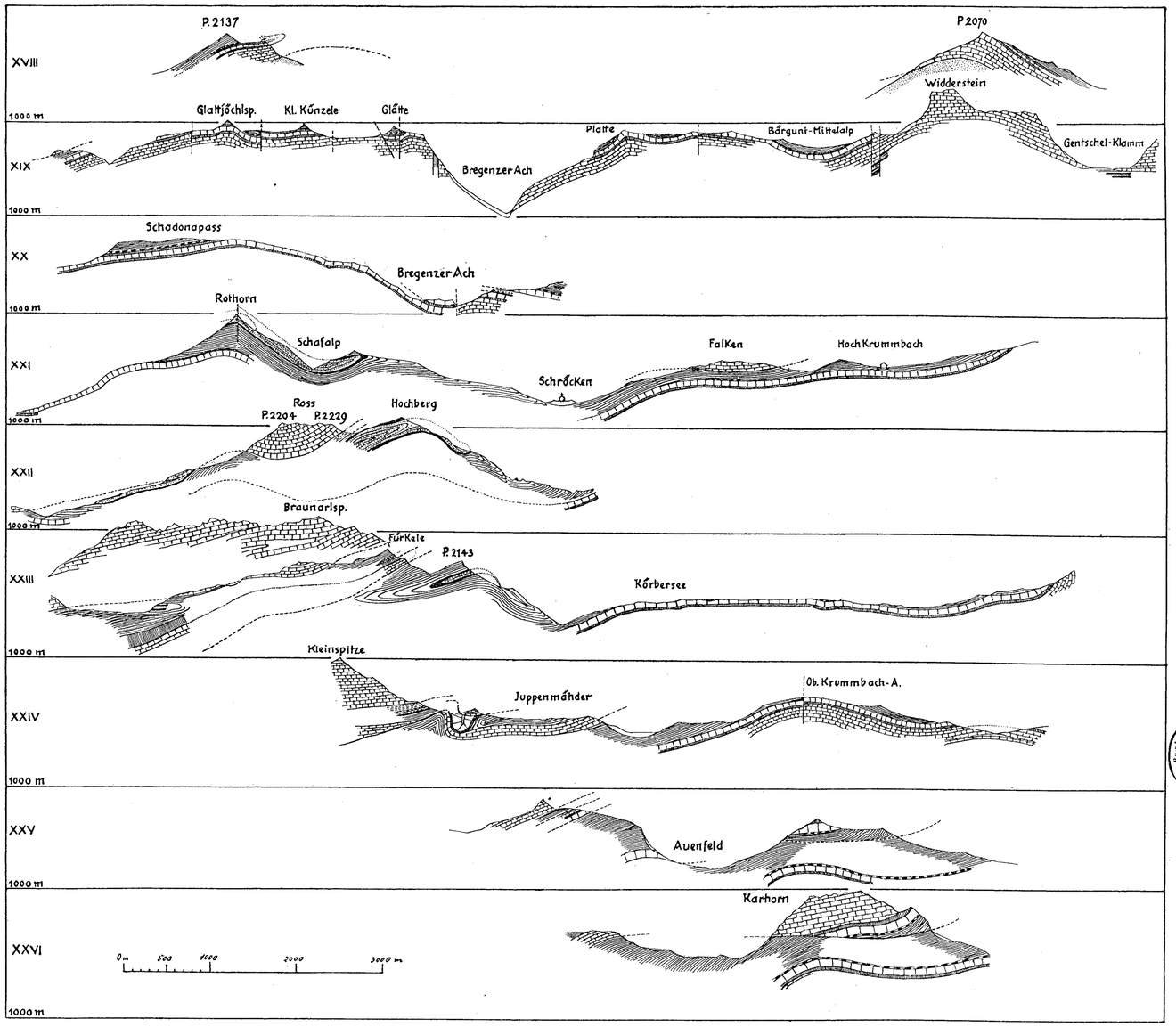
Die Tertiäraufschlüsse im Neuberggraben (westlich des Thünaberges). Die Aufschlüsse in den das Radelgebirge durchfurchenden Gräben sind im allgemeinen nicht so günstig, wie jene auf den Höhenrücken. Allerdings zeigen die Anrisse in den Gräben die Tertiärschichten in weniger verwittertem, meist durch blaugraue Färbung ausgezeichnetem Zustande. Entblößungen sind hier teils durch Gehängeanrisse, teils durch Aufschlüsse im Bachbett gegeben.

Im Nordteil des Neuberggrabens lassen sich, wie am Thünaberge, tonige und sandige Schichten mit einzelnen Geröllagen beobachten (Hangendlagen der unteren Eibiswalder Schichten). Westnordwestlich des Gehöftes Bautz finden sich in der streichenden Verlängerung der bei letzterem auftretenden Bank auch im Graben aus eckigem Material zusammengefügte Schuttlagen. Große, kantige Blöcke von kristallinem

Geologische Quer- und Längsprofile durch das Quellengebiet der Bregenzer Ache.

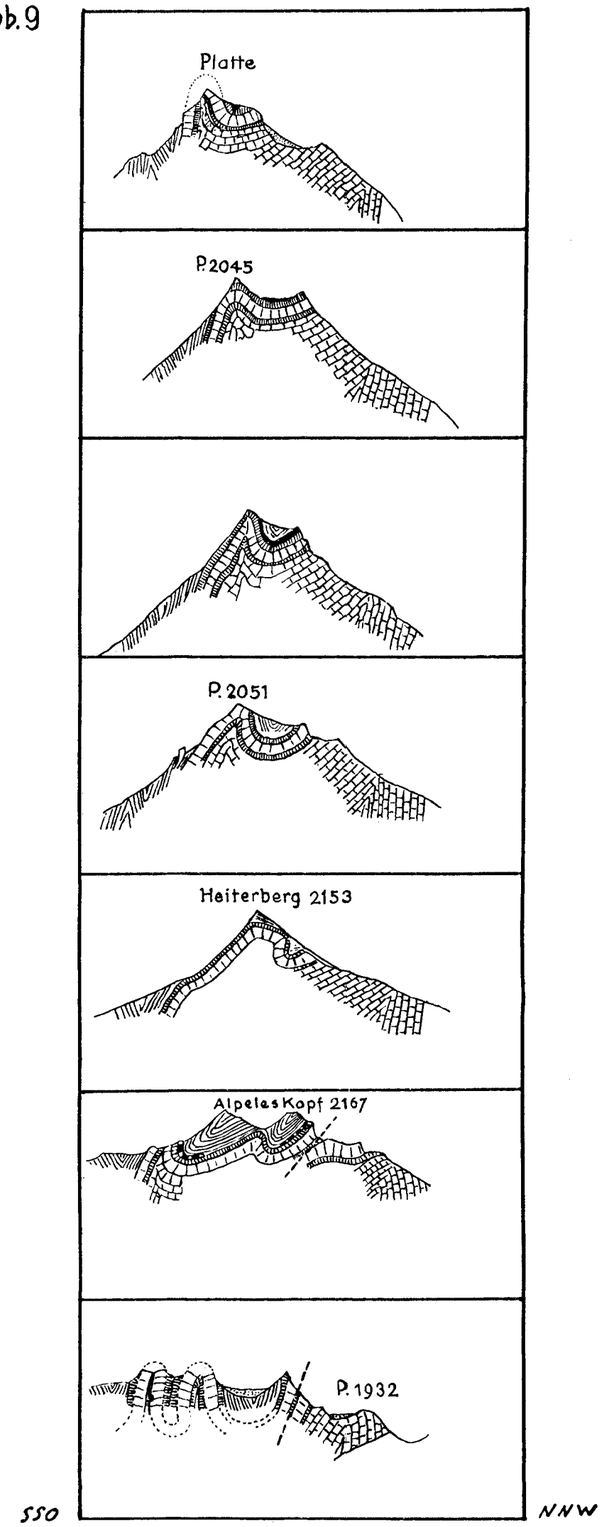
Entworfen von Th. Benzinger.





Bibliothek f. Bodenforschung

Abb. 9



7 Querschnitte durch die Falten des Heiterbergs M. 1 : 25000

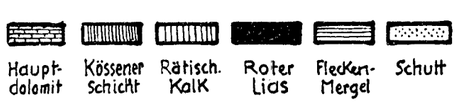
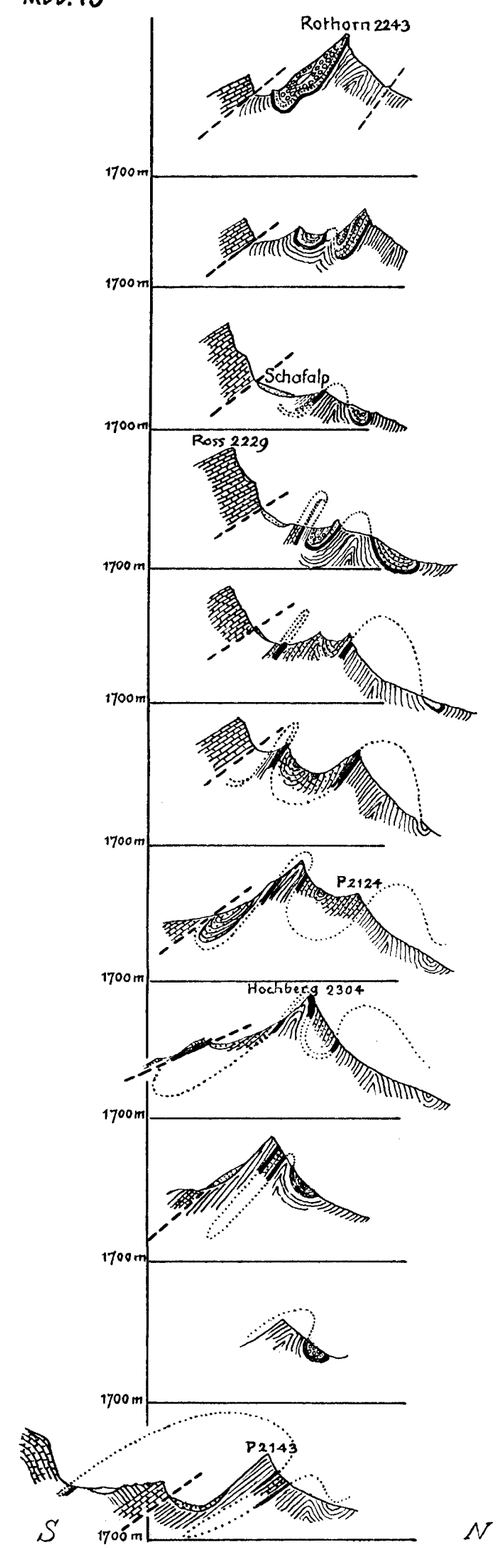


Abb. 13



11 Querschnitte durch die Falten des Hochbergs und des Rothorns M. 1 : 25000

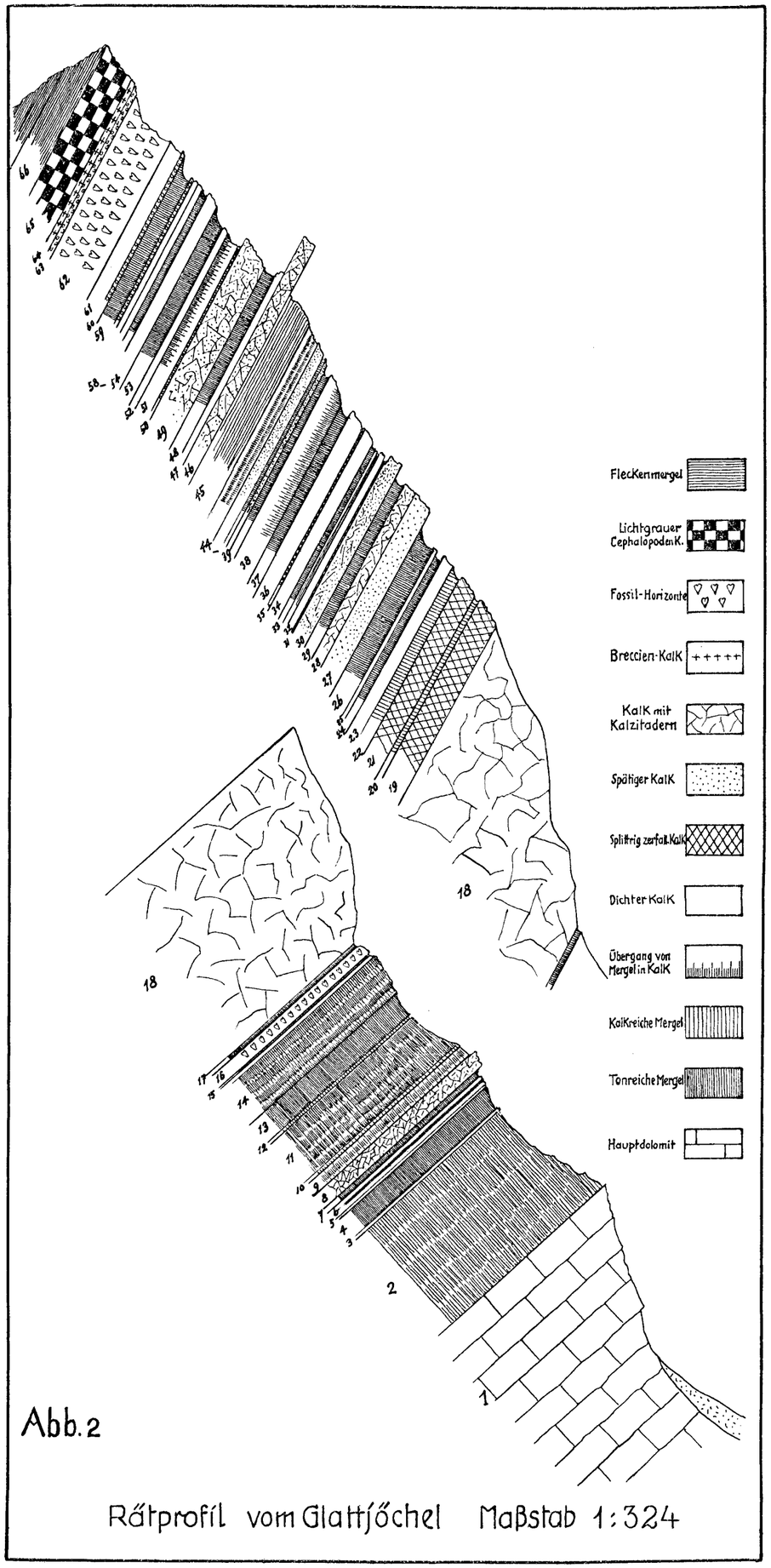


Abb. 2

Rätprofil vom Glattjöchel Maßstab 1:324

Kalk sind darin eingebettet. Die im Liegenden folgenden Sandschichten zeigen aber wieder schön gerundetes Material mit überfaustgroßen Einschlüssen (grobschuppige Glimmerschiefer und Gneise, diaphthoritisiertes Altkristallin, paläozoische gefaltete Schiefer und Graphitschiefer, auch Amphibolite und kristalline Kalke). In einem Aufschluß, schon hart an der Grenze gegen den Radelschotter, beobachtete ich in den durch tonige Sandlagen getrennten Schotterbänken bis über kopfgroße Einschlüsse von Glimmerschiefer und schiefrigem Gneis, z. T. schön gerundet, z. T. auch eckig ausgebildet (40° nördliches Einfallen).

Nun folgt darunter, wie am Thünaberge, Radelschotter mit Blöcken bis zu $^1/_2$ *m* Länge, u. zw. von grobschuppigen Glimmerschiefern, Diaphthoritgesteinen, Granatglimmerschiefern und Augengneisen. Das Material ist überwiegend gerundet. Weitere Aufschlüsse im Bachbett zeigen Blöcke bis 1 *m* Durchmesser aufeinandergepackt (Gneise, Glimmerschiefer, kristalline Kalke, Diaphthorite). Ein Marmorblock von etwa 2 *m* Länge und ein ebensolcher von Turmalinpegmatit seien besonders erwähnt. Die direkte Auflagerung des Radelschotters auf das Grundgebirge ist in diesem Graben nicht aufgeschlossen.

Das Profil am Neuberge (Taf. XIV, Fig. 2, westlich des Neuberggrabens).

Auf diesem Höhenrücken lagern über den Buntschiefern und Diabasen des Paläozoikums zunächst nur wenig mächtige Radelschotter, welche zwei kleine Kuppen bilden. Hier findet man viel kristalline Kalkblöcke angehäuft, so daß bei flüchtiger Betrachtung anstehender Kalk vorgetäuscht wird, daneben aber auch Blöcke von Gneis- und Grünschiefergesteinen. Grobes Material herrscht vor. Ich beobachtete einen Amphibolitblock von etwa 2 *m* Länge.

Über den im Detail hier schlecht aufgeschlossenen Radelschottern legen sich nun die ersten Bänke der Eibiswalder Schichten, welche mit über 40° Neigung gegen N einfallen. Sie enthalten sandig-kleinschotterige Lagen. Auf der (nach den Radelschotter-Kuppen) nächstfolgenden, nördlichen Höhe treten Grobschotter auf, welche in mehreren Lagen durch Sande getrennt erscheinen. Eine gröbere Lage weist etwa 10 *m* Mächtigkeit auf. Hier beobachtete ich Einschlüsse von Glimmerschiefern, Gneisen, Amphiboliten und Grüngesteinen, Marmoren, auch Tonschiefern, Einschlüssen von Quarzen und (paläozoischen?) Kalken. Die Gerölle erreichen bis Kopfgröße, sind aber durchschnittlich weniger grob. Zwei eng nebeneinander gelegene Sprünge setzen mit Streichen N 50° O und steilem Nordwesteinfallen durch die Schichten durch. An einem derselben maß ich eine Sprunghöhe von etwa 20 *cm*.

Am Nordabfall der erwähnten Kuppe lagern zunächst Sande mit einer schlecht erhaltene Pflanzenreste führenden Tonlage, dann feste tonige und plattige Sandsteine, welche mit 30° nach N einfallen. Schön gerollte Schotterbänke legen sich darüber, welche bei einem Hause von einem steilen Sprung durchsetzt sind.

Nun folgt eine Lage aus eckigem Schutt, wenig grober Beschaffenheit und recht unregelmäßiger Lagerung. Sande und Kiese mit eckigen Brocken werden dann von einer gröberen Schuttlage, welche kristalline Kalkblöcke enthält, bedeckt.

Die hier angeführte Schuttlage liegt gerade in der streichenden, westlichen Fortsetzung jener beim Gehöfte Bautz (am Thünaberge) und bildet vermutlich deren Fortsetzung. Sohin liegt hier anscheinend ein ausgedehnter, verschwemmter Gehängeschutt (vielleicht eine Mure) vor. Über dieser Schuttlage lagern plattige Sandsteine mit Schotterlinsen.

Weiter folgen bis zum Sattel südlich von Kote 487 blaugraue, tonige Sande mit Kleinschottern (mit 18° nördlichem Einfallen). Im Aufstieg zur Kuppenhöhe 487 stellen sich darüber Schotter- und Kieslagen in den glimmerreichen Sanden ein, welche Einschlüsse von Granatglimmerschiefern, Gneisen usw. enthalten. Ich maß hier im Aufstieg zuerst ein Einfallen von 15 bis 20°, dann von 20 bis 30° nach N.

Von dieser Höhe (487) bis zur Rückenteilung am Neuberge folgt ein Wechsel von vorherrschenden Sanden mit eingeschalteten Grobschotterbänken. Die einzelnen Schotterlagen schwellen zwischen den Sanden an und ab und lagern ihnen auch taschenförmig auf. Einzelne wenige Gerölle erreichen bis Kopfgröße (Gneise, Glimmerschiefer, Turmalinpegmatite usw.). Das Fallen ist mit 10—15° nach NW gerichtet. Die Fortsetzung des Profils am östlichen Teilrücken ist durch einen Wechsel von Sanden, einzelnen festen Sandsteinbänken und Schottern mit bis faustgroßen Geröllen gebildet. Am Saume der Diluvialterrasse bei Oberhaag sind blaugraue, tonig-glimmerige Sande, Schotter mit bis kindsfaustgroßen Geröllen und feste Sandsteinbänke mit Pflanzenresten sichtbar. Die Schichten fallen mit 20° nach N ein.

Das Profil am Neubergrücken zeigt also einen ganz ähnlichen Schichtenaufbau aus einer fluviatilen sandig-schottrigen Molasse mit vorherrschend wohlgerundetem Geröllmaterial wie das vorige. In seinen tieferen Lagen läßt es die Einschaltung einer aus der Nähe stammenden Schuttablagerung erkennen. Störungen (Brüche) spielen gar keine Rolle.

Die Aufschlüsse im Tale des Grabenbaches.

Das Tal des Grabenbaches nimmt inmitten der Schieferinsel von Pongratzen seinen Ursprung, welche es hauptsächlich entwässert. Bessere Aufschlüsse sind nur im Bereiche des tieferen Teiles der miozänen Schichtenfolge vorhanden, auf welche im folgenden verwiesen werden soll.

In dem östlichen Aste des „Grabentales", dem Stützelgraben, befindet sich nahe der Basis der unteren Eibiswalder Schichten ein größerer Aufschluß in etwa 3 *m* mächtigen Konglomeraten (mit Schotter- und Sandsteinlagen), die über 8 *m* mächtigen sandigen Tonen und Sanden aufruhen. Die Schichten fallen hier mit 30° gegen NNW ein. Ein steiler Verwurf durchsetzt die Schichten. Er fällt mit etwa 95° nach W ein. Die Striemung weist sehr steile, südliche Neigung auf. Unter den Geröll-einschlüssen sind Gneise, Glimmerschiefer, Marmore und Schiefergesteine von paläozoischem Habitus zu beobachten. Die talaufwärts folgenden Aufschlüsse zeigen bereits den typischen Radelschotter, welcher zunächst Geröllagen mit über kopfgroßen Einschlüssen, aber auch eckiges Schuttmaterial aufweist. Unter letzterem herrschen Gesteine vom Habitus der altkristallinen Diaphthorite (zerquetschte Gneise und Grüngesteine bis über Kopfgröße) vor. Darunter lagert dann der typische

Radelschotter mit seinem aus unverändertem Altkristallin bestehenden Geröllmaterial (Schiefergneise, Pegmatite, Marmore), dessen Komponenten Durchmesser bis über 1 *m* erreichen.

Die Basis des Radelschotters bilden hier rötliche Tone, welche Quarz- und Rotschieferbrocken enthalten. Sie lagern unmittelbar der Buntschieferserie des Paläozoikums auf. Die roten Tone im Grabenbachtale sind also eine an die buntgefärbte paläozoische Unterlage geknüpfte Lokalentwicklung des basalen Radelschotters. Sie lassen sich in westlicher Richtung auf etwa 1 *km* Länge verfolgen und sind im östlichen Quellgraben des Steinbaches (nördlich des Gehöftes Korath) im Bachbette aufgeschlossen.

Die Aufschlüsse auf dem Höhenrücken zwischen dem Grabenbache und dem Wuggitztale (Taf. XIV, Fig. 3).

Dieser Höhenrücken nimmt von der Kirche von Pongratzen, welche die östliche Erhebung des Radelgebirges (Kote 900) krönt, seinen Ausgang, gabelt sich dann nördlich (Kote 662) in mehrere Äste, von denen der längste — mit den Gehöften Klingenthoma und Trattengregor — in nordnordöstlicher Richtung bis gegen Oberhaag verläuft. In zwei Räumen treten an diesem Rücken größere zusammenhängende Aufschlüße auf: einerseits in dem Hohlwege südwestlich von Oberhaag, woselbst höhere Lagen der unteren Eibiswalder Schichten aufgeschlossen sind, anderseits nordöstlich Kote 662, im Grenzbereiche von unteren Eibiswalder Schichten und Radelschottern.

Die Aufschlüsse in den unteren Eibiswalder Schichten südwestlich von Oberhaag sind auf Taf. XIV, Fig. 3a, dargestellt. Die Schichten fallen im allgemeinen flach gegen N ein. Sie sind sandig und sandigtonig ausgebildet und enthalten Schottereinschaltungen, deren Komponenten bis über Kindskopfgröße (meist Faustgröße) erreichen. Die Schotter greifen häufig taschenförmig in die Liegendsande ein und bestehen aus Gneis-, Schiefergneis-, Glimmerschiefer- und Pegmatitgeröllen. Im untersten Teile des Profils tritt eine Lage eckigen Schotters auf, welcher bis faustgroße, meist aber kleinere Brocken von Gneis und Pegmatit enthält. Sie verdankt ihre Entstehung jedenfalls einem aus dem nahen Felsuntergrund vorgebrochenen Wildbach- oder Murenschuttkegel.

Wie in keinem anderen Profil an den Nordhängen des Radelgebirges erscheinen die Schichten hier von zwar kleinen, aber sehr zahlreichen Sprüngen durchsetzt. Ich konnte etwa 12 solch' kleiner Störungen zählen. Der im oberen Teil des Profils gelegene Verwurf zeigt ein Einfallen der Gleitfläche mit 60° nach NW und die Striemung in der Fallrichtung. Zwei in der Mitte des abgebildeten Profils gelegene Verwürfe lassen ein Streichen nach NNO bei westlichem Einfallen (75°) und steil verlaufender Striemung erkennen. Ein im unteren Teil des Profils auftretender Sprung besitzt NNW-Streichen und ein Einfallen mit 50° nach W. An den Sprüngen ist vorwiegend der nordöstliche, also der in der Fallrichtung abwärts gelegene Teil der Schichtfolge gehoben. In dem Raume südwestlich von Oberhaag vollzieht sich das Umlenken des für die Nordhänge des Radelgebirges

charakteristischen ONO-Streichens in die reine Ostrichtung. Wahrscheinlich steht das Auftreten dieser mehr oder minder zum Streichen senkrecht orientierten Sprünge mit der Wendung im Schichtverlaufe im Zusammenhang.

Südlich (südwestlich) der genannten Aufschlüsse bauen mächtigere, sandig-tonig-kleinschottrige Schichten den Höhenrücken auf. Sie zeigen beim Trattenjörgel ein Einfallen von 20°, beim Klingenthoma Schottereinschaltungen mit bis kindskopfgroßen Geröllen und äußerst glimmerreiche Sande mit verkohlten Pflanzenstengeln, schließlich, südwestlich dieses Gehöftes, in mächtigen Sanden und tonigen Sanden Neigungen von 30 bis 40°. Diese Schichten entsprechen einfach der streichenden Fortsetzung der beim vorerwähnten Profil beschriebenen gleichartigen Sedimente am Höhenrücken östlich des Grabenbaches.

Zusammenhängende Aufschlüsse stellen sich sodann wieder, wie angegeben, im Raume südöstlich des Moser ein. Die tiefsten, hier aufgeschlossenen Lagen der unteren Eibiswalder Schichten bestehen, wie im Profil in den Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, 101. Bd., 1927 (S. 99), Fig. 3, zu ersehen ist, aus einem Wechsel von Sanden, tonigen Sanden, Tonen und Schotterbänken. Das Einfallen weist Neigungen von 40 bis 50°, näher dem Radelschotter von 60 bis 70° auf. Eingeschaltete Schotterbänke besitzen bis kopfgroße Gerölle. In den Tonen finden sich kohlige Pflanzenreste. An der im Profil bezeichneten Stelle greifen durch die Tonlage Wurzelreste, von kohliger Substanz gebildet, senkrecht durch, auch ein Hinweis darauf, daß die steile Aufrichtung der Sedimente hier ausschließlich tektonischen Ursprungs ist.

Eine schwache „Diskordanzfläche" begrenzt diese Schichtfolge gegen ihr Liegendes[1]) (Taf. XIV, Fig. 3b). Mit taschenförmigem Eingreifen, und mit einer, allerdings wenig ausgesprochenen Winkeldiskordanz legen sich die untersten Eibiswalder Bänke über ihre, bereits dem Radelschotter zuzuzählende Unterlage auf. Diese letztere enthält unmittelbar unter dieser Überdeckung eine Zwischenlage eckigen Trümmermaterials aus Gneis (bis über kopfgroße Einschlüsse). Darunter folgen (aufgeschlossen an dem gegen den Steingraben absteigenden Fahrwege) einige Meter Gneis- und Quarzschotter mit vorwiegend gerundeten, aber auch eckigen Blöcken. Diese mit Sandzwischenschaltungen versehenen Schichten gehen im Liegenden in einen Grobschotter über, welcher gerundete Einschlüsse bis über Kopfgröße von Gneisen, Glimmerschiefer (Granatglimmerschiefern) und von stark veränderten Schiefergesteinen (Diaphthorite), ferner von Eklogiten, Marmoren und Grüngesteinen enthält. Die Schichten fallen mit 65° nach NNW ein.

Nach einer Zwischenlage von 2 *m* Sand und mittelgrobem Schotter folgt im Liegenden eine mehrere Meter mächtige Breccienbank, welche aus Einschlüssen aus kristallinem Kalk mit Beimengung von Schiefermaterial (letzteres besonders im Hangenden) besteht. Die Kalke lassen deutlich ihre hochkristalline Beschaffenheit erkennen und sind von Strahlstein durchwachsen. Die Komponenten sind ganz eckig aus-

[1]) Ein Detailprofil von dieser Stelle findet sich bereits in meiner „Denkschriftenarbeit", S. 99.

gebildet und erreichen eine Größe bis zu einem halben Meter. Der Kalkgehalt begünstigte die starke Verfestigung dieser Lage, welche dem hier nordöstlich streichenden Höhenrücken eine Strecke von 500 *m* weit folgt und auf demselben durch einen kleinen Steinbruch aufgeschlossen erscheint. Bei erstem Anblick kann diese stark verfestigte Breccie ein älteres Sediment vortäuschen. Die klaren Aufschlüsse und insbesondere die Verbandsverhältnisse zeigen aber deutlich an, daß es sich hier um eine normale Einschaltung in der miozänen Schichtfolge handelt. Die Breccie ist wohl als Bergsturzmaterial — vielleicht durch Muren verfrachtet — von einer im nahen Untergrund befindlichen verdeckten Kalksteinwand abzuleiten. In ihrem unmittelbarem Liegenden treten normale, grobblockige Radelschotter auf, welche Riesenblöcke, mit einem Durchmesser bis zu 2 m^3, von Gneis, Quarzit und Marmor enthalten. Auch die Einschaltung einer aus eckigem Quarz und Schiefer (Diaphthorit) bestehenden Lage, mit sandig-tonigem Bindemittel, wurde hier beobachtet (Taf. XIV, Fig. 3 b).

Bis zur Kammhöhe bei Pongratzen hinauf ist das Gehänge mit groben (häufig über Kubikmeterinhalt aufweisenden) Geröllblöcken übersät. Bei Kote 662 liegt ein Gerölle eines Diaphtoritschiefers von 4 *m* Länge.

Diese Aufschlüsse zeigen somit, daß sich in den tiefen Teilen der unteren Eibiswalder Schichten, bzw. an der oberen Grenze des Radelschotters Trümmer-Breccien einschalten, die vermutlich als durch Muren verfrachtetes Bergsturzmaterial aufzufassen sind. Sie sind ein unwiderleglicher Hinweis auf die geringe Tiefenlage des Grundgebirges unter der Tertiärdecke. Das gut erschlossene Profil läßt selbstredend eine tektonische Entstehung dieser Breccien, die ganz normal zwischen Schotter- und Sandsedimente eingeschlichtet lagern, ausschließen. Auch fehlt eine jüngere mechanische Beeinflussung dieser Blocklagen vollständig. Keine einzige Verschiebungsfläche setzt durch und selbst unbedeutende Gleitflächen konnten gerade an den kritischen Stellen nicht beobachtet werden. Innerhalb der Serie der unteren Eibiswalder Bindungen beschränkt sich der tektonische Einfluß auf die mit der Steilaufrichtung des Komplexes naturgemäß verknüpften, kleinen Differentialbewegungen entlang den Schichtenflächen, die sich da und dort in dem Auftreten schichtparalleler Harnische zu erkennen geben.

Nördlich von Kote 662 zweigt ein westlicher Parallelrücken in nördlicher Richtung ab, welcher die ostseitige Begrenzung des Wuggitztales bildet. Seine Abgabelung liegt dort, wo bereits die unteren Eibiswalder Schichten dem Radelschotter aufruhen. Somit wird er ausschließlich von ersteren zusammengesetzt. Bis zum Gehöft Moser ist der ganze Rücken im wesentlichen von Sanden mit Einschaltung kleinkörniger Schotter und seltenen gröberen Geröllagen gebildet. Die Sedimente zeigen Neigungen von 60 bis 75°. Bei Moser legen sich die Schichten flacher (45°), gegen den „Fuchslenz" zu stellen sich aber wieder Neigungen von 70° ein. Bei Kote 469 sind Aufschlüsse in einer, aus einem Wechsel von Sand und Schotter (bis über Kindsfaustgröße) bestehenden Ablagerung, welche mit 40° nach NNW einfällt, vorhanden (Taf. XIV, Fig. 4). Nördlich Kote 469 sind mächtige Sande sichtbar, die

von einer im Hohlwege aufgeschlossenen Schotterlage (faust- bis kindskopfgroße Einschlüsse!) überdeckt werden. Letztere lagert taschenförmig den Liegendsanden auf (Taf. XIV, Fig. 4, rechts). Im Abstieg gegen Kote 370 (im Wuggitztale) ist schließlich im Hohlwege ein Wechsel von Sanden mit Kleinschotterlagen und tonigen Bänken aufgeschlossen, welche mit 30—40° nach NNW einfallen.

D. Der Abschnitt des Radelgebirges zwischen dem Wuggitztale und dem Klein-Lateintale.

Die Aufschlüsse am Wuggitzrücken.

Vom Höhenkamm des Radelgebirges, westlich von Pongratzen, zweigt ein längerer, nordgerichteter Rücken ab, welcher sich auf über 5 *km* Länge bis Udelsdorf (westlich von Oberhaag) hinzieht. Gegen Lateindorf (im Lateintale) zweigt ein Seitenrücken ab. Das nun zu beschreibende (nicht abgebildete) Profil beginnt bei Lateindorf und führt über diesem Zweigrücken und dann auf der Höhe des Wuggitzrückens in immer ältere Schichten.

Bei Lateindorf fallen die Schichten mit 40—60° nach NNW ein. Sande, tonige Sande und Schotterbänke mit bis faustgroßen kristallinen Geröllen treten hier auf. Auf dem Hauptrücken neigen die Schichten mit 70° nach N und bestehen aus Sanden, glimmerhaltigen Tonen und Kiesen. Gegen das Liegende zu wird die Schichtenstellung noch steiler (nordnordwestliches Einfallen mit 80—85°). (Vorherrschende Sande wechselnd mit tonigen Sanden, Sandsteinen und Schotterbänken.) Nun folgt im Liegenden, schon nahe der Grenze gegen den Radelschotter, ein über 20 *m* mächtiger Komplex toniger Gesteine, welcher reichlich Blattreste führt und in dem ich auch eine Planorbis auffand. Einzelne Lagen des Tons erscheinen mit eckigen Schiefergeröllchen wie gespickt. Während diese pflanzenreichen Tone in einem kleinen Aufschluß sehr steil (um 85°) nach NNW einfallen, erscheinen sie nebenan am Fahrwege in überkippter Lagerung. Es ist dies nebenbei bemerkt die einzige Stelle im Radelgebirge, an der die Schichtenaufrichtung bis zu allerdings nur ganz lokaler Überkippung geführt hat. Im Liegenden der Tone folgen Geröllbänke mit Gneis-, Pegmatit-, Glimmerschiefer- und Diaphthoriteinschlüssen, welche von Tonen und Sanden und dann von etwa 15 *m* mächtigen Geröllbänken mit den vorerwähnten Kristallingeschieben unterlagert werden.

Unter diesen Schichten mit dem deutlich abgerollten Schottermaterial lagert nun eine 4—5 *m* mächtige Schieferscholle. Dies ist eine jener drei Stellen, an welcher ich bei flüchtiger Begehung seinerzeit anstehendes Grundgebirge vermutet hatte, welche Annahme jedoch nicht zutraf. Diese Scholle ist vielmehr eine in die miozäne Schichtenfolge normal eingeschlichtete Gesteinsmasse, eines rötlich verfärbten, stark gequetschten Schiefers.[1]) Sie wird durch eine Lage eines tonigen

[1]) Meine seinerzeitige Annahme, daß es sich hier um Werfener Schiefer handle, war durch eine gewisse Ähnlichkeit mit jenen Buntschiefern, wie sie in der benachbarten „Insel" von Pongratzen auftreten und welch letztere ich ursprünglich für Untertrias angesehen hatte, bedingt. Nunmehr halte ich die letzteren für paläozoisch. Ähnliche Vermutungen äußerte Petrascheck (umgelagerte Werfener Schiefer).

Sandsteines zweigeteilt und ist nur teilweise kompakt, z. T. aber aus verfestigten Schieferbrocken zusammengefügt, die im Sinne der allgemeinen Schichtenneigung orientiert lagern.

Das Liegende dieser Schuttmasse bilden gleichsinnig einfallende, tonige Sandsteine und Rollschotterbänke mit bis über faustgroßen Gneis- und Granatglimmerschiefereinschlüssen. Die Basis der Schichtfolge bildet schließlich der allerdings schlecht aufgeschlossene Radelschotter.

Wie wir noch sehen werden, entspricht diese Schieferschuttmasse mit den begleitenden, übrigens auch mit kleinen Schiefertrümmern gespickten Tonen nur dem nördlichen Ende einer sehr mächtigen Schieferbreccie, welche sich, an der Grenze von Radelschotter und unteren Eibiswalder Schichten, im westlich anschließenden Terrain noch bis auf zirka 2 *km* Länge verfolgen läßt. Die von A. Kieslinger aufgestellte Annahme einer tektonischen Entstehung der „Schieferklippen", welche an flach die Schichtenfolge durchsetzende Störungen geknüpft und Schubschollen entsprechen sollen, findet in dem Beobachtungsbild keine Stütze. Vielmehr erweisen sich der Schieferschutt, ebenso wie die Kalkbreccien südlich von Pongratzen als vollkommen ungestörte, sedimentäre Einschaltungen an der Basis der unteren Eibiswalder Schichten.

Die Aufschlüsse am Höhenrücken zwischen Groß-Latein- und Steinbach (Taf. XIV, Fig. 5).

Von der als „Radel" bezeichneten Kulmination des Radelgebirges (Kote 993)[1]) strahlt ein NNW verlaufender Höhenrücken aus, welcher zum Zinnetbauer (Kote 798) fährt und von hier einen längeren Ast in nördlicher Richtung (gegen Lateiudorf zu) entsendet. Der „Steinbach"[2]) trennt diesen Rücken vom Wuggitzkamm ab.

Auf diesem Höhenrücken herrscht von Kote 514 (südlich des Lateintales) gegen S zu zunächst die gewohnte, durch das Vorherrschen sandiger und sandig-toniger Schichten (mit Schotter und Kiesbänken) charakterisierte Schichtfolge vor. Östlich der Bezeichnung „n" von Klein-Radel zeigt die gut erschlossene Schichtenfolge eine steilere Aufrichtung bis zu 75°. Im weiteren Liegenden kommen wir, an der Wegteilung beim Kreuze, in jenen mächtigeren Tonkomplex, welcher der streichenden Fortsetzung der analogen Schichten des vorbesprochenen Profils entspricht. Auch hier fand ich Reste von Landschnecken im Tone. Die Tone zeigen Einschaltungen von eckigen Schieferbreccien, welch letztere im tonigen Bindemittel bis kopfgroße Einschlüsse aufweisen. Die im weiteren Aufstiege, im Liegenden der vorgenannten Bildungen, auftretenden Ablagerungen zeigen eine zunehmende Einschaltung von Schuttbreccien in die tonige Schichtenfolge, welche auch hier pflanzenresteführende Lagen enthält. Kopfgroße Trümmer von Diaphthoriten und Marmoren sind darin eingebacken. Lagenweise ist auch schwachabgerolltes Material eingestreut. Die Schichten fallen bis 60° nach NNW ein. Eine mächtige Schieferschuttbreccie, hauptsächlich aus stark veränderten

[1]) Sie ist nicht die höchste Erhebung des Radelgebirges, welches im Kapuuerkogel 1047 *m* Höhe erreicht.

[2]) Nicht identisch mit dem weiter östlich gelegenen Steinbache, welche einem der beiden Quelläste des Grabenbaches entspricht.

Glimmerschiefern bestehend, folgt darunter. Als Basis taucht unter letzterer der Radelschotter mit seinen bis 2 *m* Durchmesser aufzeigenden Geröllbänken von Gneis, Pegmatit und Glimmerschiefer auf.

Bei der feststellbaren Verknüpfung des eckigen Schieferschuttes mit den pflanzenführenden Tonen gewinnt man den Eindruck, daß hier ein großer Murenkegel vorliegt, welcher eckiges Gesteinsmaterial von Bergstürzen oder Bergschlipfen weithin flächenhaft ausgebreitet hat, wobei der Schlamm vielleicht besonders in den abgedämmten, kleinen Becken und Pfützen zwischen und über den gröberen Schutthaufen der Mure niedergeschlagen wurde.

Auf dem von dem Hauptrücken gegen das Große Lateintal (zwischen „i" und „n" von Klein-Radel) abzweigenden Rücken wiederholt sich dieselbe Schichtfolge mit ihren basalen Tonen und Schieferschuttbreccien. In den über diesen Schichten gelagerten, normal ausgebildeten Sanden, Tonen und Rollschottern der unteren Eibiswalder Schichten läßt sich noch eine, allerdings kleinkörnige, etwa $1^1/_2$ *m* mächtige Schuttbreccie feststellen. Sie besteht aus Gneis-, Pegmatit- und Glimmerschiefereinschlüssen.[1]) In den auflastenden Sanden folgt eine unvermittelte Einschaltung einer, aus sehr groben, aber wohlgerundeten Gneisen bestehenden Blocklage, in welcher Einschlüsse von $^1/_2$ bis 1 *m* Durchmesser auftreten können. Ähnlich grobe Bänke sind sonst gewöhnlich nur im Radelschotter anzutreffen. Jedenfalls kann hier die Zufuhr des Schutt- und Rollmaterials nur von einer nahegelegenen Region im Untergrunde abgeleitet werden, welche aber nicht mehr aus den diaphthoritischen Randgesteinen der Koralpe, sondern schon aus den normalen Grundgebirgsgesteinen der letzteren gebildet ist.

Zwischen dem besprochenen Höhenrücken und dem östlichen Quellast des Großen Lateinbaches ziehen noch zwei weitere Rücken und Gräben gegen den letzteren herab. Die Schieferschuttbreccie an der Basis der Eibiswalder Schichten zeigt hier eine Mächtigkeitszunahme. Im Hangenden derselben stellen sich beim Gehöft Korb Sande mit groben Schotterbänken (mit Gerölleinschlüssen bis zu einem Durchmesser von $^1/_2$ *m*) ein, welche auch auf dem östlich davon gelegenen Höhenrücken wiederkehren. Hier treten sogar Einschlüsse mit einem Durchmesser von 1 *m* auf. An diesen Stellen zeigt sich also noch über dem Niveau der mächtigen Schieferschuttmassen eine, wenn auch nur dünne, grobe Blocklage vom Habitus des Radelschotters.

Die Aufschlüsse im Bereiche des Großen Lateintales (Taf. XIV, Fig. 6).

Der Große Lateinbach entwässert mit seinen Quellästen den mittleren Teil des Radelgebirges. Die Aufschlüsse sind in höheren Teilen des Radelgebirges ganz allgemein recht ungünstig, wenngleich das allenthalben verbreitete, grobe und schön gerollte Material den Aufbau des Berges aus einer Wildbachschotterablagerung überall erkennen läßt. Die Gehänge sind mit großen Rollblöcken übersät, welche dann auch in den Gräben in ungezählten Blöcken angereichert erscheinen. Die Block-

[1]) Sie besteht also nicht, wie der Schutt im Liegenden, aus Diaphthoritgesteinen.

anhäufungen, speziell auch jene im Großen Lateintale, haben seinerzeit Hilber zur Deutung als Moränenschutt angeregt.

Die Zusammensetzung dieser Grobschotter weist, wie schon früher betont wurde, auf ein Einzugsgebiet im normalen Bereiche des Koralpenkristallins hin, wenngleich auch Schollen von Diaphthoritgesteinen nicht fehlen. So beobachtete ich am Gehänge beim Waldgregor zahllose Blöcke von injizierten Gneisen, Glimmerschiefern, Augengneisen, Turmalinpegmatiten usw., welche häufig einen Durchmesser von 1 bis 2 *m* aufweisen. Beim Gehöfte nördlich, unterhalb des Waldgregors, sind Aufschlüsse in Grobschotter, wobei Blöcke bis zu 1 *m* Durchmesser eng aufeinandergepackt sind. Gleich unterhalb dieses Hauses beobachtete ich unter den gerundeten Schottern eine Lage, die hauptsächlich aus sehr grobem und eckigem Blockwerk von diaphthoritisiertem Schiefermaterial, darunter Blöcken bis $1^1/_2$ *m* Durchmesser, besteht. Hier ist also eine ganz ursprungsnahe, eckige Wildbachschuttablagerung in den von etwas weiter herbeigetragenen Radelschotter eingebettet worden.

Weiteres, grobes, aber gerolltes Blockwerk befindet sich oberhalb und unterhalb des Gehöftes Tumpl. Hier ist eine ganze Anzahl von Blöcken (Gneise und Eklogite) anzutreffen, die mehrere Kubikmeter Inhalt aufweisen, insbesondere aber ein Riesenblock — wohl der größte im Radelgebirge — dessen Inhalt auf mindestens 200 m^3 geschätzt werden kann. Er ist etwa 12 *m* lang, 6—8 *m* hoch und 6—7 *m* breit. Die Kanten sind abgerundet. Dieser bereits früher schon erwähnte und abgebildete Block ist ein Gneis (Pegmatit). Einen weiteren, etliche Kubikmeter Inhalt aufweisenden Geröllblock beobachtete ich in dem östlichen Quellgraben des Großen Lateingrabens, am Gehänge unterhalb des Zinnelbauers.

Die erstaunliche Größe dieser Blöcke weist eindringlich auf das sehr starke Gefälle der zubringenden Bäche und jedenfalls auch auf eine nicht sehr große Entfernung der Ursprungsbäche hin. Immerhin läßt sich voraussetzen, daß der Hauptteil des Materials einen schon mehrere Kilometer betragenden Transport durch steile Wildbäche mitgemacht haben muß, wie der Abrollungszustand schließen läßt. Auch bestehen doch gerade diese Riesengerölle (von mehreren Metern Länge) meist aus besonders widerstandsfähigen Gesteinskomponenten (Eklogiten, Pegmatiten), was auf eine beim Transport erfolgte, gewisse Auslese (stärkere Verkleinerung und Abrollung der auch vorhandenen Schiefergerölle, Übrigbleiben größerer, härterer Gneise und Eklogite) zurückzuführen ist.

In der Tiefe des Großen Lateingrabens sind, vom Gehöfte Zach abwärts, schöne Aufschlüsse in den oberen Lagen des Radelschotters. Grobe, gerundete Gneisgerölle bis zu mehreren Kubikmetern Inhalt erscheinen hier fest zusammengebacken. Unterhalb einer Mühle sind dem Schotter Blöcke von $1^1/_2$ bis 2 *m* Durchmesser eingelagert. Das Schichtfallen weist eine Neigung von 35° nach N auf. Harnische durchsetzen die Ablagerung. Im Hangenden stellen sich auch viele eckige Blöcke im Schotter ein und führen schließlich zu einer reinen Schuttablagerung, die im wesentlichen aus eckigen, diaphthoritischen Schiefern, Glimmerschiefern, Kalken und Grünschiefern besteht. Eckige Trümmer bis über $^1/_2$ *m* Länge sind zu erkennen. Diese undeutlich geschichtete, etwa mit 60° nach N einfallende Schuttablagerung bildet die westliche

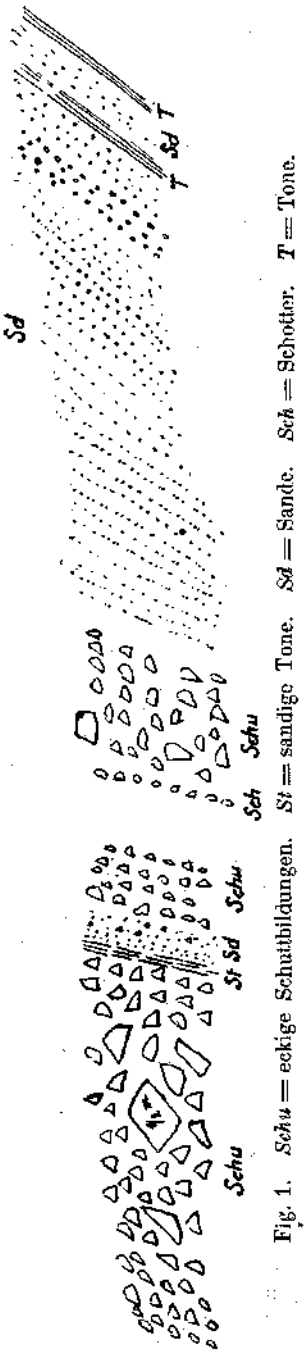


Fig. 1. *Schu* = eckige Schuttbildungen. *St* = sandige Tone. *Sd* = Sande. *Sch* = Schotter. *T* = Tone.

Fortsetzung jener, welche wir an den östlich anschließenden Gehängen, an der Grenze von Radelschotter und Eibiswalder Schichten, verzeichnet haben. Im Hangenden stellen sich etwas flachere Neigungen ein (um 40°). Südlich von Kote 609 lagern normale untere Eibiswalder Schichten dieser über 100 *m* mächtigen Schuttablagerung auf.

Die Wegaufschlüsse, welche weiterhin ein fast lückenloses Profil über den Höhenrücken zwischen Großem und Kleinem Lateintal bis zur Kote 415 (an der Vereinigung beider Täler) ermöglichen, sind auf Taf. XIV, Fig. 6, zu ersehen. Hier sind im tiefsten Teile des Profilschnittes (über der Schuttbreccie) vorherrschend Sande aufgeschlossen, welche noch Lagen von kopfgroßen Geröllen enthalten. Beim Kreuz, nördlich Kote 609, legt sich die normale Serie der unteren Eibiswalder Schichten mit vorherrschenden Sanden und sandigen Tonen und mit zwischengeschalteten Schottern und Konglomeratbänken (bis faustgroße Gerölle!) darüber. Letztere enthalten normale Gneis- und Glimmerschiefergerölle. Zwischen Kote 609 und Kote 514 maß ich der Reihe nach Fallwinkel von 25°, 30—40° und 40°, sämtlich nach NNW gerichtet. Beim Gehöfte nördlich Kote 517 zeigen sich Schotter mit faustgroßen Geröllen, welche mit 50° nach NNW einfallen; dann am Waldrande auch Schotterlagen mit eckigen Stücken. An dem Gehängeabfall bis zum Großem Lateintal (Kote 415) hält das steilere Fallen an, welches in Neigungen von 60°, 45° und 50° (nach NNW gerichtet) zum Ausdruck kommt. Bei der Kapelle nordöstlich Kote 415 lagern stärkere, tonig-sandige Sedimente auf.

Von dem eben besprochenen Hauptrücken, welcher das Groß-Lateintal gegen Westen begrenzt, zweigen beim Gehöfte Strutz zwei kurze Nebenrücken ab. In dem zwischen beiden einschneidenden Graben, welcher an seinem Ausgange 70° NNW fallende, graue Tone aufschließt, konnte ich eigentümliche, feinkörnige Konglomerate als Gerölliblöcke im Bache auffinden. Sie enthalten rundliche Knollen bis über Haselnußgröße als Einschlüsse, welche aus konzentrisch aufgebauten Lagen von kohlensaurem Kalk bestehen. Zum

Teil findet sich auch eine Überkrustung von Schiefergeröllchen durch den Kalkstein. Erst eine genauere Untersuchung dieser Einschlüsse kann über ihre Entstehung Aufschluß geben. Vielleicht handelt es sich um Quellabsätze im werdenden Sediment.

An dem westlichen der beiden eben erwähnten Zweigrücken erscheint im Hangenden einer etwa 300 *m* mächtigen Serie normaler Eibiswalder Schichten (den basalen Breccienzug nicht miteingerechnet) unvermittelt eine Lage von grobem und gröbstem, eckigem Schutt (siehe Fig. 1). Die ganze Ablagerung, welche mit großen Blöcken bis $^1/_2$ *m* Duchmesser erfüllt ist und in den tonigen Zwischenlagen eine Spickung mit Kleinschutt aufweist, erweckt den Eindruck einer Murenablagerung. Unter den Gesteinen herrschen Diaphthoritschiefer und kristalline Kalke vor. Es ist bezeichnend, daß auch hier wieder jene Lagen, welche sich aus eckigem, also ganz ortsnahem Material aufbauen, nicht — wie die Radelschotter und Eibiswalder Schotter — Einschlüsse von normalem Koralpenkristallin führen, sondern von den mechanisch stärker veränderten Gesteinen am Südsaume der Koralpe. Eine weitere Fortsetzung dieser auf etwa 100 *m* erschlossenen Schuttlage ist nach keiner Richtung zu erkennen. Doch stellt sich gleich westlich des Kleinen Lateinbaches, in einem nur wenig tieferen Niveau, ein markanter Zug von Schuttbreccien ein, auf welchen ich im folgenden gleich zurückkommen werde.

E. Der Abschnitt des Radelgebirges zwischen dem Kleinen Lateintale und den Stammeregger Gräben.

Die Aufschlüsse am Höhenrücken westlich des oberen Klein-Lateintales und anschließendes Profil gegen Eibiswald (siehe Tafel XIV, Fig. 7.)

Westlich der Lateintäler zweigt vom Hauptkamm des Radels ein Höhenrücken ab, welcher über Kote 810 führt und von hier mit einem Hauptast die Verbindung mit dem als Oberlatein bezeichneten langgedehnten Rücken herstellt, welch letzterer das Lateintal vom Feisternitztal scheidet.[1]) Die Aufschlüsse an diesem Hauptrücken sollen nur auf jener oberen Strecke, in welcher er annähernd senkrecht in Schichtenstreichen verläuft, vom Liegenden in das Hangende hinauf, besprochen werden, woran dann die Fortsetzung des Profils über das Feisternitztal hinweg, am nächsten westlichen Rücken bis gegen Eibiswald, angeschlossen werden soll.

Am Gehänge, nördlich von Kote 810, ist die Überlagerung des Radelschotters durch die Eibiswalder Schichten gut erschlossen (Taf. XIV, Fig. 7, südlicher Teil). Die weiter westlich festgestellte Schuttlage ist hier nicht mehr vorhanden. Die Grenze zwischen den beiden Komplexen ist gewissermaßen durch Übergänge etwas verwischt. Über dem typischen Radelschotter, mit Blöcken bis über 1 *m* Durchmesser, legt sich ein Wechsel von roten und grauen Tonen und Sanden mit Grobschotterbänken, welch letztere Gerölleinschlüsse von Faust- bis doppelter

[1]) Bei Kote 810 zweigt von ihm jener Rücken nach NNO ab, welcher die Scheide von Groß- und Klein-Lateintal bildet und dessen Aufbau bereits besprochen wurde.

Kopfgröße von Gneisen, Glimmerschiefern, Pegmatiten usw. enthalten. Gelegentlich sind sogar Geröllblöcke bis zu $^1/_2\,m$ Durchmesser eingebacken. Die groben Schotter walten über die feineren Zwischenlagen vor, weshalb auch diese Schichten noch dem Radelschotter zuzuzählen sind. Die Neigungen maß ich, vom Liegenden in das Hangende fortschreitend, mit 45°, 35°, 60°, 25° und 45° nach NNW (Taf. XIV, Fig. 7, mittlerer Teil).

Nördlich „r" von „Schober" setzt eine deutliche Änderung im Schichtenbild ein, indem die groben Schotterlagen aussetzen und Sande mit Zwischenschaltung von feinen und mittelgroben Schottern vorherrschen. Ein Wechsel von tonigen Sanden mit Schottern von kindesfaust- bis faustgroßen Geröllen kennzeichnet diese mit 45° nach NNW geneigten Lagen.

Eine Strecke weit fehlen dann am Wege Aufschlüsse. Hernach folgt eine analoge Serie von Schottern (mit bis über faustgroßen Geröllen), Kiesen, sandigen Tonen und Tonen. Interessant ist die Einschaltung einer eckigen Schuttlage, welche deutlich taschenförmig dem Liegendsande eingelagert ist. Sie besteht in ihrer tieferen Partie aus über kopfgroßen Trümmern von Schiefer und kristallinem Kalk, darüber aus eckigem Kleinschutt. Die auflastenden Sande enthalten noch eine separate Lage, in welcher eckiges nnd rundes Material miteinander gemengt erscheint. Die Fallmessungen ergaben Neigungen von 40 bis 45°.

Über dieser, im wesentlichen normal ausgebildeten Folge unterer Eibiswalder Schichten lagert nunmehr eine mächtige und kompakte Lage groben, eckigen Schutts, die vorwiegend als Blockwerk von kristallinem Kalk, untergeordnet auch aus diaphthoritischem Schiefermaterial, zusammengefügt ist. Grobe, eckige Kalktrümmer bis zu $^1/_2\,m$ Durchmesser stecken hier in einem tonigen, durch Schieferbröckchen ausgezeichneten Bindemittel. Ich fand als Einschluß auch einen Block, der schon aus einer Kalkbreccie bestand. Im Hangenden erscheint dieser Kalkschutt mit Schiefermaterial gemischt und wird von einer aus stark gequetschtem Schiefer bestehenden Schuttlage bedeckt. Über letztere breiten sich wieder normale, untere Eibiswalder Schichten mit ihren Sand- und Geröllbänken konkordant aus. Diese ganze, markante Schuttbreccie erscheint, ebenso wie die vorhin aus dem Kleinen Lateintal beschriebene, als normale Einschaltung den unteren Eibiswalder Schichten eingegliedert. Irgendwelche tektonische Beanspruchungen, welche jünger wären, als die Entstehung der Breccie, sind nicht zu beobachten. Ihrer Bildung nach kann sie nur als ein ganz ursprungsnahes Wildbachsediment, eher aber noch als eine Murenablagerung, verstanden werden.

Die weiteren Hangendschichten, welche in einem Hohlweg, der von einer Kapelle hinabführt, gut aufgeschlossen sind, zeigen Sande und Schotter mit kindesfaustgroßen Geröllen, welch letztere häufig mit kleinen Erosionsdiskordanzen den Sanden auflagern, und dann Tonlagen, in welchen gelegentlich einer Exkursion Landschnecken gesammelt werden konnten. Die Schichten fallen 50° nach NNW ein (siehe Taf. XIV, Fig. 7, mittlerer Teil).

Die geradlinige Fortsetzung dieses Profils führt über einen Seitenrücken zum Feistermitztal (Taf. XIV, Fig. 7, nördlicher Teil). Am unteren

Gehänge des letzteren sind Sande und Schotter aufgeschlossen, welche von mächtigen, blaugrauen Tonen und sandigen Tonen überdeckt werden, die vom Feisternitzbach unterwaschen sind. Sie enthalten kleine Kohlenschmitze (Treibholzreste). Jenseits des Feisternitzbaches trifft die Verlängerung des Profils den nach NNW verlaufenden Höhenrücken, welcher über den Tomerhansel gegen Eibiswald führt. Bei der Kapelle nördlich Stelzer sind sehr steil (60—80°) NNW fallende Sande mit Kies- und Schotterlagen aufgeschlossen. Die steile, nahezu saigere Schichtenstellung der sandig-tonigen Schichtfolge mit ihren feinen Schotterlagen hält weiterhin an. Eine Bank mit großen, eckigen Blöcken ist eingeschaltet, dann eine Geröllage mit über faustgroßen Einschlüssen. Erst gegen den auf den Rücken heraufziehenden Waldrande (südlich „T“ von Tomer) legen sich die Schichten wieder flacher und fallen bald nur mit 27—30° nach NNW ein. Hier herrscht ein Wechsel von Sanden und Tonen vor. Über mächtigeren, mit 30° einfallenden Tonen (Mergeln) zeigt sich bei der Kapelle südlich Tomer nochmals ein gröberer Schotterzug, welcher bis kindesfaustgroße Gerölle enthält. Über ihn folgen sodann bereits jene blätterigen Mergel, die als Begleitschichten des Eibiswalder Flözes anzusehen sind.

In diesem Profil ist die Einschaltung einer sehr steil stehenden, ja bis zu saigerer Lagerung aufgerichteten mittleren Partie bezeichnend.

Das Profil Kapuner Kogel—Schober—Weiß—Sterglegg (Taf. XIV, Fig. 8).

Von der höchsten Erhebung des Radelgebirges, dem Kapuner Kogel, zweigt in nördlicher Richtung ein Rücken ab, welcher über den Hubenpeter führt, hier sich gabelt und mit einem Ast über den Schober, mit einem anderen Ast über das Gehöft Weiß im oberen Feisternitztal endigt. Diese beiden Teilrücken sind deshalb von Interesse, weil sich hier die Fortsetzung der im vorigen Profil beschriebenen Kalk- und Schieferschuttbreccie feststellen läßt. Sie tritt in guten Aufschlüssen besonders deutlich hervor.

Der vom Schober herabziehende Rücken zeigt über den auch hier durch einen Riesenblock (östlich unterhalb des Schober) gekennzeichneten groben Radelschottern, die südlich dieses Hauses in Aufschlüssen zu sehen sind, untere Eibiswalder Schichten. Die mit 40° nach NNW einfallenden Lagen von Sanden und sandigen Tonen wechseln mehrfach mit Schotterbänken (faustgroße Gerölle!); sodann folgt über etwa 1 *m* mächtigen, sandigen Tonen eine dünne Lage von Schieferschuttbreccie, welche von einer auf 30 *m* Länge im Hohlweg aufgeschlossenen Masse von diaphthoritisiertem Glimmerschiefer (auch mit Kalkschiefer) überdeckt wird (Fig. 8 a). Das Gestein ist in sich stark gefaltet. Die allgemeine Neigung seiner Lage stimmt mit der Aufrichtung der Tertiärschichten überein. Das Hangende des Glimmerschiefers bildet eine am Abfallen des Rückens an natürlichen und künstlichen Entblößungen gut sichtbare, steil nordnordwestlich einfallende Kalkbreccie. Sie wird abermals von etwas Schieferschutt und dann von tonigen Sanden und Schottern bedeckt. Die Kalke, wie auch die Schieferscholle entsprechen Komponenten von groben Schuttlagen, die hier, der allgemeinen Neigung gemäß,

in die unteren Eibiswalder Schichten eingebettet sind. Die Schieferscholle muß ihre Entstehung einem Bergschlipf verdanken, welcher von einem gegenwärtig im Untergrunde verborgenen, zum Teil wohl auch bereits in Tertiär abgetragenem, steilem Gehängeabfall seinen Ursprung genommen hat. Irgendeine spätere tektonische Einwirkung, auf welche das Auftreten dieser „Klippen" zurückzuführen wäre, ist nicht zu erkennen und nach der ganzen Sachlage ausgeschlossen.

Das Profil in dem unmittelbar westlich dieses Rückens gelegenen Graben ist auf Taf. XIV, Fig. 8 b, dargestellt. Die Kalkbreccie, welche auch den Graben quert, liegt bereits unterhalb der Wegüberquerung. Darunter folgt eine Schieferschuttlage, die mit nordnordwestlichem Einfallen über grauen und rötlichen, sandigen Tonen, welche schon eckige Trümmer von Schiefern enthalten, lagert. Auch die darunterfolgenden Schichten von rötlichem und grauem Ton enthalten nebst viel gerundetem Material noch eckige Schiefertrümmer. Die rote Färbung, eine sonst für die Eibiswalder Schichten nicht bezeichnende Tönung, weist auch hier auf noch reichliche Beimengung feinsten Verwitterungsmaterials aus den häufig durch rötliche Färbung ausgezeichneten, verwitterten Schiefergesteinen in den Murenbreccien hin.

Einige annähernd in Schichtenfallen verlaufende Harnische durchsetzen die tonigen Sedimente. Auch ein nordsüdstreichender Harnisch, der steil gegen W einfällt (mit steiler Harnischstriemung), war zu beobachten. Nirgends aber fanden sich hier irgendwelche Anzeichen für das Vorhandensein flach durchschneidender Scherklüfte, welche die Schieferschollen und die Kalkblöcke als Schubfetzen an einer Bewegungsfläche hätte deuten lassen können, wie es A. Kieslinger vorausgesetzt hatte. Vielmehr zeigt schon der geschilderte Verband der Breccien und Schuttlagen und ihr Übergang in die normalen unteren Eibiswalder Schichten, weiters die gleichsinnige Neigung mit letzteren, daß sie eine normale sedimentäre Einschaltung innerhalb derselben darstellen.

Es ist nun interessant, wie sich in diesem Grabenprofil — ähnlich wie schon in den früher beschriebenen — so auch hier, in tiefsten Lagen der Eibiswalder Schichten, noch weitere Schuttbreccien einschalten. Unter den Grobschottern, welche mit Sanden und Tonen bedeckt sind und das Liegende der vorerwähnten Hauptbreccien bilden, erscheinen abermals eckige, Breccien mit kopfgroßen Blöcken von Schiefer; darunter wieder Kiese, Grobsande und Schotter (mit faustgroßen Geröllen), welche sich den Grobschottern der Radelserie auflegen. Aus diesen Beobachtungen folgt, daß zu verschiedenen Zeiten Muren und Bergsturzmassen in das Sedimentbecken der unteren Eibiswalder Schichten vorgedrungen sind.

Am westlichen Gehänge desselben Grabens bilden mehrere übereinander befindliche Wege und ein Steinbruch gute Aufschlüsse. Im Steinbruch ist das auf Taf. XIV, Fig. 8 d, erkennbare Lagerungsbild zu sehen; eine Stelle, welche schon in meiner Denkschriftenarbeit (S. 98) abgebildet ist und auf welche auch A. Kieslinger schon früher Bezug genommen hatte (21). Es handelt sich nach meinen Feststellungen auch hier um die Einschaltung einer Kalk-Schutt-Breccie (mit Schiefer) in die unteren Eibiswalder Schichten, wie die genaue Begehung ergeben hat.

Die Hauptmasse der eckigen Ablagerung besteht hier aus kristallinem Kalk, und zwar nicht aus einer einheitlichen Kalkscholle, sondern aus einem in sich zertrümmerten, größeren Kalkblock, welcher von Kalkbreccie, die auch Schiefereinschlüsse enthält, bedeckt wird. Die Grenze zwischen der Kalkscholle und der Breccienumgürtung ist eine unregelmäßige. Nach oben geht letztere in Schieferschutt über, welcher eine mächtigere, aus kleinen und größeren eckigen Brocken bestehende Bank zusammensetzt. Sie fällt steil gegen NNW ein und erscheint ihrerseits wieder von normalen Sanden und Schottern der unteren Eibiswalder Schichten bedeckt.

An einem weiteren, unterhalb des Steinbruches am Gehänge verlaufenden Wege streicht die Breccie — im Sinne der Schichtneigung nach N vorgerückt — über den Weg und dokumentiert sich auch hiedurch, sowie durch die dem Schichtenfallen angepaßte Orientierung ihrer Einschlüsse als normale Einlagerung. Desgleichen läßt sich auf dem über dem Steinbruch am Rücken verlaufenden Wege die normale Überlagerung der Kalkbreccie durch den Schieferschutt und des letzteren durch sandige Tone feststellen (Taf. XIV, Fig. 8 c, südlicher Teil).

Die Kalkbreccie beim Weiß mit ihrem großen, zertrümmerten Block kann am ungezwungensten durch die Annahme eines tertiären Bergsturzes gedeutet werden. Sie stellt innerhalb der durch zahlreiche ähnliche eckige Einschaltungen schiefrigen und kalkigen Materials gekennzeichneten Schichtenfolge (unterste Eibiswalder Schichten) keine Besonderheit dar.

Wahrscheinlich zieht der Schieferschutt vom Steinbruch südlich des Weiß westwärts noch bis in den Graben, welcher vom Hubenpeter herabkommt, wo in ähnlicher Lage eine mächtige Schutthreccie erscheint, die große Blöcke von diaphthorisierten Glimmerschiefern und Gneisgesteinen sowie Kalken enthält. Die mittelsteil gegen N (NNW) einfallende Schuttlage wird von Geröllschichten und tonigen Sanden bedeckt.

Einem etwas tieferen Niveau, etwa der Grenze gegen den Radelschutt entsprechend, dürfte jene Schuttbreccie angehören, die aus eckigen Schieferstücken und Marmorblöcken besteht und beim Haus westlich des Schober (südwestlich des Weißschen Steinbruchs) aufgeschlossen ist.

Überblicken wir die zuletzt besprochenen Profile, so erhalten wir das Bild einer auf etwa 1 *km* Distanz verfolgbaren, teils aus Kalkbreccie, teils aus Schieferschollen bestehenden Schuttlage, welche den untersten Eibiswalder Schichten eingefügt ist. Sie nähert sich dem Radelschotter im W scheinbar stärker als im O, wo mindestens 200 *m* sandigen Schotters zwischen ihr und dem letzteren lagern. Dies spricht dafür, daß der Raum stärkerer Sedimentaufhäufung sich weiter östlich befunden hat.

Das Hangende dieser Schuttzone (südlich des Weiß) bilden Konglomerate und braune Sande, die bis zu diesem Gehöfte reichen, dann nördlich desselben eine vielfältige Wechsellagerung von Sanden und tonigen Sanden, welche bis 50° nach NNW einfallen und im tieferen Teil Bänke mit faustgroßen Geschieben enthalten (Taf. XIV, Fig. 8 c, nördlicher Teil).

Die streichende Fortsetzung dieses eben beschriebenen Profils liegt auf dem Höhenrücken von Sterglegg gegen Eibiswald zu. Zwei parallele Rücken gewähren hier Aufschlüsse. Auf einem östlichen derselben, dem kürzeren, welcher westlich des Stelzer absteigt, bilden vorwiegend sandig-tonige Schichten die Rückenhöhe, welche eine Einschaltung von kopfgroßen Gneisgeröllen enthalten, außerdem durch zahlreiche Kleinschotterlagen (70° nordfallend) gekennzeichnet sind. Der auf Taf. XIV, Fig. 8c, dargestellte Abfall zum Graben zeigt eine mit 70° gegen NNW geneigte, mächtige Schichtfolge, die aus einem bunten, vielfältigen Wechsel von Sanden, Kiesen, tonigen Sanden und bis zu $2^1/_2$ *m* mächtigen Kleinschotterbänken (nuß- bis faustgroßen Gerölle!) besteht. Knapp vor Endigung des Rückens, schon gegen die Talsohle zu, stellt sich im Hangenden, zwischen Schotter und tonigen Sanden gelagert, eine aus eckigen Gneisstücken (bis Kopfgröße) bestehende Schuttlage ein, ein Kennzeichen, daß hier das Grundgebirge nicht allzu tief liegen kann.

An dem westlichen Höhenrücken, welcher über Kote 500 zum Tomer-Hansl führt, setzen mächtigere, flacher lagernde Sande und feinste Kiese (mit Kleinschotter) den südlichen Teil des Profils zusammen. Sie werden von mächtigen Sanden und tonigen Sanden bedeckt, die südlich des ersten „g" vom Sterglegg Sande und Kleinschotter, dann Grobschotter tragen (Fallen 65° nach NNW). Die auffällige Höhenkote 500 wird von Sanden gebildet, die mit 60—75° einfallen und eine eckige Schuttlage aufzeigen. Sie werden von einer Kappe von kopfgroßem Geröll bedeckt, welches, widerstandsfähig, die Kuppe bedingt hat. Diese Gneisgeröllage wird ihrerseits von 40° nordfallenden Sanden überdeckt.

Wie an dem östlichen Rücken, so zeigt sich also auch hier, in einem hohen Niveau der unteren Eibiswalder Schichten, die Einschaltung einer Schuttbank und einer gröberen Geröllage in der Sedimentserie. Weiter im Hangenden treten, gegen den Tomer-Hansl zu, dann noch tonige Schichten stärker hervor.

Das Profil Kotterwaldgraben — Steudelweber — Wasserleiter (siehe Taf. XIV, Fig. 9, und „Denkschriften", 101. Bd., Taf. I, Fig. 1).

Nordwestlich des Kapuner Kogels durchschneidet eine besonders tiefe Schlucht das Radelgebirge, der Kotterwaldgraben. Die Fortsetzung des Profils führt dann über den Höhenrücken Steudlweber—Wasserleiter gegen Eibiswald.

Im unteren Teil des Kotterwaldgrabens sind gute Aufschlüsse im groben Radelschotter, welcher hier Blöcke bis zu 2 *m* Durchmesser aufweist und aus eng aufeinandergepacktem Schottermaterial besteht. An sandig-schottrigen Zwischenlagen läßt sich ein nordnordwestliches Einfallen von 30 bis 50° erkennen. In den höchsten Lagen des Radelschotters beobachtete ich einen Riesenblock von kristallinem Kalk, jedenfalls analoger Entstehung wie jener beim Weiß, jedoch schlecht aufgeschlossen.

Bei einer Mühle setzen Eibiswalder Schichten ein, welche aus einem Wechsel von Sanden mit Grobschotterlagen (bis über kopfgroße Gerölle!) bestehen. In den tiefsten Bänken führen sie auch einige, noch größere (bis 1 *m* Durchmesser erreichende) Gerölleinschlüsse. Gegen den Steudelweber zu treten Kleinschotter und Sande in den Vordergrund. Nördlich

dieses Gehöftes sind die Aufschlüsse ungünstig. Südlich 512 sind tonige Schichten mit Pflanzenresten zu sehen. Bei Kote 572 setzen wieder zusammenhängende Aufschlüsse ein, welche einen vielfältigen Wechsel von steiler aufgerichteten Sanden, sandigen Tonen, Kiesen und Kleinschottern (mit bis nußgroßen Geröllen) entblößen. Das gegen NNW gerichtete Einfallen schwankt zwischen 30° und 60°; nur ganz örtlich legen sich die Schichten flacher.

Nördlich Kote 512 (Wasserleiter) setzt nun darüber eine Schichtserie ein, welche steil (um 50—70°) nach NNW einfällt und Schotterlagen enthält. Wenn auch hier die Schotterbänke meist nur Gerölle mit über Faustgröße führen, so zeigt sich doch auch die Einschaltung einer durch sehr grobe Geschiebe gekennzeichneten Lage. Im Hohlwege selbst stecken bis über kopfgroße Gerölle im Sediment; an dem nebenan befindlichen Fußsteige liegen aber schon Gerölle mit einem Durchmesser über $^1/_2$ *m* herum. Vor allem findet sich hier aber ein bereits von V. Hilber (13) erwähnter, auch von Kieslinger angezogener, großer Eklogit- (Granatamphibolit-) Block, welcher durch seine erstaunlichen Dimensionen auffällt. Er ist etwa 7—8 *m* hoch und 4—5 *m* breit[1]) (Taf. XIV, Fig. 9).

Das Auftreten von grobem Gerölle in einem schon höheren Niveau der unteren Eibiswalder Schichten — weit von der Basis der Radelschotter entfernt — erscheint fürs erste merkwürdig. Wenn wir aber bedenken, daß wir uns beim Wasserleiter schon etwa 1 *km* vom nächstgelegenen obertägigen Aufbruch des Grundgebirges befinden, daß also das Auskeilen der Eibiswalder Schichten ebendahin auf sehr kurze Distanzen erfolgen muß, so erscheint der Zutransport des groben Blockwerkes durch einen Wildbach verständlich. Wir erinnern uns hier daran, daß auch an den beiden östlichen, vorhin besprochenen Höhenrücken grobe Schotter und Schuttbreccien in einem ähnlich hohen Niveau die geringe Tiefenlage und die Nähe des kristallinen Grundgebirges markieren. Ganz abgesehen von den eindeutigen Lagerungsverhältnissen, welche die normale Einschaltung der Grobschotter in der Serie der unteren Eibiswalder Schichten unzweifelhaft erkennen lassen, erscheint sohin auch deren Auftreten vom theoretischen Gesichtspunkt aus erklärbar. Auch hier fehlt für eine tektonische Erklärung der groben Geröllblöcke jeglicher Anhaltspunkt.

Die Stammeregger Gräben.

Die Aufschlüsse zu beiden Seiten dieses in seinem mittleren Teil von mächtigeren diluvialen Schottermassen erfüllten Tales sind minder günstig.

Höheren Lagen der unteren Eibiswalder Schichten gehören jene Sedimente an, die beim Wirtshaus Bayer und bei der Glasfabrik im Bette des zum Radelpasse führenden Auenbaches, in welchen der Stammeregger Bach einmündet, aufgeschlossen sind. Beim „Bayer" treten Geröllagen mit über kopfgroßen Einschlüssen (meist über Faustgröße) auf, welche von blaugrauen Sanden mit Sandsteinkonkretionen bedeckt erscheinen. Ein kleiner, 40—50° N einfallender Verwurf durchsetzt die

[1]) Er liegt an einer nicht leicht auffindbaren Stelle im Walde versteckt.

Schichten. Sie fallen ziemlich flach nach N ein. Bei der Glasfabrik sind im Hangenden tonige Sande mit Sandsteinkonkretionen und Kieslagen und darüber diskordant gelagerte Grobschotter mit bis über faustgroßen Gneis- und Quarzgeröllen, aufgeschlossen. Das Fallen ist mit 10° nach NO gerichtet. Darüber stellen sich mächtigere, feinkörnige Schichten ein, u. zw. tonige Sande, Sande und Grobsande, welche mit 15—20° nach NO neigen.

Aus den Aufschlüssen geht hervor, daß mit Annäherung an das westliche Grundgebirge, welches die Begrenzung des Eibiswalder Beckens bildet, eine Drehung im Streichen aus der WSW-Richtung in die NW-Richtung eintritt.

Betrachten wir nun das Profil im Stammeregger Tale, welches südlich an die vorgenannten Anfschlüsse anschließt. Nordwestlich des „Mraule" sind Schotter mit bis kindskopfgroßen Geröllen aufgeschlossen, welche mit 40° nach NNW einfallen und von Sanden, tonigen Sanden und Kiesen unterlagert werden. Auch auf der Höhe südlich des Wirtshauses Bayer sind, ersteren entsprechend, grobe Gneisgeröllagen den Sandschichten eingebettet. Schon bedeutend weiter im Liegenden befindet sich das Stammeregger Flöz, auf welches auch Hießleitner (27) und Kieslinger (21) verwiesen haben. Die Kohle wird von grauen, pflanzenführenden Tonen bedeckt, die mit 28° nach NW einfallen.

Aufschlüsse in den liegenden Teilen der unteren Eibiswalder Serie befinden sich beim Gehöfte Maritsch, wo grobe Geröllbänke (bis über kopfgroße Einschlüsse) auftreten. Nur typische Gesteine der Koralpe, wie Glimmerschiefer, injizierte Gneise, Granatglimmerschiefer, Augengneise, Amphibolite, Turmalinpegmatite usw., sind hier zu sehen. Sie lagern dem Radelschotter auf. Auch dieser letztere zeigt die gewohnte Zusammensetzung und Komponentengröße. Ich beobachtete einen Riesenblock von $2^1/_2$ *m* Höhe und 4 *m* Länge.

F. Der Abschnitt des Radelgebirges zwischen den Stammeregger Gräben und dem Südostabfall der Koralpe.

Die Aufschlüsse im Graben zwischen Schwagbauer und Buchbauer (Taf. XIV, Fig. 10).

Westlich des Stammeregger Tales betreten wir ein Gebiet, in dem sich die Verhältnisse komplizieren. Diese Region wurde zwar sehr genau begangen, doch konnte bei der nicht besonders günstigen Beschaffenheit der Aufschlüsse nicht in allen Punkten eine ganz eindeutige Auffassung gewonnen werden.

Unmittelbar westlich der Radelstraße taucht das Grundgebirge unter dem Radelschotter hervor. Dies ist einerseits auf der Südseite des hier bereits sehr erniedrigten Radelkammrückens (Radelpaß 670 *m*) als auch auf der Nordseite desselben der Fall, wo Grundgebirgssteine (Diaphthorite) die Sohle und die unteren Hänge im obersten Teil des Auenbachgrabens (zwischen Radelpaß und der Höhe von St. Anton) einnehmen und westwärts bis zur wasserscheidenden Kammhöhe (Kote 762) hinaufreichen. Während südlich dieses letztgenannten Kristallins die normalen Radelschotterbildungen, wenn auch in ihrer Mächtigkeit reduziert, dem

Grundgebirge aufruhen, treten nördlich desselben ganz eigentümliche und mächtige Schuttbreccien auf (Höhen von St. Anton). Auch diese ruhen unmittelbar dem kristallinen Sockel auf, der unter ihnen und an der Westflanke hervortritt. Gegen NW hin sinken diese Massen unter die unteren Eibiswalder Schichten ab. Ich habe diese vom normalen Radelschotter abweichenden Bildungen als „Schutt von St. Anton" besonders hervorgehoben. An der Hand einiger Profile sollen die Beziehungen dieser Schuttbildungen zur normalen Entwicklung des Radelschotters und zu den Eibiswalder Schichten dargelegt werden.

Vom Nordwestabfall des Radelgebirges (halbwegs zwischen Buchbauer und Kote 1005) zieht ein Graben herab, welcher die Radelschotter und ihren Übergang in die Eibiswalder Schichten gut aufschließt. Die höchsten Lagen der ersteren zeigen noch Geröllblöcke über 1 m^3 Inhalt. Darüber legen sich 30—35° nach N einfallende Geröllbänke mit über kopfgroßen Einschlüssen und mit stärkeren Sand- und Sandsteinzwischenlagen, die von steil geneigten Verwürfen durchsetzt sind. Ich rechne sie bereits zu den Eibiswalder Schichten. Sie gehen in Sande und tonige Sande mit mittelkörnigen Schottern (bis faustgroße Geröllen) über (Einfallen mit 35° nach NNW). Auf etwa weitere 500 m verläuft dieser Graben, nachdem er auf den Wiesenboden übergetreten ist, in den unteren Eibiswalder Schichten (Taf. XIV, Fig. 10).

Dann erscheinen in demselben unvermittelt eckige, grobe Blockschichten mit Einschlüssen bis zu 1 m Durchmesser. Diese Breccien bestehen aus kantigen Blöcken von Quarz, Diapbthoritgesteinen (Schiefer und Grüngesteinen und kristallinen Kalken). Ein Einfallen nach NNW (mit etwa 30°) ist angedeutet. Nach oben hin werden diese Schichten etwas feinkörniger und sind von normalen unteren Eibiswalder Sedimenten hedeckt. Ich rechne diese Schuttbreccien bereits zum „Schutt von St. Anton".

An der südlichen Grenze dieses Blockwerkes gegen die Eibiswalder Schichten zeigen sich in letzteren Verwürfe, die mit 60° nach NNW einfallen. Dies und das unvermittelte Abstoßen der Blockbreccien an den Eibiswalder Schichten (gegen Süden hin) spricht dafür, daß hier ein Bruch die Begrenzuug bildet. Es scheint hier eine Partie von Liegendschichten der unteren Eihiswalder Serie, in einer allerdings vom Radelschotter etwas abweichenden Ausbildung, an einer Dislokation aus ihrer Bedeckung von Eibiswalder Schichten emporgehoben zu sein! Daß diese Störung die Fortsetzung eines gegen O hin ausklingenden größeren Bruches[1]) darstellt, wird sich in folgendem ergeben.

Die Aufschlüsse an und unmittelbar östlich der Radelstraße.

Der obere Auenbachgraben, welchem die Radelstraße folgt, quert im Raume zwischen der Mühle, südlich von Kote 433, und der Straßenbiegung bei „B" von Bachoinig eine mächtige Masse von Schuttbreccie, die im Bette des Baches an zahlreichen Stellen gut aufgeschlossen ist. Da das Einfallen der Schichten gegen NNW gerichtet

[1]) Sie erscheint allerdings gegenüber ihrer noch zu besprechenden westlichen Fortsetzung durch eine Querstörung etwas nach Süden gerückt. (Siehe Karte.)

ist, so gelangt man entlang des Bachprofils in tiefere Schichten. Gleich oberhalb der Sägemühle (südlich 433) sind grobe, eckige Breccien sichtbar, welche Einschlüsse von Diaphthoriten (Amphiboliten, Glimmerschiefern und kristalinen Kalken) besitzen, deren Komponenten bis $^3/_4$ *m* Länge erreichen. Mit diesen Schichten wechseln Bänke von Tonen mit eckigen, eingestreuten Brocken ab. Weiter oberhalb sind in dem Graben, an einem Bachanriß, eckige Schuttbildungen mit Sandzwischenschaltungen aufgeschlossen. Sie werden durch einen steilen, NNO streichenden Verwurf durchsetzt, an dem der östliche Flügel gesenkt ist. Darunter erscheinen wieder grobe Schuttbreccien, welche aus bis weit über kopfgroßen, eckigen Trümmern bestehen, welche von festen, feinkörnigen Sandsteinen und Breccien unterlagert werden. In deren Liegendem erscheinen (zwischen der zweiten und dritten Brücke) wieder grobe Schuttbreccien mit kristallinen Kalk- und Schiefereinschlüssen. Sie sind von ONO streichenden Harnischklüften durchsetzt. Bei der dritten Brücke ist ein großer Kalkblock von fast 1 *m* Länge in die Breccie, deren eckige Komponenten fest zusammengebacken sind, eingelagert.

Die in diesem Profil aufgeschlossenen Schichten unterscheiden sich sehr wesentlich von der normalen Ausbildung des Radelschotters. Sie sind rein lokale Schuttablagerungen mit eckigen Bestandteilen, welche keinen irgendwie nennenswerten Transport mitgemacht haben können. Wenn auch grobe Blöcke — u. zw. solche bis zu 1 *m* Durchmesser — auftreten, so fehlen doch die im normalen Radelschotter so häufigen Riesenblöcke. Zweifelsohne kann es sich bei den „Schuttbildungen von St. Anton" nur um ursprungsnahe Gehängeschuttmaterialien handeln. Nur zum kleinen Teil haben sie, wie eingeschaltete Sandsteinbänke und spärliche Zwischenlagen gerollten Materials erkennen lassen, einen kurzen Transport durch jedenfalls steilere Gerinne mitgemacht. In dem kleinen Graben, welcher von der unteren Straßenserpentine in der Richtung zum Radelpaß hinaufführt, sind hier die tiefsten Partien dieser Schuttserie aufgeschlossen, welche aus Sandsteinen und tonigen Lagen mit eingeschalteten Breccien bestehen und von steilen Verwürfen durchzogen sind. Sie bilden die unmittelbare Auflagerung auf das Grundgebirge, welches hier in einer kleinen Felswand erscheint. Die Grenze des letzteren gegen die südlich davon folgenden Eibiswalder Schichten scheint durch einen steil niedersetzenden Verwurf gegeben zu sein.

Die östliche Fortsetzung dieser angenommenen Störung wird von dem Graben gequert, welcher bei „a" von Bachoinig gegen den Auebach herabzieht. Auch hier konnte beobachtet werden, daß der „Schieferschutt von St. Anton" sich nach Art eines steilen Verwurfs gegen die vom Radelkamm her absinkenden Eibiswalder Schichten (sandige Tone, darunter Schotterbänke) abgrenzt. An einer durch einen Gehängerutsch bloßgelegten Stelle konnte ich, unmittelbar neben dem durchziehenden Verwurf, eine eingeklemmte Partie steil Südwest fallender Eibiswalder Schichten feststellen, welche von den normal nach NW geneigten Ablagerungen gewissermaßen abgeknickt sind.

Der Verlauf des nächstöstlichen Grabens (der bei „g" von Bachoinig seinen Ursprung nimmt), scheint einer Querstörung zu entsprechen.

Denn der Schutt von St. Anton, der im unteren Teil dieses Grabens, am Westgehänge auftritt, schneidet ostwärts unvermittelt an den Eibiswalder Schichten ab. An der vermuteten Querstörung ist daher der östliche Flügel abgesenkt. Doch treten auch noch im Bereiche dieses letzteren, wie früher hervorgehoben, die Schuttbildungen in dem unteren Graben südlich Lippisch hervor und erscheinen auch hier gegen S vermutlich durch eine Längsstörung begrenzt. In dem Winkel, wo diese letztere auf die vermutete Querstörung stößt, finden sich die auf Fig. 2 dargestellten Lagerungen in den Eibiswalder Schichten. Diese bestehen aus lockeren Sanden, tonigen Sanden mit Geröllmaterial und auch eingeschalteten eckigen Schuttbänken, welche mit wechselnden Neigungen nach NNO einfallen. Sie erscheinen von einer steil NNO streichenden Cleavage durchsetzt, die auf eine stärkere Druckwirkung an einer unmittelbar benachbarten Störung schließen läßt. Die Richtung der

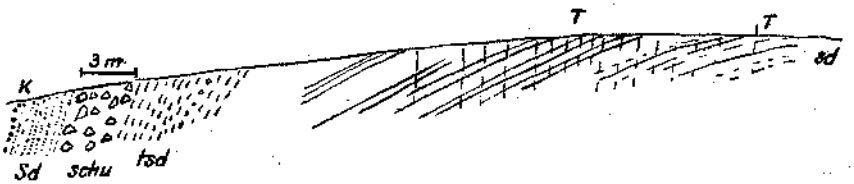


Fig. 2. *K* = Kieslage. *Sd* = Sand. *schu* = eckige Schuttlage. *tsd* = tonige Sande. *T* = Tone (mit Cleavage).

Schieferung stimmt mit jener der vermuteten Querstörung (nördlicher bis nordnordwestlicher Verlauf) überein. Somit erhält man im Raume östlich der Radelstraße das Bild einer vermutlich gegen O hin sich ausgleichenden Längsstörung von nordnordöstlichem bis ostnordöstlichem Verlauf, welche an einer Querstörung eine Absenkung ihres westlichen Flügels erfahren hat. Der Bereich der Eibiswalder Schichten, im SO dieser Längsdislokation, wird durch letztere sehr eingeengt. Er hebt westlich der Radelstraße ganz aus.

Der darunter gelegene mächtige Radelschotter zeigt schon im Raume östlich des Radelpasses gewisse Abweichungen von seiner normalen Ausbildung, indem sich hier, speziell in den höheren Lagen, in stärkerem Maße Einschaltungen fester, brauner Sandsteine und feiner, zementierter, eckiger Schuttbreccien einstellen, ganz analog jenen, wie sie im „Schutt von St. Anton" auftreten. Sie fallen mit 30° nach NNW ein. Solche Schuttbreccien sind insbesondere im Graben und an den Gehängeaufschlüssen südlich „ig" und südlich „o" von Bachoinig sichtbar. Breccien und Sandsteine gleichen völlig jenen, welche dem „Schutt von St. Anton" zwischengeschaltet sind, so daß sie wahrscheinlich mit diesen gleichzeitige, aber vom Gebirgsabfall etwas entfernter abgelagerte Bildungen darstellen.

In etwas tieferen Partien dieser Sandsteinbänke liegen abgerollte Gneisblöcke und ganze Gneisschotterbänke, wie sie der normalen Entwicklung des Radelschotters eigen sind. Auch Riesenblöcke bis zu 3 *m* Länge finden sich. Man gewinnt daher den Eindruck, daß hier eine

Mischung von ortsnahem, vielleicht durch Muren verbreitetem Gehängeschuttmaterial, wie es der Schutt von St. Anton darstellt, mit den Wildbachschottern der Radelserie vorliegt. Der Schutt von St. Anton wäre demnach wenigstens teilweise dem Radelschotter zeitlich äquivalent. Ähnliche Einschaltungen von Schuttbreccien in hohen Lagen des Radelschotters finden sich östlich des Finanzhauses, gleich oberhalb der Radelstraße und auf der Paßhöhe selbst (hier unmittelbar westlich der Straßenüberquerung).

Die Aufschlüsse am Höhenrücken von St. Anton (Taf. XIV, Fig. 11).

Vorherrschend eckige Schuttbildungen setzen westlich der Radelstraße einen ganzen Berg, die Höhe von St. Anton (710 *m*), zusammen, wobei nur an dessen südlicher und westlicher Basis das diaphthoritisierte Grundgebirge zutage tritt. Da die Schuttbreccien steiler als das unterlagernde, an ihrem Saum hervortretende Grundgebirge nordwärts einfallen, so lösen sich ebendahin immer höhere Horizonte vom Felssockel ab, bis schließlich — auf der Höhe nördlich gegenüber von St. Anton — sogar untere Eibiswalder Schichten über das Altkristallin vorgreifen.

Aus dem Profil (Fig. 3a), welches in nordnordöstlicher Richtung über die Höhe von St. Anton verläuft, ist die Lagerung zu ersehen, wobei hier ein vielfältiger Wechsel von gröberen und feineren Schuttbreccien mit braunen Sandsteinen, tonigen Lagen und mit eckigem Kleingeröll vorliegt. Solch grobe Lagen finden sich südlich des Krischmann, wo bis 30 *cm* lange, eckige Trümmer von diaphthoritischen Schiefern, Pegmatiten und Granatglimmerschiefern vorhanden sind. Im Liegenden folgt eine Wechsellagerung der Breccienbänke mit Sandsteinen. Östlich des „Motz" treten darunter wieder grobe Breccien mit eckigen Einschlüssen (bis über $^1/_2$ *m* Länge) von Diaphthoritgesteinen (Schiefer, Pegmatite, Kalke, Granatglimmerschiefer) auf.

Die Kuppenhöhe von St. Anton wird von einer mächtigen, kompakten Lage grober, eckiger Breccie mit diaphthoritisierten Amphiboliten, Glimmerschiefern und Kalkeinschlüssen gebildet, welche nordwärts einfällt und die vorerwähnten Breccien unterteuft. Ihr Liegendes bilden schließlich sandig-tonig-brecciöse Schichten, welche im Sattel von St. Anton anstehen und hier dem Grundgebirge aufruhen. Die streichende Fortsetzung dieser Schichten trifft das vorerwähnte Profil an der Radelstraße.

Der dem Grundgebirge aufruhende Mantel von Schuttbreccien und Sandsteinen wird vom obersten Auerbachgraben und dessen Quellästen zerschlitzt. Südlich des Grabens zieht die Fortsetzung der früher besprochenen Längsstörung durch, welche die Schuttbildungen von St. Anton von den Eibiswalder Schichten (Radelschottern) abscheidet. Die Störung ist auf dem Kammwege (an der österreichisch-jugoslawischen Grenze) gut aufgeschlossen und von hier bereits 1914 von mir beschrieben worden (15).

An einer durch eine mächtige Lage graphitischer Lettenschmiere gebildeten Quetschzone stößt hier das Kristallin südwärts an tonigsandigen Eibiswalder Schichten ab, welche in der Nähe auch grobe Ge-

rölleinschaltungen aufzeigen.[1]) Die Tone erscheinen gequetscht und von Harnischen durchsetzt. An dieser Stelle ist am Nordflügel des Verwurfes die eckige Schuttbedeckung (Schutt von St. Anton) bereits denudiert, greift aber unmittelbar nördlich und nordöstlich hievon in ebendahin absinkenden Lappen zutage. Die große Quetschzone an der Störung läßt schließen, daß hier ein bedeutender Verwurf vorliegt, dessen Sprunghöhe auf etwa 150 *m* geschätzt werden kann. Kleine Reste von Sandsteinen und feinen Breccien, welche in der Nähe dieser Störung noch südlich des obersten Auenbaches gelegen sind, rechne ich dem „Schutt von St. Anton" zu, dem sie gleichen und mit welchem sie noch einer Stelle — das Kristallin der Schlucht in einer schmalen Brücke überquerend — zusammenhängen. Zwischen ihnen und den unmittelbar südlich anschließenden Eibiswalder Schichten, bzw. Radelschottern wird die Fortsetzung der

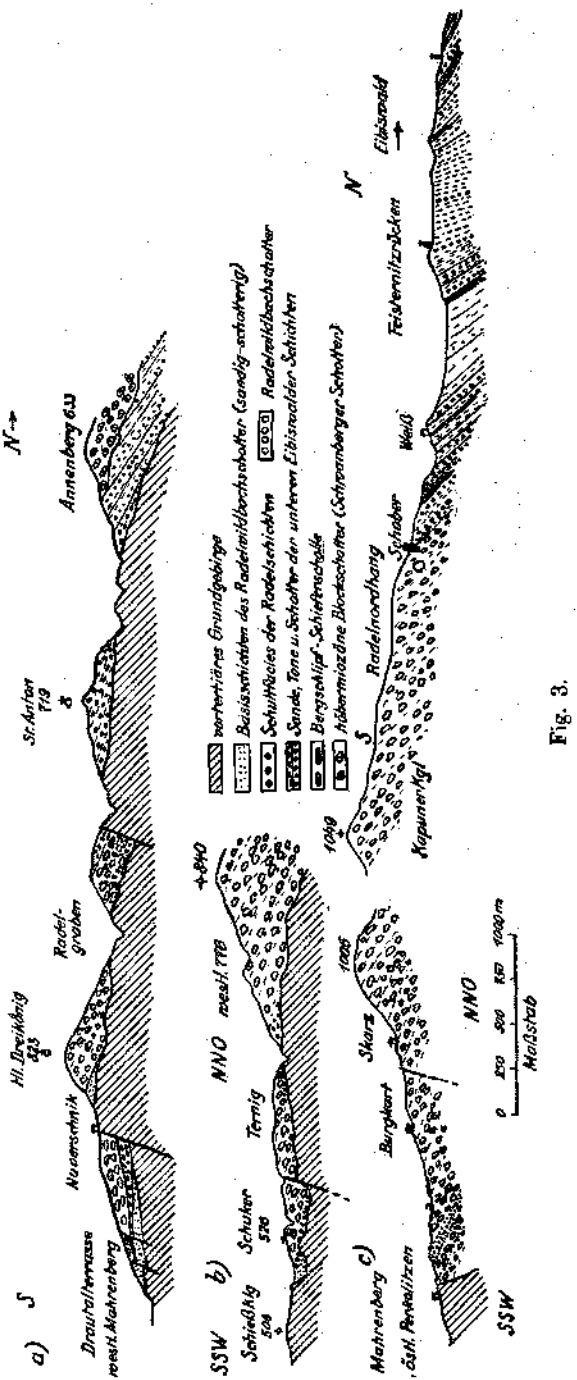


Fig. 3.

[1]) Es handelt sich hier um einen geringmächtigen Rest sandig-schottriger Bänke, welche im Hangenden des typischen, groben, aber schon in seiner Mächtigkeit sehr reduzierten Radelschotters auftreten.

Störung angenommen, welche sohin einen ONO gerichteten Verlauf aufweisen würde. Sie steht ersichtlich mit jener Dislokation in Zusammenhang, welche mit nordöstlichem Verlauf früher von der Radelstraße (und östlich davon) erwähnt wurde.

An dieser scheinbar einheitlichen Dislokation erscheint ein Randstück der Koralpe mit seinen angelagerten, zeitlich dem Radelschotter entsprechenden Gehänge- und Murenschuttmassen gehoben, wodurch der sonst verdeckte Auflagerungssaum der letzteren auf das Grundgebirge bloßgelegt erscheint.

„Der Schutt von St. Anton" greift westwärts und nordwärts noch über den Höhenrücken von St. Anton (710) aus. Im W bildet eine Anhäufung von vorherrschend kantigem, zum Teil aber auch schwach abgerolltem Material den Höhenrücken, zwischen Kote 762 und dem Gehöfte Soinik. Sie enthält Einschlüsse von Granatglimmerschiefern, zerquetschten Amphiboliten und Pegmatiten (bis über Kopfgröße), was einer Herkunft des Materials aus der Nachbarschaft (Raum von St. Lorenzen) entspricht. Einzelne Lagen besitzen gerundetes Material, darunter auch wohl abgerollte Quarze.

Nördlich der Kuppe von St. Anton findet sich — jenseits des tiefen Grabens — eine aus sehr grobem Material bestehende, ganz eckige Schuttauflagerung auf dem Grundgebirge, welche hauptsächlich aus diaphthorierten Glimmerschiefern, Gneisen, kristallinen Kalken usw. besteht. Hier herrscht kantiges, zusammengebackenes Gehängeschuttmaterial vor. Die Ablagerung fällt deutlich unter auflagernde, untere Eibiswalder Schichten ein, welche mit ihren sandig-kleinschottrigen Lagen den Schutt bedecken.

Die Eibiswalder Schichten, welche hier am Südgehänge des Annenberges auftreten, zeigen, soweit die Aufschlüsse ein Urteil erlauben, ein wechselndes Einfallen. Näher dem Grundgebirge erscheinen sie mit 25 bis 30° nach SO geneigt, in einiger Entfernung kommt ein nordöstliches Einfallen zur Geltung.

Auf der Höhe des Annenberges lagert diesen stark geneigten Schichten ein Komplex groben Blockschotters auf, in seiner Fazies nicht unähnlich dem Radelschotter. Er bildet eine mächtige, durch Sandzwischenschaltungen gegliederte Masse groben Geröllmaterials, welche auch Einschlüsse von 1 m^3 Inhalt (und darüber) aufzuweisen hat. Sie bildet einen Bestandteil jener großen Verschüttung an den Osthängen der Koralpe, welche Rinnen im Grundgebirge und in den älteren Eibiswalder Schichten auffüllt. Sie gehört bereits dem höheren Mittelmiozän (Jungmediterran) zu (= „Schwanberger Schutt"). Am Annenberge greifen die schwach gegen NO geneigten Blockschotter auf weitere Erstreckung über steiler einfallende untere Eibiswalder Schichten über, wodurch sich eine ausgesprochene Diskordanz zwischen beiden Komplexen zu erkennen gibt. Sie erscheint wohl als die Auswirkung der „Steirischen Gebirgsbildung" (Stille). Das Blockmaterial wird von den normalen, kristallinen Gesteinen, wie sie den Südteil der Koralpe bilden, zusammengefügt. An einigen, dem Annenberge benachbarten Stellen, wie an der Westseite des Aiblkogels und am Ostabfall von Koglegg

(Kote 533)[1]) konnte die diskordante Auflagerung des Blockschotters auf die ebenfalls durch Gerölleinschaltungen ausgezeichneten, aber durchschnittlich bedeutend weniger grob ausgebildeten, unteren Eibiswalder Schichten direkt beobachtet werden. Im Raume nördlich von Eibiswald hat Hießleitner (27) bereits diese Diskordanz verfolgt.

An der Nordwestecke des Radelgebirges, in dem Verbindungsstück zur Koralpe, treten, wie aus dem Voranstehenden hervorgeht, verschiedenartige Schuttbildungen zusammen, die teils der Miozänbasis (Radelwildbachschotter, Schuttbildungen von St. Anton), teils dem höheren Miozän (Schwanberger Schutt vom Annenberge) angehören und welch letztere deutlich durch eine im Mittelmiozän entstandene Diskordanz von den erstgenannten getrennt sind.

G. Die Südseite des Radelgebirges beiderseits der Radelstraße.

Die Aufschlüsse im Raume westlich des Radelgrabens.

Die geologische Fortsetzung der Schichten vom Radelhauptkamm liegt westlich des Radelpasses ersichtlich an der Höhe des Heiligendreikönigberges. Hier krönt, südlich des oberen Radelgrabens, den Sockel des diaphthorisierten Grundgebirges eine mächtigere Masse von Radelkonglomerat, normaler typischer Zusammensetzung, mit großen Rollblöcken versehen. An der Nordostseite des Berges liegt im Walde ein Riesenblock. Auch eckige, ursprungsnahe Schuttbreccien treten an der Südostseite des Berges an der Basis auf.

An der Westseite des Heiligendreikönigberges finden sich feinkörnigere Ablagerungen, welche — soweit die Aufschlüsse ein Urteil erlauben — den Radelschotter unterteufen. Beim Hause südlich „H" vom Heiligendreikönig sind Aufschlüsse in diesen Sanden und Schottern (mit bis faustgroßen Geröllen), welche nach NO, unter die Radelschotter, einfallen. Vielleicht füllen diese Basisschichten unter dem Radelschotter eine Rinne im Grundgebirge auf.

Zwischen der Tertiärkuppe des Heiligendreikönigberges und der jungen Schichtbedeckung am Südabfall, welche die Gehänge gegen das Drautal zu verhüllt, zieht ein sehr schmaler, aber zusammenhängender Grundgebirgsstreifen durch. Wie aus Fig. 3 (S. 515) hervorgeht, ist die südliche Tertiärzone an einem Bruche gegen jene am Heiligendreikönigberg abgesunken. Die Tertiärschichten krönen hier zwei Höhenrücken, einen westlichen mit den Gehöften Rusch und Kneˇz, welcher sich gegen das Drautal zu wieder in zwei Teilrücken gabelt, und einen östlichen mit den Gehöften Naversnik (678) und Matheidl.

Die hier auftretenden Schichten besitzen, wie schon Kieslinger (34) betont hat, Anzeichen stärkerer Störung und Beanspruchung, die ich im wesentlichen durch den Ausdruck „Auftreten weitgehender Verruschelungszonen" kennzeichnen möchte. Keineswegs handelt es sich aber um eine den ganzen Schichtenkomplex gleichmäßig erfassende, wenn auch nur schwache Metamorphose.

---

[1]) Siehe geologische Spezialkarte, Blatt Unter-Drauburg.

Das Profil, Taf. XIV, Fig. 11, zeigt den Schichtenaufbau am Höhenrücken, der vom Kneż über den Gusnik zum Roschitz führt. Am Grundgebirge nordwestlich von Oberfeising (Grn. Vizinje), westlich von Mahrenberg, lagert hier ein mächtiger Komplex feinkörniger Schichten, vorherrschend sandigen und sandig-tonigen Charakters, welcher meist kleinkörniges Geröll enthält. Nur in einzelnen Lagen sind kindskopfgroße und größere Einschlüsse enthalten. Das Fallen ist vorherrschend nach N und NW gerichtet. Oberhalb des Gusnik stellen sich schon etwas gröbere Schotterlagen ein. Die Schichten fallen auch hier nach N ein.

Deutlich in ihrem Hangenden erscheinen (unterhalb des Hauses südöstlich des Roschitz) in einem Gehängeeinriß mächtige, eckige Schuttbreccien vom Typus jener von St. Anton. Sie sind auch noch am Wege darüber, im Aufstieg zum Roschitz, erschlossen, wo sie fast ausschließlich aus von der Nähe stammenden Schieferblöcken (bis zu 1 *m* Durchmesser!) zusammengesetzt sind und einen nur wenig weit verfrachteten Schutt darstellen. Sie bilden eine an die 100 *m* mächtige Schuttfazies des Radelhorizontes. Normaler Radelschotter bildet ihre Überdeckung. Er reicht bis zur Höhe 650 hinauf und enthält grobe Blöcke von Gneisen, Augengneisen, Pegmatiten, Eklogiten, Granatglimmerschiefern und Glimmerschiefern des normalen Koralpenkristallins in schön gerolltem Zustande. Blöcke von 2 *m* und mehr Durchmesser und ein Riesenblock von 5 *m* Länge sind vorhanden. Die Schichten fallen mittelsteil nach NO ein.

Nördlich der Kuppe 650 lagert eine Partie von Sanden und Kleinschottern (mit 30—40° ostnordöstlichem Einfallen) dem Radelschotter auf, welche den unteren Eibiswalder Schichten gleichen, so daß ich nicht anstehe, sie als einen kleinen, von der Erosion verschont gebliebenen Rest der letzteren anzusehen. Ihre Begrenzung gegen das unmittelbar dahinter hervortauchende Grundgebirge (Grüngesteine) ist als Bruch anzusehen, wie die Quetschung nahe der Grenze und das Auftreten von kleinen Parallelverwürfen (Einfallen mit 45° nach SO) zeigt. Die Störung läßt sich auch auf dem östlich gelegenen Rücken, wie noch angegeben werden wird, verfolgen.

Die Westbegrenzung der besprochenen Tertiärscholle ist durch einen Bruch gebildet. Dies beweisen Aufschlüsse nordwestlich des Gusnik, wo an der Grenze ein mehrere Meter breiter Streifen graphitischer Lettenschmiere, also eine Quetschzone auftritt.

An dem Rücken, welcher vom Roschitz über Kote 460 zum Ausgang des Radelgrabens hinzieht, sind die „Basisschichten" in einem Hohlwege gut aufgeschlossen. Die Auflagerung des Tertiärs erfolgt hier vermittels einer Quetschzone, welche durch eine schwarze, graphitische Schmiere markiert ist, über welche sich sandige Tone mit Geröllen und tonige Sanden auflagern. Auch letztere sind von zahlreichen, meist flach verlaufenden Harnischen durchzogen. Das Einfallen der verbogenen Schichten ist sehr wechselnd. Die eingeschalteten Schotter führen meist nur bis faustgroße Gerölle; erst etwas höher oben stellen sich bis über Kopfgröße, selten größere Gerölle ein. Einige sind durch den Gebirgsdruck zerbrochen. Im Hohlwege ist auch ein Verwurf (Einfallen mit 60° nach WNW, mit schräg gegen W ansteigender Striemung) aufgeschlossen.

Die östliche Begrenzung dieser tertiären Teilscholle ist anscheinend ebenfalls durch einen Bruch bedingt, der entlang des Grabens (nördlich 460, östlich Roschitz) verläuft und eine Senkung des westlichen Flügels bedingt. Das kristalline Grundgebirge tritt hier zutage und in unmittelbarer Nähe des letzteren habe ich im Tertiär (Basisschichten) einen N—S streichenden, steil (60°) westfallenden Verwurf beobachtet, entlang welchem eine 10 *cm* starke Quetschschieferzone auftritt. Vielleicht entspricht diese Stelle der angenommenen Dislokation oder doch einer Begleitstörung.

Die eben besprochenen Aufschlüsse zeigen, daß der Tertiärbereich an der Südwestflanke des Heiligendreikönigberges von zahlreichen steilen Brüchen durchsetzt wird, welche die Scholle in einzelne, gegeneinander geneigte Streifen zerlegt und verbogen haben (Bruchfaltung), wobei kleine, differenzielle Verschiebungen auch gegen das Grundgebirge eintreten mußten. So verbreitet letztere auch sind, so besitzen sie doch rein örtlichen Charakter, wie schon daraus hervorgeht, daß an benachbarten Stellen ein normaler Auflagerungskontakt des Tertiärs auf das Grundgebirge beobachtbar ist. Von Überschiebungen ist nichts zu sehen.

Auf dem östlichen Höhenrücken, Naversnik-Matheidl, läßt sich ein ähnlicher Schichtaufbau erkennen. Die „Basisschichten", welche hier gegen die Walchmühle zu auftreten, sind allerdings durch gröbere Schotterbänke (mit bis über kopfgroßen Geröllen) gekennzeichnet, wenngleich sie im allgemeinen durch das Vorherrschen der Sande von den auflastenden, typischen Radelschottern (mit ihren Riesenblöcken) abweichen. An der Grenze beider stellt sich eine sehr deutlich ausgesprochene Zone von eckigem Blockschutt ein, welche auf über 1 *km* Distanz zu verfolgen ist. Sie kann beim Matheidl und am Waldrand oberhalb der Walchmühle gut beobachtet werden und besteht, näher dem Grundgebirge, aus sehr grobem, entfernter aus etwas feinerem, eckigem Schuttmaterial. Südlich des Matheidl beobachtete ich, daß sie über Sanden der „Basisserie" lagert, während sie anderseits deutlich von typischen Radelschottern überdeckt wird. Letztere sind auf diesem Höhenrücken gut aufgeschlossen, wo sie schon von Sölch (18) beobachtet worden waren. Sie enthalten Blöcke, welche lagenweise aufeinandergepackt sind und durch grobe Sandlagen und gelegentliche Breccieneinschaltungen getrennt werden. Ein Riesenblock befindet sich am Gehänge westlich des Naversnik.

Auch an der Basis dieser Scholle finden sich örtliche Gleitflächen gegen das Grundgebirge. Die Nordbegrenzung wird durch einen leider nicht direkt aufgeschlossenen Bruch gebildet, die Fortsetzung jener Störung, welche auch die nachbarliche Teilscholle gegen N hin vom Grundgebirge abtrennt. Aus der genauen Begehung des Terrains ergab es sich, daß die Grenze zwischen dem Grundgebirgsstreifen (am Südgehänge vom Heiligendreikönigberg) und dem Tertiär beim Naversnik als sehr steil südgeneigte Fläche niedersetzt, also einem Senkungsbruch entspricht. Nirgends taucht hier indessen, wie es A. Kieslinger vorausgesetzt und in einem Profil dargestellt hatte, das Tertiär unter das Kristallin unter. Irgendwelche Anzeichen

für eine Überschiebung sind nicht vorhanden, und nach der ganzen Sachlage ist auch eine nur schwache Überkippung des Kristallins auf das Tertiär ausgeschlossen. Der Bruch folgt vom Naversnik an der tiefen Schlucht, welche von diesem Gehöfte in den Radelgraben hinabführt. Hier sind im Kristallin starke junge Quetschzonen, kenntlich an Bändern von Lettenschmiere, festzustellen. An einer derselben maß ich ein steiles Einfallen nach WSW, an einem anderen solches nach SW. Die Sprunghöhe des Bruches dürfte 150—200 *m* betragen.

Die Ablagerungen auf der Südseite des Heiligendreikönigberges entsprechen also einer auch durch Querstörungen zerstückelten, an einem Bruche gesenkten Scholle, deren Schichten südwärts sich vervollständigen. Sie bestehen hier aus einem basalen Teil von Sanden mit Einschaltungen von Geröllmaterial, welches ostwärts sich zu vergröbern scheint („Basisschichten"). Sie werden teils von normalem Radelschotter, teils von einer zwischengeschalteten, mächtigeren Lage eckigen Schieferschutts überdeckt, welche erst ihrerseits die typischen Blockschotter trägt. Ein Rest von unteren Eibiswalder Schichten wird nördlich des Roschitz vorausgesetzt.

Die Aufschlüsse östlich des Radelgrabens.

Östlich des Radelgrabens schließt sich der Mantel der Radelschotter über dem Grundgebirge. Hier erscheinen als südliche Begrenzung der breiten Tertiärzone die wahrscheinlich paläozoischen Kalkschollen bei Mahrenberg, welche in landschaftlich auffallenden Felsklippen auftreten (Mahrenberger Schloßberg, Perkolitzen). Die tiefen Gräben, welche vom Radelkamm (Kote 1005, Kapunerkogel) herabkommen, lassen östlich des Radelgrabens das Grundgebirge nicht mehr zutage treten. Es ist ein ganz gewaltiger Aufbau von Schottermassen, welcher sich hier in vielen 100 *m* Mächtigkeit enthüllt. Die Schichten fallen, wenn auch flacher als auf der Nordseite des Radels, so doch noch immer vorherrschend nach N (NNW) ein, so daß die große Mächtigkeit nicht durch eine Parallelität von Schichtfallen und Gehängeneigung vorgetäuscht wird. Wohl aber läßt sich die Fortsetzung des Längsbruches von der Südseite des Heiligendreikönigberges auch noch ostwärts über den Radelgraben hinaus verfolgen, wo er allerdings an Sprunghöhe abnimmt. Nördlich des Schukers macht die Auflagerungsgrenze des Tertiärs auf das Grundgebirge einen Sprung und setzt um etwa 100 *m* höher an.

An der Basis des Radelschotters treten hier typisch Schuttbreccien auf, wie ich sie nördlich des Ternig unmittelbar über dem Grundgebirge (unterhalb der Radelstraße, wo sie den großen Graben quert) feststellen konnte. Weiter südlich fand ich solche Breccienlagen unterhalb des Schukers, welche wohl den westlich des Radelgrabens auftretenden Schuttbreccien entspricht. So wie dort, schalten sich auch hier zwischen Breccien und Grundgebirge noch mittelkörnige Geröllschichten ein (Basisschichten). Hieher dürften auch die an der Radelstraße (unterhalb des Schukers) aufgeschlossenen, mittelgroben Schotter gehören, eine Geröllablagerung mit faust- und kindskopfgroßen Einschlüssen von Glimmerschiefern und Quarziten, darunter Diaphthoriten. Das Einfallen zeigt eine Neigung von 25 bis 30° nach N auf.

Unmittelbar darunter erscheinen Grünschiefer des Paläozoikums (Schießkogel). In den Graben östlich davon ist die normale Anlagerung dieser Schotter an die Grünschiefer zu beobachten, in welchem sie eine Art Schotterrinne auffüllen. Auch hier herrscht ortsnäheres Material (vom Südsaum der Koralpe) vor. Die Gerölle erreichen bis Kopfgröße, doch sind einzelne eckige Blöcke bis 40 *cm* Länge, jedenfalls den unmittelbaren Wandungen des Gerinnes entnommen, eingeschaltet. Im Bachbett sind auch ganz eckige Blocklagen aufgeschlossen.

Während hier die normale Anlagerung des Tertiärs an das Grundgebirge (Grünschiefer) in etwa 500 *m* Höhe gelegen ist, zeigen sich in demselben Graben unmittelbar östlich des Schießkogels Reste von tertiärer Schuttbreccie in steiler Lagerung (70° nordfallend) im beträchtlich tieferen Niveau. Ihren unmittelbare Auflagerungen auf die Grüngesteine sind auch hier sichtbar. Wahrscheinlich handelt es sich hier um eine örtliche Einklemmung und Steilstellung.

Am Höhenrücken des Pauly, östlich des vorgenannten Grabens, läßt sich eine normale Auflagerung mittelgroben Schotters mit Sandbänken (15—35° N-NNW fallend) auf das rot verwitterte Grundgebirge erkennen. Sie werden gegen den Burkhart zu von typischen Radelblockschottern überdeckt (Taf. XIV, Fig. 12).

Im Hudygraben, nordöstlich von Mahrenberg, wird der Bereich der Radelschotter gegen S durch die mächtige Kalkmauer abgeschlossen. Hier scheint eine normale Anlagerung des Radelschotters vorzuliegen. An der Grenze stellen sich rot zementierte Kalkbreccien ein, welche vielleicht einem tertiären Gehängeschutt oder nur dem aufgelockerten, verwitterten Felsgehänge entsprechen.[1])

Die über den tieferen Schichten (Basisschichten und Breccien) gelagerten Radelschotter zeigen die typische Ausbildung als gerollte Wildbachablagerungen gröbster Zusammensetzung. Mehrfach konnten Blöcke von 1 bis 2·5 *m* Durchmesser beobachtet werden. Sie bestehen ans verschiedenen Gneisen, Glimmerschiefern, Pegmatiten, Eklogiten und Amphiboliten sowie Granatglimmerschieferu und sind jenen auf der Nordseite des Gebirges analog. An Riesenblöcken sei erwähnt: ein 3 *m* langes Gneisgerölle beim Haus südlich des Burkhart, dann ein Eklogit von etwa 6 *m* Länge beim Skarz, ferner etliche 3 *m* lange Rollblöcke von Gneis auf dem Höhenrücken südlich Kote 1050.

In dem Bereiche dieser Radelschotter sind die Aufschlüsse selten so günstig, um die Neigungen feststellen zu können. Doch maß ich am Gehänge südlich Kote 1050 ein deutliches Einfallen (etwa 40°) nach NNW, beim Hause südlich „g" von Zeichenberg ein nordnordöstliches Einfallen von 30°. Dies und die Beobachtungen an der Radelstraße zeigen an, daß auch noch an der Südseite des Radelberges, wenn auch flachere, nördliche Neigungen vorherrschen, so daß mit einer sehr mächtigen Anbäufung der Radelschotter zu rechnen ist. In diesem Raum scheint sich in Gestalt des Kalkzuges von Mahrenberg eine teilweise Südbegrenzung ihres Ablagerungsraumes anzudeuten.

---

[1]) Kieslinger zeichnet in seinem Profil (35, S. 521) eine schwache Überkippung der Mahrenberger Kalke auf das Tertiär, was ich nicht feststellen konnte.

Schließlich ist die unmittelbare, normale Auflagerung groben Radelwildbachschotters auf dem Rücken östlich des Hudygrabens oberhalb des W. H. Greif auf alte Schiefer festzustellen (25—30° nördlicher Neigung.)

Der Grašin bei Hohenmauthen (Muta).

Ein westlicher, isolierter Ausläufer tertiärer Ablagerungen findet sich im Raume nördlich der Drau am Grašin bei Hohenmauthen. Hier erscheint über basalen, sandig-tonigen Schichten mit Breccien- und Konglomerateinschaltungen (vermutlich Basisschichten) eine grobe Geröllmasse, welche die Höhe dieses Berges und seine Westflanke zusammensetzt (Radelschotter). Sie besteht aus bis $^1/_2$ *m* großen Geröllen von Gesteinen, die ihre Herkunft vom Südsaum der Koralpe erkennen lassen, und wurde jedenfalls von einem selbständigen Zufluß aufgebaut. Die Schichten neigen sich nach W (WSW). Sie erscheinen am Grundgebirge abgesunken[1]) und sind auch in sich selbst stärker gestört (Brüche und lokale faltige Verbiegungen).

Die tertiäre Schichtfolge südlich der Drau.

Es liegt nicht in der Absicht, auf den mannigfaltigen Schichtaufbau und auch die durch starke Störungen gekennzeichneten Lagerungsverhältnisse der Tertiärzone Saldenhofen—St. Anton—St. Lorenzen näher einzugehen, welche ich z. T. recht eingehend untersucht habe. Die Studien sind hier noch nicht abgeschlossen. So viel sei aber hervorgehoben, daß die Basisschichten des Radelschotters (gewissermaßen dessen tieferer Teil), welche bei Unterfeising-Mahrenberg an das Drautal herantreten, in ganz ähnlichen und zweifelsohne gleichaltrigen Schichten im Raume südlich der Drau ihre Fortsetzung finden. Bei im allgemeinen westlichem Einfallen legen sich, speziell westlich von Saldenhofen (Vuzenice), Lagen mit gerollten Blöcken von Koralpengneisen (mit bis über 1 m^3 Inhalt) einer tonig-sandig-feinkonglomeratischen Schichtenfolge auf, um dann auch ihrerseits wieder von tonig-sandig-konglomeratischen Schichten bedeckt zu werden. Zweifelsohne liegt hier ein Ausläufer der Radelschotter vor, die mit den vorherrschend limnischen Sedimenten im Ablagerungsbereiche südlich der Drau in Verzahnung treten. Inwieweit hier auch noch untere Eibiswalder Schichten vertreten sind, soll später an anderer Stelle zur Erörterung gelangen.

Der in Rede stehende Raum ist durch das Auftreten untermiozäner Eruptiva gekennzeichnet. Wie ich schon an anderer Stelle ausgeführt habe (38), sind die Dazitintrusionen westlich von Saldenhofen sowie auch eine neuaufgefundene südlich dieses Ortes in die tertiären Ablagerungen eingedrungen, in welchen übrigens bei St. Anton auch eine Tufflage festgestellt werden konnte. Diese vulkanischen Erscheinungen sind zweifellos nur die Ausläufer der ausgedehnten, untermiozänen Andesit- und Dazitausbrüche der benachbarten Savefalten.

[1]) Einen solchen Bruch zeichnet auch A. Kieslinger (35, S. 521) in einem Profil durch den Draugraben am Grašin.

III. Allgemeine Ergebnisse über die Schuttbildungen des Radelgebirges.

Der innere geologische Aufbau des Radelgebirges ist deswegen besonders interessant, weil sich hier in großer Mächtigkeit und Verbreitung tertiäre Landablagerungen vorfinden, wie sie sonst am Alpenrande nur selten erhalten sind. Es handelt sich hier um unmittelbar an steile Gebirgshänge angelagerte, tertiäre Bergsturz- und Murenschuttbildungen sowie direkt aus den Schluchtmündungen heraus aufgeschüttete Wildbachschotter. Da zudem eine jüngere, stärkere Gebirgsbildung diese Schichten steiler aufgerichtet und durch Abtragung tief zerschnitten hat, so ergibt sich die Möglichkeit, die Ablagerungen in ihrer inneren Struktur eingehender zu studieren.

An den Nordhängen des Radelgebirges läßt sich in hundertfältiger Weise immer wieder die Einschaltung von eckigem Schutt in die Wildbach- und Flußabsätze erkennen, die hier in enormer Mächtigkeit (örtlich bis zu 2000—2500 *m*!) übereinander im Altmiozän aufgestapelt wurden. Solche Schuttbildungen finden sich besonders deutlich an der Grenze von Radelschottern und unteren Eibiswalder Schichten (bzw. in den tiefen Lagen der letzteren) in die Sedimentfolge eingeschlichtet.

In diesem Niveau konnten drei Hauptzüge von Schuttbreccien, im einzelnen selbst mehrfach gegliedert, festgestellt werden:

a) die Kalk- und Schieferbreccie beim Weiß (zirka auf 1 *km* Länge zwischen Kotterwaldgraben und Klein-Lateintal verfolgbar);

b) eine in etwas tieferem Niveau gelegene mächtige Zone von Schieferschutt, die mindestens vom Klein-Lateintal bis in die Nähe der Schieferinsel von Pongratzen reicht (2—3 *km* lang);

c) die auf etwa 500 *m* verfolgbare Kalkbreccie nördlich von Pongratzen.

Analoge Schuttbildungen von ganz örtlicher Zusammensetzung haben auch im Niveau des Radelschotters weite Verbreitung. Speziell ist hier der „Schutt von St. Anton" zu nennen, der dem am Nordwestende des Radelgebirges stärker herausgehobenen Grundgebirge unmittelbar anlagert. Er entspricht einem vermutlich durch Muren verschwemmten, eckigen Gehängeschutt, dessen Komponenten, von untergeordneten Lagen abgesehen, keine Rundung aufweisen. Es sind Ablagerungen, wie sie sich nur an einer niederbröckelnden Steilwand, z. T. von ganz örtlichen Gerinnen ein wenig herabgewaschen und kegelförmig ausgebreitet, gebildet haben können. Es steht zu erwarten, daß auch im übrigen Gebiete des Radelschotters unter der schützenden Decke der darübergebreiteten, normalen gerollten Radelschotter sich ganz analoge Schuttbildungen vorfinden, die die unmittelbare Anlagerung an Grundgebirgssteilwänden bilden. Bei St. Anton, wo diese Randzone durch jüngere, stärkere Aufwölbung der Beobachtung zugänglich gemacht wurde, sind wir in der Lage, einen Einblick in ihren Aufbau zu gewinnen.

Ein zweiter ausgedehnter Bereich solcher Schuttbreccien liegt am Südgehänge des Heiligendreikönigberges, wo — ebenfalls als unmittelbare Anlagerungan das kristalline Grundgebirge — mächtigere eckige Breccienmassen von nur ganz lokaler Zusammensetzung auftreten.

Eckige Schuttmassen finden sich aber, außer in den genannten Bereichen, auch als Einschaltungen sowohl in der normalen Wildbachschotterfazies der Radelschichten wie auch bis in hohe Niveaus der unteren Eibiswalder Schichten hinauf. Es wurde auf das wichtige Ergebnis verwiesen, daß die eckigen Schuttbildungen, u. zw. sowohl jene im Bereiche des Radelschotters wie jene in den untersten Lagen der Eibiswalder Schichten, ganz vorherrschend aus den Gesteinen der Diaphthoritzone zusammengefügt sind, während die spärlichen, in höheren Niveaus der unteren Eibiswalder Schichten auftretenden Breccien in ihren Komponenten nur das Material des normal ausgebildeten Koralpenkristallins enthalten. In der Zusammensetzung der Schuttbildungen spiegelt sich eben der unmittelbare Untergrund, von dem sie abstammen, wieder und dieser wird unter dem Radelhauptkamm und unter den höheren Teilen seiner Nordflanke noch von der Fortsetzung der Diaphthoritzone, wie sie ja den Südrand der Koralpe bildet, weiter nördlich, gegen das Saggautal zu aber schon von unverändertem Altkristallin zusammengefügt.

Wenn man der Ursache nachgeht, warum die ortsnahen Trümmerbreccien gerade an der beiläufigen Grenze von Radelschotter und unteren Eibiswalder Schichten ihre besonders starke Entwicklung finden, so läßt sich auch hiefür eine plausible Erklärung geben. Der Radelschotter füllt eine offenbar tektonisch entstandene, etwa 4 *km* breite altmiozäne Rinne mit schrofferem und höherem Nordrand.[1]) Die nördliche, wahrscheinlich seinerzeit sehr ausgesprochene Wandstufe ist durch den darüber gebreiteten, mächtigen, jüngeren Tertiärmantel verdeckt. Ich fasse sie als eine zur Entstehungszeit des Radelschotters gebildete Bruchstufe auf. Hätte eine solche sich hier nicht befunden, so wäre das so rasche Auskeilen des mächtigen Radelschotters gegen N hin und die Einschaltung der von N her vorgeschütteten Bergsturzmassen und Murenmaterialien in die Schichtenfolge der unteren Eibiswalder Sedimente hinein unverständlich. Gerade dieser letztere Umstand zeigt klar, daß die Radelschotter bei ihrer gewaltigen Mächtigkeit nur eine örtliche, an eine dem Steilrand des Gebirges vorgelagerte Senkung geknüpfte Aufstapelung darstellen, während der unmittelbar abbröckelnde Schutt eben die eingehender besprochenen Breccienzüge umfaßt. Solche eckige Schuttbildungen sind denn auch, wie angegeben, als direkte Anlagerung an den Grundgebirgsabfall in weitem Umfange erweisbar (Schutt von St. Anton, am Heiligendreikönigberge).

Auch die so abnorme Größe der Komponenten im gerollten, mächtig aufgehäuften Material der Radelschotter erfordert es, daß der Bereich der Abtragung, der durch wilde Schluchten zerschnitten sein mußte, durch einen sehr scharfen Gehängeknick gegen jenen der Akkumulation begrenzt war. Denn nur an einer solchen Steilstufe läßt sich die Aufhäufung so mächtigen und ungemein groben Rollmaterials, das auf

[1]) Aber auch eine Südbegrenzung derselben, an welche sich die tieferen Teile der Radelschotter anlegen, ist durch die markanten Kalksteilwände nördlich von Mahrenberg (Perkolitzen) angedeutet.

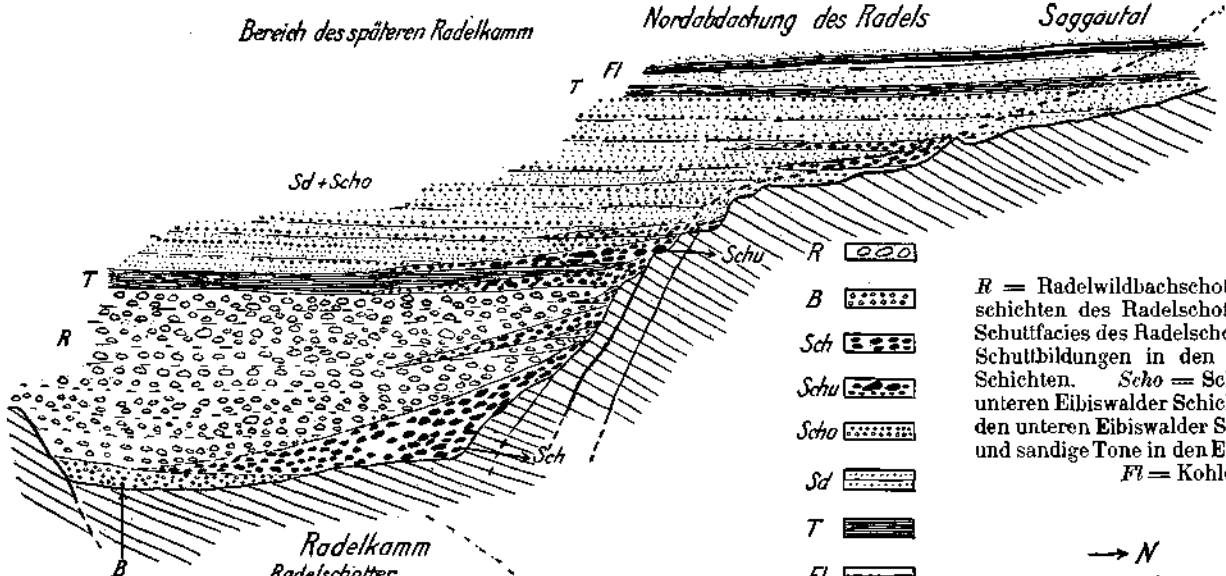


Fig. 4.

R = Radelwildbachschotter. *B* = Basisschichten des Radelschotter. *Sch* = Eckige Schuttfacies des Radelschotter. *Schu* = Eckige Schuttbildungen in den unteren Eibiswalder Schichten. *Scho* = Schotterbänke in den unteren Eibiswalder Schichten. *Sd* = Sande in den unteren Eibiswalder Schichten. *T* = Tone und sandige Tone in den Eibiswalder Schichten. *Fl* = Kohlenflöz.

Fig. 5.

der Aufschüttungsfläche keinen weiteren Transport erlitten haben kann, verstehen.

Daß innerhalb der normalen Radelschotterentwicklung die Schuttbreccien, die auch hier nicht fehlen, geringere Bedeutung am Aufbau besitzen, geht dann auf zwei Ursachen zurück:

1. wurden die Radelschotter an den Mündungstrichtern größerer, etwas weiter vom Gebirge herabkommender Wildbäche sehr rasch aufgehäuft. Gleichzeitig niedergehendes Bergsturz- oder Murenmaterial wurde mit dem Wildbachschotter, der so häufig auch eckige Einschlüsse enthält, gemengt und verschwemmt. Zur Bildung zusammenhängender, ausgedehnter Schuttbreccien konnte es daher hier nicht kommen.

2. Vor allem aber nähern wir uns, wenn wir am Radelkamm nordwärts gegen die „Eibiswalder Auflagerung" absteigen (siehe Fig. 4 und 5), immer mehr jener Steilstufe, von welcher eben das eckige Schuttmaterial in erster Linie herbeigeschafft worden ist. Da die unteren Eibiswalder Schichten bei ihrem Ausgreifen sich über das sinkende Gebirge und über dessen zur „Radelzeit" aktiven Steilabfall ausgebreitet haben, so müssen wir uns — bei Rekonstruktion des alten topographischen Bildes — gerade bei Überschreiten der Grenzzone (zwischen Radelschotter und unteren Eibiswalder Schichten) dem einstigen Grundgebirgsabfall am nächsten befinden. Wie aus Fig. 4—5 ersichtlich ist, ist daher eben hier das Zutagetreten größerer Schuttbreccien in der altmiozänen Schichtfolge zu erwarten.

Indem die unteren Eibiswalder Schichten weiter über das tief hinabgebogene Gebirge vordrangen, also die Senkung über die Koralpe hin an Raum gewann, mußten naturgemäß die vom Gebirge her noch immer, wenn auch nur mehr in abgeschwächtem Maße, vordringenden Murenschuttmassen mehr und mehr zurückgedrängt werden. Die feinkörnigeren Sedimente der älteren Eibiswalder Schichten enthalten daher in ihren höheren Teilen nur mehr die spärlichen Ausläufer randlicher Schuttmassen in Gestalt von kleinkörnigen, seltenen Breccieneinschaltungen. Ebenso muß die im Verlaufe der Ablagerungsperiode der unteren Eibiswalder Schichten fortschreitende Abtragung des Gebirges und das allmähliche Verschwinden der altmiozänen Steilstufe unter der Überschüttung die Muren- und Bergsturztätigkeit herabgesetzt haben, wenngleich in den inneren Teilen des Gebirges noch bis gegen Ende dieser Phase hin größere Steilhänge bestanden haben müssen, von denen die Wildbäche gelegentlich auch gröberes Schottermaterial herabtransportieren konnten (z. B. einzelne Grobschotterlagen südlich von Eibiswald, beim Wasserleiter usw.).

Unter diesen Umständen und unter Berücksichtigung der durch die Aufrichtung des Radels bedingten, weitgehenden späteren tektonischen Umgestaltungen wird das so mannigfaltige interessante Faziesbild dieses Gebirges durchaus verständlich.

Auf Fig. 4 und 5 ist das mutmaßliche, ursprüngliche Ablagerungsbild der altmiozänen Sedimente und die durch spätere Wölbung und Abtragung bedingte Situation schematisch zur Darstellung gebracht.

Zusammenfassung.

Der Zweck vorliegender Studie besteht im wesentlichen darin, die bereits in anderen Arbeiten (24, 31, 33, 36) niedergelegten stratigraphischen, tektonischen und sedimentologischen Ergebnisse, die sich auf den Aufbau des Radelgebirges beziehen, durch die Mitteilung detaillierter Beobachtungstatsachen zu erhärten und in einem Punkte zu berichtigen, um so mehr, als von anderer Seite eine tektonische Deutung einiger Erscheinungen gegeben wurde, die sich mit dem Beobachtungsbild nicht vereinen läßt. Unter diesen Umständen genügt es wohl, hier nur jene Resultate zusammenfassend herauszugreifen, die sich aus dem unmittelbaren Studium des Radelgebirges selbst ergeben haben, während bezüglich der allgemeinen stratigraphischen Gliederung der Schichten, welche es aufbauen, sowie bezüglich der regionalen tektonischen Einordnung dieses Gebirges auf die verschiedenen, weiter ausgreifenden Arbeiten verwiesen werden kann.

Aus den an anderer Stelle dargelegten Gründen wurde die Bildung der Radelschotter an den Miozänbeginn verlegt. Damals müssen sich stärkere, tektonische Bewegungen abgespielt haben (vermutlich Stilles savischer Phase entsprechend), welche an der Südseite der Koralpe — im Bereiche der Diaphthoritzone Kieslingers — eine Scholle zum Absinken gebracht haben, wobei ein besonders gegen N hin durch einen schroffen Steilrand begrenzter Streifen stärker herabgebogen wurde. Über diese Steilkante herabstürzende, von der Koralpe herabsteigende Wildbäche legten auf dieser Randsenke ihre groben, kristallinen Geröllmaterialien in Form von grobblockigen Wildbachschottern nieder. Der Ablagerungsbereich war wenigstens im Anfange dieser Aufschüttungsperiode auch gegen S hin durch einen allerdings viel weniger markierten Steilrand (Mahrenberger Kalkzone) begrenzt. Innerhalb dieser Senke ließ die Transportkraft der das Material herbeischaffenden Wildbäche, speziell im Anfange der Aufschüttungsperiode, gegen W (SW) hin nach, woselbst vorherrschend feinere Sedimente, mit gröberen Blocklagen verzahnt, aufgehäuft wurden (= Basisschichten nordwestlich von Mahrenberg). Später drang aber die grobe Schuttförderung (mit ihren Riesenblöcken) auch hieher und — soweit die bisherigen Begehungen bereits ein Urteil erlauben — auch in den Raum südlich der heutigen Drau (Gebiet von Saldenhofen) vor, wo sich in den dort auftretenden Süßwasserschichten der Tertiärzone Saldenhofen—St. Anton den Radelschottern ähnliche, wenn auch viel geringer mächtige Grobschotterzwischenschaltungen (von altkristallinem Geröllmaterial) beobachten lassen.

An dem nördlichen Steilrand der altmiozänen Radelsenke konnten, dem Grundgebirgsabfall unmittelbar angelagert, mächtige eckige Schuttbreccien festgestellt werden, die zwar meist von übergreifenden Eibiswalder Schichten verdeckt sind, jedoch an dem höher gehobenen Westteil in größerem Ausmaße oberflächlich zutage treten (Schutt von St. Anton).

Das Abbröckeln vom Gebirgsabfall mit seinen Bergstürzen und Muhrengängen von benachbarten stärker aufragenden Höhen äußerte sich noch in stärkerem Ausmaße, als schon die tieferen Teile der

unteren Eibiswalder Schichten abgelagert wurden; zu einer Zeit, als infolge des Vordringens der Senknng gegen die Koralpe hin der grobe, von den Wildbächen aus dem Gebirge herbeigetragene Schutt offenbar schon in dessen Gräben und Schluchten liegen blieb und vorherrschend nur feinere Schotter und Sandmaterial über den groben Radelschottern aufgehäuft wurden. Solche eckige Bergsturz- und Murenschuttbildungen wurden in mehreren Lagen an der Grenze von Radelschottern und unteren Eibiswalder Schichten und in tieferen Partien der letzteren festgestellt und z. T. auf längere Erstreckung verfolgt. Wie an zahllosen Stellen festgestellt werden konnte, bilden sie die wenig verschwemmte oder verstürzte Gehängeverkleidung eines alten Reliefs und haben ihrer Entstehung nach mit „tektonischen Klippen" nichts zu tun.

Im Verlaufe der Epoche der unteren Eibiswalder Schichten verschwindet die zu Miozänbeginn am Nordhang des Radelgebirges entstandene Randstufe jedenfalls mehr oder minder vollständig unter der darüber gebreiteten Sedimentdecke, so daß die Einschaltung von Schuttbreccien nur mehr in geringerem Ausmaße, von den zurückgeschobenen Randpartien des Gebirges her, zur Geltung kommen konnte. Erst das Erlahmen der Aufwölbung in den inneren Teilen der Koralpe, die fortschreitende Abtragung an derselben und das noch weitere Ausgreifen der Sedimentbedeckung an ihrem Saum, wie es den Beginn der mittleren Eibiswalder Phase charakterisiert, setzt der Förderung von Grobschottern und Schuttmaterialien ein vollständiges Ende. Wahrscheinlich wurde damals (etwa im älteren Mittelmiozän) der untermiozäne Ablagerungsbereich am Radel schon in Gestalt einer, wohl nur flachen, Aufwölbung emporgehoben und der Abtragung unterworfen.

Die „Steirische Gebirgsbildung" des mittleren Miozäns bedingte zweifellos eine starke Aufwölbung und Verbiegung nicht nur an der Koralpe, sondern auch am Radelgebirge. Die damals am Saum der Koralpe und am Nordwestende des Radelgebirges entstandenen Rinnen wurden bald hernach mit mittelmiocänen Grobschottern aufgefüllt (Schwanberger Schutt).

Die Gebirgsbildung am Miozänende (Attische Phase Stilles) hat dann auch noch diese jüngeren Ablagerungen mit verbogen und vermutlich die Radelwölbung neuerlich akzentuiert. Vielleicht sind damals die gegen die Drau zu feststellbaren Absenkungen (Kieslingers Draugraben) entstanden.

Aus morphologischen Anzeichen kann ein Fortwirken der Gebirgsbildung noch im jüngeren Pliozän, vielleicht bis tief ins Quartär hinein, vorausgesetzt werden, wofür schon an anderer Stelle eingehendere Hinweise gegeben wurden. So gewährt das Radelgebirge, der südwestliche Grenzwall der heutigen Steiermark, einen lehrreichen Einblick in die geologische Geschichte eines alpinen Randgebietes im Altmiozän.

Geologische Literatur über das Radelgebirge.[1])

1. Sedgwick A. nnd R. J. Murchison, A Sketch of the Structure of the Eastern Alps. London 1831. Transact. of the Geol. Society, Vol. III.

2. Rolle F., Geologische Aufnahmen in Südsteiermark. Berichte des geognostisch-montanistischen Vereins für Steiermark, Bd. 5, 1856.

3. — Geologische Untersuchungen in der Gegend zwischen Ehrenhausen, Schwanberg, Windisch-Feistritz und Windisch-Graz in Steiermark. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1857, Bd. 8.

4. Stur D., Geologie der Steiermark. Graz 1871. Verlag des geognostisch-montanistischen Vereins für Steiermark. (Mit geologischer Übersichtskarte von Steiermark.)

5. Radimsky V., Das Wieser Bergrevier. Zeitschrift des Berg- und hüttenmännischen Vereines für Kärnten. 7. Jg. 1875.

6. Hilber V., Die Wanderblöcke der alten Koralpengletscher auf der steirischen Seite. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1879, Bd. 29, 3. Heft.

7. Penck A., Die Übertiefung der Alpentäler. Verhandlungen des 8. Internationalen Geographenkongresses, Berlin 1899, Berlin 1900.

8. Richter E., Geomorphologische Beobachtungen in den Hochalpen. Ergänzungsheft 32 zu Petermanns geographische Mitteilungen. Gotha 1900.

9. Böhm v. Böhmersheim A., Die alten Gletscher der Mur und Mürz. Abhandlungen der geographischen Gesellschaft Wien, Bd. II, 1900.

10 a. Dreger J., Die geologische Aufnahme der Nordwestsektion des Kartenblattes Marburg nnd die Schichten von Eibiswald in Steiermark. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1902, S. 58—104.

10 b. — Vorlage des Blattes Marbnrg in Steiermark. Fragliche Gletschersporen. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1903, S. 124—126.

11. Ludwig A., Der Bacher und der Posruck. Eine geographische Skizze. Programm der Staatsoberrealschule in Olmütz, 1896.

12. Penck A., Alpen im Eiszeitalter. Bd. III, Leipzig 1907, S. 1137 nnd 1138.

13. Hilber V., Wanderblöcke in Mittelsteiermark. Führer zum internationalen Geologenkongreß Wien 1903, Nr. V.

14. — Die rätselhaften Blöcke in Mittelsteiermark. Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, 1912, Bd. 49, Graz 1913, S. 80—90.

15. Winkler A., Über jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrande der Alpen. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien, Bd. VII, 1914. S. 256 bis 312.

16. — Erwiderung an F. X. Schaffer. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, Wien 1916, Bd. IX, S. 87—91.

17. Sölch J., Blockbildungen am Saume des steirischen Randgebirges. Verhandlungen des XVIII. Deutschen Geographentages in Innsbruck 1912.

18. — Blockbildungen am Saume des steirischen Randgebirges. Bericht über die Verhandlungen Deutscher Naturforscher und Ärzte, Wien 1913. S. 566—571.

19. Winkler A., Vorläufiger Bericht über die mit Unterstützung der Akademie der Wissenschaften durchgeführten geologischen Untersuchungen im Tertiärgebiet von Südweststeiermark. Akademischer Anzeiger, Nr. 3, Wien 1921.

20. — Studienergebnisse imTertiärgebiete von Südweststeiermark. (Vorläufige Mitteilung.) Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1924, Nr. 5. S. 93 bis 101.

21. Kieslinger A., Die vormiozäne Oberfläche des Ostgehänges der südlichen Koralpe. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1926, Nr. 9.

22 a. Petrascheck W., Die miozäne Schichtenfolge am Ostfuße der Alpen. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1915, Nr. 17, S. 310—321.

22 b. — Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. VII. Die Senkungsbecken am Ostfuß der Alpen. Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch, Wien 1926, Bd. LXXIII, Heft 3. (Auch als Einzelwerk erschienen.)

---

[1]) Die montangeologische und paläontologische Literatur über das dem Radelgebirge zu Füßen liegende Eibiswalder Becken ist in dieses Verzeichnis im allgemeinen nicht aufgenommen. Vergleiche hierüber das Literaturverzeichnis in Winkler (31) nnd Dreger (10 a).

23. Winkler A., Das kohleführende Miozänbecken in Südweststeiermark. Montanistische Rundschau 1926, Nr. 5.

24. — Zur geomorphologischen und geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen in der Miocänzeit. Geologische Rundschau, Bd. XVII, Hefte 1, 3 und 4.

25. Schlesinger G., Die Mastodonten des k. k. Naturhistorischen Hof-Musenms. Denkschriften des Naturhistorischen Museums in Wien. Geologisch-paläontologische Reihe. I. Bd., Wien 1917.

26. — Die Mastodonten der Budapester Sammlungen. Geol. Hung., Bd. II, Fasc. I. Budapest 1922.

27. Hießleitner G., Das Wieser Revier. Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch, Bd. LXXIV, 1926.

28. Aigner A., Die geomorphologische Probleme am Ostrande der Alpen. Zeitschrift für Geomorphologie, Bd. 1926, S. 29—153.

29. Kieslinger A., Alte und junge Verwitterung im Koralpengebiet. Geologie und Petrographie der Koralpe. IV. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematischn-aturwissenschaftliche Klasse, 1927. 136 Bd., 3. und 4. Heft.

30. — Zur Hydrographie des Koralpengebietes. Mitteiluugen der geographischen Gesellschaft Wien, Bd. 70, S. 117—127.

31. Winkler A., Das südweststeirische Tertiärbecken im älteren Miozän. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 1927, Bd. 101.

32. — Aufnahmsbericht pro 1927. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1928, Nr. 1.

33. Kieslinger A., Aufnahmsbericht pro 1927. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1928, Nr. 1.

34. Winkler A., Über die Beziehungen zwischen Tektonik und Morphologie am Südostende der Zentralalpen. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, Berlin 1928.

35. Kieslinger A., Geologie und Petrographie der Koralpe. (IX. Der Bau der Koralpe und seine Beziehungen zu den Nachbargebieten.) Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Bd. 137, Heft 7, Abteilung I, 1928.

36. Winkler A., Die jüngeren miozänen Ablageruugen im südweststeirischen Becken und dessen Tektonik. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1929, Heft 1—2.

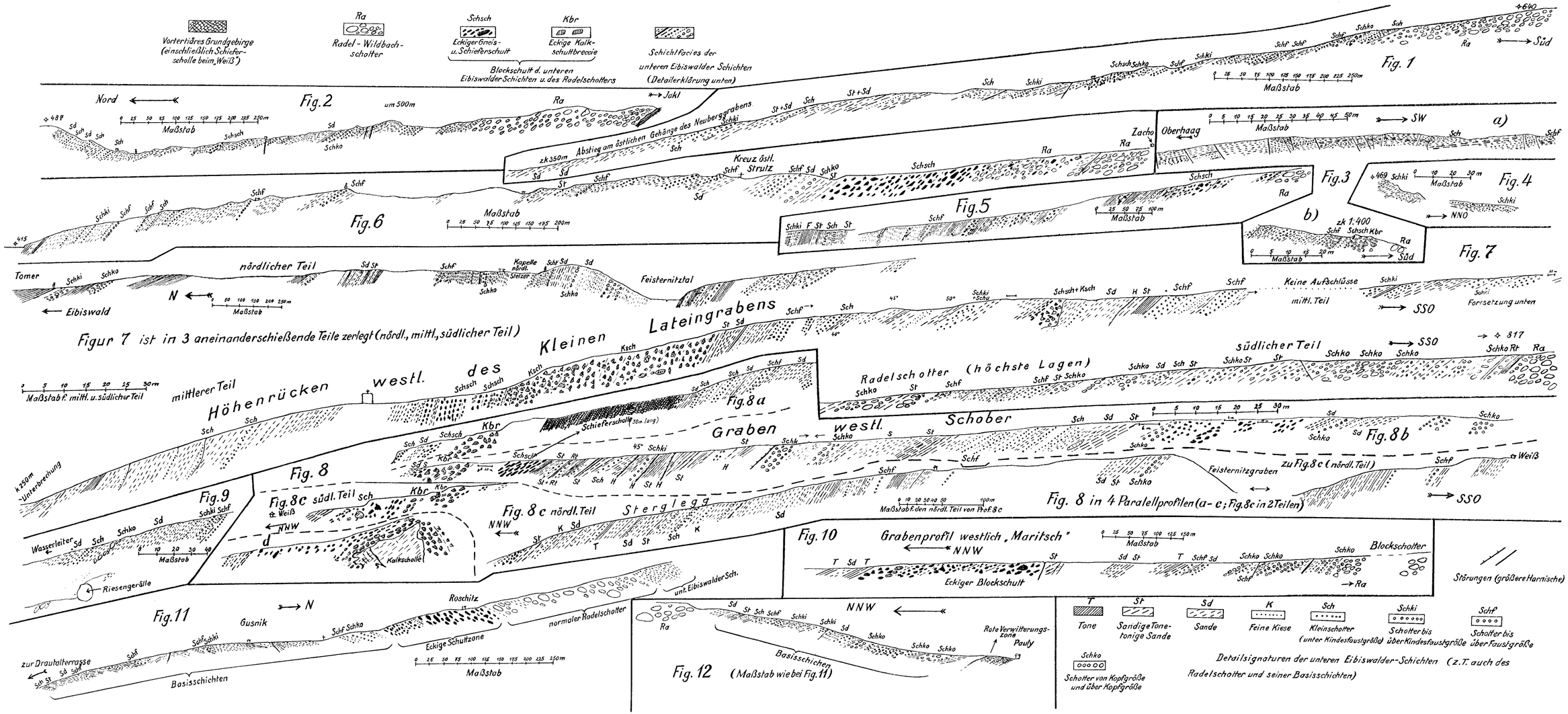
37. Sölch J., Die Landformung der Steiermark. Graz 1928. Verlag des naturwissenschaftlicheu Vereines für Steiermark.

38. Winkler A., Über das Alter der Eruptivgesteine im Draudurchbruch. Verhandlungen der Geologischeu Bundesaustalt, Wien 1928, Nr. 12.

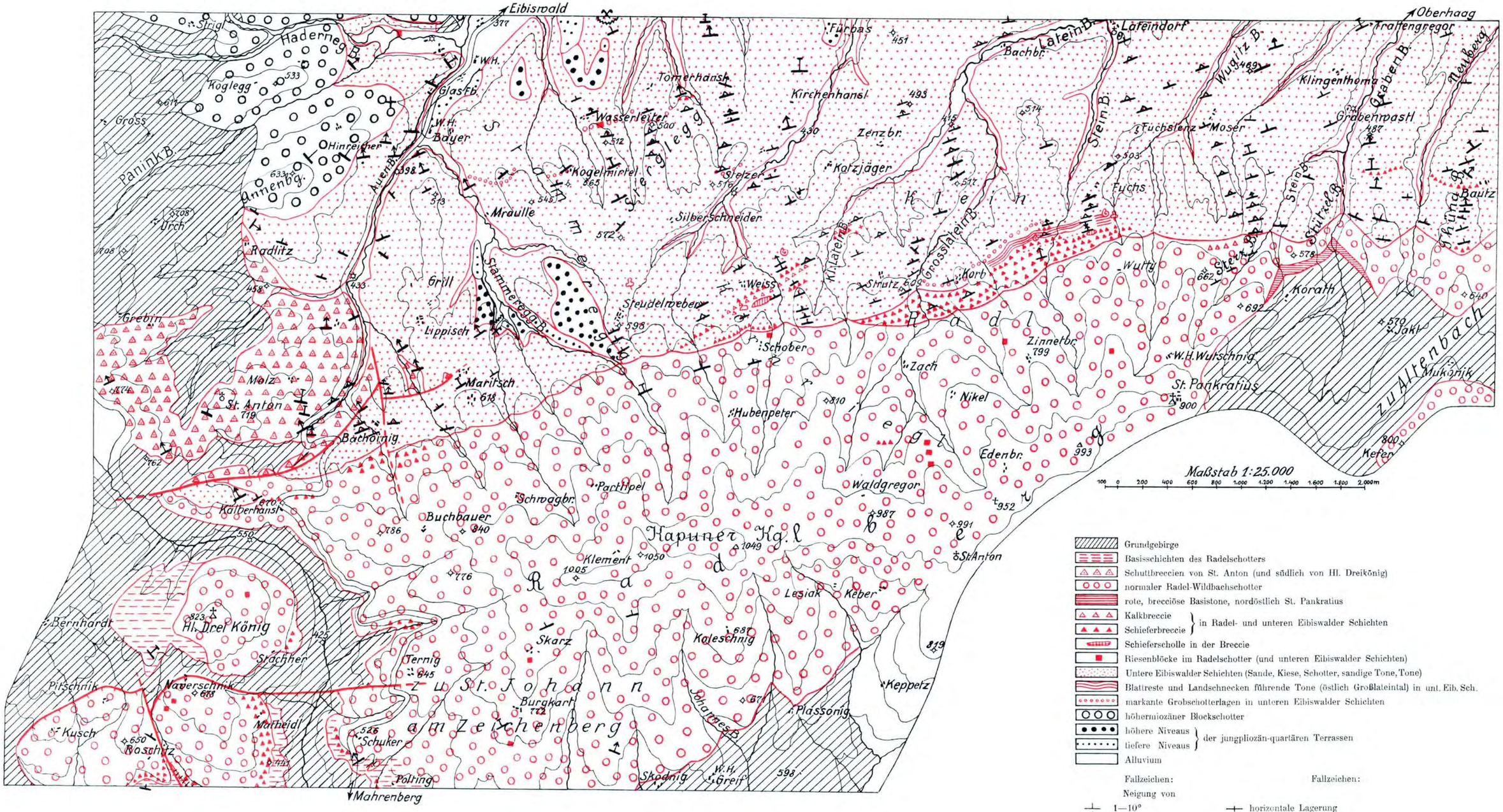
Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorbemerkung 479
I. Die geologische Erforschung des Radelgebirges 479
II. Die Schichtgliederung im Radelgebirge 488
A. Das Grundgebirge 488
B. Allgemeines über die tertiäre Schichtfolge im Radelgebirge 489
C. Der Abschuitt des Radelgebirges zwischen dem Wuggitztale und dem Ostrande der Karte 490
D. Der Abschuitt des Radelgebirges zwischen dem Wuggiztale und dem Klein-Lateintale 498
E. Der Abschnitt des Radelgebirges zwischen dem Kleiuen Lateintale und den Stammeregger Gräbeu 503
F. Der Abschuitt des Radelgebirges zwischen den Stammeregger Gräben und dem Südostabfall der Koralpe 510
G. Die Südseite des Radelgebirges beiderseits der Radelstraße 517
III. Allgemeine Ergebnisse über die Schuttbildungen des Radelgebirges 523
Zusammenfassung 527
Geologische Literatur über das Radelgebirge 529
Inhaltsverzeichnis 530


Vortertiäres Grundgebirge (einschließlich Schieferscholle beim Weiß)
Ra
Radel-Wildbach-schotter
Schsch
Eckiger Gneis- u. Schieferschutt
Kbr
Eckige Kalkschuttbreccie
Blockschutt d. unteren Eibiswalder Schichten u. des Radelschotters
Schichtfacies der unteren Eibiswalder Schichten (Detailerklärung unten)
Fig. 1
Fig. 2
Fig. 3
Fig. 4
Fig. 5
Fig. 6
Fig. 7
Figur 7 ist in 3 aneinanderschießende Teile zerlegt (nördl., mittl., südlicher Teil)
Fig. 8
Fig. 8a
Fig. 8b
Fig. 8c südl. Teil
Fig. 8c nördl. Teil
Fig. 8 in 4 Parallelprofilen (a-c; Fig. 8c in 2 Teilen)
Fig. 9
Fig. 10
Grabenprofil westlich „Maritsch"
Fig. 11
Fig. 12 (Maßstab wie bei Fig. 11)
Störungen (größere Harnische)
Tone
Sandige Tone-tonige Sande
Sande
Feine Kiese
Kleinschotter (unter Kindesfaustgröße)
Schotter bis über Kindesfaustgröße
Schotter bis über Faustgröße
Schotter von Kopfgröße und über Kopfgröße
Detailsignaturen der unteren Eibiswalder-Schichten (z.T. auch des Radelschotters und seiner Basisschichten)

Geologische Karte des Radelgebirges.



Die postarktische Geschichte des Lüner Sees im Rätikon.

Von H. Gams.

(Mit 1 Karte, 7 Tafeln und 10 Textfiguren.)

Vorwort.

Die Seen sind bevorzugte Gebilde der Erdoberfläche. Nicht umsonst haben so hervorragende Geographen wie F. A. Forel, Ed. Richter und A. Penck ihnen besondere Aufmerksamkeit geschenkt. Es ist eine Eigentümlichkeit aller geographischen Gebilde und Probleme, daß sie nicht einer einzigen Wissenschaft angehören, sondern daß beinahe alle Anteil an ihnen haben: Physik und Chemie, Geologie, Klimatologie und Hydrologie, Botanik, Zoologie, Anthropologie, Geschichte, Wirtschaftslehre, Technologie u. a.

Daran muß heute wieder erinnert werden, denn manche Vertreter der Seenforschung, für welche Forel den Namen Limnologie eingeführt hat, haben das vergessen und geben vor, eine neue „selbständige Wissenschaft" zu vertreten. Besonders E. Naumann rechnet es sich zu hohem Verdienst an, der Begründer und Führer der „regionalen Limnologie" zu sein und ihre Terminologie durch besonders viele „Neuprägungen" bereichert zu haben. Wenn er die Limnologie oder vielmehr nur die Limnobiologie in limnische Idiobiologie und Biocönologie und in Limnocönologie oder die Lehre von den Seetypen einteilt, so übersieht er, daß diese nichts anderes als ein Zweig der physischen Geographie ist, der allerdings nur von vielseitig und besonders auch biologisch gebildeten Geographen gefördert werden kann. Bloße Geometer, Geophysiker, Schulzoologen und Fischereibiologen sind dazu nicht imstande.

Fast genau im selben Stadium befindet sich heute die Biozönotik, vor allem die am weitesten ausgebaute der Landpflanzen, deren Vertreter die „Phytosoziologie" auch gern zn einer besonderen Wissenschaft stempeln und ihre Terminologie unbekümmert um die Nachbargebiete vermehren.

Diese Absonderung der Limnologie und der Biocönotik und der vielfach leichtfertige Ausbau ihrer Terminologie bergen eine doppelte Gefahr: einmal für die Limnologen und Biocönotiker selbst, denen infolgedessen die großen geographischen Zusammenhänge nicht mehr genügend bewußt bleiben und welche die sich dadurch ergebenden Lücken mit irgendwelchen „limnologischen" und „soziologischen" Schlagworten zudecken, womit sie aber nur erreichen, daß ihre umfangreichen Arbeiten oft nicht einmal mehr für ihre engsten Fachgenossen lesbar bleiben und für alle

fernerstehenden Geographen infolge der terminologischen Inflation gänzlich unverständlich werden. Und dann für die Geographie, der dadurch viele wertvolle Spezialforschung verloren geht und die daher immer mehr Gefahr läuft, zu einer rein „oberflächlichen Wissenschaft" zu werden. Wer somit einzelne Glieder aus der großartigen Synthese, welche die Geographie sein soll, loslöst und zu „selbständigen Wissenschaften erhebt" leistet diesen damit einen höchst fragwürdigen Dienst.

Als Vertreter beider genannter „Wissenschaften" kann auch ich nicht auf spezielle und teilweise neue Methoden und Termini verzichten, aber diese sollen die gegenseitige Verständigung erleichtern und nicht erschweren und sind daher nur dort anzuwenden, wo die Darstellung dadurch an Kürze und Klarheit gewinnt.

Meine Kollegen von der Limnologie und Phytosoziologie werden wohl finden, daß bei der folgenden Darstellung der Geschichte eines der schönsten und interessantesten Alpenseen ihre speziellen Methoden nicht hinlänglich zur Anwendung gelangt sind. Ich konnte bei der Kürze der zur Verfügung stehenden Zeit und bei der Knappheit der Mittel weder physikalisch-chemische Untersuchungen noch statistische Analysen der heutigen und der früheren Lebewelt durchführen und mußte aus diesen Gründen auch bei der Untersuchung der Profile auf eine streng quantitative Mikrofossil- und Strukturanalyse verzichten, wie sie meine nordischen Kollegen Lundqvist, Thomasson und Perfiljev mit so großen Erfolgen ausgearbeitet haben.

Trotzdem ich die Geländeuntersuchung in zwei Tagen durchführen und die gesammelten Materialien allein und neben starker sonstiger Inanspruchnahme durcharbeiten mußte, glaube ich hiedurch doch wertvolle Materialien für die spätere Forschung gerettet zu haben, die sonst heute für immer verloren wären, wie es leider bei so vielen gestauten Bergseen und abgegrabenen Mooren der Fall ist. Damit, daß ich mich nicht streng auf das beschriebene Objekt beschränke, sondern die daran gewonnenen Erfahrungen mit eigenen und fremden von anderen Seen der Alpen und weiterer Gebiete vergleiche und organisch zu verbinden suche, glaube ich auch der vergleichenden Seenkunde und der Kenntnis von der Geschichte der Lebewelt und des Klimas unserer Berge und damit der allgemeinen Alpenkunde einen Dienst zu erweisen.

I. Erforschungsgeschichte.

Die erste Beschreibung des Lüner Sees ist in der 1742 niedergeschriebenen „Einfalte Delineation aller Gemeinden gemeiner dreien Bünden" von Nicolaus Sererhard, Pfarrer in Seewis, enthalten und lautet:

„Von diesem Schaschaplana-Gipfel liessen wir unss auf der andern Seiten durch die todte Alp hinunder zum Lünner See, ist ein Galtvieh-Alp, den Muntafunern gehörig. Allhier ist ein grosser See, einer Stund weit in seiner Circumferenz umzugehen, dieser soll auch die Eigenschaft haben, bey Wetter-Aenderung zu brüllen. Zuvorderst ob dem Brand-Tal hat er einen Damm nicht von Felsen, sondern von durcheinander gemischten Steinen, Leim und Sand, und macht eine Figur, als wenn er mit Menschenhänden gemacht wäre. Hinter diesem Damm soll der See

unergründlich seyn. Von diesem Damm geht ein Weglein hinab ins Brandthal, und von danen weiter auf Pludenz.

Merkwürdig ist weiter von diesem See, dass sein Ausfluss nicht über den Damm hinlauft, sondern ein nammhaftes tiefer unter dessen Bord mitten durch den Damm hindurch durch ein Loch, von welchem sich das Wasser durch einen Fall hinunder in die Tiefe senket. Von diesem See-Damm soll eine Weissagung seyn, er werde einmal ausbrechen und das unden ligende Land bis an den Costanzer See werde davon untergehen. Daher die Pfaffen selbiger Orten jährlich eine Mess wegen des Ausbruchs dieses Sees lesen sollen, und könte man hiervon schier sagen: es geschechen Miracul, indeme sich dieses Seewasser in Wein verwandele, wan nemlich die Pfaffen von ihrem durch dieses Messlesen erlösten Geld ihnen selbst Wein anschafen.

Dieser See erzeuget keine andere Fisch als nur Groppen, eine Art ganz kleiner Fischen mit breiten Köpfen, die sich bey stillem Wetter häufig am Ufer finden lassen, und hier findet man von allerhand Farben, weisse, grüne, braune, gesprengelte etc., da sonst anderswo nur grau und schwarze zu finden, sie sind aber nicht so gustevoll zum Essen, als die Landfluss-Groppen, man muthmasst auch, als wann ein Drak in diesem See wohnte, und hat mir der Alp-Hirt gesagt: er habe etliche Mal gesehen, dass ein grosses Thier sich aus dem See hervorgelassen und auf einem in dem See hervorragenden grossen Stein ein Stund oder zwey an der Sonnen gelegen, und widerum dann sich in den See hinein gelasseu. Ob nicht Draken im See wohnen, ist eine quaestio, NB. die schon pagina 218 in scripto über den Gottshaus-Bund. Von dieser Alp ist auch dieses curios, dass sie auf den Tag St. Verena n. Kal. mit der Haab verrücken müssen, wann sie schon noch Waid hätten, und lieber länger blieben, dann wann sie nur einen Tag das Ziel überschreiten, so kommt in der Nacht etwas Ungerades über die Haab, und jagt sie samtlich so ungestümlich gegen den See, dass alles in Gefahr stehet zu ersäufen. Von diesem See kamen wir in einer halben Stund hinauf auf das Joch, oder in Seewiser Alpen. Von diesem Joch passirt man Sommerszeit ob dem Lünner See hindurch auf dem Gips-Berg, dann das ist ein guter Bezirk Gips von lauterm schönem Gips, und dannen weiter hinab gen Fandans ins Muntafun. Von diesem Joch ein halb Stund weiterhin ist ein anderer Durchpass ins Muntafun, heisst beym Schweizer Thor, ist ein wunderlicher Pass."

Ähnliche auch z. T. auf Beobachtungen beruhende Überlieferungen meldet F. J. Vonbun in den „Sagen Vorarlbergs" (1889):

„Dieser See gilt dem gemeinen Manne als ein geheimnisvolles, unergründlich tiefes Wasser. Als einmal einer ein Senkblei in denselben warf, so rief ihm aus der Tiefe eine Stimme entgegen: ‚Ergründest du mich, so verschlinge ich dich!' Es ist also dieser See für Vorarlberg (wo man allerdings auch vom Sonderdacher und Körber See dasselbe erzählt), was der Egelsee auf dem Heitersberge dem Kanton Aargau oder der Mummelsee dem Schwarzwalde, der Arbersee dem Böhmerwalde. In ihm hausen nach der Vorstellung des Volkes mancherlei Ungethüme, und viele Geister wurden von Kapuzinern und anderen frommen Priestern in denselben verbannt; auch etwelche Priester selbst sitzen

in demselben und geistern. Es geht auch die Prophezeiung, er werde einmal ausbrechen, sein Wasser werde alsdann bei der Bludenzer Kirchenstiege bis zur siebenten Stufe hinaufreichen, und der ganze innere Walgau werde überschwemmt sein; bisher sei sein Ausbruch nur noch durch einen ungeheuren Felsblock gehemmt, der mit mächtigen eisernen Klammern an die unterirdische Öffnung angeschmiedet sei."

Auf die erste Periode der sagenhaften Überlieferungen folgt diejenige der vorzugsweise geologischen Erforschung. An die Entwirrung der Schichtenfolge der den See umschließenden Triasgesteine knüpfen sich Namen wie Escher von der Linth, Richthofen und Mojsisovics. Im Jahre 1870 schuf die neue Sektion Vorarlberg des Alpenvereins unter der Leitung von John Sholto Douglas den nach ihrem Gründer benannten Stützpunkt am Nordwestufer des Sees, und seither haben an der Klarlegung des verwickelten tektonischen Baues ostalpine Geologen wie Rothpletz, Mylius und v. Seidlitz mit westalpinen wie Lorenz, Schardt und seinen Schülern Trümpi und Arni um die Wette gearbeitet und ebenso an der Erforschung der Seefauna Zoologen aus Basel und Wien. So ist heute die Darstellung der geologischen Verhältnisse des Rätikons und im besonderen der Schesaplana in Heims Geologie der Schweiz ein nicht minder klassisches Denkmal als die Behandlung der Lünerseefauna in Zschokkes Tierwelt der Hochgebirgsseen. Mit der Neuuntersuchung durch seinen Schüler Schmaßmann im Jahre 1911 (gedruckt 1920) und Arnis 1926 erschienenen Arbeiten schließt die Erforschungsgeschichte des unberührten Lüner Sees ab. Die heutige Pflanzenwelt ist bisher, trotzdem auch nicht wenige Botaniker den See besucht haben, sehr stiefmütterlich behandelt worden, und über ihre Geschichte fehlten bisher jegliche Daten. Die klassischen Arbeiten Kerners in Tirol, Schröters im Prättigau und Braun-Blanquets im Engadin griffen nicht auf die Nordseite des Rätikons über, und auch die Glazialbildungen sind noch sehr wenig erforscht.

Eine erste eingehendere Behandlung der Morphologie und eine erste Auslotung des Sees verdanken wir F. Löwl 1888 (seine Tiefenkarte ist auch bei Schmaßmann wiedergegeben).

Eine neue Reihe von Untersuchungen, denen auch die vorliegende angehört, ist veranlaßt durch die 1925 erfolgte Absenkung des Lüner Sees. Um als Staubecken für die Vorarlberger Illwerke dienen zu können, mußte das keinen oberirdischen Abfluß besitzende und ungewöhnlich großen Spiegelschwankungen unterworfene Becken künstlich abgedichtet werden. Unter der Leitung der Ingenieure J. und R. Rüsch wurde am 26. August 1925 durch die Sprengung eines Ablaßstollens in der Höhe des bisherigen Mittelwassers, 1940 *m* über dem Meere, mit der schrittweisen Absenkung des Seespiegels begonnen und diese im folgenden Sommer bis auf die Höhe von 1895 *m* glatt zu Ende geführt.

Damit wurde eine ungewöhnlich günstige Gelegenheit zur Untersuchung eines frisch bloßgelegten Seebodens geschaffen, wie sie ähnlich Lundqvist 1926 an dem ausgebrochenen Flußsee Örträsk in Nordschweden wahrgenommen hat, wogegen ähnliche Gelegenheiten an abgelassenen Alpenseen trotz einigen verdienstvollen Arbeiten, z. B. von Ampferer und Lütschg, bisher nicht ausgenützt worden sind.

In derselben Zeit wurde eine neue Präzisionsvermessung und Auslotung vorgenommen, deren Ergebnis ich dank der Freundlichkeit der Bauleitung für die beiliegende Karte verwenden durfte.

Auf Veranlassung der genannten Bauleiter wurden im Sommer 1926 zwei geologische Untersuchungen vorgenommen: im Juni durch den Wiener Ingenieurgeologen Ministerialrat Max Singer und im Juli durch den Innsbrucker Geologieprofessor R. v. Klebelsberg. Dieser sowohl wie der am Ausgang des Brandner Tales ansässige Alpenschriftsteller W. Flaig haben auch das Bild des abgesenkten Lüner Sees beschrieben. Treffend vergleicht es Klebelsberg mit dem „eines exotischen Salzsees" (vgl. Taf. XVIII).

Noch ohne Kenntnis dieser Untersuchungen und lediglich im Rahmen einer sich über ganz Vorarlberg erstreckenden Vegetationsaufnahme besuchte ich den Lüner See zum erstenmal am 25. Juli 1927 und führte mit meinem Schwager Dr. Emil Schmid bei einem Wasserstand von etwa 1904 *m* eine erste Untersuchung der bloßgelegten Seeablagerungen durch, über deren überraschende Ergebnisse ich im September des gleichen Jahres dem internationalen Limnologenkongreß in Rom vortragen konnte. Nachdem ich mich mit der Bauleitung des Kraftwerkes, den genannten Geologen und dem Vorstand der Sektion Vorarlberg des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, Herrn Siegfried Fußenegger, ins Einvernehmen gesetzt hatte, von ihnen bereitwilligst mit Kartenmaterial und schriftlichen Mitteilungen versehen worden war und mich auch sonst über den Stand der Forschung unterrichtet hatte, führte ich am 4. September 1928 bei einem Wasserstand von 1914 *m* eine weitere Untersuchung zur Klärung einiger noch ungelöster Fragen durch, wobei ich mich der Hilfe des Herrn cand. Eberhard Schmidt von Freiburg erfreuen konnte. Für die Datierung der Seeablagerungen stehen mir Moorprofile zur Verfügung, die von F. Firbas am Tilisunasee, von meinem Schwager und mir am Schweizertor und von P. Keller im Prättigau untersucht worden sind.

Einige von Ingenieur Rüsch gesammelte Mollusken wurden von Reg.-Rat Blumrich in Bregenz, von mir gesammelte von Dr. W. Adensamer in Wien bestimmt, einige Käferreste von Dr. Kühnelt in Mödling, ein Holzrest von Dr. Jurasky in Freiberg.

Allen genannten Herren und insbesondere der Direktion der Vorarlberger Illwerke, welche nicht nur mehrere Vorlagen für die Tafelbeilagen zur Verfügung gestellt, sondern diese auch subventioniert hat, und der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft, der ich eine Forschungsbeihilfe verdanke, möchte ich für ihr freundliches Entgegenkommen meinen besten Dank aussprechen.

II. Die Felswanne.

Zur Begründung der hier gebrauchten Schreibweise einiger Namen und zur Verhütung von Mißverständnissen seien einige toponomastische Bemerkungen vorausgeschickt.

Die Herkunft des wahrscheinlich rätischen, auch Lühn geschriebenen Namens Lün ist unbekannt. Er gilt zunächst wohl nur für die Alpe Lün

im Rels- oder Rellstal, wogegen die oft ebenso genannte und ebenfalls der Gemeinde Vandans gehörige am Südufer des Sees Alp Vera oder einfach Seehütten heißt.

Auf den topographischen Karten wird der 2699 *m* hohe Dolomitgipfel, welcher allgemein Seekopf heißt, Zirmenkopf genannt. Trotzdem wohl auch einmal an ihm Zirmen oder Arven standen, möchte ich diesen Namen nur für den nördlich vorgelagerten 2294 *m* hohen Gipfel brauchen, der noch heute Zirben trägt.

Der Name Lüner Krinne (gesprochen Krenna) ist gebräuchlicher als der auf den Schweizer Karten stehende Rellstalsattel. Der Paß östlich des Lüner Ecks heißt auf den gleichen Karten Cavelljoch; da jedoch das gleiche rätoromanische Wort vorliegt wie in Schafgafall usw. und es auch so ausgesprochen wird, schreibe ich wie die neuen Vorarlberger Karten Gafalljoch. Der Gipfel nördlich des Schafgafall (Saulenkopf der österreichischen, Säidenkopf der schweizerischen Karten) wird Saulakopf genannt.

Die bisher auf allen Karten gebrauchte Schreibweise Kirchlispitzen ist nach Barbisch falsch: der Name wird Küachlispitz gesprochen und bedeutet Kuchenspieß, nicht Kirchenspitze. Ich schreibe weiter absichtlich Schesaplana und nicht Scesaplana, weil dieser an und für sich richtige rätoromanische Name von sprachunkundigen Touristen häufig falsch ausgesprochen wird.

„Burgen an der Grenze" nennt Flaig die Gipfel des Rätikon. Das sind sie nicht nur im politischen, sondern auch im geologischen Sinn: ein Stück Ostalpen überschoben und eingefaltet zwischen dem penninischen Flysch und Bündner Schiefer des Prättigaus im S und dem unterostalpinen und helvetischen Flysch im N.

Vier tektonische Einheiten bauen diese Gipfel auf: die unterostalpinen, vorwiegend aus Jura- und Kreidekalken und Wildflysch zusammengesetzten Decken des Falknis im W und S und der Sulzfluh im O, die Aroser Schuppenzone mit ihren untertriadischen und kristallinen Einlagerungen und darüber die oberostalpine Silvrettadecke mit ihrem mächtigen Triasmantel, dem überragenden Hauptdolomit, den Kössener Schichten, welche den Schesaplanagipfel aufbauen und den jüngern, z. B. im obersten Brandner Tal entblößten Jura- und Kreideschichten. Das Kristallin der eigentlichen Silvretta beginnt erst östlich vom Rellstal, und auch die unterste Trias ist erst jenseits der Lüner Krinne und des Alp-Vera-Jöchli aufgeschlossen (vgl. die Karte Fig. 1).

Das Becken des Lüner Sees wird ausschließlich von der obern Trias gebildet: dem ladinischen Arlbergkalk, welcher jedoch nach allen neuen Aufnahmen im Gegensatz zu älteren Darstellungen nirgends an den See heranreicht, den karnischen Raibler Schichten (Kalke, Mergel, Gips und Rauhwacke) und dem norischen Hauptdolomit, der die steilen Wände des Seebords, der Zirmen-, See- und Kanzelköpfe bildet. Als leicht zerreibliche und lösliche Schichtenserie haben die Raibler Schichten eine hervorragende Rolle sowohl bei den tektonischen Bewegungen wie bei der Bildung der Seewanne und ihrer Ausfüllungen gespielt.

Schon auf der ersten geognostischen Karte von Vorarlberg des Markscheiders A. R. Schmidt von 1839—1841 ist der auch schon

Sererhard bekannte Gips am Nordostufer des Sees eingezeichnet. An Hand der durch v. Mojsisovics vorgenommenen Aufnahme erkannte 1887 der Czernowitzer Professor Löwl den großen morphologischen und auch lithologischen Unterschied zwischen der nördlichen und südlichen Hälfte der Seewanne: „Die nördliche Hälfte ist ein durch die Auflösung des unterirdischen Gypslagers hervorgerufener Einbruch, die südliche dagegen wurde durch die vereinigten Quellflüsse des Lüner Gletschers ausgeschliffen.“ Aus seiner ausführlichen Begründung, daß

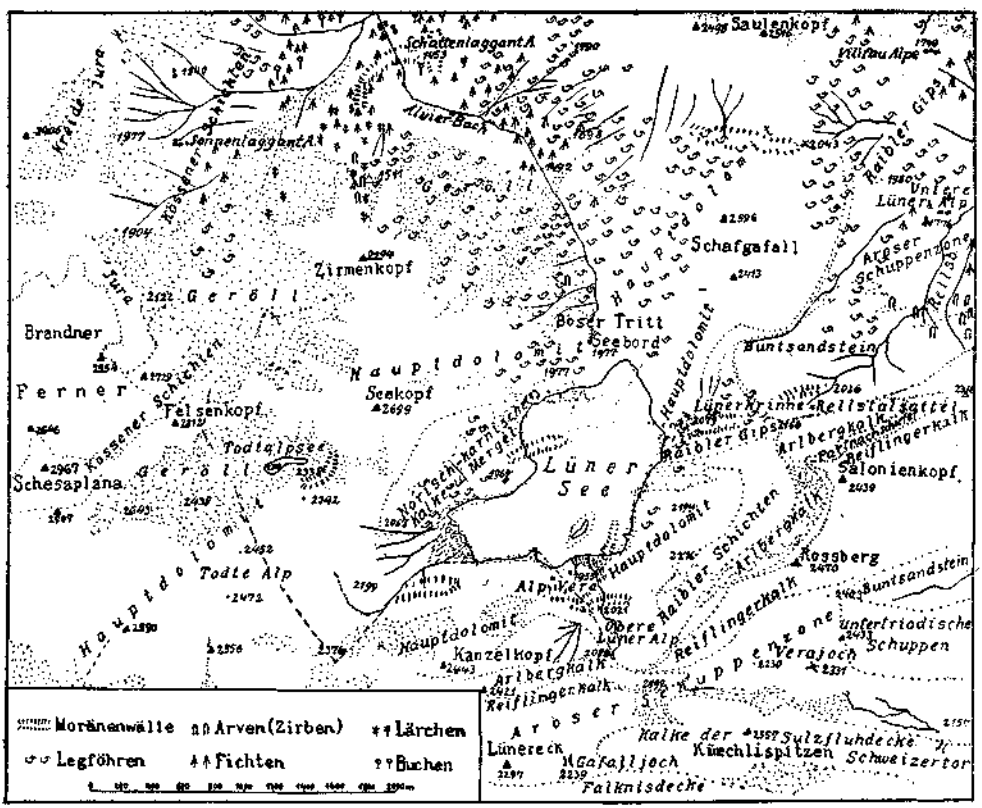


Fig. 1. Geologisch-geobotanische Kartenskizze, z. T. nach Arni.

Beckenform und Gebirgsbau „überhaupt keine andere Erklärung“ zulassen, zitiere ich folgenden Absatz (S. 27), da dieser zum erstenmal eine nur infolge des ungewöhnlich niedrigen Wasserstandes von 1887[1]) möglich gewesene Beobachtung enthält:

„Dem Lüner Seebord fehlen die Merkmale einer glacialen Schwelle. Wer von S her an seinen Absturz heranrudert und in den Seewinkel einläuft, erhält keineswegs den Eindruck, daß er sich hier in dem seichtesten Theil des Beckens befindet. Thurmhoch steigen die Dolomit-

[1]) Der Wasserstand war zur Zeit von Löwls Besuch im Juli 1887 1937·5 *m*.

mauern links und rechts empor. Ihre Wände zeigen nirgends einen Schliff[1]), sondern durchwegs nur die unregelmäßigen Abbruchflächen des klüftigen Gesteins. Erst unterhalb einer alten, 5 *m* über dem gegenwärtigen Seespiegel[2]) fortlaufenden Uferlinie erscheint der Fels geglättet. Vom Kahn aus nimmt man bald ebene, bald bauchige Flächen wahr, die stellenweise an Rundhöcker erinnern, aber nicht gekritzt und geschrammt, sondern durch kreisrunde Höhlungen siebartig durchlöchert sind. Diese seltsame Rauchwackenbildung kann man an den steil abstürzenden Wänden noch unter Wasser, so weit eben der Blick eindringt, verfolgen. Im Hintergrund des Seewinkels hat der Wellenschlag sogar tiefe Nischen und Höhlen aus dem Dolomit ausgespült. Hier wird man auch der aus der Karte nicht recht zu entnehmenden Thatsache inne, daß der Seebord das Lüner Becken vollkommen verschließt. Seine tiefste Kerbe liegt immer noch 12 *m* über dem Wasserspiegel. Der Bach bricht erst jenseits der Schwelle, etwa 50 *m* tiefer, aus der Stirn der Thalstufe hervor. Da auf dem Boden und an den Wänden eines glacialen Beckens alle Risse durch den Schurfschlamm des Gletschers verstopft werden, so darf man die Art der Entwässerung immerhin als ein wichtiges Merkmal gelten lassen. Am Lüner See unterstützt der unsichtbare Abfluß jedenfalls das Zeugnis, welches der Seebord durch seine eigenthümliche Bauart gegen den glacialen Ursprung des Beckens ablegt. Entscheidend ist die Gestalt des Seegrunds selbst. Die Isobathenkarte zeigt, daß der Lüner See eine Tiefe von 102 *m* erreicht und daß diese Tiefe nicht etwa am oberen Ende oder in der Mitte des Beckens, sondern im Seewinkel, knapp vor der Schwelle, gelothet wurde. Macht es schon der Betrag der Tiefe unwahrscheinlich, daß das Becken ein Werk des Lüner Gletschers ist, so schließt die Lage der tiefsten Stelle eine solche Annahme vollends aus. Die geräumige Mulde des Lüner Sees kann nur von einem Einbruch herrühren."

Diese Ergebnisse Löwls gelten zur Hauptsache noch heute.

Aus den seitherigen tektonischen Untersuchungen (Rothpletz, Mylius, Seidlitz, Arni u. a.) sei nur so viel hervorgehoben, daß das Seebecken in der Längsachse von einer großen (und weiter mehreren kleineren) Verwerfung durchzogen wird, welche die Wildberg-Schesaplana-Schuppe im NW von der Lünersee-Roßberg-Schuppe im SO, die beide zum Sedimentmantel der Silvrettadecke (= Lechtaldecke) gehören, trennt.

In einem wesentlichen Punkt glaubten 1925 Schardt und Arni die Ansicht Löwls berichtigen zu müssen: Die Raibler Schichten erreichen nach ihrer Meinung nirgends die heutigen Seeufer, welche mit Ausnahme der gleich zu nennenden Stelle ausschließlich von Hauptdolomit, bzw. seiner „Basalbreccie" gebildet werden. „Die heutigen sublakustren Abflüsse des Sees treten sehr hoch über dem Alvierbach zutage, verhältnismäßig wenig tiefer als der Seespiegel. Wenn in diesem Tale ein früherer Ausfluß eines solchen Trichters vorhanden gewesen wäre, so hätten nach Verstopfung des Trichters die sich hierauf bildenden

[1]) Das ist nicht ganz richtig: Gletscherschliffe finden sich auch über der alten Hochwasserlinie, die besterhaltenen allerdings erst unter der Niederwasserlinie, wo sie auch durch Moränenschutt geschützt waren.

[2]) Siehe Anmerkuug auf voriger Seite.

neuen, höherliegenden Ausflüsse unfehlbar ihren Lauf wieder nach dem alten Ausfluß genommen, statt wenig unter dem Seebord auszutreten. Der alte unterirdische Abfluß sowohl als der Trichter selber müssen anderswo gesucht werden. Durch diese Folgerung wurde unsere Aufmerksamkeit auf die Augstenkumme gelenkt, deren anfänglich schwach geneigter Boden sich bis zum Rellstalsattel und dem Salonienkopf erhebt und deren unregelmäßige Oberfläche mit Lokalmoräne (wahrscheinlich Daunstadium) eines einstigen Gletschers überstreut ist, der von besagter Felsabdachung her in die Kumme sich ergoß. Hauptsächlich aus der Morphologie der Oberfläche schlossen wir, da anstehendes Gestein nicht vorhanden ist, daß der Untergrund dieser Kumme nicht aus Fels wie die Steilabstürze beiderseitig von derselben, sondern ausschließlich aus Schutt eines Bergsturzes besteht. Die Steilabdachung bis an den See hinunter, die sich wohl noch unter das Seeniveau erstreckt, läßt diese Tatsachen deutlich erkennen. An einzelnen Stellen treten wohl schwache Quellen hervor, oder es haben sich nasse und sumpfige Rasenplätze gebildet, aber das hier sich sammelnde Wasser findet zumeist unterirdische Abflüsse. Diese durch Bergsturzschutt aufgefüllte Kumme stellt eine ostwärts sich erstreckende Verlängerug des Lünerseebeckens dar, sobald man sich den Schutt wegdenkt. In dem im Hintergrunde der Kumme vorhandenen Raibler Gips lag wohl — bei zirka 1830 *m* — der Abflußtrichter des Baches, der vor der Seebildung das Lüner Tal unterirdisch entwässerte. Sein einstiger Ausfluß an die Oberfläche ist im obern Rellstal oder noch tiefer zu suchen.

Die Zusammensetzung der Bergsturzmasse der Augstenkumme deutet durch die darin vorhandenen Gesteine unzweifelhaft auf einen Abbruch vom Roßberg-Salonien-Kopf, dessen Felsen von Arlbergkalk, Partnachschichten und Reiflinger Kalk gebildet sind. Denkt man sich die intensive Erosion um den so tief liegenden Trichter herum und die Steilheit der Felseinfassung, so erscheint die Entstehung eines interglazialen Felsabsturzes von größter Wahrscheinlichkeit. Der später wieder vorstoßende Lokalgletscher hat durch seine Ablagerungen zur Verdichtung der Sturzmasse geführt, wodurch dann der Seestau hervorgegangen ist.

Der See hatte wohl anfänglich einen Überlauf beim tiefsten Einschnitt des Seebordes, an dessen östlichem Ende. Durch allmähliche Öffnung von Sickerspalten in dem verhältnismäßig wenig breiten Felsabschluß des Seebordes haben sich die heute den See entwässernden Quellen gebildet, deren Wasser als malerischer Wasserfall in das obere Brandner Tal hinabfließt".

Gegen diese vor allem auch durch die beigegebenen Skizzen bestechende und in Arnis Dissertation noch bestimmter formulierte und als Tatsache hingestellte Hypothese sind jedoch eine ganze Reihe Einwände zu erheben.

Einmal ist schon die eingangs gegebene Argumentation nicht stichhaltig, denn wenn auch, wie Löwl annahm und mir auch heute am wahrscheinlichsten scheint, der ursprüngliche Trichter in den in der Tiefe des Sees anstehenden Raibler Schichten liegt, muß er durch die

seither erfolgte Überdeckung mit Grundmoräne, Glazialton und Gyttja längst abgedichtet worden sein, und die Quellen könnten gar nirgends anders liegen, als wo wir sie heute finden, nämlich im Niveau der Gyttja (zirka 1870 *m*, vgl. die Karten Fig. 1 und Taf. XVI).

Dann aber hatten weder die Ingenieure Rüsch und Singer und Prof. Klebelsberg, welche das Becken gleich nach der Absenkung untersuchten, noch der Verfasser den Eindruck, daß die Augstenkumme nur von Bergsturz- und Moränenschutt erfüllt ist, sondern kamen alle zu der alten Ansicht, daß hier Raibler Gips bis in den See hinein ansteht, der allerdings streckenweise von Gehängeschutt und verrutschter Grundmoräne verdeckt ist, was ja bei den weichen Raibler Schichten so häufig der Fall ist. Herr Ing. Singer teilt mir über seine Beobachtungen folgendes mit:

„In der Ostwand hebt sich der Hauptdolomit als Gewölbe empor, das von Raibler Schichten überlagert wird. Die Insel zeigte über dem ungesenkten Seespiegel ONO streichende, steil NNW fallende Kalkbänke, die den Raibler Schichten angehören. Wie man nach der Absenkung im Juni 1926 beobachten konnte, ist dieser graue, weißgeäderte Kalk in der Tiefe vom schwefelwasserstoffhaltigen Wasser stark angefressen.

Von der Lünerkrinne streicht der Gips der Raibler Schichten am NO-Ufer bis in den See. Im westlichen Teil der Barre wurden durch die Absenkung am Innenabfall blaugraue Sandsteine und dunkelbraune Mergel freigelegt und unterhalb der Douglashütte grauer, weißädriger Kalk, schwarzgrauer Kalkmergel, blättrige Mergel und graue, plattige Kalke. Im Südwestwinkel des Sees schwenkt das Streichen des Hauptdolomits annähernd von der OW-Richtung in die NS-Richtung um. Mit Ausnahme von Resten der Grenzbreccie an der Südwand des Seebeckens liegen die Raibler Schichten hier unter dem Schutt.

Nach diesen neuen Aufschlüssen ist die gelblehmig gebundene Dolomitbreccie des Westufers (Arnis Basalbreccie des Hauptdolomits) noch zu den Raibler Schichten zu rechnen, wodurch Löwls Vermutung bestätigt wird. Es unterliegt keinen Zweifel, daß das ganze Becken des Lüner Sees als großer Lösungstrichter in die Raibler Schichten eingesenkt ist."

Mag man nun diese Breccie und die dunklen, dolomitischen Kalke, welche den Kreuzbichel und die Insel bilden, schon zum Hauptdolomit oder noch zu den Raibler Schichten stellen, so steht jedenfalls so viel fest, daß diese und der in ihnen enthaltene Gips im See anstehen, was, wie wir sehen werden, für den Chemismus und Haushalt des Seewassers und der Sedimente von tiefgreifendem, bisher nicht genügend gewürdigtem Einfluß ist.

III. Glazialbildungen.

Mit Sicherheit als interglaziale oder als von früheren Vereisungen herrührend zu bezeichnende Bildungen habe ich bisher am Lünersee noch nicht gefunden, halte jedoch ihr Vorhandensein für sehr wohl möglich. Von dem vermuteten, aber nicht bestätigten interglazialen Bergsturz der Lüner Krinne war bereits die Rede.

Nach Singer durchschneidet der Verenbach „oberhalb 1940 *m* eine harte, alte Nagelfluh, die auf plattigen Kalken der Raibler Schichten aufliegt". Auch Arni erwähnt an der gleichen Stelle „verkitteten Bach- und Strandschutt", dessen Alter aber, abgesehen von den sicher postglazialen Schottern in dem von mir untersuchten Profil (Fig. 6) noch nicht bekannt ist.

Trotzdem der Rätikon im Brandner Ferner noch heute einen echten Gletscher trägt, liegt er doch so weit von den Zentren der Gletscherforschung in der Schweiz, Tirol und Oberbayern entfernt, daß seine Glazialgeschichte bisher sehr wenig bekannt ist. Zur Hauptsache bin ich auf eigene Beobachtungen angewiesen.

Heute liegt die Schneegrenze, wie z. B. auch Penck und Jegerlehner angeben, bei 2600—2650 *m*, wird also vom Schesaplanagipfel (2969 *m*) um über 300 *m* überragt. An dem kleinen Seelein der Todtalpe in 2319 *m*, das nach Zschokkes Beobachtungen nur 65—85 Tage im Jahr eisfrei ist und in einzelnen Jahren überhaupt nicht auftaut, endet ein von einem Firnfeld genährter Hängegletscher, der jedoch so klein und vielleicht auch so jung ist, daß er weder auf der österreichischen Sektionskarte 1:25.000 (Blatt 5143) noch auf der schweizerischen Siegfriedkarte 1:50.000 (Blatt 273) dargestellt ist (Taf. XX). Eine geringe Senkung der Schneegrenze, wie die des Daunstadiums, genügte, um dieses kleine Kar zu einer Firnmulde zu machen. Ein entsprechendes, auch von Moränen umschlossenes Kar weist auch die Alpe Vera oder Lün auf.

Die nächsten deutlichen Endmoränen durchziehen das Becken des Lüner Sees selbst. Am Ostufer ziehen sie sich von der Lüner Krinne herunter, und am Westufer bilden sie, nordwestlich vom „Kreuzbichel" bei der Douglashütte, drei parallele, durch die Absenkung bloßgelegte Wälle aus stark zerfressenen und weiß inkrustierten Kalk- und Dolomitblöcken. Singer und Klebelsberg, welche die Stelle gleich nach der Absenkung besuchten, als der Seeschlamm noch so weich war, daß er nur mit Skiern begangen werden konnte, gewannen den Eindruck, daß es sich um auf dem Seeschlamm liegende „Schuttzungen" handle. Nach Singer beträgt der Abfall bei der nördlichsten und höchsten nach innen 3—4, nach außen 6—8 *m*. Auch Klebelsberg stellt sich vor, daß dieses Blockwerk „unter Vermittlung heute nicht mehr vorhandener Firnflecken am Fuße des Gehänges so weit in seine isolierte, von ähnlichen Schuttbildungen am Lande abgetrennte Lage am Seegrund hinausgelangt" sei, da für Lawinen die Neigungen zu gering sind. Es würde sich also, wenn nicht um einen Gletscher-, so doch um einen Firnvorstoß nach Ablagerung eines großen Teiles des Seeschlammes handeln.

Meine 1928 ausgeführten Bohrungen (mit einem Kammerbohrer, Lunzer Modell) und Sondierungen ergaben das in Fig. 2 fünffach überhöht dargestellte Profil. Aus sieben zwischen den drei Wällen und einer südlich von ihnen vorgenommenen Bohrung geht hervor, daß durchwegs unter 50—75 *cm* Gyttja ein 10—30 *cm* mächtiger Bänderton und darunter grober Moränenschutt liegt, welcher somit überall älter als die Seesedimente und nur von den Rändern der Wälle ein wenig auf diese hinuntergerutscht ist, wodurch sich die früheren Beobachter haben

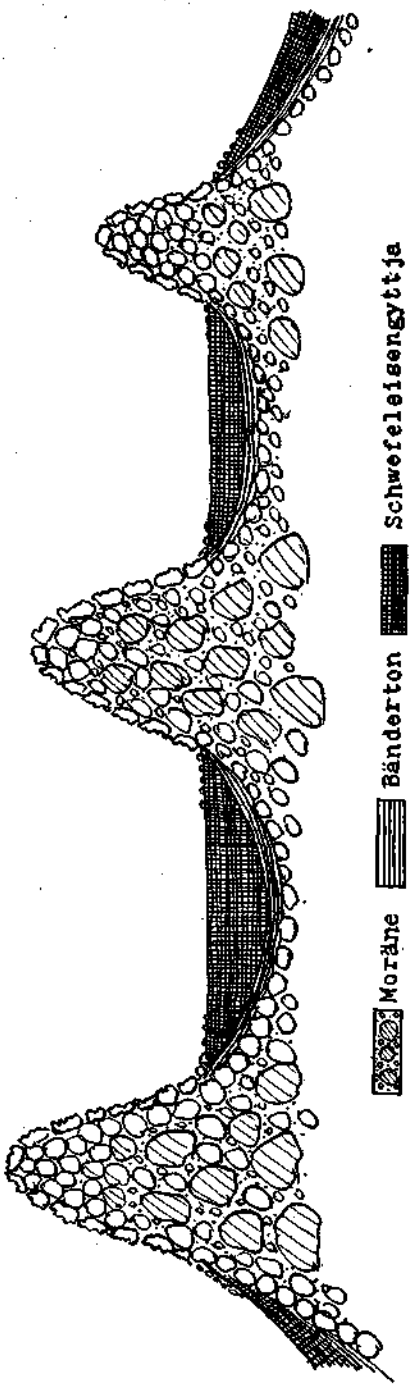


Fig. 2. Fünffach überhöhtes Profil durch die Moränen unterm Kreuzbichel. Längen ca. 1:600, Höhen ca. 1:120.

täuschen lassen. Daß die den Schlamm überragenden Wälle frei von Bänderton und Seeschlamm sind, kann entweder daher kommen, daß sie von jeher die Sedimentationsgrenze überragt haben, oder daher, daß sie nachträglich freigespült worden sind. Wie wir bei der Bestimmung des Alters des Schlammes und der so auffallenden Korrosionserscheinungen sehen werden, sind beide ungefähr gleichaltrig, so daß also wohl der erste Fall vorliegt.

Es fragt sich, mit welchen Moränen des Ostufers diese nur scheinbar isolierten Moränen zu verbinden sind. Da die mächtige Grundmoräne der Augstenkumme stark verrutscht ist und wohl einem früheren Gletscherstand zuzuschreiben ist, und auch nach dem Verlauf der Tiefenkurven scheint mir eine Verbindung mit den Moränen am Verenbach am wahrscheinlichsten. Was südlich von diesem Moränenkranz von Singer und mir an Glazialbildungen gefunden worden ist, sind teils Grundmoräne und fluvioglaziale Kiese überdeckende Bändertone, teils in diese eingebettete Blöcke, die offenbar aus Treibeis abgestürzt sind (vgl. Taf. XXII). Eine Überlagerung der im VII. Kapitel zu behandelnden Seeablagerungen durch Moränen kommt, von den genannten Randabrutschungen abgesehen, auch am Südufer nirgends vor.

Die nächstälteren Moränen liegen auf der Alpe Schattenlaggant in 1450—1490 *m* Höhe. Weitere Moränenkränze folgen am Alvierbach oberhalb Brand in etwa 1200—1230 *m* Höhe und unterhalb Brand bei etwa 1000 *m*.

In dem von der Zimba herabziehenden Sarotlatal liegt ein mächtiger Moränenkranz, der wohl dem von Schattenlaggant entspricht, in 1650 *m* Höhe, und ein wahrscheinlich dem unteren von Brand entsprechender am Ausgang des Tales bei zirka 950—1000 *m*. Mehrere dieser Moränen, wie die der Alpen Lün und Schattenlaggant und die untere von Brand, scheinen teilweise von Bergstürzen überlagert zu sein.

Wenn wir die postarktische Geschichte des Lüner Sees ermitteln wollen, d. h. die ganze seit der Eiszeit verflossene, nicht nur diejenige seit der Bildung der jeweils letzten Moränen (die postglaziale im faziellen Sinn), so müssen wir eine Altersbestimmung der genannten Moränen versuchen. Mit Sicherheit läßt sich eine solche, solange nicht das ganze Diluvium des Illgebietes gründlich untersucht und kartiert ist, noch nicht vornehmen, doch sprechen folgende Tatsachen dafür, daß diese Moränen älter sind als Trümpi und Arni annehmen. (Beide suchen die Gschnitzmoränen in etwa 900—1100 *m*, die Daunmoränen an der Nordseite in 1300—1500 *m*, an der Südseite in 1577—2000 *m*, wogegen nach Penck schon die Bühlmoränen am Bürserberg über 1400 *m* liegen.)

1. Für den Südhang der Schesaplana und der Küchlispitzen errechnet P. Beck aus den heutigen Gletschergrenzen, der Größe und mittleren Höhe des Nährgebietes, daß hier Talgletscher nur bei einer Senkung der Schneegrenze um über 1200 *m* bestehen konnten, wogegen die Gletscher der Silvretta schon bei einer solchen von 600 *m*, wie sie Penck für das Gschnitzstadium errechnet, bis über Davos und Serneus vorstoßen und bei einer solchen von 1000 *m* die ganze Sohle des Prättigaus einnehmen. Becks mit den bisherigen Parallelisierungsversuchen in Widerspruch stehender Befund, daß sich der Rheingletscher viel früher vom Bodensee zurückgezogen hat als die Gletscher der Linth, Reuß und Aare von den Alpenrandseen, wirkt überraschend, stimmt aber aufs schönste mit einer ganzen Reihe pflanzengeographischer Tatsachen überein, deren Anführung hier zu weit führen würde.

Für die Nordseite des Rätikons fehlen noch ähnliche Berechnungen, doch sprechen die folgenden Umstände dafür, daß auch das Samina-, Gamperdona- und Brandner Tal schon sehr lange eisfrei sind.

2. Der westliche Rätikon, besonders der Falknis und die Drei Schwestern waren ähnlich wie die Grauen Hörner, Churfirsten und ein großer Teil des Alpsteins während aller Vereisungen Nunatakker und besitzen noch heute eine reiche Nunatakflora (z. B. *Cystopteris sudetica, Delphinium elatum, Aquilegia alpina, Dracocephalum Ruyschiana, Saussurea discolor*). Dazu gehört wohl auch *Juniperus sabina*, die sich am Südhang der Schesaplana wie im obersten Montafon, Säntis- und Churfirstengebiet erhalten hat.

3. Auch das Brandner Tal besitzt, vor allem auf den Dolomitschutthängen unterhalb Brand, eine Föhrenwaldvegetation von ausgesprochenem Reliktcharakter (u. a. mit *Festuca amethystina* und *Helleborus niger*), wie sie sich nur in sehr früh eisfrei gewordenen oder überhaupt nicht vergletschert gewesenen Gebieten findet.

4. Im Schutt des Schesatobels sind 1859/60 zwei Stoßzähne des Mammuts gefunden worden, welches im Nordalpengebiet schon vor dem Ende des Magdalenien ausgestorben ist und dessen Reste infolgedessen

kaum irgendwo innerhalb der inneren Jungmoränen gefunden werden, vor allem nirgends in stärker vergletschert gewesenen Alpentälern.

5. Sowohl im Brandner wie im Gamperdonatal sind sehr wahrscheinlich interglaziale Konglomerate erhalten.

Aus diesen Gründen nehme ich an, daß schon die Moränen von Brand als Würmendmoränen anzusehen sind. Diejenige oberhalb Brand möchte ich dem Ammerseestadium, diejenigen von Schattenlaggant und Obersarotla dem eigentlichen Bühlstadium und diejenigen des Lüner Sees dem Gschnitzstadium zuschreiben. Im Daunstadium dürften bei der geringen Größe und Höhe des Einzugsgebietes wohl nur die Kare der Todtalp und obersten Lüner Alp noch eiserfüllt gewesen sein. Aber selbst wenn noch der Daungletscher bis zum See hinabgereicht haben sollte, war dies seit dem Beginn der Wärmezeit sicher nie mehr der Fall.

IV. Morphometrie.

Die Gestalt der Seewanne ist schon 1888 von Löwl auf Grund seiner Lotungen sehr treffend dargestellt worden und ergibt sich im übrigen aus unserer nach den Aufnahmen der Illwerke gezeichneten Karte und den beigegebenen Photographien. Die Oberfläche des Sees betrug bei einem Wasserstand von 1943 *m* 1·4 *km*².

Wasserstand	1900	1930	1940	1944 *m*
Größte Länge	1180	1560	1590	1670
Größte Breite	860	1045	1110	1150
Größte Tiefe	64·6	84·6	104·6	108·6

Die tiefste Stelle liegt nur etwa 140 *m* von der vom unterirdischen Abfluß durchbrochenen, fast senkrechten Stirnwand entfernt. Rechnet man zu den angegebenen Tiefenzahlen noch die unbekannte Sedimentmächtigkeit dazu, so ergibt sich die bereits von Löwl erkannte Trichterform des untern Seebeckens, welche mit einer glazialen Entstehung desselben unvereinbar ist.

Der obere, sehr viel flachere Teil der Seewanne wird durch den vom Kreuzbichel und Verenbach um die Insel herum ziehenden Moränenkranz abgetrennt.

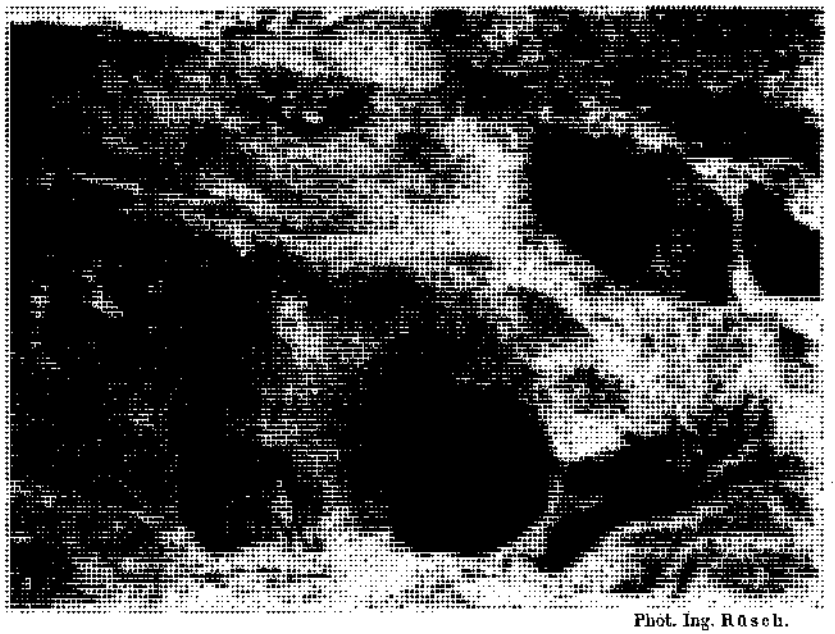
Daß der Seespiegel lange Zeit niedriger war als heute, geht aus den schon von Löwl bei ungewöhnlichem Niederwasser und dann nach erfolgter Absenkung von Klebelsberg untersuchten, auch auf Taf. XVIII erkennbaren alten Uferlinien hervor: unter der dem historischen Mittelwasser entsprechenden Strandmarke mit bis 5 *m* breiter Terrasse in 1940 *m* Höhe liegen mehrere tiefere, die ausgeprägteste in 1933 *m* Höhe. Z. B. an der Insel ist sie als bis 2 *m* breite Terrasse, an der steilen Stirnwand durch 3—4 auffallend helle Horizontalstreifen dicht übereinander ausgebildet. Unter diesen liegen hier zahlreiche bis zu 3·2 *m* tiefe Gletschertöpfe (s. Fig. 3 und Taf. XIX).

Unter den oberen Strandlinien sind die Felswände regelmäßig gletscbergeschrammt.

Außerdem fand Klebelsberg an den vom See bedeckt gewesenen Wänden Verkarstungserscheinungen, die älter sind als der Gletscher-

schliff — ihre Erhabenheiten sind großenteils niedergeschliffen. An den Felsen über dem Normalspiegel gibt sich auch jüngere, postglaziale Verkarstung zu erkennen in Form von Aufrauhung der Gletscherschliffe.

Wenn diese Beobachtungen und die im vorigen Abschnitt gegebene Datierung der den See durchziehenden Moräne als Gschnitz den Tat-



Phot. Ing. Rösch.

Fig. 3. Strudellöcher unterm Seebord.

sachen entsprechen, muß die ältere Verkarstung älter als das Gschnitzstadium sein, also wohl dem Bühl-Gschnitz-Interstadial angehören.

Ob der alte Wasserstand von 1933 *m* ebenso alt ist oder erst der postglazialen Wärmezeit entspricht, kann ich vorerst nicht feststellen. Ein Ansteigen des mittleren Spiegels eines solchen Trichtersees braucht nicht unmittelbar auf der subatlantischen Klimaverschlechterung zu beruhen, sondern könnte auch durch eine Verstopfung und Höherverlegung des alten Ausflusses durch die wärmezeitliche Sedimentation verursacht sein.

V. Klima und Wasserhaushalt.

Für das Verständnis der hydrographischen und biologischen Verhältnisse müssen in erster Linie die heutigen Klimaeinflüsse herangezogen werden, über welche erst in den letzten Jahren zuverlässige Daten gesammelt worden sind.

Niederschlag: In der Regenkarte des österreichischen Hydrographischen Zentralbureaus von 1918 wird für die Schesaplana und den höchsten Teil der Silvretta und in derjenigen Brockmanns von

1923 für den ganzen Rätikon von etwa 1900 *m* aufwärts eine Niederschlagssumme von über 2 *m* angenommen. Nach den Ergebnissen der von den Illwerken am Seebord des Lüner Sees, am Tilisunasee und im Ferwall (leider haben diese beiden noch keine brauchbaren Werte ergeben) und von der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt auf der Silvretta (Silvrettahütte und Eckhorn) aufgestellten Niederschlagssammler (Totalisatoren) ist es jedoch sehr unwahrscheinlich, daß dieser Wert hier überhaupt erreicht wird. Die Station Silvrettahütte in 2370 *m* Höhe ergab 1925/26 160 *cm*, 1926/27 151 *cm*, im Mittel 1901—25 nach der Reduktion von Jean Lugeon 149 *cm*; der Totalisator am Lüner See in 1928 *m* Höhe im Jahre 1926 148 *cm*, 1927 191·5 *cm*, 1928 154 (nach den täglichen Ablesungen jedoch 169) *cm*, extrapoliert nach den langjährigen Beobachtungen von St. Antönien und Gargellen 168 *cm*, nach denen von Brand nur 137 *cm*.

Die Normalmittel der benachbarten Stationen sind folgende:

Station	Meereshöhe	Beobachtungsjahre	Niederschlagssumme
Feldkirch	459	1876—1900	1137
Bludenz	590	1876—1900	1252
Schruns	654	1896—1905	1186
Brand	1050	1896—1900	1303
Gargellen	1436	1888—1894	1440
St. Antönien	1460	1892—1905	1363
Seewis	954	1896—1905	1167
Schiers	660	1885—1905	968

Die Prättigaustationen St. Antönien, Schiers und Seewis haben somit entsprechend ihrem verstärkten Regenschatten durchwegs geringeren Niederschlag als die Montafoner Stationen auf gleicher Höhe, und ebenso nimmt, wie die Totalisatorbeobachtungen zeigen, die Niederschlagsmenge vom Rätikon zur Silvretta ab. Die am Lüner See gemessene Summe von im Mittel 168 *cm* ist die bisher höchste des ganzen Rätikons, und es ist fraglich, ob sie in größerer Höhe noch sehr wesentlich übertroffen wird.

Die Monatssummen des Niederschlags sind in

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Bludenz	58	80	79	83	100	163	184	144	134	91	65	71
Seewis	91	83	111	109	104	93	114	134	111	80	60	77

Luft- und Wassertemperatur sind während der letzten Jahre regelmäßig bei den Baracken am Seebord gemessen worden, doch liegt darüber noch keine Zusammenstellung vor. 1926 und 1927 waren nur 2, 1928 3 Monate frostfrei. Ich begnüge mich daher mit einer graphischen Zusammenstellung der von Zschokke (1900, S. 22), Schmaßmann und mir während verschiedener Jahre gemessenen Oberflächentemperaturen des Sees (Fig. 4). Das normale Sommermaximum scheint 12° (im September 1926 12·3°) zu betragen, doch hat Zschokke 1893 bis 14° gemessen.

Die Eisbedeckung dauert von Mitte November (1925 6. November, 1926 23. November, 1927 16. November, 1928 27. November) oder Anfang Dezember bis Ende Mai oder Anfang Juni (1928 15. Juni) durchschnittlich 180 bis 190 Tage.

Über die Eisdicke liegen folgende Angaben vor:

Winter	1926	1927	1928
Schnee:	50	23	20 *cm*
Schnee mit Wasser:	90	115	45 *cm*
Eis:	zirka 20	zirka 20	110 *cm*

Weiter sei hier eine Mitteilung von Prof. Klebelsberg wiedergegeben und durch eine Aufnahme von Ing. Rüsch illustriert (Taf. XX). Im Februar 1926, als der See erst auf 1920 *m* abgesenkt war, erzeugte ein durch Tauwetter ausgelöster Erdsturz einen gewaltigen Seegang. Dadurch wurde die noch $^1/_2$—$^3/_4$ *m* dicke Eisdecke völlig zersplittert und in dem weiter abgesenkten See eine Art Polygonboden erzeugt. „Für den ersten Blick war das Bild ganz rätselhaft. Bis sich in einzelnen der flachen Negative auch noch Reste der zugehörigen Positive, der Eisschollen nämlich, fanden und durch die „historischen" Daten, die Ing. R. Rüsch dazu gab, das Problem restlos aufgeklärt wurde.

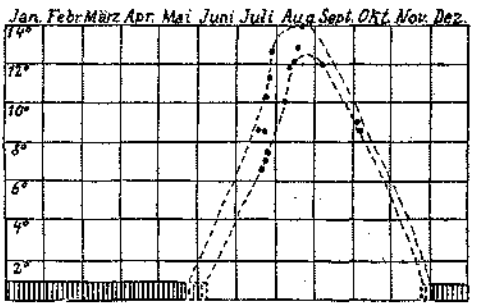


Fig. 4. Eisbedeckung und Oberflächentemperaturen in warmen und kalten Jahren nach den Beobachtungen Zschokkes, Schmassmanns und des Verfassers.

Die Felder waren meist vier- bis fünf-, selten dreieckig, oft rhombisch-deltoidisch, oft aber auch ganz unregelmäßig, einzelne Seiten häufig mehr oder weniger bogenförmig ausgebildet. Die den Fugen entsprechenden Wülste ragten 10—20 *cm* hoch über den plattgedrückten Polygonboden auf; häufig war der Wulst nur auf 1 bis 2 Seiten ausgebildet und grenzte das Polygon an den anderen Seiten lediglich mit feinen „Nähten" ans benachbarte. Wo die Neigung des Untergrundes etwas stärker wird, verlor sich die Polygonskulptur rasch und trat ein Fließ- und Rutschrelief an ihre Stelle." Mit den echten arktischen, in den Alpen seltenen Polygonböden hat diese Bildung natürlich nichts zu tun.

Als durchschnittliche Wasserstandsschwankung des abflußlosen Sees, dessen tiefste Schwelle 12 *m* über der früheren Hochwasserlinie liegt, gibt bereits Löwl 7 *m*, Zschokke 5 *m* an. Im nassen Sommer 1879 lag der 1943 *m* hohe Gipfel der Insel ganz unter Wasser, wogegen er bei Löwls Besuch im trockenen Sommer 1887 5—6 *m* aufragte. Über die Wasserstände vor der Absenkung verdanke ich der Bauleitung folgende Daten:

Wasserstände:	1919	1920	1921	1922
Minima:	—	1938·17 (V)	1938·68 (V)	1936·62 (V)
Maxima:	1942·13 (VIII)	1943·83 (IX)	1940·90 (VII)	1943·01 (X)
Differenz:	—	5·74	2·22	6·37

Wasserstände:	1923	1924	1925
Minima:	1939·88 (V)	1939·12 (IV)	1938·50 (V)
Maxima:	1943·29 (VII)	1943·99 (VIII)	1940·60 (VIII)
Differenz:	3·41	4·87	(2·10)

Die durchschnittliche Differenz der Jahre 1920 bis 1924 beträgt somit 4·5 *m*, die maximale zwischen 1922 und 1924 7·37 *m*.

Über die Abflußverhältnisse machen Schardt und Arni nach Angaben von Ing. Grass einige Mitteilungen, nach welchen die Ausflußmenge bei den Hauptquellen unterhalb des Seebords vor der Absenkung 360—370 *sek/l* betrug und nur geringen Schwankungen unterlag. Ob die Abflußmenge der Niederschlagsmenge des Einzugsgebietes entspricht, wird von Arni bezweifelt, kann jedoch, solange nicht die Höhe der Zone maximalen Niederschlags im Rätikon durch weitere Totalisatormessungen ermittelt ist, nicht entschieden werden.

Als Anzeichen einer Art von Seiches deute ich zwei parallele Schaumstreifen in der Längsachse des Sees, die ich am Morgen des 5. August 1928 beobachtete und die völlig solchen gleichen, wie ich sie öfters auf dem Silser See im Oberengadin gesehen habe.

Leider liegen mir nur zwei sehr unvollständige und unter sich nicht direkt vergleichbare chemische Analysen des Lünerseewassers vor.

An der Wasserfassungsstelle, also ziemlich tief, fand Arni am 3. August 1925 mit der hydrotimetrischen Methode:

Wassertemperatur	9·5°	Organische Substanz	15·8 *mg* pro *l*
Totalhärte	11·5°	$CaCO_3$	25 *mg* pro *l*
Permanenthärte	9 °	$MgCO_3$	48·4 *mg* pro *l*
Chloridgehalt	1·5°	$CaSO_4$	7 *mg* pro *l*
Kohlensäure	2·5 cm^3		

Am 18. Juni 1926 von der Bauleitung geschöpfte Proben wurden im Hygienischen Institut der Universität Innsbruck unter der Leitung Moells analysiert und ergaben:

Wassertiefe	Trockenrückstand	SO_3	Cl
Oberfläche	—	—	7·1
10 *m*	182·0	24·1	10·65
20 *m*	—	24·6	7·1
33 *m*	175·3	27·1	7·1

Während somit die Härte, wie auch Arni fand und mit der sommerlichen Verdunstung erklärt, mit der Tiefe abnimmt, nimmt der Sulfatgehalt mit der Tiefe zu. Er ist heute nach den mitgeteilten Zahlen nicht größer als z. B. im Kochelsee (26·2) und Tegernsee (25·8, beides nach der Zusammenstellung Thienemanns 1926), und sehr viel niedriger als z. B. im Ritomsee, dessen Wasser in der Tiefe nach J. Eder-Schwyzer zirka 2·5 *kg* Gips pro Kubikmeter enthält.

Die Vergleichung mit dem Ritomsee im Gotthardgebiet ist deshalb besonders lehrreich, weil in beiden an und für sich nährstoffarmen Alpenseen Gips ansteht und in Lösung geht. Während nun in dem nur 1831 *m* hoch gelegenen Ritomsee noch heute aus dem Gips durch *Microspira desulfuricans* reichlich Schwefelwasserstoff abgeschieden und Schwefeleisenschlamm gebildet wird, scheint das heute im Lüner See nicht mehr oder in sehr viel geringerem Grad der Fall zu sein. Der Schwefeleisenschlamm des Lüner Sees ist eine, wie die stratigraphische Untersuchung ergeben hat, fossile Bildung aus der postglazialen Wärmezeit.

Die Vorgänge, die sich damals, wahrscheinlich wie im Ritomsee, im Schwarzen Meer und anderwärts unter der Mitwirkung von *Microspira* und anderen Bakterien abgespielt haben müssen, können folgendermaßen formuliert werden:

$$CaSO_4 + CO_2 + H_2O \longrightarrow H_2S + CaCO_3$$
$$2\,H_2S + O_2 = 2\,H_2O + S$$
$$S_2 + 3\,O_2 + 2\,H_2O = 2\,H_2SO_4$$
$$CaCO_3 + H_2SO_4 = CaSO_4 + CO_2 + H_2O.$$

Daß tatsächlich ein solcher Kreislauf auch im Lüner See stattgefunden hat und vielleicht auch in beschränktem Ausmaß noch heute stattfindet (über die Verhältnisse in der Tiefe sind wir ja bisher nicht unterrichtet), beweisen außer dem Sediment auch die sehr auffallenden Korrosions- und Inkrustationserscheinungen, die schon mehreren Beobachtern aufgefallen sind (vgl. S. 538 und 562 und Taf. XXIII).

Wenn auch heute noch eine gewisse Korrosion, namentlich eine Anätzung von Eisengeräten, beobachtet wird (ob nur durch Kohlensäure oder auch durch Schwefel- und Salzsäure, wofür der beträchtliche Chlorgehalt spricht, ist nicht untersucht), so scheint die stärkste Korrosion der Kalk- und Dolomitwände und der Moränenblöcke doch in der Zeit der wärmezeitlichen Schwefeleisensedimentation stattgefunden zu haben und mit dieser in ursächlichem Zusammenhang zu stehen. Nur die über die Schlammoberfläche ragenden Gesteinspartien sind wabenförmig zerfressen, und anderseits hat nach Beendigung der Hauptkorrosionsphase eine Inkrustation mit $CaCO_3$ stattgefunden. Da sich beide Prozesse wohl ausschließen, müssen wir daraus wohl auf eine Abnahme des Säuregehaltes schließen. (Vgl. auch Grüner bei Ampferer und Pinter, 1927, S. 317.)

VI. Die heutige Vegetation und Tierwelt.

Die ganze Umrahmung des Lüner Sees ist heute baumfrei und gehört der oberen Hälfte der Krummholzstufe an, welche hier von zirka 1500 bis 2100 *m* (am Südhang der Lüner Krinne bis 2160 *m*) reicht.

Darüber folgt die sich zungenförmig bis zum Seespiegel herab erstreckende alpine Stufe. Sie wird von *Dryas-* und *Carex firma*-Heiden beherrscht, die am Nordostliang der Schesaplana bis 2550 *m* hinaufreichen. Der darüber folgende subnival-nivale Gürtel der einzelnen Dikotylenpolster endigt am Schesaplanagipfel schon bei 2960 *m*, welche Höhe hier nur noch *Cerastium latifolium* erreicht.

Einzelne Fichten, Arven oder Zirmen, nach welchen der 2294 *m* hohe Zirmenkopf benannt ist, Lärchen und Birken *(Betula tortuosa)* steigen

im Tal des Alvierbachs bis zirka 1700 *m*, die letzten Birken- und Fichtenkrüppel bis 1750 *m*; doch liegt die Grenze des geschlossenen Fichtenwaldes heute bereits bei 1500 *m*, ja ist stellenweise durch die mit Krummholz und Alpenrosen bedeckten Dolomitgeröllhalden bis unter 1400 *m* hinabgedrückt (siehe die Karte Fig. 1).

Auf Kalk und Werfener Schichten reichen um Brand Buchenwälder mit eingestreuten Bergahornen und Eschen bis etwas über 1100 *m*, fast so hoch auch Haselgebüsche mit anderen wärmeliebenden Sträuchern (z. B. Liguster) und Trockenwiesen von *Bromus erectus, Brachypodium pinnatum* und *Koeleria pyramidata*.

Im übrigen weisen die Dolomithänge des Brandner Tales eine ausgesprochene Reliktvegetation auf, insbesondere Wald- und Bergföhrenwälder mit *Erica*-Unterwuchs, welche stellenweise vom Alvierbach bis zum Krummholz hinaufreichen und allmählich in dieses übergehen.

Das ehemalige Seeufer umsäumen außer kleinen Krummholzbeständen die Zwergstrauchheiden des *Rhododendron hirsutum*, der *Daphne striata* und *Dryas*, die Gras- und Polsterheiden der *Carex firma, Saxifraga caesia* und *Silene acaulis*, die Geröllvegetation mit *Thlaspi rotundifolium, Linaria alpina, Valeriana supina* usw., magere Weiden und in den länger schneeerfüllten Mulden eigentliche Schneeböden mit *Salix herbacea, Anthelia* usw. und von *Cratoneuron falcatum* beherrschte Quellfluren.

Schon 1927, zwei Jahre nach der Spiegelsenkung, war ein großer Teil dieser Quellflurbestände infolge Austrocknung abgestorben.

Dagegen hatten sich auf den früher von Blütenpflanzen freien Schuttböschungen der ehemaligen Seehalde des Westufers folgende Arten neu angesiedelt: *Agrostis alba, Polygonum viviparum, Möhringia ciliata, Silene inflata* var. *alpina, Thlaspi rotundifolium, Hutchinsia alpina, Arabis alpina, Biscutella levigata* und *Linaria alpina*, auf nacktem Seeschlamm besonders die Moose *Bryum argenteum* und *Funaria hygrometrica* und Fadenalgen der Gattung *Mougeotia*. 1928 stellte ich außer diesen Arten an den früher unterseeischen Moränen unterm Kreuzbichel noch fest: *Poa alpina* und *minor, Agrostis alpina, Cerastium caespitosum, Minuartia verna, Plantago alpina* und *Tussilago farfara*; 1929 noch *Arabis bellidifolia, Viola calcarata* und *Epilobium angustifolium*.

Von höherer Wasserpflanzenvegetation sind aus dem See ausschließlich *Chara*-Wiesen bekannt, u. zw. konnte ich nur die auch im Tilisunasee vertretene *Chara gymnophylla* feststellen. Daß andere Arten, wie der in jenem See und in noch viel höher gelegenen gefundene *Ranunculus flaccidus confervoides* fehlen und überhaupt die Pflanzen- und Tierwelt des Sees so außerordentlich arm ist, haben bereits Zschokke und Schmaßmann auf die ungewöhnlich hohen Seespiegelschwankungen zurückgeführt. Außerdem dürfte aber auch eine zeitweise stärkere Entwicklung von Schwefelwasserstoff und Mineralsäuren etwaige Bestände vernichtet haben.

Von Phytoplankton fanden Bachmann und der Verfasser fast ausschließlich *Synedra delicatissima*. Die etwas reichere, aber noch nicht genauer untersuchte Grundalgenvegetation besteht aus einer größeren Zahl von Zygnemalen, Diatomeen (*Eunotia, Pinnularia, Campylodiscus* u. a.) und Blaualgen, welche einerseits „organische Filze" (Forels feutre organique) auf dem Schlamm (der ävja im Sinne Sernanders) bilden

und anderseits die bloßliegenden Gesteinsflächen inkrustieren. An der Bildung der meist von Kalkausscheidungen weißen und harten, stellenweise aber auch violetten und sehr vergänglichen Überzüge dürften ähnliche Algengesellschaften (mit *Gongrosiren, Chamaesiphoneen* usw.) beteiligt gewesen sein, wie sie Geitler aus dem Lunzer Untersee, Lauterborn, Zimmermann und Oberdorfer aus dem Bodensee und K. Meyer aus dem Baikal beschrieben haben, darunter vielleicht auch solche aus heute nicht mehr im See lebenden Arten. Insbesondere dürfte das von höchst eigenartigen, auf Taf. XXIII abgebildeten Konkretionen gelten, welche an mehreren Stellen nördlich und südlich der Douglashütte einen bestimmten, mit Hilfe der Pollenanalyse als subboreal datierten Horizont erfüllen. Sie sind bryozoen- oder korallenförmig verzweigt und schließen stellenweise zu mehrere Millimeter dicken, harten, netzförmig durchbrochenen Krusten zusammen. Nach Auflösung des Kalkes in Salzsäure fand ich in ihnen Fadenreste, die von einer *Vaucheria* oder vielleicht noch wahrscheinlicher von einer *Siphonocladiale* herzurühren scheinen. Ähnliche Bildungen sind meines Wissens noch aus keinem anderen See bekannt.

Der Faunenbestand ist durch Zschokke und seine Schüler, vor allem Schmaßmann, so genau und auch einigermaßen quantitativ festgestellt worden, daß wenige Angaben genügen. Er umfaßt 23 Rhizopoden (besonders viel *Difflugia lebes* und *constricta*), *Hydra vulgaris,* 5 Turbellarien, 12 Nematoden, mindestens 5 Oligochäten, 7 Rotatorien, 3 Cladoceren (*Macrothrix hirsuticornis, Alona affinis* und *Chydorus sphaericus;* von den noch von Zschokke beobachteten *Daphnia longispina* und *pulex* fanden Schmaßmann und ich nur noch leere Ephippien), 7 Copepoden (*Cyclops strenuus* hat stark abgenommen, der noch 1890—1893 häufige *Diaptomus bacillifer* war schon 1911 völlig verschwunden), 6 Ostracoden, 11 Tardigraden, 1 Hydracarine *(Arrhenurus conicus),* 1 Trichoptere *(Metanoea flavipennis),* mindestens 10 Chironomiden (Tanypinen, Tanytarsiden und Orthocladiiden), sehr wenig andere Wasserinsekten (nach Zschokke auch *Corethra plumicornis*), die 1911 und später nicht mehr lebend gefundene Schnecke *Limnaea truncatula,* 2 Erbsmuscheln (*Pisidium ovatum* mit der Tiefenform *fragillimum* und seltener *P. nitidum*) und als einzigen, 1911 und 1927 nur noch ganz vereinzelt beobachteten Fisch die Groppe *Cottus gobio* (vgl. S. 533). Von 1887 bis 1902 wurden Saiblinge, Bach- und Regenbogenforellen eingesetzt, doch ist seit 1910 wohl der ganze Bestand zugrunde gegangen, wahrscheinlich, weil er den See buchstäblich leergefressen hat, denn 1911 war das Zooplankton qualitativ wie quantitativ sehr viel ärmer als während Zschokkes Untersuchungen 1890 bis 1897. Daß an dieser Verarmung aber auch andere, wohl physikalisch-chemische Vorgänge mitschuldig sind, lehren die stratigraphischen Untersuchungen und das Ausbleiben einer Regeneration des Planktons seit der Vernichtung des Fischbestandes. Gänzlich fehlen dem See Gammariden (mit Ausnahme des im Verenbach gefundenen *Niphargus tatrensis*) und anscheinend auch Amphibien.

Daß aber der Volksüberlieferung von großen Tieren im See doch insofern ein wahrer Kern zugrunde liegt, als er Gebeine verschwundener Wiederkäuer birgt, und daß überhaupt einmal seine Lebewelt sehr viel reicher als heute war, wird im folgenden gezeigt werden.

VII. Die Seesedimente.

Wir müssen drei Gruppen von Seesedimenten scharf auseinanderhalten:

1. die glazialen Bändertone, fluvioglazialen Sande und Kiese und Treibeisblöcke. Sie sind wohl durchwegs fossilfrei und reichen kaum irgendwo über die Quote 1920 hinauf;

2. den unterwegs an Ton, im mittleren Teil an Kalk und oberwärts an Feinsand reichen, durchgehend steifgallertartigen und von Schwefel-

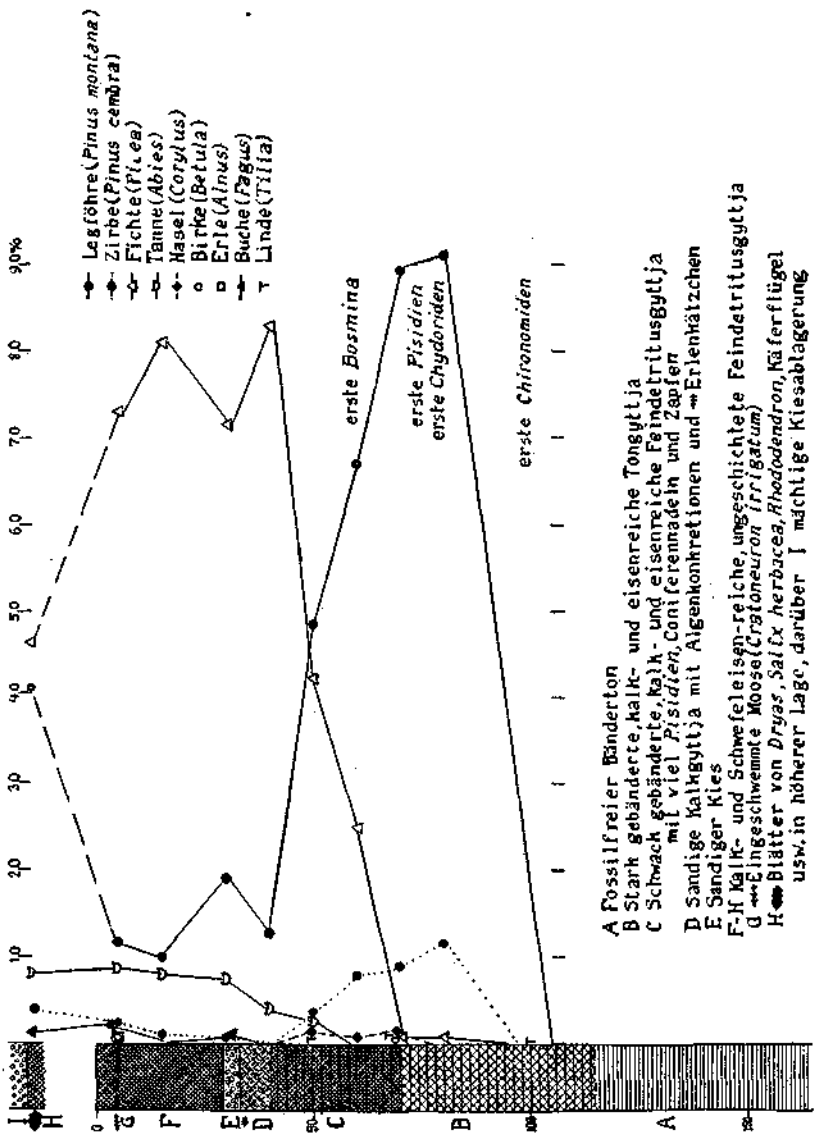


Fig. 5. Sedimentprofile und Pollendiagramme unterhalb der Douglashütte.

eisen[1]) schwarz gefärbten, an der Luft durch dessen Oxydation hellbraun und bei Austrocknung grau und hart werdenden Seeschlamm, der am besten als Schwefeleisengyttja bezeichnet wird. Er ist sehr reich an organischem Feindetritus und an Fossilien und reicht in der Südhälfte des Sees bis etwa zur Quote 1930, im N, wo die Fels- und Geröllhänge steil zur Tiefe abfallen, nur in Spuren bis 1920 *m*;

3. die Kiese und Sande, welche die Hauptmasse der deutlich terrassierten Uferböschungen und die Schwemmkegel unter der Todtalp und Verenalp (Alp Vera = Lün unterm Gafalljoch = Cavelljoch der Karten) bilden und die heute noch im See zur Ablagerung kommenden Tone.

Die Verteilung dieser Sedimente konnte ich 1927 an den natürlichen Bachanrissen unter der Todtalp (südlich der Douglashütte, Fig. 5) und 1928 im Delta des Verenbaches (Fig. 6) genau feststellen und weiter durch Sondierungen und Bohrungen mit einem Lunzer Kammerbohrer zwischen diesen Stellen und bei den Moränen am Kreuzbichel (Fig. 2) nachprüfen.

Die glazialen Bändertone erreichen unter der Douglashütte eine Mächtigkeit von mindestens 50 *cm*, auf der Kreuzbichelmoräne, der sie

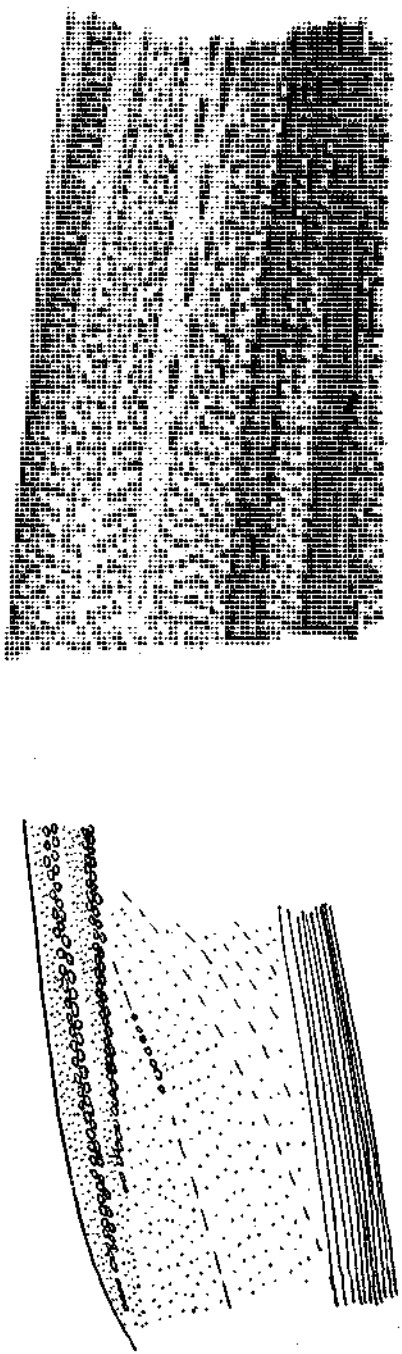


Fig. 6. Östliche und westliche Wand des Verenbachaufschlusses.

[1]) Das Schwefeleisen tritt regelmäßig in Form gegen Salzsäure recht widerstandsfähiger Kugeln auf, wie sie Naumann aus schwedischer Gyttja als „kugelförmige Pyritkonkretionen" beschreibt. Seine Beweisführung, daß wirklich Pyrit vorliegt, halte ich jedoch für nicht zwingend nnd ziehe daher die neutrale Bezeichnung Schwefeleisen vor.

direkt aufgelagert sind, dagegen nur von 10 bis 30 *cm*. Es sind typische, mäßig kalkhaltige und durchwegs eisenarme, hellgraue Bändertone, die öfters größere, zweifellos von Treibeisschollen abgestürzte Blöcke umschließen. Fossilien konnte ich darin nirgends finden. Zu ihrer Bildungszeit, also nach dem Rückzug des Gletschers von der den See durchquerenden Moräne, dürfen wir wohl ähnliche Verhältnisse annehmen, wie sie an dem rund 400 *m* höher gelegenen Todtalpsee (Taf. XX) noch heute bestehen.

Über dem Bänderton folgen in dem vollständigsten, südlich der Douglashütte entnommenen und in Fig. 5 und Tafel XXI/XXII dargestellten Profil 35 *cm* einer auch noch deutlich gebänderten, mäßig kalk- und schwefeleisenreichen Tongyttja. Die Breite der Bänder beträgt bis zu 2—3 *cm*. Die unterste Schicht enthält noch keinen Baumpollen und nur spärliche Moosreste, aber schon 10 *cm* höher beginnt mit dem ersten Feindetritus der Pollen von *Pinus montana*. Ein zugleich gefundenes Korn von Lindenpollen beweist wohl, daß diese Ablagerung bereits der postglazialen Wärmezeit, u. zw. ihrem borealen Abschnitt, angehört. Der Pollen der Legföhre nimmt, wie das Diagramm Fig. 5 zeigt, rasch zu (von 2 bis 10 auf 30 bis 70 pro Quadratzentimeter der Präparate), und gleichzeitig erscheint Pollen von Zirbe, Lärche und Fichte. Während die Zirbe bald mit 12% (übereinstimmend in 2 Profilen) ihr Maximum erreicht, währenddessen die ersten Rhizopoden, Cladoceren (*Alona* und *Chydorus*), Tanytarsiden und sonstigen Insektenreste erscheinen, beginnt die stärkere Zunahme des Fichtenpollens erst in der folgenden Schicht.

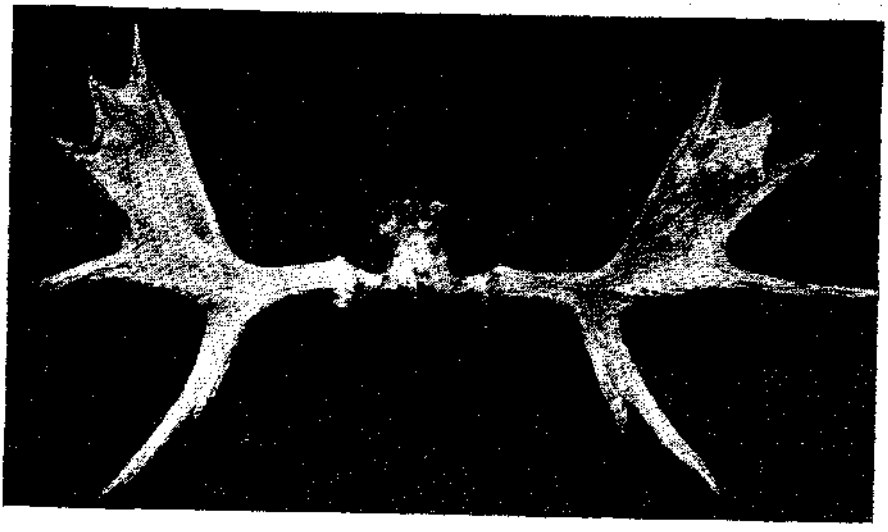
Diese besteht aus einer im Durchschnitt der untersuchten Profile 70 *cm* mächtigen, weniger kalk- und tonhaltigen, dafür sehr feindetritusreichen und daher stark gallertigen und kaum geschichteten Gyttja, deren schwärzliche Farbe von fein verteiltem kolloidalem Schwefeleisen herrührt.

Unterhalb beider Bachmündungen wird die am Kreuzbichel einheitliche Schichtenfolge durch grobklastische Einlagerungen in zwei Teile gesondert, deren unterer dem ersten Fichtenanstieg bis zu einem ersten Maximum von 83% entspricht, während der obere ein zweites, ungefähr gleich hohes Fichtenmaximum enthält. Der untere Teil, welcher im Gegensatz zum oberen noch schwache Bänderung erkennen läßt, ist reich an *Pisidium fragillimum* (det. Adensamer), Insekten- und Cladocerenresten, namentlich an Schalen der schon lange aus dem See verschwundenen, dagegen einen Hauptbestandteil der Felchennahrung des Bodensees ausmachenden *Bosmina coregoni*. In ihm erreicht der Hasel- und Lindenpollen mit je 1—2% sein Maximum, und die Tanne tritt auf, so daß wir seine Bildung in die atlantische Zeit verlegen müssen. Diese atlantische Gyttja enthält ziemlich viele Holz-, Nadel- und Zapfenreste von Legföhre und Fichte, was ebenso wie das Pollenspektrum Fichtenwälder mit Legföhrenunterholz um den See bezeugt.

Die darauf folgende klastische Einlagerung, die wohl zur Hauptsache einem kurzdauerndem Hochwasser zuzuschreiben ist, wie solche in der postglazialen Wärmezeit mehrfach nachgewiesen sind (so zwischen den beiden neolithischen Kulturschichten im Bodensee- und Federseegebiet), besteht unterhalb der Douglashütte aus einer 7 *cm* mächtigen sandigen

Phot. Ing. Rüsch.

Fig. 7 *a*. Im Lünersee unter der Douglashütte gefundener Rothirschschädel.



Phot. R. Geilhofer.

Fig. 7 *b*. Elchgeweih aus dem Spullersee.

Kalkgyttja, welche die bereits S. 551 genannten Kalkkonkretionen, viele Fichtennadeln und vereinzelte Erlenkätzchen (wohl von *Alnus viridis*) enthält, und einer 5 *cm* dicken Kiesschicht darüber. Im Verenbachdelta, das, wie Fig. 6 zeigt, eine mehrfache Verzahnung von Kies- und Gyttjaschichten aufweist, erreichen die entsprechenden Kies- und Sandeinlagerungen eine Mächtigkeit bis zu $^1/_2$ *m*. In beiden Profilen erscheint in diesen Ablagerungen der erste Buchenpollen, wodurch sie wohl als subboreal, u. zw. jungsteinzeitlich datiert sind.

Die obere, gar nicht mehr gebänderte Schwefeleisengyttja enthält weniger *Pisidien* als die untere und schon keine *Bosnina* mehr, dafür namentlich in ihren obersten und am Verenbach auch in ihren untersten Schichten viele Einlagerungen von Holz (wohl zumeist *Pinus montana*) und Moos, u. zw. fast ausschließlich das Bachmoos *Cratoneuron irrigatum*. In dieser oberen Gyttja sind nach den Angaben von Ing. Rüsch und eigenen Knochenfunden die beiden Hirschskelette unter der Douglashütte (Fig. 7*a*) und im Veradelta (Fig. 6) gefunden worden, deren Geweihe die Direktionsräume der Illwerke schmücken. Das vom Veradelta ist sehr viel breiter ausladend als das abgebildete, welches dafür stärkere Stangen besitzt. Die jenes umschließende Gyttja enthält 68 % *Picea*- und 13 % *Abies*-Pollen und ist, da allgemein diese obere Gyttja das zweite Fichten- und das absolute Tannenmaximum enthält, als spätsubboreal, d. h. bronzezeitlich, zu datieren.

Während die Profile bei der Douglashütte mit dieser subborealen, die Konkretions- und Moosschichten enthaltenden Gyttja abschließen, folgen darüber am Südostufer und besonders im Veradelta (Fig. 6 und Taf. XXI/XXII) sehr mächtige, in die Seehalden übergehende Sand- und Kiesschichten, in welchen der Gehalt an Baumpollen und namentlich an Fichtenpollen sehr rasch abnimmt. Der Übergang in den Sand erfolgt meist sehr rasch; dagegen läßt sich im Vereubacheinschnitt ein allmähliches Ausklingen des Feindetritus erkennen, der schließlich noch in Form linsenförmiger Gyttjaeinlagerungen in den durchwegs schon ganz pollenarmen, vielfach tonigen Feinsanden auftritt. Diese Ablagerungen sind somit zweifellos subatlantisch.

Es ergibt sich die wichtige Tatsache, daß mit dem Verschwinden des Fichtenwaldes die Gyttjabildung im Lüner See aufhört und durch eine rein minerogene Sedimentation ersetzt wird, wie sie sich noch heute vollzieht.

Die obersten Gyttja- und untersten Ton- und Sandschichten sind stellenweise reich an Fossilien: Käfer (nach Bestimmung von Dr. W. Kühnelt besonders Elytren einer *Chrysochloa* aus dem Subg. *Romalorina*, von welcher Ing. Rüsch auch zahlreiche ganze Stücke in einer unterseeischen Kluft unter dem Seebord zusammen mit den Schnecken *Succinea oblonga* und *Limnaea truncatula* fand, ferner *Hoplia farinosa*, *Aphodius* cf. *inquinatus* u. a. nicht bestimmbare Reste), Cladoceren (*Alona affinis* und Ephippien von *Daphnia pulex*), Rhizopoden (*Difflugia* und *Centropyxis* sp.), Diatomeen (Arten von *Cyclotella*, *Fragilaria*, *Campylodiscus*, *Surirella*, *Gyrosigma*, *Pinnularia*, *Cymbella* u. a.), Conjugaten (z. B. *Cosmarium* sp.), Moose (außer viel *Cratoneuron* auch *Brachythecium* und *Polytrichum* sp.) und Blütenpflanzen (*Carex firma*, *Salix herbacea*, *Dryas*

octopetala, Rhododendron hirsutum, Campanula pusilla, Compositenachänen u. a.)

Da diese Arten wohl noch alle heute am und im See leben und ihre Reste somit auch weiterhin in seine Sande und Tone eingebettet werden, liegt somit die Bildung eines subatlantisch-rezenten Dryastons vor. Ein ähnlicher Fall war meines Wissens bisher nur vom Torneträsk in Schwedisch-Lappland bekannt (vgl. Gams 1927).

Herrn Ing. Singer verdanke ich noch folgende Beobachtungen über das Verenbachdelta:

„Der in den Südostwinkel des Sees mündende Cavelljochbach durchschneidet oberhalb 1940 *m* eine harte alte Nagelfluh, die auf plattigen Kalken der Raibler Schichten aufliegt. Das jüngere Delta des Baches besteht in Höhe des Seebordes aus Sand mit Schotterlagen und tiefer unten aus braunem Sand, der in Höhe 1910 auf kohligem Schweb (= Schwefeleisengyttja, Verf.) mit Wurzelstöcken und Holzresten aufruhte. Im Bacheinschnitt reichte der Seeschlamm einige Meter höher bis an den Steilabbruch der durch dünne Sandsteinblättchen schräggeschichteten Nagelfluh des älteren Deltas. Auffallend war die Zähigkeit des von Pflanzenfasern durchzogenen Schlammes, der beim Anschlagen mit dem Hammer federte ohne zu brechen, und der im Bachgeschiebe in runden Knollen vertreten war.

Das westlich anschließende kleine Schotterdelta ruhte etwa bei 1930 *m* auf braunem und blauem Seeschlamm auf, dessen sanft gerundete Oberfläche von einem mehr als 1 *cm* starken Filz aus langen grünen Fadenalgen überzogen war, der sich in großen Flecken abheben ließ."

Ob die erwähnte Nagelfluh wirklich eine so alte, eventuell interglaziale Bildung darstellt, muß ich dahingestellt sein lassen.

Die paläobiozönotische und klimageschichtliche Auswertung der stratigraphischen Befunde bleibt dem folgenden Kapitel vorbehalten. Zwei Fragen geologisch-hydrologischer Natur seien aber vorweggenommen: die bereits bei der Morphometrie berührte nach den früheren Wasserständen und diejenige nach den Ursachen für den geschilderten Faziswechsel.

Lundqvist weist mit Recht darauf hin, daß man bei Schlüssen auf frühere Wasserstände äußerst behutsam sein muß und solche in der Regel nur aus der Abflußschwelle (dem „Paßpunkt") benachbarten Linienprofilen ziehen kann. Die Sedimentationsgrenze kann in verschiedenen Teilen desselben Sees in sehr verschiedener Tiefe liegen, und das ist zweifellos im Lünersee von je her der Fall gewesen. Einen oberirdischen Abfluß hat er, seitdem er vom Gletscher verlassen ist, wohl nie mehr besessen, und gerade an den senkrecht abstürzenden Dolomitwänden unterm Seebord liegt die Sedimentationsgrenze in großer, überhaupt noch nicht festgestellter Tiefe. Die in Klüften der Stirnwand gefundenen Sinterbildungen sagen darüber nichts aus. Da heute bei der großen Armut an Plankton wohl auch in größerer Tiefe keine Gyttja mehr, sondern nur Ton zu erwarten ist, können wir auch die Bedingungen für die Bildung der Schwefeleisengyttja im Lüner See selbst nicht mehr direkt ermitteln.

Es ist aber wohl sehr wahrscheinlich, daß die eingelagerten Kies- und Sandschichten einer vermehrten Wasserführung der Bäche entstammen und auch einen höheren Seestand anzeigen und für die Bildung der obersten Kies- und Sandschichten des Veradeltas, die über die unteren mit sehr deutlich viel geringerem Gefälle transgredieren (Taf. XXI, Fig. 10), dürfen wir wohl eine länger dauernde Folge von Hochwasserständen verantwortlich machen.

Weitere Anhaltspunkte bieten die alten, bereits von Löwl und Klebelsberg beschriebenen Uferlinien. Löwl konstatierte deren 11, von denen diejenige des Niederwassers von 1887 bei 1937·5 *m*, die 2. bei 1938·5 *m*, die 7., dem historischen Mittelwasser entsprechende, bei 1940·8 *m*, die 8. bei 1941·5 *m*, die 9. bei 1942·2 *m* und der Saum des Strandgürtels, entsprechend den höchsten Hochwässern, bei 1945·0 *m* liegt. Erst durch die Absenkung wurden noch tiefere Strandlinien bloßgelegt, so nach Klebelsberg eine 2 *m* breite und auch an den Stirnwänden durch 3 bis 4 auffallend helle Horizontalstreifen angedeutete in 1933 *m* Höhe. Ob wir diese in die Wärmezeit und besonders in deren subhorealen Abschnitt ansetzen dürfen, dessen Mittelwasser darnach durchschnittlich 7 *m* unter demjenigen der historischen Zeit gelegen hätte, oder aber in die Zeit vor der Bildung der Gyttja, kann ich nicht entscheiden. Die in den Kiesbalden ausgeprägten, z. B. auf Taf. XVIII sichtbaren Uferlinien sind selbstverständlich sehr viel jünger.

Zu einem Verständnis der Schwefeleisenablagerung und der sehr wahrscheinlich mit ihr in Verbindung stehenden Korrosionserscheinungen können wir nur durch Analogieschlüsse aus anderen Seen gelangen, wo sich ähnliche Vorgänge noch heute abspielen. Leider wissen wir in dieser Hinsicht über die meisten Alpenseen noch fast gar nichts. Beide Erscheinungen sind durch Götzinger aus dem Lunzer Obersee und durch F. Heim aus dem Walchensee beschrieben worden. Dieser ist, wie der Lüner See, ein durch tektonische Vorgänge geschaffener, rein oligotropher Alpensee, der jedoch in nur 802 *m* Höhe liegt. Die Schwefeleisengyttja bildet in ihm eine dünne Schicht über den glazialen Bändertonen und wird von mächtigen Kalksedimenten überlagert. Damit ergibt sich dasselbe Bild, das ich für den auch schon von Götzinger untersuchten Lunzer Untersee feststellen konnte, welcher nur 608 *m* hoch liegt. Die Schwefeleisenschicht gehört in ihm einem sehr frühen Abschnitt des Postglazials, wahrscheinlich dem Bühl-Gschnitz-Interstadium an. Ähnliches dürfte auch für andere kalkreiche Seen der Nordalpen und des Alpenvorlands gelten, so für den Würm-, Kochel- und Tegernsee, aus welchen sämtlich zwischen 580 und 730 *m* gelegenen Seen Ule und Breu See-Erzbildungen anführen, über deren Bildungsverhältnisse und Alter aber nichts bekannt ist, außer, daß sie sich heute schwerlich bilden können. Ähnlich wie der Walchensee scheint sich nach Ampferer auch der 830 *m* hoch gelegene Achensee zu verhalten, aus dem jedoch noch keine Eisensedimente bekannt sind, wogegen der 1802 *m* hoch am Arlberg gelegene Spullersee nach den spärlichen vorliegenden Angaben (Ampferer, Geilhofer) mehr dem Lüner See gleichen dürfte, mit dem nach einer 1929 gemachten Feststellung auch der benachbarte Tilisunasee übereinzustimmen scheint.

Bisher kenne ich nur drei Alpenseen, in welchen noch heute eine Ablagerung von Eisensedimenten stattfindet. Es sind dies der Lunzer Obersee (1113 *m*), der Seealpsee im Allgäu (1629 *m*), aus welchem ich Herrn H. Lotze in Obersdorf Schlammproben verdanke, und der Ritomsee im Val Piora (1831 *m*). (Vgl. Fig. 8.) Ob sich im Ritom, der bis 1917/18 im Tiefenwasser große Mengen Schwefelwasserstoff enthielt, der aber mit der künstlichen Ablassung in den genannten Jahren verschwand, noch heute Schwefeleisensedimente in größerer Menge bilden, scheint mir fraglich und könnte erst durch stratigraphische Untersuchung der Sedimente dieses Sees entschieden werden.

Da im Lunzer Obersee die Bildung der Eisensedimente nach Götzingers Bodenfazieskarte erst in Tiefen von mehr als 5 *m* stattfindet und nach meinen Untersuchungen wohl erst im Subboreal be-

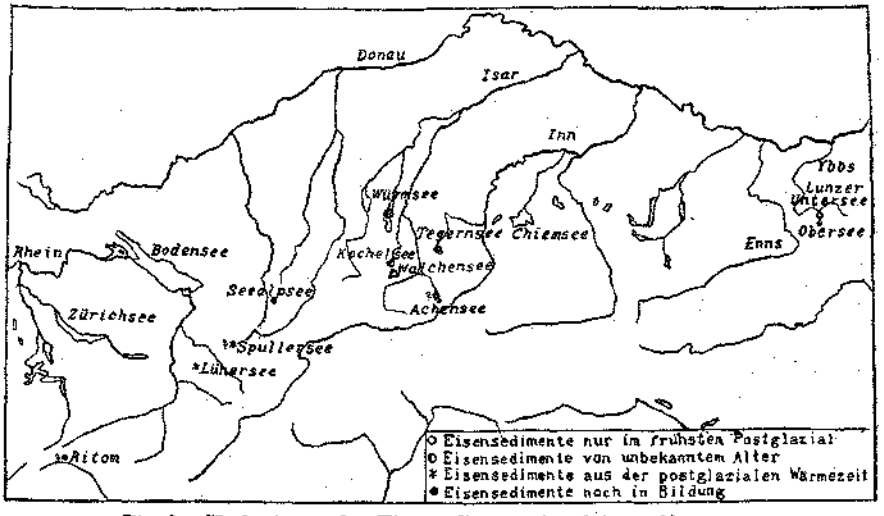


Fig. 8. Verbreitung der Eisensedimente in einigen Alpenseen.

gonnen hat und da der Schwefeleisenschlamm des Ritomsees mindestens zum großen Teil auch schon eine fossile Bildung sein dürfte, liegt der Schluß sehr nahe, daß die Bedingungen für die Bildung von Eisensedimenten heute in den Alpen nur in einer Höhe von etwa 1100—1800 *m* verwirklicht sind. Damit würde aufs schönste übereinstimmen, wenn ähnliche Bildungen in tiefergelegenen, wärmeren Seen nur im Spätglazial, in höher gelegenen, wie im Lüner See, nur in der Wärmezeit entstehen könnten.

Bevor wir die Bedingungen für die Eisenablagerung in Alpenseen weiter untersuchen, wollen wir die Verhältnisse in Fennoskandien und Nordrußland heranziehen, wo die Verbreitung der See-Erze genauer als in den Alpen bekannt ist. Aus der im wesentlichen nach Lundqvist und Lamanskij zusammengestellten Kartenskizze, Fig. 9, geht hervor, daß die See-Erze in Fennoskandien streng an das Fichtengebiet gebunden sind und nur ganz vereinzelt in das Areal der Buche übergreifen. Wenn mir auch für Nordschweden und Norwegen keine genügenden

Daten vorliegen, scheint es doch, daß sich weder in den am meisten ozeanischen, noch in den kontinentalsten, noch in den arktischen Teilen Fennoskandiens See-Erze bilden.

Auf die regionale Verteilung der Erzseen in Südschweden haben vor allem Naumann und Lundqvist hingewiesen. Aus flüchtiger Betrachtung ihrer Arbeiten und Karten könnte man den Eindruck gewinnen, als ob sich in Fennoskandien See-Erze und Kalksedimente ausschlössen und somit ein prinzipieller Gegensatz gegenüber den Alpen bestünde. Das ist aber nicht richtig. Vielmehr beschreibt Lundqvist ausdrücklich solche Seen, in denen sich zuerst Kalk- und später Eisensedimente gebildet haben, z. B. Lovsjön und Sjögarpsjön, die sich somit ähnlich verhalten wie der Lunzer Obersee.

Wenn er jedoch (z. B. 1927, S. 106) seine so wertvollen Befunde so auslegt, als ob allgemein die „Kalkseen" die Tendenz hätten, sich in „Eisenseen" umzuwandeln, so ist dazu zu bemerken, daß sein Untersuchungsgebiet zum weitaus größten Teil in dasjenige Gebiet fällt, in welchem die Eisensedimente offenbar mit der heutigen Klimaxvegetation in einem Abhängigkeitsverhältnis stehen, was aber eben nur für ganz bestimmte Klimagebiete gilt.

Die schon 1918 von Sundelin und 1924 von Lundqvist an småländischen Seen und 1927 von demselben auch am Örträsk gemachte Feststellung, daß hier die Bildung der Eisenschlamme regelmäßig erst mit der subatlantischen Klimaverschlechterung nach der Ausbreitung der Fichte einsetzt, verdient besondere Beachtung. Wenn auch für die Eisenausfällung, wie Lundqvist annimmt und für Schweden Naumann, für Karelien und das Weiße Meer Perfiljev nachgewiesen haben, in erster Linie Wasserorganismen, sowohl Bakterien wie Algen, verantwortlich zu machen sind, ergibt sich doch aus der räumlichen und zeitlichen Verbreitung der Eisensedimente ein ganz auffallender, auch schon von Lundqvist angedeuteter Zusammenhang mit der Podsolierung der Wald- und Heideböden, d. h. der Auswaschung der Humus- und Eisenkolloide. Diese Podsolierung ist am stärksten im eigentlichen Nadelwaldgebiet und nimmt nicht, wie man nach älteren Darstellungen vermuten könnte, mit zunehmender Ozeanität und abnehmender Temperatur unbegrenzt zu, sondern nimmt, ganz ähnlich wie auch das Hochmoorwachstum, nach einem in der Nadelwaldzone gelegenen Optimalbereich sehr rasch wieder ab, um über der Waldgrenze ganz aufzuhören, wie Nordhagen 1928 sowohl für Skandinavien wie für die Karpathen und Alpen nachweisen konnte.

Damit glaube ich den Schlüssel für das Verständnis der Verbreitung der Eisensedimente auch in den Alpen gefunden zu haben, denn auch in ihnen deckt sich ihr Verbreitungsgebiet mit dem der Nadelwälder und der in den Kalkgebieten allerdings nur sehr schwachen Podsolierung. Leider wissen wir über die Verbreitung und klimatische Bedingtheit der Böden in den Alpen noch sehr wenig, können aber aus den von Maurer, de Quervain u. a. für die einzelnen Höhenstufen und besonders die Wald- und Baumgrenze zusammengestellten Daten soviel entnehmen, daß ein einfacher Parallelismus etwa mit bestimmten Isothermen nicht besteht. Wenn somit z. B. die 9°-Januar-Isotherme in den Nordalpen

ungefähr in der Höhe der oberen Fichtengrenze verläuft, während sie in Skandinavien ungefähr mit der Laubwaldgrenze zusammenfällt, so ist vor allem auch die andere jahreszeitliche Verteilung der Sonnenstrahlung in Erwägung zu ziehen. Sicher aber entsprechen sich die Fichtengebiete im N und im S auch klimatisch und edaphisch, und es kann kein Zufall sein, daß in beiden Gebieten Eisenseen gerade in den Gebieten stärkster Humusbildung und Podsolierung auftreten.

Durch die Auswaschung der Eisenverbindungen aus den oberflächlichen Bodenschichten sind die Vorbedingungen zu ihrer Anreicherung in Gewässern und namentlich in solchen ohne oberirdischen Abfluß, wie dem Lüner See und Lunzer Obersee, gegeben, und es bedarf dann

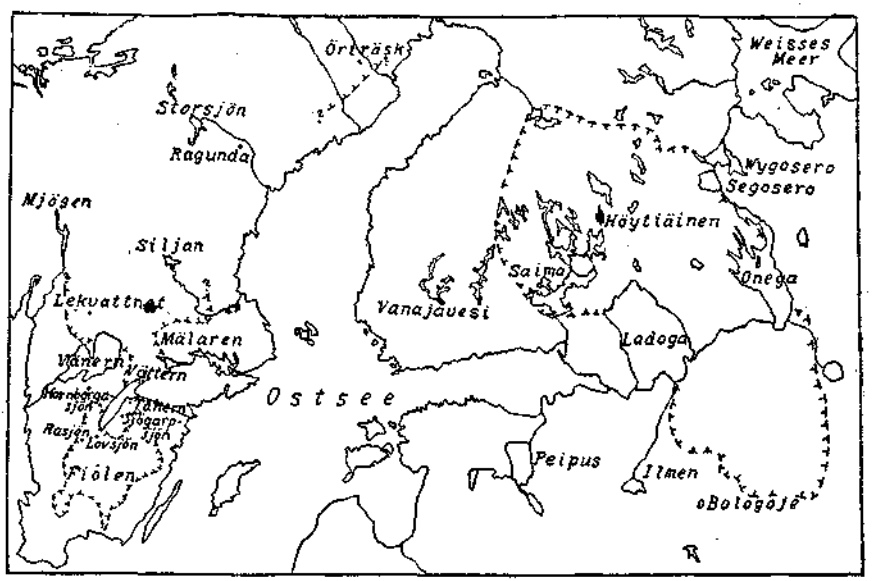


Fig. 9. Verbreitung der See-Erze in Schweden (nach Lundqvist), Finnland und Nordrußland (nach Lamanskij) und Lage einiger stratigraphisch besonders gut untersuchter Seen.

nur noch günstiger Lebensbedingungen für die eisenausscheidenden Organismen, damit es zu organogenen Eisenablagerungen kommt. Auf die sehr umfangreiche, die Alpenseen allerdings sehr vernachlässigende Literatur hierüber braucht um so weniger eingegangen zu werden, als eine treffliche neue Übersicht von Cholodny vorliegt. Es sei nur entgegen verbreiteten Ansichten in Erinnerung gebracht, daß organogenes Schwefeleisen sich sowohl in eutrophen Süß- und Salzwässern (besonders in echtem Faulschlamm) wie in oligotrophen und dystrophen Binnengewässern und, wie z. B. Perfiljev gezeigt hat, auch im Meere bilden kann. Eine gewiße Eutrophierung oder genauer Anreicherung organischer, fäulnisfähiger Stoffe scheint jedoch das Zustandekommen solcher Ablagerungen sehr zu begünstigen, und eine solche ist ja in den Waldgebieten überall gegeben.

Mit Naumann (1918) könnnen wir folgende Gruppen von Eisenverbindungen in Süßwasserablagerungen unterscheiden: 1. Ferrioxyde und Hydroxyde, 2. Schwefelverbindungen (FeS und Zwischenstadien zu hexaedrischem Pyrit und rhombischem Markasit), 3. Ferroverbindungen (Siderit und Vivianit).

Während im Lunzer Obersee nach Mulley und Wittmann ähnlich wie in den fennoskandischen Erzseen anscheinend nur oder doch stark vorwiegend oxydische Eisenverbindungen abgelagert werden, stimmt der Lüner See darin mit dem Ritom überein, daß mindestens der überwiegende Teil des Eisens als Sulfid gebunden ist. Der Ursprung des Schwefelwasserstoffs ist wohl auch derselbe, indem in beiden Seen anstehender Gips die Schwefelquelle bildet. Wie Düggeli für den Ritom nachgewiesen hat, wird H_2S hauptsächlich durch *Microspira desulfuricans* aus dem Gips reduziert (vgl. S. 549). Da der Lüner See nicht bakteriologisch untersucht ist, gehe ich auf die Rolle der verschiedenen Schwefelbakterien nicht ein (vgl. Bavendamm, Düggeli). Zur Vermeidung von Mißverständnissen sei jedoch betont, daß solche Schwefeleisengyttjen, wie die des Lünersees, Tilisunasees und Ritomsees nicht oder nur zum kleinsten Teil durch Fäulnisprozesse zustande kommen, also keine eigentlichen Faulschlamme oder Sapropele sind (im ursprünglichen Sinne Lauterborns, nicht in dem von Potonié unzweckmäßigerweise erweiterten, wie er sich leider in der deutschen, skandinavischen und russischen Literatur eingebürgert hat).

Bei der Desulfuration des Gipses und bei der Fäulnis von Eiweißkörpern wird außer Schwefelwasserstoff auch Kohlensäure gebildet, und hiemit, eventuell auch mit der Bildung freier Mineralsäuren (vgl. S. 549), möchte ich die außerordentlich starken Korrosionserscheinungen am anstehenden Gestein und auf den Moränenblöcken in Zusammenhang bringen, die bereits Löwl und Klebelsberg treffend beschrieben haben (Taf. XIX und Taf. XXIII). Völlig entsprechende Bildungen haben Götzinger in den Lunzer Seen und F. Heim im Walchensee gefunden. Das Gestein ist wabenförmig zerfressen, u. zw. bilden sich lauter mehr oder weniger kugelige, oft nur mit kleinen Poren nach außen mündende und teilweise miteinander verschmelzende Hohlräume von 1—4 *cm* Durchmesser. Soviel scheint sicher, daß bei dieser wabenförmigen Korrosion im Gegensatz zu der rillenförmigen der Karren und Furchensteine weder endopetrische Algen noch grabende Trichopterenlarven beteiligt sind, es sich vielmehr um eine rein chemische Auflösung handelt. Von ihr ergriffen sind alle unter dem früheren Niederwasserniveau gelegenen, nicht durch Sedimente geschützt gewesenen Felsflächen, sowohl die des Hauptdolomits wie die der Raibler Schichten, dagegen nicht die Strudellöcher unterm Seebord und andere durch Moränenmaterial geschützt gewesene Flächen. Wie bereits Klebelsberg festgestellt hat, ist die Korrosion durchwegs jünger als die Gletscherschliffe, dagegen mindestens zur Hauptsache älter als die Inkrustation durch Kalkalgen, da diese stellenweise, allerdings nur ausnahmsweise, auch in die Hohlräume hineinreicht. Dieser Umstand spricht dafür, daß die Korrosion schon lange vor der Spiegelsenkung zur Ruhe gekommen ist oder doch an Intensität stark abgenommen hat. Die ein-

fachste Erklärung scheint mir die zu sein, daß die Korrosion wie die Bildung der Schwefeleisengyttja zum größten Teil in der Wärmezeit vor sich gegangen ist, indem durch Bakterientätigkeit reichlich Kohlensäure gebildet wurde, von der sich Bläschen im Algenbesatz der Felsflächen fingen und diese anätzten. Zu einer ähnlichen Erklärung ist auch F. Heim für den Walchensee gekommen.

Über eine noch ältere, jedenfalls nicht subaquatische, sondern subaerile Korrosion vgl. S. 544.

VIII. Vegetations- und Klimageschichte.

Einen allgemeinen Überblick über die Vegetationsgeschichte des Rätikons habe ich in der Heimatkunde von Vorarlberg (Wien 1929) gegeben und in der beigegebenen Moorkarte 1:200.000 auch die etwa 50 Punkte eingetragen, aus welchen Moorprofile von mir und meinen Kollegen in Vorarlberg, Liechtenstein und den Grenzgebieten gesammelt nnd untersucht worden sind. Im folgenden beschränke ich mich auf den Rätikon und stütze mich außer auf die Lüner-See-Profile auf folgende drei Moorprofile: ein von mir im Paß des Schweizertors 2150 *m* Höhe entnommenes und untersuchtes, ein von Firbas über dem Tilisunasee in 2200 *m* Höhe geholtes und ein von P. Keller auf Lischgads 960 *m* über Seewis im Prättigau untersuchtes; doch gründet sich die Datierung auf die Vergleichung mit den Befunden der weiteren Umgebung, namentlich auch des Bodenseegebiets. Sämtliche Profile ergänzen und bestätigen sich auf das schönste.

Aus präborealer und borealer Zeit haben wir nur Seeablagerungen aus dem Lüner See und von Lischgads. In beiden erreicht der Föhrenpollen vom gewöhnlichen Typ 88—91 %, doch handelt es sich im Lüner See offenbar um *Pinus montana*, im Prättigau um *P. silvestris*. Der übrige Baumpollen besteht auf Lischgads aus Fichte, Birke und Hasel, im Lüner See ans *Pinus Cembra* (in zwei Profilen bis zu 12 %), zu welcher erst etwas später Lärche und Fichte hinzutreten.

Sehr wahrscheinlich bestand zunächst nur eine untere *Pinus silvestris*- und eine obere *Pinus montana*-Stufe, jene mit eingestreuten Birken und rasch einwandernder Hasel, diese mit eingestreuten Lärchen und Arven; doch bildete sich frühzeitig, wohl auch noch im Präboreal, zwischen beiden ein Fichtengürtel aus.

Sehr bemerkenswert ist der Fund von zwei Pollenkörnern von *Hippophae* in der ältesten pollenführenden Gyttja unmittelbar über dem Bänderton des Verenbachprofils. Der Sanddorn war im Präboreal nicht nur rings um die Ostsee, sondern auch im Alpengebiet sicher verbreiteter als heute, wie aus Pollenfunden in den Schweizer Alpen (Keller), in Oberschwaben (Bertsch), im Allgäu und in Tirol (noch unveröffentlichte Untersuchungen) hervorgeht. Dasselbe gilt sehr wahrscheinlich auch für die noch im obersten Montafon und am Südhang der Schesaplana erhaltene *Juniperus sabina*, trotzdem der paläontologische Nachweis noch aussteht.

Die Hasel und die Arten des Eichenmischwalds haben sich in den Alpen, wie P. Keller an Hand zahlreicher Diagramme ausführt, in den

Bündner Tälern erst später ausgebreitet als im Alpenvorland; doch dürfte das Haselmaximum von Lischgads auch noch boreal sein.

Die Weißtanne tritt schon vor dem Haselmaximum, die Erle dagegen sowohl auf Lischgads wie in den Lüner Profilen erst nach diesem auf; es bestätigt sich somit die schon 1923 von Firbas vertretene Ansicht, daß die Drose *(Alnus viridis)* in einem großen Teil der Ostalpen die letzte Eiszeit nicht überdauert hat. Wohl aber scheint dies am Alpenrand der Fall gewesen zu sein, sowohl im Rheintal (nach einem Profil vom Bödele über Dornbirn), wie am Ostrand (nach den Lunzer Profilen, in denen die Erle gleichfalls lange vor dem Haselmaximum, wahrscheinlich schon im Gschnitz-Daun-Interstadium, auftritt) und erst recht am Südrand, von wo sie frühzeitig über den Brenner gewandert zu sein scheint (Fund im Gschnitztal, vgl. Gams 1927, S. 377).

Wo die Alpenrosen überdauert haben, läßt sich auf Grund der spärlichen Fossilfunde noch nicht übersehen, doch treten ihre charakteristischen Schildhaare in den Profilen vom Schweizertor, Bödele und Bregenzer Wald (Alberschwend, Sulzberg) durchwegs erst nach der Ein-

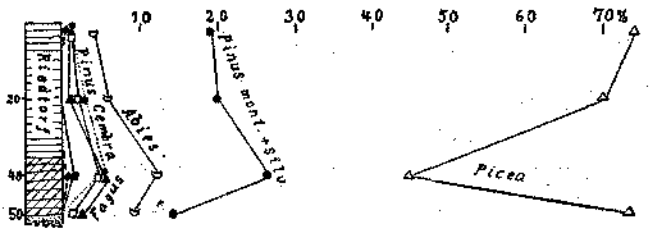


Fig. 10. Pollendiagramm aus dem Moor am Schweizertor 2150 *m*.

wanderung der Tanne auf. Wären die Alpenrosen schon präboreal in den Nordalpen vorhanden gewesen, so wäre ihr gänzliches Fehlen in allen bisher untersuchten Dryasfloren des Alpenvorlands unverständlich.

Für ein früheres Vorkommen der Zwergbirke im Rätikon haben sich bisher keinerlei Anhaltspunkte ergeben; dagegen sind die Beweise für die wärmezeitliche Erhöhung der Vegetationsgrenzen hier besonders eindrucksvoll (Fig. 5 und 10).

Das Moor am Schweizertor ist wie das von Schreiber und Firbas von Tilisuna beschriebene ein totes „Riedmoos". Es besteht aus 50 *cm* mächtigem Radicellentorf und trägt in den trockeneren Teilen ein stark erodiertes *Trichophoretum caespitosi,* in den feuchteren Bestände von *Carex Goodenowii, Eriophorum angustifolium* und *Scheuchzeri* und *Juncus triglumis*.Die unterste Schicht, unmittelbar über Sand, besteht aus Radicellen von *Carex Goodenowii* und *inflata* und Moosen der Gattungen *Philonotis, Drepanocladus* und *Brachythecium*. Sie enthält ziemlich viel Rhizopoden und Algen *(Cosmarium* sp., *Euastrum oblongum* u. a.), ist also in einem sauern Tümpel gebildet worden. Im Torf darüber treten Schuppen von *Rhododendron hirsutum,* Sporen von *Selaginella selaginoides* und Pollen von *Menyanthes* und Compositen auf. Das Pollendiagramm stimmt mit dem von Tilisuna bis in Einzelheiten überein und entspricht

ganz offenbar dem der Schwefeleisengyttja des Lüner Sees: Während der ganzen Zeit des Moorwachstums ist *Picea* viel stärker vertreten als *Pinus* und ihre Kurve zeigt überall deutlich zwei Gipfel, zwischen welche ein solcher der Tanne und Buche fällt, welcher offenbar frühsubboreal ist. Die Moorbildung beginnt sowohl am Schweizertor wie am Tilisunasee zur Zeit des ersten Fichtenmaximums und des ersten Auftretens der Buche, also am Übergang vom Atlanticum zum Subboreal (4. Jahrtausend v. Chr.), und reicht nur bis ins Subboreal, wahrscheinlich nicht einmal bis zu dessen Ende, da der Rückgang der Fichtenkurve kaum mehr angedeutet ist. Ganz dasselbe zeigt ein Profil vom Silbertaler Winterjöchel (Harder und Lorenz, S. 697).

Auch im Profil von Lischgads dominiert die Fichte zweimal: einmal zu Beginn der Wärmezeit vor dem hier wohl spätborealen Haselmaximum und dann erst wieder in geschichtlicher Zeit. Den beiden Fichtengipfeln der höher gelegenen Profile entsprechen dagegen zwei Tannengipfel.

Auch am Lüner See erreicht der Tannenpollen 13%, am Schweizertor 12·2 und auf Tilisuna 15·3%. Diese scheinbare Zunahme mit der Höhe ist wohl wie die von Auer, Overbeck u. a. konstatierte Zunahme des Föhrenprozents über der Waldgrenze mit dem besseren Flugvermögen dieser Arten zu erklären.

Unmöglich ist es aber, das wärmezeitliche Überwiegen des Fichtenpollens hierauf zurückzuführen und wenn vielleicht auch über dem Tilisunasee keine Fichten und Tannen mehr wuchsen, so doch jedenfalls um den Lüner See, dessen wärmezeitliche Ablagerungen auch eine reine Waldflora (unter anderem Sporen von *Dryopteris-* und *Asplenium*-Arten) und Waldfauna (Fig. 7*a* und *b*) enthalten. In vermutlich gleichaltrigen Ablagerungen des Spullersees wurde auch ein Elchskelett gefunden (vgl. Geilhofer). Firbas schloß aus dem Tilisunaprofil auf eine Erhöhung der Baum- bzw. Waldgrenze um wenigstens 300—400 *m*. Nachdem heute die Waldgrenze schon bei 1500 *m*, die Baumgrenze bei 1700 *m* liegt, dürfte die maximale Verschiebung sogar eher über 400 *m* als weniger betragen haben.

Es fragt sich nun, in welchem Abschnitt der Wärmezeit die Vegetationsgrenzen ihren höchsten Stand erreicht haben und ob, wie bisher die meisten Autoren stillschweigend angenommen haben, die größte Ausbreitung mit der größten Wärme zusammenfällt. Während ich 1922—1923 mit Sernander und Nordhagen der Ansicht war, daß das Wärmemaximum ins Subboreal falle, schloß ich mich 1924 gleich v. Post und Sandegren der Meinung G. Anderssons an, daß die atlantische Eichenmischwaldzeit das Wärmemaxium enthält.

Aus den Profilen vom Lüner See, Schweizertor und Tilisuna geht wohl hervor, daß der Fichtenwald am Ende des Atlantikums und im späteren Subboreal seinen höchsten Stand zweimal erreicht hat. Anderseits kulminieren aber einerseits die Hasel und Arve und anderseits eine Reihe wärmeliebender Sumpf- und Wasserpflanzen (*Phragmites*, *Cladium*, *Najas flexilis* u. a.) ganz bestimmt schon im Boreal und ich neige daher ebenso wie Rudolph, Firbas und Bertsch zu der früher besonders von Schreiber und Sundelin vertretenen Ansicht, daß das Wärmemaximum bereits in die boreale Zeit, ja vielleicht noch vor deren

eigentlichen Beginn fällt. Dafür würde besonders auch die Strahlungskurve von Milankovitsch mit ihrem Maximum der Sonnenstrahlung vor zirka 10.000 Jahren sprechen. Daß damals, wie z. B. aus den neuesten Karten Sauramos und Munthes hervorgeht, das nördliche Fennoskandien noch von Inlandeis bedeckt war und de Geers mit der Bipartition des Inlandeises zusammenfallender „Beginn des Postglazials" erst über 1000 Jahre später (um 6810 v. Chr.) fällt und auch in den Alpen die Fichtenwälder (wohl aber vielleicht die Arven- und Lärchenwälder, worüber aber noch zu wenig Daten vorliegen) noch nicht ihren höchsten Stand erreicht hatten, läßt sich ungezwungen damit erklären, daß die Abschmelzung der gewaltigen Eismassen und die Ausbreitung der Bäume erhebliche Zeit beanspruchten, wesentlich mehr als die der genannten Sumpf- und Wasserpflanzen, und die Abschmelzung überhaupt erst bei einer stark erhöhten Sonnenstrahlung erfolgen konnte.

Früher hat auch C. A. Weber eine ähnliche Ansicht vertreten und die Grenzhorizontzeit für boreal gehalten, sich aber später von ihrem subborealen Alter überzeugt. Umgekehrt sind eine ganze Reihe früher von Nordhagen und mir als subboreal gedeutete Austrocknungshorizonte, wie die des Pollinger Kalktuffs, des Kolbermoors und Krutzelrieds, boreal.

So ist das präboreale und boreale Klima noch reich an Rätseln, worauf besonders v. Post und Firbas hingewiesen haben, z. B. in bezug auf die Ausbreitung der Fichte und anderer Pflanzen. Manches mag durch die ganz andere Richtung des Golfstromes erklärt werden können, der sich noch nicht durch den Kanal in die Nordsee ergießen konnte. Ich halte v. Posts hauptsächlich auf die Verbreitung der winterblütigen Hasel und des ebenfalls milde Winter fordernden *Cladium* gegründete Annahme, daß im ganzen milde Winter und trockene, heiße Sommer vorherrschten, für zutreffend und somit die zuletzt von P. Keller vertretene Ansicht, daß das Maximum der Kontinentalität in die boreale Haselzeit falle, für unzutreffend. So kehre ich mit Bertsch, dessen auf ein zu kleines Gebiet gegründeten klimageschichtliche Folgerungen ich im übrigen für übereilt halte, zu der schon längst von Briquet, Beck v. Mannagetta u. a. vertretenen Ansicht zurück, daß die Haupteinwanderung des xerothermen oder richtiger xerischen Elements schon in präborealer Zeit erfolgt ist, wie ich unter anderem für *Hippophae* und *Juniperus sabina* angedeutet habe.

Für die frühatlantische Zeit stellt Keller elf Durchschnittsspektren aus verschiedenen Höhen der Ostschweiz zusammen, wodurch ein gutes Bild von den damaligen Höhenstufen entsteht, das in den Hauptzügen jedenfalls auch für den Rätikon gilt: Bis etwa 900 *m* herrscht der Eichenmischwald (über Dornbirn zeitweise sogar bis über 1100 *m*), von zirka 900 bis 1200 *m* der Tannen- und von 1200 bis 2100 *m* der Fichtenwald, der in den Zentralalpen wohl auch noch den größten Teil der subalpinen Lärchen-Arvenwälder und in den Ostalpen die ganze heutige Krummholzstufe durchsetzt. Wäre eine solche über den damaligen Fichtenwäldern ausgebildet gewesen, so könnte der Fichtenpollen in den damaligen Torfschichten an und über der Waldgrenze nicht so stark vorherrschen.

Die Hauptausbreitung der Buche fällt in den Übergang von der Stein- zur Bronzezeit. Im Gegensatz zu den Nadelhölzern scheint sie als ein Baum der mittleren Höhenlagen nie wesentlich höher gestiegen zu sein als heute, sondern hauptsächlich nur ihre horizontale Verbreitung geändert zu haben; doch dürfte sie in der Wärmezeit ähnlich wie heute in den Südalpen stärker als heute an nebelreiche Berglagen gebunden gewesen und hier früher als weiter unten erschienen sein, in den östlichsten Alpen bereits im Boreal. Während des Linden-Eichenmaximums erreicht sie am Bödele über Dornbirn bereits 4·3, am Lüner See 2·5%, in der eigentlichen Buchenzeit am Schweizertor (Ferntransport!) 5·2 und auf Tilisuna 2·5%. Ins Prättigau ist sie erst wesentlich später eingewandert als in den Bregenzer Wald, wo sie auch heute höher steigt.

Mit den Vegetationsgrenzen haben sich auch die des Moorwachstums, der Podsolierung und der Gyttjabildung gehoben und später wieder gesenkt. Daß alle Moore über der heutigen alpinen und polaren Waldgrenze und mindestens die große Mehrzahl der subalpinen und subarktischen Moore tot sind oder daß mindestens der Abtrag den Zuwachs überwiegt, kann nach den Untersuchungen von Rudolph, Firbas, Keller und dem Verfasser in den Alpen und im Riesengebirge, von Peterschilka u. a. in den Karpaten, von Stark u. a. im Schwarzwald, von Hesmer im Harz, von Auer in Lappland als gesicherte Tatsache gelten. Wie ich in meiner ersten Lunzer Arbeit ausgeführt habe, liegt die Grenze des Hochmoorwachstums in den Nordalpen heute fast überall bei ziemlich genau 1000 *m*, was auch meine seitherigen Beobachtungen in Vorarlberg und Tirol bestätigen. Auch wenn wir mit einer wärmezeitlichen Erhöhung dieser Grenzen um 400—500 *m* rechnen, hätten sich über der heutigen Waldgrenze im Rätikon keine eigentlichen Hochmoore bilden können, was auch durch alle bisher untersuchten Profile bestätigt wird.

Auch die Tatsache, daß sich über der Waldgrenze heute keine eigentliche Gyttja mehr bildet, ist in Schweden schon länger bekannt, ist aber meines Wissens in den Alpen bisher nicht beachtet worden.

Die Art, wie die wärmezeitliche Gyttja des Lüner Sees und wahrscheinlich auch des Tilisunasees nach dem Sinken der Fichtengrenze von Feinsand (und in größerer Tiefe vermutlich von Ton) abgelöst wird, dürfte ebenfalls noch aus keinem anderen Alpensee bekannt sein, ist dagegen für Interglazialprofile geradezu charakteristisch. Auch nach dem Fossilbestand können wir daher sagen, daß die wärmezeitlichen Ablagerungen hier gewissermaßen in interglazialer Fazies erscheinen.

Die subatlantische Dryasablagerung stimmt mit den spätglazialen Dryastonen im Vorkommen von Käfern, Moosen (*Cratoneuron* sp., *Bryum* sp., *Polytrichum* sp. u. a.), *Salix herbacea* und *Dryas* überein, unterscheidet sich jedoch außer durch ihre mehr sandige Beschaffenheit durch das Fehlen von *Betula nana,* höhere Wassertemperaturen anzeigenden Wasserpflanzen und Mollusken, wogegen die in den Alpen allgemein vertretene Landschnecke *Arianta arbustorum* zusammen mit aus Dryastonen bisher nicht bekannten Blütenpflanzen, wie *Carex firma* und *Rhododendron hirsutum* auftritt.

Der Pollengehalt dieser Schicht ist sehr gering und entspricht im wesentlichen schon den heutigen Höhenstufen (fast so viel *Pinus* wie *Picea*). Anzeichen für eine subatlantische Erniedrigung der Höhengrenzen unter den heutigen Stand, wie sie unbedingt zu erwarten wären, wenn Schreibers früher auch von mir vertretene Datierung des Daunstadiums als subatlantisch zurecht bestünde, konnte ich ebensowenig finden wie Firbas.

Anfänglich glaubte ich in den von Singer und Klebelsberg als über dem Seeschlamm abgelagert angesehenen Moränen endlich ein solches Anzeichen gefunden zu haben; aber nachdem sich diese Annahme als irrtümlich herausgestellt hat, bin ich gleich Firbas und Rudolph zur Ansicht gelangt, daß eine wesentliche Erniedrigung der Vegetationsgrenzen unter den heutigen Stand mit der postglazialen Klimaverschlechterung nicht eingetreten ist.

Wohl aber dürften auch noch in geschichtlicher Zeit vorübergehende Erhöhungen eingetreten sein. In den Lüner-See-Profilen und in den toten Alpenmooren sind Beweise hiefür nicht zu erwarten, doch sehe ich einen Anhaltspunkt darin, daß, wie mir Herr Landesforstinspektor Hofrat Henrich mitteilte, die Alpe Lün oder Vera, die heute nur noch eine Galtviehalpe ist, in früheren Zeiten von Milchvieh bestoßen war. Für mehrere Pässe des Montafon ist ganz wie für die des Wallis u. a. im Mittelalter ein stärkerer Verkehr als in der Neuzeit sicher bezeugt.

Dagegen dürften die Sagen, daß auch einmal an Stelle des Schesaplanagletschers und der Todtalp einst blühende Alpen gewesen seien, falls ihnen ein historischer und nicht einfach aus anderen Gebieten entlehnter Kern zugrunde liegt, in vorgeschichtliche Zeiten zurückreichen.

Literatur.

Ampferer O. und Ascher H., Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Spullerseewerkes. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, *75*, Wien 1925.

Ampferer O. und Pinter K., Über geologische und technische Erfahrungen beim Bau des Achenseewerkes in Tirol. Ebenda, *77*, 1927.

Ampferer O. und Berger J., Vom geologischen Aufbau der Achenseeufer, seine Auswirkung bei der Spiegelabsenkung. Schweizer Bauzeitung, *93*, 1929.

Arni Paul, Geologische Forschungen im mittleren Rätikon. Diss. Zürich, Solothurn 1926 (siehe auch Schardt und Arni).

Auer V., Untersuchungen über die Waldgrenzen und Torfböden in Lappland. Comm. Inst. quaest. forest. Finl., *12*, 1927.

Bachmann H., Das Phytoplankton der Pioraseen nebst einigen Beiträgen zur Kenntnis des Phytoplanktons schweizerischer Alpenseen. Zeitschrift für Hydrologie, *4*, Aarau 1928.

Barbisch Hans, Vandans. Eine Heimatkunde aus dem Tale Montafon. Innsbruck 1922.

Bavendamm W., Die farblosen und roten Schwefelbakterien des Süß- und Salzwassers. Pflanzenforschung, *2*, 1924.

Beck Paul, Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizer Alpen. Mitteilungen der Naturwissenschaftlichen Gesellschaft in Thun, *1*, 1926.

Bertsch K., Klima, Pflanzendecke und Besiedlung Mitteleuropas in vor- und frühgeschichtlicher Zeit nach den Ergebnissen der pollenanalytischen Forschung. Berichte der Römisch-germanischen Kommission, *18* (1928), 1929.

Bourcart F. E., Les lacs alpins suisses. Etude chimique et physique. Thèse Arch. sc. phys. et nat. Genève, 1906.

Cholodny N., Die Eisenbakterien. Pflanzenforschung, Jena 1926.

Düggeli M., Die Schwefelbakterien. Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 1919.

— Bakteriologische Untersuchungen am Ritomsee. Zeitschriften für Hydrologie, *2*, Aarau 1924.

Eder-Schwyzer Jeanne, Chemische Untersuchungen am Ritomsee vor und nach der Absenkung. Ebenda, 1924.

Escher von der Linth A., Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden. Denkschriften der Schweizer Naturforschenden Gesellschaft, 1853.

Firbas F., Über einige hochgelegene Moore Vorarlbergs und ihre Stellung in der regionalen Waldgeschichte Mitteleuropas. Zeitschrift für Botanik, *18*, 1926.

Flaig W. und H., Burgen an der Grenze. Selbstverlag, Dornbirn 1928.

Gams H., Übersicht der organogenen Sedimente nach biologischen Gesichtspunkten. Naturwissenschaftliche Wochenschrift, *36*, 1921.

— Die Geschichte der Lunzer Seen, Moore und Wälder. Internationale Revue der Hydrobiologie und Hydrographie, *18*, 1927.

— Beiträge zur Kenntnis der Vegetation schwedischer Seen. Ergebnisse der IV. I. P. E. 1925, Bern 1927.

— Der Bergsturz von Balderschwang im Allgäu. Berichte des Naturwissenschaftlichen Vereines für Schwaben und Neuburg, 1928.

— Sedimentation und Vermoorung der Lunzerseen und des Lünersees. Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für Limnologie, *4*, Rom 1929.

Geilhofer R., Das Spullerseewerk. Schriften des Vereines für Geschichte des Bodensees, *53*, 1926.

Geitler L., Über die Tiefenflora an Felsen im Lunzer Untersee. Archiv für Protistenkunde, *62*, 1928.

Götzinger G., Die Sedimentierung der Lunzerseen. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1911.

— Geomorphologie der Lunzer Seen und ihres Gebietes. Internationale Revue der Hydrobiologie und Hydrographie, 1912.

Harder R. und Lorenz A., Pollenanalytische Untersuchungen an alpinen Mooren. Zeitschriften für Botanik, *21*, 1929.

Heim Albert, Geologie der Schweiz. Leipzig 1919—1922.

Heim Fritz, Die Sedimente des Walchensees. Suppl. Archiv für Hydrobiologie (in Vorbereitung).

Keller Paul, Beiträge zur Kenntnis der nacheiszeitlichen Waldentwicklung in der Ostschweiz. Beihefte zum Botanischen Zentralblatt, *45*, 1928.

Klebelsberg R. v., Vom abgesenkten Lünersee. Mitteilungen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines, 28. II 1927.

Lamanskij, Karte der Bodenschätze Rußlands. Enzyklopädie Brockhaus-Jefron, 1899.

Löwl F., Der Lünersee. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines, *19*, 1888.

Lütschg O., Über Niederschlag und Abfluß im Hochgebirge. Veröffentlichung der hydrologischen Abteilung der Schweizer Meteorologischen Zentralanstalt. 1926.

Lugeon Jean, Niederschlagskarte der Schweiz (Periode 1901—1925). Zürich 1929.

Lundqvist G., Limnisk diatoméockra och dess bildningsbetingelser. Sveriges Geol. Unders. C 320, 1924.

— Utvecklingshistoriska insjöstudier i Sydsverige. Ibid. 330, 1925.

— Methoden zur Untersuchung der Entwicklungsgeschichte der Seen. Abderhaldens Handbuch der biologischen Arbeitsmethoden, Abt. IX, 2, 1925.

— Örtråsket och dess tappningskatastrofer, Sver. Geol. Unders., C 340, 1927.

— Bodenablagerungen und Entwicklungstypen der Seen. Die Binnengewässer. *2*, Stuttgart 1927.

Manrer J., Billwiler R. und Hess Cl., Das Klima der Schweiz. Frauenfeld 1909.

Mojsisovics, E. v., Beiträge zur topischen Geologie der Alpen, 3. Der Rätikon (Vorarlberg). Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, *23*, Wien 1873.

Munthe H., Några till den fennoskandiska geokronologien och isavsmältningen knutna frågor. Sver. Geol. Unders., C 358, 1929.

Mylius H., Geologische Forschungen an der Grenze von Ost- und Westalpen. München 1912.

Naumann Einar, Om järnets förekomstsätt i limniska avlagringar. Sver. Geol. Unders., C 289, 1919.

— Die Bodenablagerungen des Süßwassers. Archiv für Hydrobiologie, *13*, 1921.

— Södra och mellersta Sveriges sjö- och myrmalmer, deras bildningshistoria, utbredning och praktiska betydelse. Sver. Geol. Unders., C 297, 1922.

Oberdorfer E., Lichtverhältnisse und Algenbesiedlung im Bodensee. Zeitschrift für Botanik, *20*, 1928.

Penck A. nnd Brückner E., Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901—1909.

Perfiljev B., Zur Methodik der Erforschung von Schlammablagerungen. Berichte der Borodinschen Biologischen Station in Karelien, *5*, 1927.

— Über die Mikrobiologie der limnischen Bodenablagerungen. Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für Limnologie, *4*, Rom 1929.

Post, L. v., Vänerbassängens strandlinjer. Geol. Fören. Förh., *51*, 1929.

Rothpletz A., Geologische Alpenforschuugen, II. München 1905.

Rndolph K., Die bisherigen Ergebnisse der botanischen Mooruntersuchungen in Böhmen. Beihefte zum Botanischen Zentralblatt, *45*, 1928.

Sauramo M., The quaternary geology of Finland. Bull. Comm. geol. Finland, *86*, 1929.

Schardt H. und Arni P., Die Entstehung des Lünersees. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, *71*, 1926.

Schmassmann W., Die Bodenfauna hochalpiner Seen. Suppl. Archiv für Hydrobiologie, *3*, 1920.

Schmidt A. R., Geognostische Karte von Vorarlberg. Innsbruck 1839—1841.

Schreiber Hans, Die Moore Vorarlbergs und des Fürstentums Liechtenstein. Staab 1910.

Seidlitz, W. v., Geologische Untersnchungen im östlichen Rätikon. Berichte der Naturforschenden Gesellschaft in Freiburg i. Br., 1906.

Sererhard Nicolaus, Einfalte Delineation aller Gemeinden gemeiner dreien Bünden, 1742, herausgegeben von C. v. Moor. Chur 1872.

Singer Max, Gutachten über den Lüner See mit Karte und Profilen. Manuskript, 1926.

Thomasson H., Methoden zur Untersuchnng der Mikrophyten der limnischen Litoral- und Profundalzone. Abderhaldens Handbuch der Biologischen Arbeitsmethoden, IX, 2, 1926.

Trümpy D., Geologische Untersuchungen im westlichen Rätikon. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, *46*, II, 1916.

Vonbun F. J., Die Sagen Vorarlbergs. Innsbruck 1889.

Zimmermann W., Über Algenbestände aus der Tiefenzone des Bodensees. Zeitschrift für Botanik, *20*, 1927.

Zschokke Fr., Die zweite zoologische Exkursion an die Seen des Rätikon. Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel, *9*, 1891.

— Die Tierwelt der Hochgebirgsseen. Denkschriften der Schweizer Naturforschenden Gesellschaft, *37*, 1900.

— Die Tiefenfauna hochalpiner Wasserbecken. Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel, *21*, 1910.

Karte des Lünersees 1 : 7500. Topographische Aufnahme von der Direktion der Illwerke zur Verfügung gestellt, geologische Eintragungen nach den Aufnahmen von Arni und Singer und eigenen Beobachtungen von H. Gams.

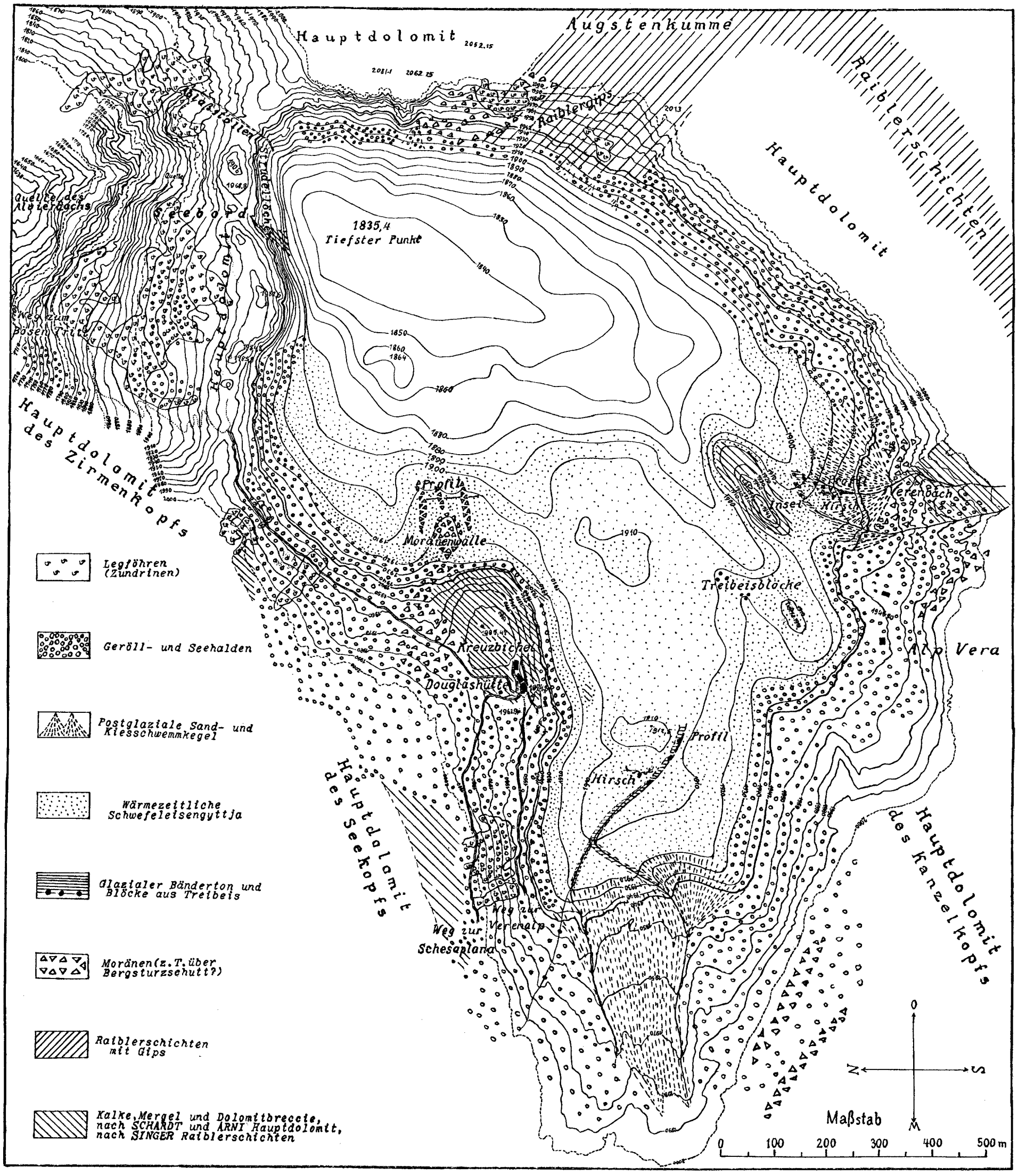


Fig. 1. Der Lünersee vor der Absenkung gegen die Lünerkrinne.
Aufnahme des Vorarlberger Heimatbilderverlags.

Fig. 2. Die Quellen am Bösen Tritt vor der Absenkung.
Phot. C. Risch-Lau.

Fig. 3. Der Lünersee bei maximaler Absenkung.
Nach Postkarte des Vorarlberger Heimatbilderverlags.

Fig. 4. Der Lünersee bei maximaler Absenkung.
Nach Aufnahme von J. Heggenbart.

Fig. 6. Korrodierte Hauptdolomitwand mit Strandmarken.
Phot. Ing. Rüsch.

Fig. 5. Verwerfungsstelle unterm Seebord.
Phot. Ing. Rüsch.

Fig. 8. Felderung der Gyttja durch von einem Erdsturz im Feber 1926 zersprengte Eistafeln.
Phot. Ing. Rüsch.

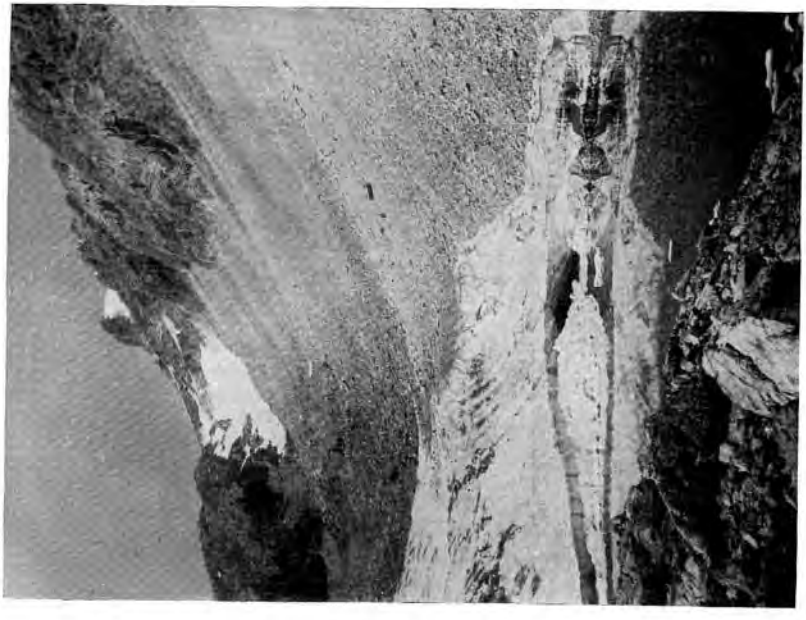


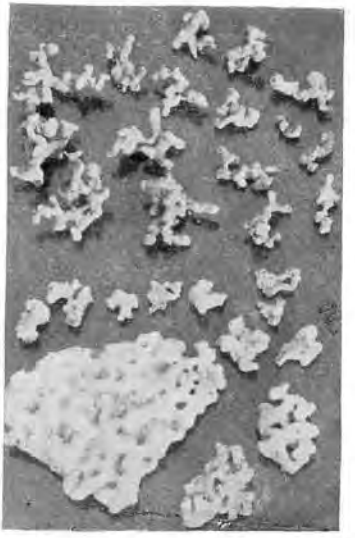
Fig. 7. Der Todtalpsee mit kalbendem Firnfleck.
Phot. H. Gams. — 4. IX. 1928.

Fig. 9. Bachanriß unterhalb der Douglashütte mit dem in Textfig. 5 und Tafel XXII links dargestellten Profil.
Phot. H. Gams. 1927

Fig. 10. Die in Textfig. 6 dargestellte Ostseite des Verenbachdeltas.
Phot. H. Gams. 1928.

Fig. 12. Ausschnitt aus dem in Textfig. 6 rechts dargestellten Verenbachprofil, einen Hirschfußknochen in der Gyttja zeigend, von der Stange links 80*cm* sichtbar.

Fig. 11. Das in Textfig. 5 dargestellte Profil unter der Douglashütte, im Bänderton ein aus Treibeis abgestürzter Block.
Phot. H. Gams, 1927.



Oben links und unten: Korrodierte und inkrustierte Blöcke auf der Kreuzbichelmoräne.
Rechts: Algenkonkretionen aus der subborealen Gyttja unter der Douglashütte.
Phot. H. Gams. 1928.

Obermiozäne Entstehungs- und diluviale Entwicklungsgeschichte des Tischberg-Härtlings am Starnberger See.

Ein paläolimnologischer Versuch.

Von **Erich Wasmund**, Langenargen am Bodensee.

(Mit 1 Tafel und 3 Textfiguren.)

Inhalt.

Einleitung 571
Beschreibung der Profile 573
Flößhölzer und Koniferenbestände in der oberen Süßwassermolasse 585
Stratonomie der potamischen Fazies 599
Tektonik und Paläogeographie 608
Pliozän und Quartär 616
Literatur 623

Einleitung.

Das letzte Jahrzehnt hat durch eine intensive Neubelebung geologischer Erforschung des Alpenvorlandes auf bayerischem Boden, besonders in glazialmorphologischer und molassegeologischer Hinsicht, mit neuen Tatsachen ebensoviele nicht immer übereinstimmende Meinungen gebracht und hat sich so in jeder Beziehung in das geltende bewegte Bild der Entstehung des Alpenkörpers eingereiht. Wenn mir auch bei vielfacher hydrogeologischer Beschäftigung mit den Seen des Alpenrandes das sie umgebende Molassegebiet schon aus Gründen der Notwendigkeit aktualistisch-geologischen Vergleiches mit der rezenten Gesteinsentstehung in den Gewässern des heutigen Alpenschuttmantels nicht unbekannt geblieben ist, so liegt mir eine grundsätzlich eingreifende Stellungnahme zu den Streitfragen der im Molassefelde kartierenden Geologen doch fern. Der vorliegende Beitrag will nur als Versuch paläogeographischer Auswertung eines Holzfundes in der sonst fossillosen sarmatischen Nagelfluh Oberbayerns aufgefaßt sein, er wird auch die weiteren Beobachtungen nur vom engen Rahmen eines isolierten Molassevorkommens aus verwerten. Es handelt sich in der Hauptsache um zwei Fragen: einerseits um die Rolle, die der Nagelfluhblock des Tischbergs und der in seinem glazialen Stromschatten gelegene Münsinger Höhenrücken zwischen den beiden glazialen Zungenbecken in den Tälern der Loisach und des Würmsees gespielt hat, und andererseits um die allgemein-geologische Bedeutung eines Koniferenfundes als einzigen Fossils des gleichen isolierten obermiozänen Schottervorkommens. Nachdem die holzanatomische Untersuchung seine

Irrelevanz vom rein paläobotanisch-systematischen Standpunkt aus gezeigt, hatte, konnte er nur durch seine stratigraphische und regionale Lage Schlußmöglichkeiten bieten. Soweit unsere rezenten Kenntnisse von Alpenrandflüssen das ermöglichten, wurde die Beschreitung der von der limnischen (i. e. S.) durchaus zu unterscheidenden „potamischen Fazies" auf den aktualistischen Vergleich gegründet. Die Feldarbeit war schon im Sommer 1925 abgeschlossen.

Das phytopaläontologische Ergebnis sei deshalb gleich vorausgenommen. Herrn Privatdozenten Professor Dr. R. Kräusel in Frankfurt am Main schulde ich größten Dank für die mehrfache Anfertigung von Dünnschliffen. Leider ließ auch genaueste mikroskopische Untersuchung der übersandten Proben keine präzise Artbestimmung zu. Der ganze endgültige Bescheid lautete: „Zu meinem Bedauern muß ich Ihnen mitteilen, daß auch die neuerdings erhaltenen Holzproben für eine sichere Bestimmung zu schlecht erhalten waren. Man kann nur sagen: *Taxodioxylon* oder *Cupressinoxylon,* einer harzganglosen Konifere angehörend." (15. September 1927.) Die später zu schildernden Fundortsverhältnisse ließen weitere Bemühungen um die Speziesbestimmung auch nicht aussichtsreicher erscheinen. Da es sich also um einen im ganzen Tertiär nicht seltenen Typus handelt, so ist das Vorkommen für die systematische Paläobotanik höchstens vom pflanzengeographischen Gesichtspunkt aus von Bedeutung, für unsere Kenntnis vom paläogeographischen Zustand des Obermiozäns am bayrischen Alpenrand sagt es mehr.

Der Tischberg, zwischen dem Würmsee (584 *m* ü. N. N.) und dem unteren Loisachtal (etwa gleicher Meereshöhe), bildet im Rohrerberg (711 *m*) die höchste südliche Erhebung des beide Zungenbecken trennenden Münsinger Höhenrückens. Er ist ganz aus obermiozänen Sedimenten, vorwiegend Konglomeraten, aufgebaut, die auf der Hochfläche nur schwach von Resten von Würmmoränen und Deckenschotter wie von Bruchwäldern eingedeckt sind. Während nördlich von ihm glaziale Gesteine den Untergrund des sich bis auf die Höhe von Starnberg und Wolfratshausen hinziehenden Rückens fast ganz verhüllen und dort nur auf Grund kärglicher seitlicher Ausbisse wie am See und aus Aufschlüssen der Nachbarschaft der obermiozäne Flinzsee gesucht werden muß, so fällt der Berg nach S zu ziemlich rasch ab. Hier tritt das miozäne Gestein in Sedimenten von gröbster bis feinster Korngröße in allen Bachanrissen zu Tage, ja, weite Flächen streichen nur unter dünnen Böden oder ganz frei aus. Der Tischberg als Nagelfluhblock der oberen Süßwassermolasse fällt also orographisch scharf in die Augen, diese Eigenschaft teilt er prototypisch mit den verschiedenen andern isolierten Schottervorkommen der OSM vom Allgäu bis zum Chiemsee. Ob diese „Inselberge" schon ursprünglich als Deltas im Flinzsee isoliert ausgebildet waren, oder ob in der pliozänen Abtragung oder diluvialen Erosion ihre erdgeschichtliche Erhaltung und morphologische Heraushebung begründet ist, soll hier überlegt werden.

Der Name „Tischberg" ist übrigens für die landschaftlich-morphologische Wirkung der plattigen und gesimsten Nagelfluh der Molasse ebenso bezeichnend wie „Rigi", kommt doch auch ein Tischberg oder

„Steinerner Tisch" am Südufer des Bodensees bei Rorschach an der Grenze der Kantone Appenzell und St. Gallen vor, der wie ein riesiger Schichtkopf aus den Rheinalluvionen nach S zu ansteigt.

Der Tischberg-Miozän ist kürzlich von Boden und früher von Rothpletz studiert worden. Auf dessen Karte 1:25.000 fußt die neueste kartographische Darstellung 1:100.000. (Blatt Tölz 651 der Geologischen Ausgabe der Karte des Deutschen Reiches.) Ebenso geht der von Feichtmaier, Lebling und Weithofer verfaßte knrz erläuternde Text größtenteils auf die genannten Forscher zurück. Eine Spezialkartierung fehlt. Die übrige Literatur über die bayrische Molasse, die durch den Pechkohlenbergbau in den an das Obermiozän südlich anschließenden oligozänen Mulden zwischen den kaum dislozierten OSM-Streifen und dem Alpenrand oft angeregt wurde, wird nur da berücksichtigt, wo sie für die Kenntnis des jüngeren Tertiärs ansnahmsweise wichtig wird. Die Ergebnisse der beiden vorhergehenden Bearbeiter müssen der Kürze halber größtenteils vorausgesetzt werden, sie sind vollständig an folgenden Stellen zu finden: Rothpletz, Lit. 64, S. 113—114, 116, 264, und Boden, Lit. 13, S. 432, 484.

Bevor ich an die die obigen Schilderungen ergänzende Beschreibung der Tischberg-Aufschlüsse gehe, sei eine Bemerkung über die Herkunft des Namens Nagelfluh gestattet, die hier inmitten der oberbayrischen Vorkommen besonders interessieren mag. Nach Albert Heim stammt der Ausdruck aus dem ostschweizerischen Dialekt, andere leiten ihn besonders aus dem Wallis her, doch könnte die anschauliche Benennung der wie genagelt ausschauenden Konglomeratgesimse wie dem Alemannischen auch dem Bajuvarischen ursprünglich sein. Als Zeugnis sei eine der ältesten Beschreibungen der bayrischen Tertiärkonglomerate angeführt, durch den kurfürstlich bayrischen wirklichen Berg- und Münzrat Mathias Flurl (1792) (Lit. 24): „. . . denn kaum verläßt man den sogenannten Hirschberg, eine Stunde von Weilheim, welcher noch ganz aus Gries (dil) besteht und nähert sich dem romantischen Ammertale, so sieht man an den Ufern des Flusses ein etwas prahlichtes Gebirg heranziehen. Die innere Masse besteht ganz aus solchen Geschieben von allen Gebirgsarten, die aber in ihrem Durchmesser weit größer und mit einem kalkartigen Kütt zusammengebunden sind. Man heißt diese Stein- oder Gebirgsart im Oberlande *Nageltuff*. (Nagelfluhe, Breccie.) Sie wird an einigen Orten, wo das Kütt etwas fester ist, zu Mauersteinen gebrochen . . ." Die Fachausdrücke in den Klammern hat Flurl aus den zeitgenössischen mineralogischen Handbüchern, übereinstimmend mit dem mineralogischen System Werners, dessen Schüler in Freiberg gewesen zu sein er stolz hervorhebt. Der Name Nagelfluh ist also auch in der deutschen Geologie schon frühzeitig im Gebrauch, gemeint ist hier augenscheinlich der Hohe Peißenberg. Schon 1793 aber beschreibt v. Schrank (69) auf einer Reise die „Sandberge" bei Wolfratshausen so: „Da sind die kleineren Steinchen und der größere Sand in eine Steinart zusammengeküttet, die bey den Schweizern Nagelflühe heißt . . ." (S. 15.)

Beschreibung der Profile.

Die petrographische Heimat der Schuttmassen ist von Boden wohl endgültig festgelegt worden. Die Hauptmasse der in allen Größen vorhandenen Blöcke und Gerölle stammt aus der Kieselkalkgruppe des Flysch. Rothpletz hatte sie noch für alpinen Kiesellias gehalten. Bei ihrer Widerstandsfähigkeit bilden sie naturgemäß die größten wie die

überwiegende Mehrzahl des Schottermaterials. Grüne Flyschquarzite und glaukonitische Gaultsandsteine der helvetischen Decken kommen in faustgroßen Rollsteinen häufig vor, eozäne Nummulitenkalke und braune Hornsteine, die Boden in die helvetische Kreide stellt, vervollständigen diese Gruppe, die durch drei Merkmale charakterisiert wird: relative Größe, massenhaftes Auftreten und intensive Anwitterung. Ergänzend füge ich zu dieser Gruppe gewiß nicht häufige graugrüne Hornsteine, mit derselben starken gelben Verwitterungsrinde, die auch allen Bachaufschlüssen und Steinbrüchen die Physiognomie gibt und die alpinen Jurahornsteinen gleichen. Feichtmaier, Lebling und Weithofer führen für das Taubenberg- und Tischberg-Obermiozän noch Schrattenkalk und Senongrünsand an, die ich nicht beobachtet habe, während kleine Quarzgeröllchen ebenso wie der leicht bündige Quarzsand überall vorkommen. — Die kalkalpinen Gerölle sind, schon ihrer Erhaltungsfähigkeit nach, klein und selten, so selten, daß daraus Schlüsse auf die obermiozäne Überdeckung des Kalkalpengürtels durch den Flysch gezogen worden sind — davon später. Boden führt von diesen nicht entfärbten frischen, aber stark abgerollten kalkalpinen Geschieben ohne Verwitterungshof an: Muschelkalk, Kössener Kalk, zuweilen hellere Trias- und Jurakalke. Dem möchte ich einzelne Funde von porösen, manchmal mit größeren (nicht erst sekundär ausgelaugten) Hohlräumen erfüllten Kalken anfügen, die den Rauchwacken der Raibler Schichten entstammen müssen.

Die stratigraphische Schilderung des Tischbergobermiozäns stößt auf ungleich größere Schwierigkeiten wie in den entsprechenden Lagen im Allgäu, Vorarlberg und in der Nordschweiz. Die Horizontbeständigkeit, die die „Gesimse" der Nagelfluh dort wenigstens streckenweise auszeichnet, fehlt hier vollkommen, was nur z. T. an der mangelnden Festigkeit der Konglomerate liegt. Beide Tatsachen erlauben gewisse paläogeographische Rückschlüsse. Rothpletz hat geglaubt, fünf durchlaufende Nagelfluhbänke am Südabhang des Tischberges zwischen dem Hennenbühl und Hohenleiten im Ausstreichen erkennen zu können, ich halte das für sehr unsicher. Die bei ihrer Lage dafür ausschlaggebenden Aufschlüsse in den Bachrissen des Straßgrabens am Westhang und Schindergrabens am Osthang zeigen davon nichts. Bodens umgekehrte Charakterisierung des Tischbergtertiärs als „wirres Haufwerk" gilt zweifellos allgemein, wenn ich dem Urteil „ohne jede Schichtung" auch nicht ganz beizupflichten vermag. Wie sich die Verzahnung von groben und feinen, festen und losen Schotterlagen mit tonigem und sandigem Flinz, mit Sandschmitzen und farbigen Mergellagen in den künstlichen Aufschlüssen am Rohrerberg, auf der Tischberghöhe, an den neuen Forststraßen bei Feistenberg und Hohenleiten darbietet, ist bei den früheren Autoren schon zu lesen.

Um die spätere aktualistische Detailanalyse des Tischbergmiozäns im ganzen und des Koniferenfundes zu ermöglichen und weil die in den beiden Bachtälern langgestreckten Ausbisse als natürliches Querprofil in der W-E-Richtung auch für weiter zu erörternde, glazialgeologische Fragen wichtiger sind als die Steinbrüche, schildere ich sie allein näher, da jene in der N-S-Richtung des Höhenrückens, wie gesagt, schon bekannt sind.

Der Straßgraben ist der einzige kräftige Bach, der in den Starnberger See von den miozänen Seitenhöhen her einmündet, die übrige Ernährung des Sees stammt z. T. aus dem Grundwasser, bzw. unterirdisch aus den Osterseen, zum größeren Teil aber aus den umliegenden Filzen und Mösern, deren Existenz mit dem wasserstauenden Flinz-Quellhorizont in engstem Zusammenhang steht. Wie schon der Name andeutet, hat er als einziger quertalbildender Wasserlauf die Anlage eines Weges über die stark waldigen und sumpfigen Höhen vom Würmsee ins Loisachtal ermöglicht, was im Mittelalter für das Kloster Beuerberg mit seinen fischereilichen und seelsorgerischen Rechten am See von großer Wichtigkeit gewesen sein muß. Das wurde nur durch die breiten, aber bei geringer Länge und komplizierter Verknüpfung schwer zu gliedernden Talböden ermöglicht, die auf bestimmte Vorgänge in der Postglazialzeit zurückgeführt werden können (vgl. Lit. 76, 77). Der Straßgraben hat sich erst in jüngerer alluvialer Zeit in die anstehende Nagelfluh und die Sand- und Mergelbänke eingeschnitten und durch diesen Fazieswechsel wohl ein sehr unruhiges knickreiches Gefälle bekommen. Ich konnte nachweisen, daß noch seine atlantische Deltaterrasse vor Pischetsried und St. Heinrich in dem damals höherstehenden Würmsee größtenteils aus stark abgeschliffenen glazialen Geschieben der das Obermiozän bedeckenden Würmmoränen besteht, im Gegensatz zur heutigen weit gröberen Geröllführung und zum rezenten weiter vorgebauten tieferliegenden Delta.

Die tonigen und sandigen Sedimente des Flinzsees bilden nach N zu die faziellen Äquivalente der obermiozänen Nagelfluh, durch ihre Säugetierfunde ist ja die Sandsteingrube am Westufer des Starnberger Sees bei Tutzing bekannt geworden. Da aber im entsprechenden Andechser Höhenrücken die tertiäre Nagelfluh fehlt, so war der direkte Übergang unbekannt, man nahm ihn als selbstverständlich an. Der Tischberg wurde, wie in der Nagelfluh so oft üblich, als Delta im Flinzsee der oberen Süßwassermolasse aufgefaßt. Die stratigraphische Horizontierung des Tischberges beruht ja auf dieser mehr oder weniger hypothetischen Verknüpfung und wird fester begründet durch die weitgehende Analogie mit den benachbarten etwa in gleicher Streichrichtung liegenden Schotterinselbergen und noch weiter gesichert durch die Tatsache der wie im Flinz ungestörten Lagerung, im Gegensatz zu den wenige Kilometer südlich liegenden, tektonisch stark gestörten Tertiärhorizonten.

Einzelne Dislokationen oder Nordneigung im Flinz können als lokale Störungen aufgefaßt werden oder als Zeichen einer flachen Muldenverbiegung. Die kleinkörnigen Quarzschotterlinsen, die stellenweise im fast rein limnischen tonigen Profundalsediment des Flinzsees auftreten — so in der Gegend von Ingolstadt aufgeschlossen und in mehreren Bohrungen der Münchener Brauereien durchsunken — zeigen schon durch ihre Aufbereitung in Richtung Silikatauslese ihre sekundäre Umlagerung, sie sind wahrscheinlich jünger als das Inselberg-Stadium.

Der einzige hier behandelte Fossilfund ist, auch wenn eine spezielle Bestimmung statt der generellen möglich wäre, als Leitfossil nicht zu gebrauchen. Der Übergang von den Konglomeraten zum eigentlichen

dem Sarmatien der Schweiz entsprechenden Flinz ist nun für die Deutung der tertiären Genese und der diluvialen Erhaltung des Tischberges von großer Bedeutung, deshalb sei für diesen Punkt die Aufmerksamkeit besonders auf die folgenden Tatsachen gelenkt.

Der Flinz, nicht regional, sondern faziell gefaßt, tritt schon als unregelmäßige Zwischenlage in der Nagelfluh auf, wie die Aufschlüsse des Straßgrabens, Schindergrabens und Habichtgrabens zeigen, besser als die Steinbrüche. Nördlich vom Rohrerherg, dem letzten Nagelfluhaufschluß gegen den reinen Flinz zu, ist der direkte Übergang leider durch glaziale Sedimente verdeckt. Die blaugrauen und graugrünen Mergel liegen aber sicher ebenso wie auch fleckenweise schon weiter südlich direkt darunter, denn dem Flinz als vollkommenen Wasserstauer sind ja die weitverbreiteten Moore, die sumpfigen Bruchwälder zu verdanken, ja die ganze Unwegsamkeit des Gebietes, wie sie Rothpletz schon genugsam geschildert hat. Erst weiter im N, an der „Schwarzen Wand", am Osthang des Höhenrückens bei Wolfratshausen, liegt ein mächtiger von A. Penck frühzeitig beschriebener Deckenschotter direkt über dem Flinz, die Nagelfluhbänke haben hier also ausgekeilt. Der Flinz unterteuft in toniger gerölloser Ausbildung die Wiesen des östlichen Seeufers als drainagefordernder Quellhorizont von Ambach her bis nahe an die postglazialen Straßgrabenschotter heran, durch die er leider wieder verdeckt wird. Durch den atlantischen und subatlantischen Hochstand des Sees angeschnitten, tritt er in den dadurch gebildeten schmalen Uferterrassen im ganzen Holzhausener Gemeindegebiet in Gräben zutage. Nicht umsonst liegt gerade hier an der Linie des westlichen Auskeilens der Nagelfluh das Seeufer, bzw. der Rand der glazialen Erosion, bzw. der diluvialen und postglazialen lakustrischen Abrasion.

Die Verzahnung zwischen Flinz und Nagelfluh ist dann im untersten Aufschluß im Straßgrabenbachbett selber zu sehen, nicht weit oberhalb der Pischetsrieder atlantischen Deltaterrasse am Waldrand. Das Profil ist — wie auch die wichtigsten bergwärts — nur bei Niederwasser vom Bachbett aus zu studieren, er liegt wie alle diese Aufschlüsse an stark ausgekurvtem Prallhang. Der geschiehelose Flinz in mergeliger Ausbildung unterteuft hier eine über 1 *m* mächtige Nagelfluhbank, das grobe Geröll im Liegenden ist im oberen halben Meter nur noch faustgroß. Die untere Lage ist kalkreicher und grau gefärbt, die obere reicher an Quarziten und Quarzkies, eine große Sandlinse, mit Tongallen erfüllt (!), ist zwischengeschaltet. Die roten und grauen Ver- und Entfärbungen sollen uns später im Zusammenhang beschäftigen. Das sandig-tonige Bindemittel hält die Wände mehr mechanisch wie chemisch-mineralogisch zusammen, bei relativ schwachem Kalkgehalt, auch die bindigen Lagen sind kiesreich. Die hangende Nagelfluhbank schließt nach oben — künstlich freigelegt — mit fester, ziemlich glatter Oberfläche ab.

Darüber folgt überall am Ausgang des Straßgrabentälchens ein völlig unverkitteter, kleinkörniger, quarzreicher Kies von höchstens zentimetergroßer Korngröße und insgesamt zirka 10 *cm* Mächtigkeit. Das Profil wird abgeschlossen durch einen halben Meter rezenten Waldboden mit groben Geschieben. Da wir uns in eingeschnittenem Talboden befinden, ist es fraglich und auch hierbei belanglos, ob es sich noch um primär

gelagerte Würmmoräne oder um verschwemmtes Material handelt. Weit wichtiger aber ist die dünne Kieslage darunter, die sonst nirgends in dieser Ausbildung beobachtet wurde. Handelt es sich hier um Pliozän, das doch irgendwo im Alpenschuttmantel liegen muß (auch wenn es in Oberbayern bisher nicht gefunden wurde), oder um präquartäre Glazialvorschüttschotter? Deckenschotter ist es jedenfalls der ganzen Ausbildung nach nicht und spätere Schotter kommen aus regionalen Gründen kaum in Frage. Die Lage des Profils am Talrand erhöht ja auch die Unsicherheit der Entscheidung. Auf solche unscheinbare Vorkommen sollte aber doch mehr geachtet werden, besonders seitdem Schotter in Niederbayern und Schwaben-Neuburg sich als die langgesuchten Pliozänsedimente zu erweisen scheinen.

Das ganze Schichtpaket fällt mit 4—5° ziemlich genau nach N ein. Auch über die Dislokationen soll im Zusammenhang gehandelt werden. Lösungseindrücke, Gebirgsdruckstauchungen, auch verzahnte Brüche der Gerölle sind nicht selten, wie in der ganzen Nagelfluh des Molasse-Alpenrandes.

Diese einführende Schilderung bietet die typische Physiognomie des ganzen Tischberg-Obermiozäns, man könnte sie nicht kürzer und treffender wie Boden charakterisieren (13, p. 431): „Das Konglomerat bildet ein wirres Haufwerk ohne jede Schichtung, in dem alle Größen von Blöcken mit $^1/_2$ *m* Durchmesser mit allen Übergängen bis zu feinem Sand und sandigem Ton höchst unregelmäßig durcheinander gemischt liegen. Die Korngrößen wechseln örtlich." Die Schichtungslosigkeit trifft meines Erachtens nicht ganz zu, sonst aber ersieht man daraus die von Kraus für die Allgäuer Molasse schon oft betonte Schwierigkeit des Fehlens aller gewohnten Hilfsmittel für die geologische Klarstellung.

Neues bringt der nächste Aufschluß im Bachbett, einige 100 *m* bergwärts zwischen dem Fürstenwald und dem Karnifflholz. Er ist durch die plötzlichen und gewaltigen Hochwässer des Straßgrabens zum guten Teil regelrecht ausgekolkt und die wichtigste Stelle nur von einem tieferen Kolkloch aus zugänglich. Hier, abseits vom Wege, steht das horizontal ausgedehnteste Profil zur Verfügung und in seiner Länge von zirka 15 *m* erkennt man, daß von Horizontbeständigkeit wie in der gleichalterigen Allgäuer, Vorarlberger oder Nordschweizer Oberen Süßwassermolasse keine Rede ist. Dieser erste Eindruck wird noch verstärkt durch die auffallend starken Ver- und Entfärbungszonen, die von schwarz und grau über grün bis zu gelb, braun und rot gehen. In diesem Aufschluß kam nun — im Sommer 1925 — in einem Kohlenschmitzchen, wie sie in der OSM nicht selten sind, ein äußerlich gut erhaltener Baumstamm mit deutlicher Holzstruktur zutage. Der ausstrudelnde Bach erreichte ihn bei Hochwasser und hatte damals schon einen Teil des Stammes weggespült, 1926 bei einem neuerlichen Besuch war noch mehr abgetragen. In dem kleinen Bach beim Malvenhaus N „Mandl am See" fanden sich ebenfalls im rezenten Geröll stark verkohlte, zum Teil verkieselte Holzstücke. Den Hinweis verdanke ich meinem jungen Freund Janko v. Gaffron. Doch ließ die schlecht erhaltene Textur nur allgemein den Schluß auf Koniferen zu, das dort zugehörende Anstehende konnte nicht gefunden werden. Immerhin

unterstützen diese Funde die Vermutung auf reichere Koniferenbestände im Bereich der obermiozänen Schotterflüsse, die auf Grund des Straßgrabenprofils nun näher begründet werden soll. Die Einbettungslage des Holzfundes (vgl. Abb. 4 und 5) soll genauer geschildert werden, aus der Detailanalyse werden sich die Schlußmöglichkeiten im paläographischen Sinne ergeben.

Das Liegende, etwa in Niederwasserhöhe des Straßgrabens, bildet eine gut verfestigte Nagelfluhbank mit im Durchschnitt faust- und kopfgroßen Geröllen von Flyschcharakter. Diese Bank bildet hier in völlig söhliger Lage das Bachbett, das dadurch zu zahlreichen kleinen Fallstufen gezwungen wird, wie Fig. 4 zeigt. Das ist eine für das Tischberg-Tertiär ganz ungewöhnliche Festigkeit, während doch umgekehrt die Erscheinung in den Allgäuer oder St. Gallener Bachsohlen ganz gewöhnlich ist. Morphologisch interessant ist die Erosionswirkung des Wassers trotz söhliger Lagerung der Schichtbänke im Bachbett, die nur durch die kräftige Geröllführung erklärt werden kann; nach jedem Hochwasser sind ganze Platten horizontal herausgebrochen, wie man an dem frischen Abbruch und dem Fehlen der Wassermoose, wie *Fontinalis*, sehen kann. Eine ähnliche Horizontalerosion hat Salomon-Calvi aus dem Adamellogebiet beschrieben, dort hat der Gletscher söhlig gelagerte Gesteinsplatten herausgehoben.

Über der liegenden festen Bank folgt eine $^1/_2$ *m* mächtige Stufe lockerer Nagelfluh von im Durchschnitt kleiner, aber wechselnder Geröllführung. In dieser Bank zieht sich etwas bachwärts eine blauschwarze Verfärbungszone zirka $1^1/_2$ *m* hin im Gestein entlang, nicht nur das sandig-tonige Bindemittel, auch die Rinden der stark durchlösten Gerölle sind intensiv geschwärzt. Nur spärlich verkohlte Holzsplitterchen sind die Ursache, das Ganze ist kaum ein Kohlenschmitzchen zu nennen. (Vgl. Fig. 4, rechts von der Drahtwicklung des Hammers.) Immerhin ist schon zu erkennen, daß man es hier nicht wie sonst bei den Kohlenflözen der OSM mit limnischen Sedimenten von Faulschlammnatur zu tun hat, sondern um echte Inkohlung von Hölzern, die auf fluviatile Entstehung hinweist.

Noch deutlicher wird das in der nächsten hangenden Sandsteinzone. Ihre Basis wird von einer dünnen Lage weniger, aber bis 30 *cm* kräftiger und noch ganz kantiger Gerölle gebildet. Die Sandsteinbank fällt mit 13° wieder nach N ein (die Nagelfluh weicht zuweilen ein wenig davon ab) und hat eine Mächtigkeit von 15 bis 20 *cm*. (Vgl. Fig. 4 am oberen Hammerstielende, Fig. 5 links des Baumstammes.) Links vom Holz verläuft die Bank bald im Straßgraben, die Fortsetzung ist abgetragen, rechts davon setzt sie sich etwas höher fort und keilt erst in 5 *m* Entfernung aus. Beide Abschnitte werden durch den Stamm geteilt und gehören, wie aus Fig. 4 und 5 ersichtlich, genetisch nicht direkt zusammen. An dem 15 *m* langen Prallhang keilen drei weitere solche horizontunbeständige Sandlinsen aus. Der Sandstein selbst besteht aus groben Körnern von rund 1 *mm* Korngröße und bildet ein farbiges Gemisch von Feldspäten, Quarzen und dunklen Gemengteilen kalkiger und quarzitischer Natur. Innerhalb der Bank wird der Sandstein stellenweise zur Arkose, die Gesamtfarbe ist hellgrau, teilweise durch Eisen rot verfärbt.

Der Baumstamm selbst steckt in schiefem Winkel in der Sandsteinzone. Über ihm folgen noch mehrere Meter ungeschichtete halbfeste Nagelfluh, das Profil schließt nach oben mit starkem Vegetationsüberhang ab.

Der genaue Befund, soweit damals noch studierbar, ergibt, daß der Stamm in viel stärkerem Winkel geneigt liegt, als das allgemeine Einfallen und seine Richtung zwischen dem Einfallswinkel und dem letzten Streichen verläuft. Er hat einen etwa gleichbleibenden Durchmesser von 30 *cm*, das vordere untere N-Ende steckt noch in der groben Basisbank und ist auch teilweise schon vom Bachwasser verschleppt, das hintere obere S-Ende verläuft in unbekannter Erstreckung durch die Sandsteinlinse durch in die obere lockere Nagelfluh hinein. Es muß also ein ganz ansehnlicher Stamm gewesen sein. Die Erhaltungsumstände sind nun ganz eigentümlich. Es sind nur die äußeren härteren Holzteile in wechselnder Dicke erhalten, das Innere ist mit einem am Ort fremdartigen (tonigen) Sediment erfüllt. Das „Holzrohr" hat den typischen tiefschwarzen Pechkohlenglanz, wie ihn die Lignite der Molasse auch bei limnischer Entstehung vielfach zeigen. (Vgl. Fig. 5.) Es ist stark inkohlt, das Muttergestein verweigerte aber die ja meist texturerhaltende Verkieselung oder Verkalkung. Der ganze Stamm ist etwas durch Gebirgs-(Eis?)druck verpreßt und „offenbar durch Lagerung im Wasser stark aufgeweicht und dann später beim Austrocknen stark zusammengesunken." (Kräusel.) Irgendwelche deutliche Reste, wie Zweige, Rinde, Früchte usw. finden sich auch in der Nähe nicht, wie diese Fundortsverhältnisse ohnehin für Konglomerate bezeichnend sind, wo sich sowieso nur verholzte Pflanzenteile fossilisationsfähig erweisen. Der Hohlraum ist mit feinem grauem Ton ausgeschmiert, dem selten auch kleine Gerölle eingeschaltet sind. Die allgemeine Erörterung soll später folgen, hier seien nur vorausgreifend zwei Schlüsse gezogen:

1. Der Stamm liegt auf sekundärer Lagerstätte, er war ursprünglich von innen verfault und in einem andern Sedimentationsraum — wie die Ausfüllung zeigt — abgelagert.

2. Er ist hierher durch stark fließendes Wasser gebracht worden, und nicht etwa nur abgedriftet und niedergesunken, das zeigt am besten die Sandlinse, die einer Wasserwalze im Stromschatten des in der Kiesbank verankerten festgefahrenen Treibholzes ihre Entstehung verdankt.

Weiter bachaufwärts zeigen die Aufschlüsse im Anfang das gleiche Bild, fassen wir uns also kürzer. Bei einer kleinen zum Weiler Pischetsried gehörigen Wassermühle im Walde weiter oben treten auf kurze Strecken $^1/_2$ *m* mächtige Mergelbänke zutage, die unten in gleicher Ausbildung fehlen. Eine überdeckende markante dünne Geröllbank gestattet, das Einfallen gut zu messen, hier 15° N. Im weiteren Aufstieg werden auch die Tone und Mergel häufiger, dem entsprechend ist die Verbackung der Sande und Schotter zuweilen fester.

Unweit der ausgedehnten Limnokrene, aus der der Straßgraben seinen Ursprung nimmt, finden sich bei Impleiten, 100 *m* westlich der Straße St. Heinrich—Beuerberg, noch einmal organische Reste (zirka 650 *m* ü. N. N.). Ein Profil von 6 *m* Länge beginnt noch im Bachbett mit einem zähen graubraunen Ton, über dem eine Bank von eckigen

und gerundeten Geröllen folgt, die durch verlehmtes Bindemittel lose gehalten wird. Zwischen ihr und dem Wiesenboden liegt eine zweite graue, hie und da eisenschüssige Tonschicht, in die zwei dünne Bänder verkohlter Zweige eingelagert sind. Hier im Sedimentationsraum ruhigen Wassers haben sich also feinere Pflanzenteile erhalten, die starke Bergfeuchte der ganzen OSM-Serie hat allerdings auch da erkennbare Erhaltung vereitelt.

Auf der Höhe des Rückens, nahe bei Impleiten, treten in den natürlichen Aufschlüssen öfter wasserstauende Brockenmergel zutage, die ganz den Eindruck der Entstehung in Altwässern, Tümpeln usw. machen. Sie sind rot und blaugrün geflammt, der Mergel ist geröllführend und zerfällt trotz großer Weichheit brüchig. Er muß nach der

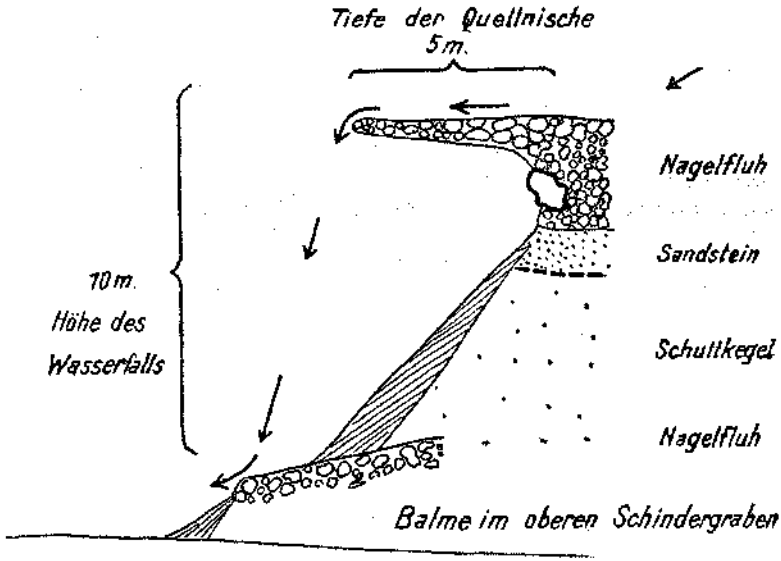


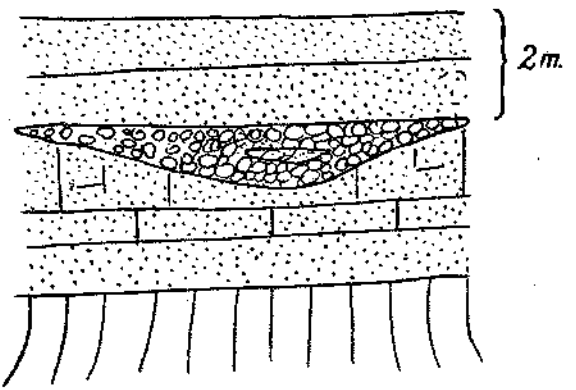
Abb. 1.

starken heutigen Bestockung der Gegend mit hygrophilen Hölzern als Grundwasserstauer eine weite Verbreitung haben.

Die Bachaufschlüsse weichen von den in den Steinbrüchen aufgeschlossenen Profilen doch ab und bereichern so unsere Kenntnis; der Steinbruch sucht die kompakten mächtigen Geröllagen, der Wasserlauf gräbt sich umgekehrt in die weichen oder stark wechselnden Schichten ein und liefert außerdem durch seine kilometerlange Horizontalerstreckung ein in vieler Beziehung allseitigeres Bild. Das gleiche gilt für den Bachlauf, der ebenfalls vom Tischberg ausgehend tief eingegraben nach E zur Loisach entwässert, wo er zwischen Beuerberg und Eurasburg einmündet. Die Oberfläche des Höhenrückens muß ganz mit Flinzmergeln unterbaut sein, das geht aus der im Sommer plötzlichen riesigen Hochwasserführung der zu Zeiten wieder fast ausgetrockneten Wasserläufe hervor. Die Filze und Bruchwälder auf der Höhe können offenbar wegen

ihrer wasserundurchlässigen Unterlage keinen Niederschlagsüberfluß fassen, wirken also nicht wie sonst so oft als Regulatoren. Der eben genannte nach E fließende Bachlauf, oben Schindergraben, im Unterlauf Habichtsgraben geheißen, ist bis zu 20 *m* tief in das Miozän eingeschnitten. Eine mit Zementschützen versuchte Wildbachverbauung hat den Erfolg gehabt, daß die Wehre unterspült wurden; eine feste Brücke des Jägerpfads wird jetzt zwei Meter tiefer umflossen, trotz der vorhandenen Durchlässe.

Wir beschreiben diese Erscheinungen, weil sie auf eine allgemeine petrographische Faziesänderung nach E zu hinweisen, die feineren Sedimente beginnen über die groben zu überwiegen. Das zeigt sich nicht nur in der Widerstandslosigkeit gegen die rezente Wassererosion, sondern wird uns unten als Ursache für die erhöhte Wirkung der diluvialen Erosion am Westhang des Loisachtal-Zungenbeckens erneut begegnen.



Lauf eines Nagelfluhbachbetts – Unt. Habichtsgraben.

Abb. 2.

Im obersten Anfang des Schindergrabens in einer Meereshöhe von zirka 670 *m* fällt das Wasser über ein weit vorspringendes Nagelfluh-Gesimse etwa 10 *m* tief herab, hinter sich eine tief eingefressene Balme lassend, die sich etwa 5 *m* in den Berg hinein erstreckt. Die gleiche Erscheinung der durch Grund- und Quellwasser ausgelaugten Balmen im weichen Gestein unter harten Bänken ist ja in der Oberen Molasse am Überlinger See bekannter geworden, hier aber durch den imposanten Eindruck der mit Höhlenflechten begrünten riesigen Quellnische eindrucksvoller, denn solche Verfestigung ist in der oberbayerischen OSM ganz ungewohnt. In der Nagelfluhdecke steckt ein Flyschblock von zirka 1 *m* Durchmesser, der also die von Boden angegebene Maximalgröße ums Doppelte übersteigt. (Vgl. Abb. 1.)

Bachabwärts steht eine 10 *m* hohe Wand aus graugrünem, glimmerarmem, sandigem Mergel an, ohne Einschlüsse in größerer Eintönigkeit als sonst im Bereich des Münsinger Höhenrückens üblich. Es folgen nun dauernd Serien von in einander übergehenden Sanden und Tonen, ohne besondere Erscheinungen bis zum Habichtsgraben herunter (zirka

600 *m* ü. N. N.). Die Nagelfluh tritt hier am Osthang des Tischberges ganz zurück, was sich morphologisch sehr bemerkbar macht. Im Habichtsgraben ist an einer Stelle ein sehr instruktives Profil aufgeschlossen, das zeigt, wie nach E die Schottermassen nicht mehr in breiten und mächtigen Bänken verfrachtet wurden, sondern nur noch selten in kleinen Rinnsalen und Bachläufen in dieses Gebiet gelangten (Vgl. Abb. 2). Das Loisachtal ist also nicht erosiv in die Konglomeratfazies des Obermiozäns eingeschnitten und hat jene ausgeräumt, sondern ist an das natürliche Ausstreichen der Schotter gebunden, liegt an der Faziesgrenze zum weichen Flinz-Tegel.

Die Gerölle in dem Schotterrinnsal sind noch faustgroß, die fest gebankten Molassesandsteine fallen hier mit einigen Graden nach SW ein! Da der ganze Ostabhang des Höhenrückens schnell und steil, im Gegensatz zur Westseite, zur Loisach abfällt, ist bei diesem neuerlichen Streichen eher als bei dem wohl syngenetisch begründbaren N-Fallen der Nagelfluh mit tektonischer Störung zu rechnen (vgl. S. 609).

An der Westflanke des Loisachtals weisen die zahlreichen Schachtelhalmwiesen um Eurasberg herum auf den wasserstauenden Flinz, in den die Tischbergfazies hier nun morphologisch und geologisch ganz übergeht. Daß er noch weiter nördlich bei Wolfratshausen — und entsprechend auch in kleinen Aufschlüssen am NE-Ufer des Würmsees, z. B. bei Seeheim — in reiner Ausbildung ohne Gerölle ansteht, wurde schon gesagt. Wir sehen also den Übergang zum Flinzsee vom Tischberg aus in verschiedener Deutlichkeit nach W, N und E. Nur nach S streichen die N-einfallenden Nagelfluhbänke in die Luft aus, auf den Verbleib der Schotterstrangwurzeln kommen wir noch zu sprechen.

Schon die erste Beschreibung, die vom Loisachtal und Münsinger Höhenrücken auch die geologische Seite der naturkundlichen Reisen F. v. P. Schranks behandelt, gibt uns über die dürftigen Braunkohlenvorkommen Nachricht, zugleich mit einer trefflichen, durchaus auch im Rahmen heutiger Kenntnis gültigen Deutung (S. 30): „Das Schloß und die Hofmark Eurasburg liegt auf diesen Anhöhen, dem Naturforscher der Steinkohlen wegen merkwürdig, die da brechen sollen. Wir konnten aber im Stift keine nähere Nachricht darüber erhalten, und da mir von meiner ehemaligen Reise bekannt war, daß das Gestein dieser Anhöhen aus einem losen oder übel verbundenen Schutte von großen und kleinen Rollsteinen bestehe, so glaube ich nicht, daß es der Mühe wert sei, Zeit mit ihrer nochmaligen Aufsuchung zu verderben. Was konnten auch die Steinkohlen dieser Anhöhen, die selbst nichts mehr als Geschiebe sind, weiter als Geschiebe sein?"

Nach v. Schrank, einem der ersten Pioniere der bayerischen Landeskunde, hat v. Gümbel in der Mitte des letzten Jahrhunderts im Loisachtal den Flinz studiert, und da seine 1861 entwickelten Ansichten heute mehr Geltung haben denn je, und außerdem die Beschreibung heute wieder abgegangener Molassekohlenlager wichtig ist, sei die Stelle zitiert. (Lit. 25, p. 778): „...Zurückkehrend zur Beschreibung der jüngeren Molasse im Westen der Isar ...um in den Gräben von Baierberg und Eurasburg auf Schichten der jüngeren Molasse zu stoßen. Auch hier zeigen sich im Schinder- und Habichtsgraben zerstreut im

Flinz und Tegel eingebettet Braunkohlenspuren, die sich jedoch zu keinem zusammenhängenden Flöze vereinigen. Ein Teil scheint, wie das bituminöse Holz am Irschenberge, Treibhölzern, die vom Schlamm umhüllt wurden, sein Dasein zu verdanken, andere Fragmente rühren vielleicht aus zertrümmerten älteren Pechkohlenflözen her und finden sich auf sekundärer Lagerstätte."

Im Habichtsgraben ging im letzten Jahrhundert noch kurze Zeit ein Bergbau um, auch sonst sind bäuerliche Schürfungen niedergebracht worden. Da es sich in dieser Gegend durchwegs um fluviatiles Treibholz und Treibsel handelt (und nicht um Sumpfbildungen, wie Lit. 23, Kartenerläuterungsheft, angibt), naturgemäß ohne bleibenden Erfolg. Immerhin sagen uns diese Nachrichten mit den Funden in den nach W fließenden Bächen, daß in dem scheinbar völlig fossillosen Tischberg-Obermiozän doch noch bemerkenswerte Mengen organischen Materials auf die Entstehungsgeschichte des subalpinen Schotterstrangs hinweisen, aber alles, einmal über Tage durch die heutigen natürlichen Kräfte aufgeschlossen, auch schnell dem Verfall entgegengeht. Zu Gümbels Ansicht, die er auch auf Grund später zu erwähnender Holzfunde am Irschenberg begründete, ist zu sagen, daß seine Anschauung über die Herkunft und Verfrachtungsweise der Holzdrift der unseren überaus nahesteht, obwohl wir unabhängig davon auf Grund ganz anderer Erwägungen daraufkamen, wie sich im folgenden zeigen wird.

Mit diesen beiden, quer über den Tischbergrücken in etwa 5 *km* idealer Linie sich hinziehenden Profilen ist in oben gekennzeichneter Ergänzung zu früheren Beschreibungen der Steinbruchaufschlüsse ein Bild von der alpenrandnahen Obermiozänfazies mit ihren kärglichen organischen Resten gewonnen worden. Es würde allein schon für die paläogeographischen Rekonstruktion des Landschaftsbildes genügen. Doch fehlt noch die Erörterung der diagenetischen und tektonischen Geschichte des Tischberggebietes — soweit hiezu nötig — und schließlich die Diskussion der paläobotanischen Bedeutung des Koniferenfundes.

Die Färbungserscheinungen in der oberen Süßwassermolasse sind schon erwähnt worden. Sie treten besonders in allen möglichen grellen Farben in den zwischengeschalteten Mergellagen auf, während die monotonen eigentlichen Flinzlager weiter nördlich in einheitlicher graugrüner Farbe auftreten. Boden hat das schon kurz erwähnt, ohne zu deuten. Genau die gleichen Erscheinungen treten in der USM auf, in größerem Ausmaß, sie sind von Schalch aus dem badischen Seekreis, von Gutmann aus dem Hegau, von Schad und Berz aus dem oberschwäbischen und von Kraus aus dem Allgäuer Aquitan beschrieben worden. Schad hat einen bestimmten Flammenmergelhorizont auf die Denudation der oberoligozänen Landoberfläche zurückgeführt. Berz faßt die „Roten Mergel" als Terra-rossa-bildung auf, ohne die Frage Allochthonie-Authochthonie zu entscheiden, und vergleicht sie petrographisch mit gewissen ostafrikanischen Lateriten. E. Kraus spricht die Allgäuer Rotemergel-Stufe der USM offenbar im Anschluß an diese Anschauungen als verschwemmte Roterde der umliegenden verwitternden Festlandsoberfläche an. Ähnlich hat auch jüngst Abel in mehreren Arbeiten die roten Flyschserien auf Grund eines Vergleichs mit den roten Ein-

schwemmungen in den Gezeitenwäldern Kubas und Floridas, der Mangrove, als terrestrisch bezeichnet. (Vgl. p. 605.) Man könnte die braun, rot, grün, blau und schwarz geflammten und gescheckten Bänder und Flecken im Tischberg-Sarmat in ähnlicher Weise deuten, gerade weil die Farben in der potamischen Fazies auftreten, und in den Sedimenten des Flinzsees i. A. fehlen. Aber zunächst ist eine Landoberfläche mit solchen Verwitterungsphänomen hinter der Vortiefe der Westalpen eher denkbar, denn da lagen die Kalkalpen und der Jura offen zutage. (Schweizerische „Kalknagelfluh" bis in die OSM.) Dasselbe für die Ostalpen anzunehmen verbietet die ganze Gesteinszusammensetzung der ostalpinen obermiozänen Konglomerate. Die damalige Höhen- und Entfernungslage des Kalkalpenzuges entspricht nicht der heutigen, das hydrographische Netz griff in ihn nicht so hinein wie die rezente Entwässerungsverästelung. Man merkt das nicht nur an der Armut an kalkalpinen Geröllen, die man ja durch ihre den Gesteinen des Flyschs und der helvetischen Kreide gegenüber weicheren Gesteinen und dem zerstörenden langen Transportweg erklären könnte, sondern an dem geringen Kalkgehalt der Nagelfluh in Oberbayern überhaupt. Die meist überaus geringe Verbackung der Bänke im Verein mit der Horizontunbeständigkeit ist ja neben tektonischen Gründen die Hauptursache für die Unterschiede in der landschaftlich-morphologischen Ausbildung der obermiozänen Nagelfluhen im Ostalpenvorland gegen das Allgäu oder die Schweizeralpen.

Nun lassen sich die Färbungen weit einfacher diagenetisch oder sogar bodenkundlich deuten, denn man kann besonders in den Straßgrabenaufschlüssen beobachten, daß die roten und braunen Lagen keineswegs immer mit den stratigraphischen Schichtgrenzen übereinstimmen, sie gehen öfter ganz unabhängig davon durch Sand-, Ton- und Nagelfluhbänke einheitlich durch. Das gleiche gilt erst recht für die durch Kohlenschmitzchen oder geringste organische Spuren verursachten schwarzen Bänder. Wir haben es hier mit mehr oder weniger rezenten Bodenbildungen, mit Anreicherungen von Eisenhydroxyd im Bereich des Grundwasserstaus zu tun, vielleicht auch mit Anreicherungen von Eisenoxydul durch die reduzierenden Einflüsse von kleinsten Mengen noch erhaltener oder eingeschwemmter organischer Suhstanz. An anderen Stellen wird chemische Verwitterung und mechanische Auswaschung zugleich die Rot- und Gelbfärbung verursacht haben, wie das erst kürzlich von Blanck und Scheffer für die Verfärbungen im Obermiozän des Pfänders bei Brengenz nachgewiesen wurde. Auch hier wurde betont, „daß noch zur jetziger Zeit aus kalkreicher Nagelfluh ... Bodenbildungen hervorgehen können, die aber in ihrer chemischen Zusammensetzung nichts mit Roterde zu tun haben". Dabei ist besonders interessant, daß auch am Pfänder die Färbungen gern in den Bachläufen auftreten. Eine Analogie zu den geschilderten Erscheinungen in der USM besteht also in der OSM nicht. Anders mag es mit den eigenartigen kleinen Lagern von geflammten, fast geröllosen Mergeln stehen; hier mag es sich um ursprünglich nährstoffreiche, eutrophe Altwassertümpel handeln, in denen die Verfärbungen in grell roten und grünen Farben schon auf kolloid-chemische Umsetzungen während der Ablagerungszeit zurück-

zuführen sind. Rezente Diatomeenockersedimente weisen je nach dem Eisengehalt scharfe Wechsellagerung der Farben auf.

Die Tektonik des Gebietes ist relativ einfach, die Bänke fallen zumeist um wenige Grad nach Norden ein. Rothpletz hat schon die beiden Entstehungsmöglichkeiten — ursprünglich schiefe Ablagerung oder nachträgliche Verbiegung — diskutiert und sich mehr zugunsten der letzteren entschieden. Wir haben aber im Schindergraben ein ganz anderes Streichen und im ganzen doch recht verschiedene Einfallswinkel konstatieren können, so daß, im Zusammenhang mit Pencks Anschauungen über die Diskordanzen zwischen OSM und Deckenschotter, die Entscheidung für die erste Auffassung der Ursprünglichkeit der geneigten Lage im potamischen Sedimentationsraum besser später getroffen werden soll.

Flößhölzer und Koniferenbestände in der Oberen Süßwassermolasse.

Was läßt sich nun aus dem Fund eines Koniferenstammes paläogeographisch schließen? Es gibt zwei methodische Möglichkeiten, die paläobotanische und die stratigraphische, jede wird uns ein Stück weiter bringen, und im Zusammenhang mit dem übrigen Befund das Bild der potamischen Fazies in der südbayerischen Oberen Süßwassermolasse vervollständigen helfen.

Betrachten wir zunächst die Art der pflanzlichen Vorkommen in der Molasse überhaupt, so fällt auf, daß wir es ganz überwiegend mit autochthonen limnischen Sedimenten zu tun haben, auch wenn man von Paradebeispielen wie dem Öhninger See absieht. Gerade bei Einschränkung der Betrachtung auf die „Molassekohlen", wie sie Escher von der Linth zum Unterschied von den gleich weit verkohlten, aber nicht so pechkohlenartigen, weniger spröden mitteldeutschen Tertiärkohlen nannte, gilt das gleiche. Der Entstehungssachlage entpricht die zweite Regel, daß Molassekohlenvorkommen ganz überwiegend in Schichtverbänden feiner Korngröße, nicht in den Konglomeraten vorkommeu. Auch bei Flözen innerhalb der Nagelfluh oder in marinen Horizonten gelten durchwegs die obigen Regeln, die autochthonen (z. T. verschleppten) Kohlenlager haben stets Süßwasserbildungen (seekreideartige, bituminöse Mergel) als Begleitschichten, z. B. in der OMM im Wirtatobel ob Bregenz, wo in amorpher Pechkohle nur einmal ein Zweig gefunden wurde, oder in den oligozänen Penzberger und Miesbacher Revieren. Es ist ja eine der Tatsachen, die die öfteren ∓ Strandverschiebungen an der Küste der Molassemeere anzeigen. Ein scheinbar naheliegender Vergleich mit den rezenten Sapropeliten, die ja wie im Untergrund der mächtigeren mittel- und nordosteuropäischen Moore oder in allen eutrophen Seeböden im analogen Schichtverband mit Seekreiden und oligotrophen unterteufenden Mergeln auftreten, verbietet sich meines Erachtens, da wir über die rezenten Sedimentationsbedingungen der subtropischen stehenden Gewässer heute noch so wenig wissen, wie noch vor einem Jahrzehnt über die unserer eigenen Gegenden. Deshalb ist auch unklar, weshalb es außer den limnisch-autochthonen Flözen

mergelartiger Struktur (ob auch Planktongyttja?) kaum Molassekohlen gibt, während ein großer Teil der gleichaltrigen deutschen Braunkohlen ihre Herkunft Holzgewächsen verdankt oder zumindest thanatocoenotisch auf solche Biocoenosen zurückzuführen ist. Das kann z. T. den paläogeographischen und Fossilisationsbedingungen zuzuschreiben sein, anderenteils mag es auf die Biocoenosen selbst zurückzuführen sein; das Auftreten von Holzgewächsen im allgemeinen, wie besonders von Koniferen, entspricht nach dem, was wir wissen, in keiner Weise den norddeutschen Tertiärverhältnissen. Doch davon später.

Aber auch bei den allochthonen Schwemmkohlenflözen, in die ja unser Baumstamm wie auch die andern wenigen Nagelfluhfunde einzureihen sind, läßt sich auffallenderweise von Hölzern nur in wenigen Fällen mit Gewißheit reden. Alb. Heim erwähnt bei seiner Aufzählung der schweizerischen allochthonen Vorkommen nur ein einziges „mit deutlicher Holztextur", im St. Gallischen bei Neu-St. Johann im Toggenburg. (Lit. 29, p. 83.) Es liegt in der „unteren Molasse", seine Ausdehnung ist gering: 2 *m* lang und 20—30 *cm* mächtig. In ganz Vorarlberg kennt Blumrich auch nur ein einziges Holzvorkommen, das bezeichnenderweise in der OSM des Pfänders liegt: (Lit. 9, p. 43.) „Bisher ist nur ein einziges Pechkohlenvorkommen bekannt geworden, nämlich das in der oberen Molasse bei Sättels in der Nähe von Möggers, dessen Kohle unverkennbare Holzstruktur zeigt." Ein Probestück, um dessen Bestimmung ich Herrn Prof. Kräusel bat, konnte als „Konifere, sp?" gedeutet werden. Trotz der schlechten Erhaltung ist uns interessant, daß wir auch bei diesem Flößholz der potamischen Fazies auf ein Nadelholz stoßen. Unweit der Landesgrenze ist im bayerischen Anteil des Pfänderzuges ein anderes Vorkommen durch Erb bekannt geworden, und zwar in der OSM des Allgäus. (Lit. 22, pag. 178.) „Im Malleichener Grenzbach enthält das untere Konglomerat große Mengen eingeschwemmter Hölzer". Kraus erwähnt von Irrsee, nordwestlich Kaufbeuren, ein pechkohlenartiges Flöz, das aber seiner Molluskenbegleitfauna nach limnischen Ursprung zu haben scheint. Die drei kleinen Flöze von 1·2 *m* am Schwarzen Grat im Allgäu, die Hennig (Lit. 30) anführt, fallen, wie auch sonst die Nagelfluhbänke in den sarmatischen Inselbergen, flach nach N ein, nach frdl. schr. Mitt. des Autors handelt es sich eher um limnische Bildungen als um Treibholz.

Bei der geringen Ausdehnung der Flözchen und der Kohlenarmut im deutschen Süden ist es klar, daß schon manches Vorkommen von Molassekohlen den exogenen Kräften zum Opfer fiel oder abgebaut wurde, ohne der Wissenschaft zur Kenntnis zu kommen. In Oberbayern läßt sich das durch das Studium der älteren Geognosten noch teilweise feststellen. So beschreibt der alte Flurl 1792 vielleicht das bestentwickelte unter den in der OSM bekannten Treibholzlagern, das inzwischen auch zu den abgegangenen Flözen zählt. Der Beschreibung der Pechkohlen im Miesbacher Revier läßt er folgende Erwägung folgen: „Mit allen diesen Steinkohlenflözen scheinen auch jene mächtigen Lager von bituminösen Holz zusammenzuhängen, welche in den am Irsenberge befindlichen Wassergräben gleichfalls zu Tage austehen und beynahe von den nämlichen Mergel- und Stinksteinarten eingeschlossen

werden. Nur schießen sie weit flacher und unter einem Winkel von 20—26 Graden in das Gebirg ein. Man trifft unter diesem Holze noch ganze Bäume mit Rinden und Ästen an, deren einige bald mehr, bald minder mit Bitumen durchdrungen sind und daher bald eine lichte, bald eine schwärzlich-braune Farbe haben. Zwischen seinen meistens abgesonderten Jahrgängen kommt häufiger Schwefelkies, oft in kleinen Platten, manchmal aber in tropfsteinartigen Stängeln vor, und nicht nur diese, sondern auch das ganze Holz selbst überzieht sich an der Luft in kurzer Zeit mit einer Wolle von haarähnlichen Alaunkristallen." Der Irschenberg ist eines der östlichsten der isolierten Obermiozänvorkommen zwischen Taubenberg und Rosenheim am Mangfalltal. Da sich an Flurls Bericht die Gümbelsche Beschreibung wohl des gleichen Vorkommens recht ähnlich anschließt, aber Boden neuerdings wieder die Aufschlüße am Irschenberg untersucht hat, ohne mehr als Gümbels Darstellung zu erwähnen, scheint es sich um einen aufgelassenen und nicht mehr zugänglichen Schürfbau zu handeln. v. Gümbel sagt darüber (S. 776): „Auch viele verkohlte Pflanzenteile liegen darin, (außer Landkonchylien), ferner undeutliche Blattreste und etwas weiter aufwärts in unregelmäßigen Flözen, meist nur treibholzartig als isolierte Stämme, Lignite, deren Masse oft stark von Schwefelkies durchzogen ist. Hier hat keine Torfbildung Veranlassung zur Braunkohlenbildung gegeben, sondern es sind zweifelsohne nur einzelne Stämme treibholzartig beigeschwemmt, von Sand und Schlamm umhüllt worden, und liefern auf diese Weise jene nur fragmentär vorkommenden Lignite. Mehrere Gräben am Irschenberg sind erfüllt von solchen Lignitbruchstücken, die nirgends zu einem geschlossenen Lager sich zusammentun, daher kaum die Möglichkeit technischer Benutzung in Aussicht stellen." Die Schilderungen der alten Zeit werden deshalb so ausführlich wiedergegeben, weil sie ganz ungemein an die beschriebenen Vorkommen vom Tischberg erinnern und so unsere genetischen Anschauungen werden stützen helfen. Auch nördlich vom Peißenberg und in der Schongauer Gegend fand der unermüdliche und anschauungsreiche Altmeister bayerischer Geologie Braunkohlenflözchen, die er mit den Vorkommen bei Weyarn-Kloster und Irschenberg vergleicht, ohne aber Näheres über wirkliche Holztextur auszusagen.

Bärtling erwähnt im Anschluß an diese Vorkommen einige weitere ganz unbedeutende Kohlenschmitzchen in der OSM nördlich Hohenpeißenberg, ohne nähere Beschreibung. Die von H. Thomas erwähnten kleineren Flöze hinter dem Pfänder gehören alle zur USM und scheinen limnische Pechkohle zu sein. Ein Vergleich mit den neuerdings von A. Winckler und W. Petrascheck bearbeiteten inneralpinen Kohlenvorkommen in steirischen fluviatil-limnischen Miozänschottern erscheint in diesem Zusammenhang für die Zukunft wünschenswert, wenn erst größere stratigraphische Sicherstellung paläogeographische Schlüsse erlaubt.

Wenn auch bei dem wirtschaftlich so unrentablen Abbau der Molassekohlen sicherlich manches Holzvorkommen keinen Eingang in die Literatur gefunden hat, und eine Bestimmung anscheinend überhaupt nie versucht wurde, so sollte doch die Seltenheit der Vorkommen mit unverkennbarer Holztextur Grund genug sein, trotz der schlechten

Erhaltungsbedingungen in durchlüfteten und durchsickerten Gesteinen, wie der Nagelfluh, dem Ursprung der Treibhölzer so weit wie möglich nachzugehen. Sei es für den Koniferenfund im Tischberg-Gebiet versucht, und vorher nochmals auf die S. 582—583 erwähnten alten Funde von v. Schrank und v. Gümbel bei Eurasburg und auf die ebenfalls als Koniferen bestimmten Flußholzreste in dem Bach nördlich des Straßgrabens sowie bei Möggers in der OSM-Nagelfluh des Pfänder verwiesen (S. 577, 586).

Das phytopaläontologische Ergebnis wurde schon der Untersuchung vorangestellt, es handelt sich bei dem Treibholz entweder um *Taxodioxylon* Göppert oder *Cupressinoxylon* Gothan, also läßt sich zunächst nur sagen, daß der Fund gewissen Taxodien angehört, die im Tertiär als Braunkohlenhölzer gemein waren. Ob wir nun den Fossilfund entsprechend der allgemeinen Bestimmung den Zypressen oder Sumpfzypressen zurechnen, es ist damit gleich viel und gleich wenig gesagt. Denn beide Namen bedeuten ja nur holzanatomische Sammeltypen für gewisse harzganglose Koniferen mit glatten Markstrahlwänden, Notbegriffe, durch die Lückenhaftigkeit der paläontologischen Überlieferung verursacht, deren Verhältnis zu bestimmten Arten ebenso kompliziert wie unsicher ist. Die fossilen Koniferen sind ohnehin nicht allzu zahlreich, in groben Konglomeraten, wie denen der Molasse-Nagelfluh, werden natürlich höchstens grobe Holzteile gut erhalten, und das Fehlen der Laubzweige oder gar Früchte setzt die Eignung der Funde für die Artbestimmung schon herab. Bei der Einförmigkeit des Baus der Koniferenhölzer ist so nur eine Zuweisung zu den seit Göppert aufgestellten Sammeltypen möglich, die holzanatomische Bestimmung hat durch Gothans und Kräusels kritische Arbeit viel an Sicherheit gewonnen.

Immerhin läßt sich soviel sagen, daß wir es nicht mit Nadelhölzern kälteren Klimas zu tun haben, sondern augenscheinlich mit Koniferen, die, wie auch noch die heutigen Sumpfzypressen, die feuchten Subtropen bewohnen. Bei allen Nadelholzgewächsen fällt aber ein biosoziologisches Charakteristikum auf, sie sind von den Bäumen in besonderem Maß massenbestandsbildend, neigen weniger zu stark gemischten Assoziationen. Ebenso wie die mit dem Tischberg-Obermiozän z. T. gleichalten mittel- und ostdeutschen Braunkohlensümpfe und -wälder mit Massenbeständen von Taxodien und Mammutbäumen besetzt waren, so bilden die Sumpfzypressen heute noch reine Bestände an den seicht überfluteten Küsten des Mexikanischen Golfs, den swamps, und dem Mississippidelta. Nun sind *Taxodioxylon* oder *Cupressinoxylon* zwar recht häufig im mittel-ostdeutschen Tertiär, nnd deshalb scheint es, als besage der Fund wenig. In der Alpenrandfazies des Tertiärs steht es aber anders. Die Autorität Heers hat sein Bild von einer einheitlichen, regional weit verbreiteten Tertiärflora zu einem Dogma werden lassen, das sich erst langsam wieder auflöst. Schon kann man aber sagen, daß die süddeutsche Mittelgebirgsflora und erst recht die miozäne subalpine Flora sich ganz erheblich unterschied von den gleichzeitigen monotonen Zypressenwäldern der Lausitz und Schlesiens, die, in der Niederung gelegen, ganz anderen kontinentalen und ozeanischen

Einflüssen unterstanden als die Berghänge am Südufer der miozänen salzigen, brackischen und süßen Molassegewässer. Deecke (18) hat darauf aufmerksam gemacht, daß die vindelizisch-helvetischen Floren stark mediterrane Züge aufweisen gegen die etwa gleich alten kontinentalen miozänen Braunkohlenwälder, und meinte: „Wir haben z. B. weniger Taxodien und Sequoien in der Schweiz, nirgends Reste bedeutender Wälder, wie in den schlesischen Braunkohlen, was bisher niemand beachtete."

Das letztere gilt wohl nicht ganz, denn Alb. Heim hat in anderer Form in Anlehnung an O. Heer schon darauf aufmerksam gemacht (29, p. 136). Nach Heers umfangreichen Untersuchungen waren die in den Urwäldern der Molasseufer und der Deltalagunen wuchernden Holzgewächse mit 76% an der Zusammensetzung der Phanerogamen beteiligt, im Gegensatz zu 12% heute. Von der gesamten uns bekannten Molasseflora sind nur 3—4% Gymnospermen. Davon wurden Gnetaceen und Podocarpeen jeweils nur in einer Art, im Obermiozän überhaupt nicht beobachtet. Innerhalb der genannten Prozentzahl sind relativ häufig nur die Glyptrostrobien, die ja heute noch baumstrauchartig die ostasiatischen Flußränder begleiten, und die Taxodien. Auch hier ist besonders zu verzeichnen, daß *Taxodium dubium* Stbg. (nach Heer = *T. distichum R.*) in der Schweiz seltener ist als *Glyptostrobus*, und in der gesamten Molasse an sechs Stellen gefunden wurde. Trotz dieser Armut im tatsächlichen Nachweis, den man auf die thanatocoenotisch ungünstigen Fossilisationsbedingungen der potamischen Fazies zurückführen kann, vergleicht O. Heer damals schon (Lit. 28) die Molassekohlenlager mit den rezenten Snakes im Missisippi. Das sind durch Sumpfzypressentreibholz verursachte Stauhochwässer, die ihrerseits wieder in die schon in Altwasserböden eingebetteten Holzlager einbrechen und sie vernichten oder seltener auf sekundäre Lagerstätten verfrachten.

Während dieser Vergleich mit den Stauhochwässern für die Erklärung der Koniferenfunde an Gebirgsrändern uns wertvolle Vergleichspunkte liefern mag, steht es mit der ebenfalls durch Heer schon vorher — und wohl zuerst damals in die deutsche Literatur eingeführten — Deutung der Miozänkohlen durch die dismal swamps nach dem heutigen Stand der Forschung etwas anders. Der Schweizer Forscher benutzte in der Flora tertiaria helvetica die Schilderungen der virginischen Taxodiensümpfe durch Lyell und Léquerreux, ebenso dürften die Beschreibungen Darwins auf die Anschauungen von der Bildung der Tertiärkohlen eingewirkt haben. Wir kommen im folgenden auf die neueren revidierten Auffassungen zurück und betrachten zunächst die in der Schweiz tatsächlich gemachten Funde an Koniferen, denn dort haben sich in den Mergeln und Sanden der Molasse, wenn auch selten, bestimmbare Laubreste gefunden, die ein Licht auf die bisher unbekannten Floßhölzer der oberbayerischen miozänen Nagelfluh werfen können.

Es kommen da außer den älteren und schon revidierten Angaben Heers die Bearbeitungen der Tertiärfloren St. Gallens durch Keller, des Thurgaus durch Würtenberger und des Gebietes am Vierwaldstätter-See durch Baumberger und Menzel in Betracht. Die beiden

letzten Autoren haben in verdienstvoller Weise die geologische Lage der alten Heer'schen Fundpunkte genauer stratigraphiert, und es kommen da tatsächlich beträchtliche Unterschiede heraus, wenn wir auch die Erhaltungsauswahl nicht dabei vergessen dürfen. Denn es leitet uns dabei folgender thanatocoenotischer Gesichtspunkt: Die Koniferen sind weit seltener als die Laubhölzer und Sträuche zu finden. Das liegt aber an der verschiedenen Erhaltungsungunst der in der Molassevortiefe stark unterschiedlichen Biotope, die ganz verschiedene Pflanzenvereine geborgen haben, je nach Meeresnähe, Grundwasserstand und Meereshöhe. Vorausgreifend (vgl. S. 597) können wir da schon sagen: wenn es sich bei den erhaltenen Koniferen um Formen handelte, die *Sequoia gigantea* oder *Taxodium distichum* und *Taxodium imbricarium* äquivalent waren, so müßten den heutigen Sumpfmoor- und See-Lebensbedingungen entsprechend auch die Erhaltungsbedingungen relativ günstig gewesen sein. Standen die tertiären Alpenrandformen aber überwiegend *Taxodium mexicanicum* und *Sequoia sempervirens* nahe, so müssen wir an die Standorte in grundwasserreichen Tälern denken — wie heute an der Pazifikküste und auf dem mexikanischen Hochland — und da werden die Vorkommen in ihrer Seltenheit oder der eigenartigen Floßholzerhaltungsform sehr verständlich. Eine gewisse Konstanz der Ökologie ist dabei Voraussetzung.

Aus dem Sarmat der Schweiz hat Heer zahlreiche Fundpunkte von Pflanzen aus der Welschschweiz und den Kantonen Aargau und Thurgau bekannt gemacht. Würtenberger hat solche vom Untersee dazugefügt, aber sie sind fast durchwegs frei von Koniferen. Die einzelnen Formen verteilen sich auf die verschiedenen Formationen folgendermaßen. *Taxodium distichum miocenicum* Heer ist aus dem Obermiozän nur von Öningen und von Tägerwilen (Würtenberger) bekannt, wo es aber anderen Formen gegenüber selten auftritt. Es sind ausgesprochen limnische Vorkommen. Im Untermiozän tritt es häufiger in den Mergeln des Hohen Rhonen, dem Sandstein des Ralligen, in der Unteren Riginagelfluh am Gnippen und Roßberg auf. *Glyptostrobus*, der eher in die potamische Fazies paßt, ist folgerichtig auch im Obermiozän viel häufiger, Lit. 6 führt zahlreiche Fundstellen auf. Doch interessieren uns ja zunächst die taxodienähnlichen Funde. *Sequoia Langsdorfi* (BRGT.) Heer, die der rezenten Form *Sequoia sempervirens* Endl. entspricht, wird aus dem Obermiozän nur von Tägerwilen im Thurgau erwähnt, im Mittelmiozän haben nur Gnippen und Roßberg karge Ausbeute geliefert. *Sequoia gigantea* Torr. soll heutiger Meinung nach im mitteleuropäischen Tertiär nicht vorhanden sein, die ihr entsprechende fossile Form *Sequoia Couthsiae* Heer wird auch in der ganzen Schweiz nur einmal aus dem Helvetien am Gnippen erwähnt. Die umfangreichen Untersuchungen Kellers der St. Gallischen Tertiärflora haben überhaupt keine *Cupressineen*, von den Gymnospermen an sich nur zwei *Pinus*-Spezies ergeben.

Am Ostrande der Alpen herrschten im Miozän und Pliozän ganz andere paläogeographische Verhältnisse wie in der alemannischen und bajuvarischen Region, wir können also auch mit anderen Erhaltungsumständen rechnen. Die der Arbeit Heers in der Schweiz entsprechende

Kenntnis, die über steirische Tertiärfloren durch Unger und v. Ettingshausen uns überkommen ist, wurde in den letzten Jahren durch Kubart und seine Schule, wie durch Elise Hoffmann auf eine ganz neue Grundlage gestellt. Die ältere Literatur findet sich bei den im Literatur-Verzeichnis angegebenen neueren Arbeiten zitiert. Danach ergibt sich für die Koniferenbestände im steirischen und Wiener Becken folgendes Bild:

Der Braunkohlentagbau von Zillingsdorf bei Wiener-Neustadt, den Abel (2) auch heute noch trotz seiner Übereinstimmung mit Kubart bezüglich der steirischen Braunkohlen als Swamp-Bildung ansieht, weist mit unseren oberbayerischen Vorkommen bemerkenswert ähnliche Züge auf, wenn auch sein unterpliozänes Alter trotz der faziellen Vergleichbarkeit nicht vergessen werden darf. Im Liegenden finden sich zahlreiche kleine Braunkohlenflöze mit Strünken von Sumpfzypressen (wahrscheinlich *Taxodium distichum*. z. T. auch *Sequoia*), umgeben von feinen Tonen. Diese augenscheinlich limnische Bildung ist von Flußschottern überlagert, deren Strömung um einzelne Stämme Wirbel bildete. Die Überschotterung war also die Ursache der Zerstörung des angenommenen swamps. Aus den im Wiener Becken zahlreichen Funden von Föhrenzapfen schließt Abel, daß die aus dem Tertiärmeer herausragenden, kleineren und größeren Inseln hauptsächlich Föhrenwälder trugen, wie die meisten Inseln des Mediterrangebietes noch heute. Wenn dieser Schluß aus dem Rezenten erlaubt ist, dann ist aber auch unsere an die potamische Alpenrandfazies anknüpfende Vorstellung von einer Sumpfzypressenbestockung der Auenwälder und Flußgalerien der Molassetorrenten möglich. Sie erklärt die lokale Entwicklung der Taxodienbestände, die nicht nur am nördlichen Alpenrand, auch in Böhmen gilt, ebenso gut. Wir stützen uns da auf die rezente Bevorzugung der Alpenschotterfluren durch Koniferen, auf die durch Altwassertone und vernichtende selten fossilisierende Überschotterungen der fossilen Funde und auf die Flußtalstandorte der lebenden *Taxodium mexicanicum, Sequoia sempervirens* und *Glyptostrobus,* denen die Standorte der im Elsaß verwilderten Sumpfzypressen ganz entsprechen (vgl. S. 598). Der Erhaltungszustand von Zillingsdorf kann als Vorstadium des Tischberg-Fundzustandes angesehen werden, am österreichischen Alpenrand hat der Schottereinbruch nur zur Abtötung des im Tonschlick wurzelnden Bestandes, nicht aber zur Umlagerung geführt. In der oberbayerischen Molasse hat die Katastrophe zur Verfrachtung geführt, die Tonreste im bohlen Stamm beweisen das, und die Wirbelbildungen im Flußschotter sind da ebenfalls vorhanden. Genau die gleichen Verfrachtungsumstände treffen ja auch für andere oberbayerische unbestimmte Holzvorkommen zu (vgl. Habichtsgraben und Irschenberg, Obermiozän, nach Gümbel, Hausbam, Oligozän, nach Reis). Daß es sich aber allenthalben in der potamischen Fazies um Sumpfwald in einer an Flußarme gebundenen Form gehandelt hat, zeigen die in Oberbayern wie im Miozän des Wiener Beckens biocönotisch zusammengehörigen Vorkommen von Laubhölzern und Säugern.

In Steiermark liegen die Dinge schon anders. Bei Leoben treten in den Hangendflözen der Braunkohle die Koniferen besonders hervor, zuvörderst *Taxodium distichum*, das hier im Mittelmiozän wohl seine

intensivste Ausbreitung erlangt, in Oesterreich sich aber noch bis ins Unterpliozän hält, daneben *Glyptostrobus*, *Sequoia*, Föhren und eine Lärchenart, während diese Gattung in der Schweiz ganz fehlt. Mehr bedeuten uns aber die von Unger in der Mitte des vorigen Jahrhunderts zuerst untersuchten, von Kubart jetzt nachgeprüften Vorkommen von Wöllan, Rein und Zangtal bei Voitsberg in der grünen Steiermark. Zangtal ist Untermiozän, die beiden anderen kleinen Tagbaue Unterpliozän. Es ist für unsere Deutung der oberbayerischen Molassefunde wichtig, daß der Grazer Forscher zur selben Meinung wie sein Vorgänger kam, denn Unger schrieb über das Wöllaner Becken: „daß mehrere Stücke aus verschiedenen Teilen des Lignitlagers ihm nur eine Holzart gezeigt haben, und zwar ein Nadelholz, das in der ganzen Steiermark zu jener Zeit weit verbreitet gewesen sein muß, und wie die Lignite von Rein, Voitsberg usw. beweisen, wahrscheinlich den Hauptbestandteil der Braunkohlen dieses Landes ausmachen dürfte." Kubart bestätigt nach eigenen Aufsammlungen heute diese Meinung in vollem Umfang, und stellte fest, daß es sich bei der damaligen Benennung *Peuce acerosa* um nichts anderes als *Taxodioxylon* handelte! Ob es sich bei diesem also dominierenden miozänen und pliozänen Waldbaum der Steiermark um *Taxodioxylon taxodioides* oder *T. sequoianum* handelt, ist nicht mehr mit Sicherheit zu entscheiden. Kubart hält den letzten Fall für ebenso möglich wie die Form *Taxodium mexicanicum*. Darüber später. Uns ist dieser am Alpenostrand gewonnene Eindruck von der weiten und beherrschenden Verbreitung einer *Taxodioxylon*-Art eine weitere Stütze für unsere gleichartigen am Alpennordrand gewonnenen Anschauungen wo ja die Verbreitungsmöglichkeiten auf einen viel schmäleren Streifen beschränkt waren. Die Untersuchung der schiefrigen Weichkohle des untermiozänen Vorkommens von St. Kathrein am Hauenstein (Obersteiermark) durch Hofmann (32) bestätigt unsere in dieser Arbeit für die oberbayerische Molasse öfter geäußerte Meinung, daß man die Laubholz- und Koniferenbestände auch bei gemeinsamen Thanatotop biocönotisch immer auseinanderhalten müsse. Die Verfasserin macht darauf aufmerksam, daß bei den Beschreibungen der Braunkohlenfloren am Alpenrand durchwegs der Inhalt der Lignitflöze und der Deckgebirgsschichten durcheinandergebracht werde. In St. Kathrein ließ sich einwandfrei feststellen, daß die Kohle selbst nur von Nadelhölzern und Farnen gebildet worden sei (also ein im steigenden Grundwasser oder einbrechenden Hochwasser ersoffener Waldboden oder Driftholzlager) und erst im darüberliegenden limnischen Faulschlamm massenhaft mediterrane und subtropische Laubhölzer, sowie Laichkräuter und Diatomeen auftreten. Abschließend erwähnen wir noch den außerordentlichen wichtigen Fund, der in der neuesten Arbeit E. Hofmanns aus dem untermiozänen Süßwasserkohlenlager von Parschlug in Steiermark erwähnt wird, wo durch Vergleich mit rezenten Pneumatophoren *T. distichum* der einwandfreie Nachweis (erstmalig in Mitteleuropa) von Atemknieen des holzanatomisch sichergestellten *Taxodioxylon taxodiodes* geliefert wurde. Das ist nicht nur für die Frage der Sumpfmoor- oder Trockenwaldtorfentstehung der tertiären Braunkohlen, sondern auch für die endgültige Artbestimmung der Taxodioxylonhölzer

in der limnischen und potamischen Fazies der Molasse wichtig. Die obenerwähnten steirischen Kohlen und Hölzer in fluviatilen Miozänschottern können im Rahmen unserer geschilderten bisherigen Kenntnisse für die Rekonstruktion der potamischen Molassefazies bei zukünftiger paläobotanischer Bearbeitung noch erhöhte Wichtigkeit bekommen.

Das sind zweifellos ganz andere Verhältnisse als im übrigen deutschen Tertiär. In der südbayerischen OSM sind in der Nagelfluh bisher gar keine Fossilfunde gemacht worden. Die äquivalenten Mergel des Flinz, die nördlich von München in die Dinotheriensande übergehen (z. T. wieder mit kleinen Kieslagern geringer Geröllgröße), haben einen ziemlichen Reichtum von Landsäugerfunden ergeben. Bei Freising sind in einem Brunnen auch Pflanzenreste erbohrt worden, die Artenliste bei v. Ammon gibt aber nur Laubhölzer an, keine Gymnospermen. Der Koniferenfund in der oberbayerischen Nagelfluh verdient also mitsamt den andern unbestimmten Treibhölzern mehr Beachtung, als er im außeralpinen deutschen Tertiär finden könnte.

Klimatische Schlüsse aus einem nur allgemein bestimmbaren Fossil zu ziehen, hieße spekulieren. Das um so mehr, als wir einerseits über die Konstanz der biologischen Ansprüche auch der seit dem Miozän unveränderten Arten keine Gewißheit haben können und schließlich die in allen Erdteilen verstreuten heutigen Verwandten der Molassepflanzen in ihren so variierenden Bedingungen nicht gerade dazu aufmuntern. Aber faziell besagt die Feststellung eines Taxodienfundes doch etwas. Die mitteldeutschen Zypressenlager sind nicht durchweg autochthon, einige treten am Fuß von Mittelgebirgen auf; Lepsius hat aus dem zahlreichen Vorkommen von Nadelhölzern im Septarienton von Flörsheim auf geschlossene Bestände im benachbarten Taunus rückgeschlossen, wir werden an späterer Stelle von den der oberbayerischen OSM gleichaltrigen sarmatischen Bergwäldern am Bakony hören, deren Reste uns auch in Schottern überkommen sind. Dort hatten die Rollhölzer die fazielle Erhaltungsgunst der Verkieselung. Andrea erwähnt aus dem Unterelsaß als Seltenheit ein von E. Haug noch gefundenes abgerolltes und verkieseltes Koniferenholz, es stammt aus dem Vogesenrandkonglomerat des mitteloligozänen Meeres, von Morsbronn an der Sauer (äquivalent dem Mainzer Meeressand). Also auch hier Koniferen am Gebirgsrand herabgeschwemmt! Das Fehlen so günstiger Fossilsationsumstände in der subalpinen Nagelfluh erklärt schon zum guten Teil unsere relative Unkenntnis über den Anteil der Nadelbäume wie der Hölzer überhaupt an der Zusammensetzung der oberbayerischen miozänen Alpenrandflora.

Der Fund in den aus den Alpen stammenden fluviatilen Schottern weist darauf hin, daß der Baum entweder aus aufgearbeiteten älteren Tertiärablagerungen stammt — was anzunehmen der Erhaltungszustand ausschließt — oder daß er von Süden kam, entweder aus den höherliegenden Gebirgsteilen der Flyschzone oder aus den Flußgaleriewäldern selbst, was mir am wahrscheinlichsten dünkt. Da wir, in Parallele mit den südwestdeutschen Molassefunden, in den feinen limnischen Sedimenten des Obermiozäns bis zur Donau durchweg Laubblätter finden, so steht

vorläufig der Annahme nichts im Wege, daß diese Fundortsverhältnisse nicht ganz zufällig sind. Rezent können wir Vergleichsbeispiele anziehen. Auch heute stehen die Nadelbäume, besonders *Pinus montana,* höher als die Laubwälder bis zur Waldgrenze und darüber und begleiten dann die Schotterbänder der Alpenflüsse galeriebildend bis weit in die Hochebene hinab (Isartal, Lechtal, Unterinntal usw.). Andrerseits bestockt gerade die Bergkiefer fast allein die Hochmoore in unserem Gebiet, der Peißenbergzone des bayerischen Pflanzengeographen Sendtner. Das ist natürlich ein Vergleich mit allen sprichwörtlichen Nachteilen, und nur so aufzufassen, daß die verschiedenen rezenten Vorkommen wenigstens edaphisch unseren Vorstellungen von den möglichen Vegetationsbedingungen der potamischen Fazies der OSM entsprechen. Nadelbäume liefern auch heute einen überwiegenden Bestandteil des Treibholzes der Alpenflüsse, ohne daß man flußabwärts daraus einen Schluß auf die benachbarten Laub- und Mischwaldbestände der oberbayerischen Jungmoränenlandschaft ziehen dürfte.

Soweit es nun überhaupt möglich ist, den einzigen *Taxodioxylon-Cupressinoxylon*-Stamm erklärend zu benützen, so spricht er eher für eine obermiozäne Auenwaldkoniferenvegetation, als für eine eigentliche Gebirgsflora. Denn über die Entfernung und die Transportbedingungen wissen wir wenig. Außer daß wie heute bei der künstlichen Floßtalfahrt der Bäume eine Treibholzfracht nur bei Hochwasser möglich ist und bei den vielfach zerteilten Strombahnen der Transport meist ruckweis vor sich gebt. Einmal bleiben die Stämme auf den trockenlaufenden Kiesbänken liegen, seltener werden sie wieder einsedimentiert, dann werden sie wieder durch ein gelegentliches Hochwasser weitergeführt, um schließlich mit seltenen Ausnahmen doch an der Luft dem Abbau aller organischen Substanz zu verfallen. Unser Stamm war aber schon primär einsedimentiert, in feiner Tonschlammtrübe, die noch einmal während des Inkohlungsvorgangs aufgearbeitet wurde, bis der Stamm im Flußschotter endgültig seine sekundäre Lagerstätte fand.

Immer mehr führt uns die Analyse auf eine vollständigere Vorstellung von den vorwiegend fluviatilen Verhältnissen der obermiozänen Alpenrandfazies. O. M. Reis beschrieb kürzlich, wie ich erst nach Fertigstellung des Manuskripts fand, einen Baumstamm aus der oligozänen brackischen Molasse von Hausham, dessen Fundverhältnisse so stark den hier beschriebenen ähneln, daß wir ihn vergleichsmäßig trotz des verschiedenen Alters heranziehen müssen, denn es scheint sich hier um einen in der Alpenrandmolasse ganz verbreiteten Fossilisationstypus zu handeln. Der 5 *m* lange und 30—40 *cm* breite Stamm strich — bei 720 *m* Teufe, 60 *m* über tiefster Sohle der Pechkohlengrube — von der Flözhangendfläche nach dem Liegenden, Verzweigung nach unten, Stamminverdickung nach oben. Die Holzaußenfläche ist trotz der Inkohlung nicht ins Flöz übergehend, das hohle Innere aber ist neben Spuren verkohlter Holzreste mit dem gleichen Sandstein wie das Hangende, vermischt mit Brackwassermuscheln *(Cyrena semistriata)*, ausgefüllt. Der Fundverband weist also bemerkenswerte Ähnlichkeiten mit dem Pischetsrieder Baumstamm auf: Lage schief zu den Schichtflächen streichend, bei lithologisch wechselnder Fazies, und Ausfüllung des hohlen Innern mit Ton statt

des umgebenden Gesteins. Genau das gleiche war ja für die älteren Flößholzfunde vom Habichtsgraben und vom Irschenberg in der OSM kennzeichnend, und ähnlich lagen die Dinge auch bei dem Koniferenfund von Möggers am Pfänder (mdl. Mitt. Blumrich). Die interessante Erklärung, die Reis gibt, möge dort nachgelesen werden. Er nimmt, kurz, einen Umbruch im sinkenden Moor, Abfaulen des Wurzeltellers über Wasser an der Luft und Nachstrudeln des Sediments nach völliger Einbettung und Einsinken an, die Versteinerung der äußeren Holzhaut erfolgt durch Abgabe des Kalks vom Innern. Leider ist der Fund paläobotanisch nicht bestimmt, die Umstände sprechen ja ganz für einen taxodienartigen Sumpfbaum, besonders wenn man die analogen Erhaltungsbedingungen der als Koniferen bestimmbaren Hölzer in der OSM bedenkt. Der gleiche Fall kommt übrigens auch nicht selten im Karbon vor, wo der „Markstein" bzw. „Außenstein" der plattgedrückten Sigillarien nichts als der an Stelle der herausgefaulten weicheren Gewebe eingedrungene Schlamm ist. Die hier geäußerten Anschauungen sollen zunächst nicht mehr als eine heuristisch brauchbare Arbeitshypothese sein, für deren endgültige Richtigkeit aber so viel Tatsachen sprechen, daß es sich lohnte, in Zukunft mehr auf die phytopaläontologische Seite bei den ohnehin spärlichen Funden in der Nagelfluh und der gesamten potamischen Gebirgsrand-Fazies zu achten, nicht zum wenigsten auch im Interesse eines Ausbaues unserer paläogeographischen Vorstellungen.

Befördert wird diese Anschauung durch die Säugetierfunde Schlossers im nah benachbarten Tutzing, NW des Tischberges, wo schon tonig-sandige Sedimente des Flinzsees eine Fauna bergen, die unsere bisherigen und weiteren Schlüsse unterstützten (Lit. 64, p. 119). „Die Zusammenhänge der Säugetierfauna von Tutzing — Häufigkeit von Hirschen und Schweinen, Seltenheit von Rhinocerossen, Fehlen von Pferden und die Anwesenheit des von saftigen Blättern lebenden *Mastodon* und *Macrotherium* — sprechen mit aller Entschiedenheit dafür, daß hier zur Miozänzeit in der Nähe ein subtropischer Sumpfwald vorhanden war." Für diesen „Sumpfwald" bleibt nur die schmale Zone zwischen dem Alpenrand und dem Flinzsee übrig, die in unserem Gebiet eher noch schmaler war als heute zwischen den Kalkalpen und dem Würm- und Ammersee.

Durch dieses Gebiet führten aber auch die Nagelfluhflüsse ihre Schotterstränge und das Entwässerungssystem wird im feuchtwarmen Klima des Miozäns mindestens zu gewissen Jahreszeiten entwickelter wie das heutige gewesen sein. Es ist üblich, in der Molasse Züge mariner und zuweilen limnischer Fazies zu sehen, die Nagelfluh hat man ganz allgemein, auch Albert und Arnold Heim, immer mit Deltabildungen erklärt, gleich, ob sie, wie in der Schweiz und im württembergischen und bayerischen Allgäu, auf längeren Strecken horizontbeständig oder, wie in Oberbayern, keilförmig auftrat. E. Kraus hat sich bisher meines Wissens allein mit Deutlichkeit dagegen gewandt und die weithin streichenden repetierenden Nagelfluhbänke als Schotterflächen und nicht als Deltakegel gedeutet. Er hat die potamische Vorlandsstruktur, wie wir sie nennen wollen, des Molassetroges mit einer spezifischen Tektonik der geschwächten Vortiefenräume in Zeiten der Aufschotterung in Verbindung gebracht (Lit. 39, S. 14).

„Unsere Erklärung setzt voraus, daß die Senkungsbeschleunigungen nicht die gesamte Vorlandsplatte gleichmäßig erfaßt haben, sondern Einzelschollen für sich senkten bzw. kippten, die gegeneinander in Richtungen parallel dem allgemeinen Flußgefälle abgegrenzt waren."

Nun ist einer derartigen Senkung kleiner Schollen in schwachem Ausmaß nicht nur nach heutiger Auffassung die Existenz der bekannten Taxodien- und Sequoienstubbenhorizonte in den Senftenberger Braunkohlenflözen zuzuschreiben, es gibt noch eine weitere rezente Stütze, die ein gutes Bindeglied zwischen den Krausschen tektonischen Anschauungen und unseren auf Grund des stratigraphischen und paläobotanischen Befundes erwachsenden Vorstellungen über die potamische Tischbergfazies abgibt. E. Bracht hat für die lebenden Sumpfzypressenwälder des Mississippigebietes und der Swamps an den Küsten Floridas auf Grund eigener Anschauung den Satz aufgestellt (S. 2): „Die Zypresse erscheint unmittelbar als ein Anpassungsergebnis an sinkendem Boden. Nachdem sich die Pflanze durch Bildung der Atemwurzeln dem Leben im stehenden Wasser angepaßt hat, zieht sie die Seichtwasserzone dem Festland vor. Sie ist aber in derselben an ein begrenztes Maximum der Wassertiefe gebunden: es gibt somit in Seen wie dem Monroe-Lake keine Sumpfzypressenwälder von beliebiger Flächenausdehnung, sondern nur mäßig breite Gürtel, die im Seichtwasser wachsen, dessen Tiefe zwischen ziemlich engen Grenzen schwankt." So wird der Koniferenstamm in der Tischbergnagelfluh mit ein Anzeichen für den sinkenden wasserreichen Flußvorlandgürtel zwischen Alpenrand und dem Stillwasser des Molasseflinz-Beckens!

Auf die für die bisher unbehandelten bayerischen miozänen Molassekohlen zu bildenden genetischen und paläogeographischen Anschauungen haben natürlich die Entstehungsauffassungen, die man i. A. über die deutschen Braunkohlen hat, einen bestimmten Einfluß, und gerade da haben sich die Theorien in letzter Zeit sehr stark verändert. Zwei Hauptstützen der früheren Meinungen über Tertiärkohlenbildung sind gefallen, der Glaube an die Sumpfzypresse *Taxodium distichum* als dominierenden Bestandesbildner und in der Folge auch die dismalswamp-Theorie, wenigstens in ihrer Verallgemeinerung auf den Durchschnitt der Vorkommen. Zur Klärung der Fragen haben hauptsächlich Gothan, Kräusel, Kubart und Teumer beigetragen, von der umfangreichen Literatur haben wir einen geringen Teil angeführt. Zu den paläobotanisch-systematischen Streitfragen ist uns eine Stellungnahme nicht möglich, um so mehr interessiert uns aber die ökologische Seite der Probleme, d. h. ins Geologische übersetzt die fazielle.

Die systematischen Ergebnisse sind kurz die: Das genauere Studium der Holzanatomie der Taxodien aus den angeblich inkohlten Zypressensümpfen ergab, daß die Querwände der Holzparenchymzellen bei Taxodien perlartig verdickt erscheinen, daß aber in der überwiegenden Mehrzahl der Hölzer sich glatte Parenchymquerwände zeigten, also nicht Sumpfzypressen, sondern Mammutbäume vorlagen, deren heutige kalifornische Standorte (es kommt nur *Sequoia sempervirens* und nicht *S. gigantea* in Betracht) Sumpfmoorbildung ausschließen und Trockentorfbildung verlangen. Kubart wies 1921 nach, daß diese Querwandtüpfelung

aber auch bei *Taxodium mexicanicum* meistens fehlt, die zuweilen als Art, zuweilen als geographisch-ökologische Varietät aufgefaßt wird, was für diese Frage belanglos ist. Bisher hatte man nur an *Taxodium distichum* gedacht. Eine Unterscheidungsmöglichkeit durch das Wundholz, auf die Kräusel zuerst hinwies, erwies sich doch als zu unsicher (Kräusel 1921). Steinböck fand dann Unterscheidungsmöglichkeiten des Markes, wodurch auch der Artwert von *Taxodium mexicanicum* gesichert wurde. Bei den besonders schlechten Erhaltungsumständen der Molassekohlen, gar in der Nagelfluh Oberbayerns, wo wir ja Ausfaulen des Kernes als geradezu typisch fanden, werden Markuntersuchungen wohl ausgeschaltet bleiben. Die Vermoderung gilt übrigens (auch die primäre Sedimentausfüllung?) auch für den größten Teil der Senftenberger (Teumer) und steirischen Koniferen (Kubart, 1924, Fig. 6).

Da ein Großteil der *Cupressinoxyla* der älteren Literatur sich neuerdings als vorwiegend *Juniperoxylon* herauszustellen scheint (Kräusel und Schönfeld) und diese Gattung auch tatsächlich in sächsischen und südholländischen Braunkohlenlagern als dominierendes Gehölz nachgewiesen werden konnte, müßte man auch bei unseren oberbayerischen mehr oder weniger sicheren Koniferenbestimmungen damit rechnen. Doch tritt Gattung und Art meines Wissens sonst bisher nirgends in der Molasse auf, so daß wir diese Möglichkeit außer acht lassen können.

Die geographische Verbreitung der in Frage kommenden Cupressineen, aus denen sich ja die ökologischen Standortansprüche ergeben, ist kurz folgende: *Taxodium distichum* ist auf die virginische atlantische Küste der U. S. A. beschränkt, *Taxodium imbricarium* mit gewissen habituellen Unterscheidungsmerkmalen teilt die geographische Verbreitung, aber nicht den Standort. Während die erste Art mehr küstenwärts wächst und ganz im Wasser steht, steht die andere mehr landwärts und kommt trotz gemeinsamer Sumpfbodenansprüche nicht in gemischten Beständen vor. *Taxodium mexicanicum* schließlich ist ganz auf Mexiko beschränkt, wo es ausschließlich in den Tälern der Hochfläche an Flußufern wächst. *Sequoia gigantea* hat seine enge Verbreitung nur in der Sierra Nevada, kommt nie in Sümpfen vor wie auch das andere red wood, sondern steigt in den Bergen bis 2400 *m* hoch. *Sequoia sempervirens* besiedelt in größerer Verbreitung die Flußtäler und das Tiefland der pazifisch-kalifornischen Küste.

Wir können von unseren stratigraphischen Ergebnissen natürlich nur zur ökologischen Seite gewisse Beiträge liefern, die sich aus den Bedingungen der potamischen Fazies als Biotop ergeben. Da spricht ja nun bei Betrachtung der Standorte der lebenden Vertreter unserer tertiären europäischen Braunkohlenbildner in der Neuen Welt alles dafür, daß die Molasse besonders im jüngeren Tertiär mit stärker werdender limnischer und besonders fluviatiler Tendenz am besten den Lebensansprüchen von *Taxodium mexicanicum* und *Sequoia sempervirens* genügten. Weitere Untersuchungen sind ja dringend erforderlich, aber bisher scheint das am Alpenrand in noch viel stärkerem Maße gelten zu müssen als in den schlesischen, mährischen, sächsischen, böhmischen und österreichischen Braunkohlenlagern. Dort lag zum mindesten teilweise eine echte Sumpfbildung, auch mit *Taxodium distichum* und *T. imbricarium*,

vor, für ausgesprochene swamp-Bildung war ja am Alpenrand nur an der Küste der offenen Gürtelgewässer mariner bis limnischer Natur Platz. Die Strandlinien müssen sich aber in einem tektonisch so unruhigem Gebilde wie der Alpenvortiefe gerade in der Miozänzeit dauernd verschoben haben, wenn swamps sich dem anpassen konnten, dann hatten sie ja durch die Einbettungsmöglichkeiten die größte Erhaltungsgunst, wo aber sind die Braunkohlenlager des Obermiozäns? Der typische Erhaltungszustand ist der des einzelnen Flößholzes oder der Altwasser-Kohlenschmitzchens, in Übereinstimmung mit den biozönotischen und thanatozönotischen Bedingungen der potamischen Fazies.

In diesem Zusammenhang möchte ich auf das Vorkommen von *Taxodium distichum* in meiner elsässischen Heimat aufmerksam machen, wo die Sumpfzypresse verwildert an manchen Wasserläufen der Rheinebene zwischen den Erlen am Wasser steht. Sie soll nach Krause, obwohl schon im 17. Jahrhundert nach Europa gebracht, ins Elsaß erst im 19. Jahrhundert gekommen sein. Immerhin erwähnt sie Kirschleger nicht nur für die Parkanlagen, auch für die Ufervorkommen warmer tiefer Lagen schon für 1850 und weiterhin in den späteren Floren. Wir sehen daraus die fluviatile Anpassung unter relativ günstigen Lebensbedingungen, wodurch sie sich den Standort wesentlich der Eigenart der vorhin genannten Talformen nähert, edaphisch und klimatisch.

So mag man die Frage nach der ökologischen Konstanz der Zypressen in einem anderen Sinne als bisher in der Diskussion aufwerfen. Abel hat sehr richtig betont, daß es falsch sei, vom nordamerikanischen Charakter der europäischen Miozänflora zu sprechen, während eher umgekehrt die Flora der virginischen Swamps in Florida und Louisiana miozänen Charakters ist, ähnlich wie die Mangrove-Fauna Insulindes nur dem dort allein auf der Welt erhaltenen Archipelcharakter ihre eigene Erhaltung verdankt und am wenigsten ihrer spezialisierten Widerstandsfähigkeit. Sollen wir nun bei den reliktären Standorten der heutigen Taxodien annehmen, daß ihre Anpassung in die jetzigen zurückgedrängten Areale die Einpassungsmöglichkeiten der Arten in ihrem ganzen Umkreis erschöpft? Es ist allerdings falsch, wie das noch jüngst von geologischer Seite geschehen ist, die Atemkniee als junge Anpassung aufzufassen, denn sie sind nicht nur im Diluvium Nordamerikas, sondern eben auch im Tertiär Steiermarks gefunden. Aber wie jene auch bei den Taxodien rezent in den europäischen Gärten häufig, nicht immer, fehlen, ist die Seltenheit in den Braunkohlenlagern nicht durch bedarfsweises Auftreten dieses physiologischen Hilfsmittels zu erklären?

Feuchtwarmes Klima wird für alle Taxodien und Sequoien durch die rezenten Standortsbedingungen verlangt, das lag ja auch am miozänen Alpenrand vor, wenn auch gewiß nicht in sehr starkem Maße. Auch das Elsaß, auf dessen eingeschleppte Vorkommen im Zusammenhang mit der Annahme fossiler Taxodienflußgalerien wir vorhin Wert legten, weist diese Bedingungen bei seinem ausgesprochen atlantischen feuchten Westwetter und seiner im Deutschen Reich höchsten Jahreswärme wenigstens eher wie das übrige Deutschland auf. Wenn Lang allerdings für die „Montanbäume" *Taxodium mexicanicum* und *Sequoia sempervirens* ein „Trockenklima" postuliert oder Abel sie xerophil nennt, ist das natürlich über-

trieben. An hohen Grundwasserstand sind alle diese Bäume gebunden, auch die in Europa wieder eingeführten. Auch das prächtige Gedeihen der Mammutbäume und Sumpfzypressen in den Parks der Bodenseeufer mag uns ein Hinweis sein. Uferfeuchtigkeit, Föhnwärme und hohe sommerliche Strahlung durch den Wasserspiegelreflex begünstigen rezente und tertiäre Alpenvorlandsgewässer mit ihrer Ufervegetation.

Plötzliche Bodensenkungen und Steigen des Grundwasserspiegels genügen zur Erklärung der Inkohlung und ersparen die Sumpfmoorerklärung, obwohl, wie oben gesagt, solche Bewegungen auch für Florida nachgewiesen sind. So wie Teumer diese Absenkungen geringen Ausmaßes für das Senftenberger Revier nachgewiesen hat, hat Kraus das für die rhythmische Nagelfluh des Allgäus getan und versuchen wir das auch für das oberbayerische Gebiet zu zeigen. Wir gehen also wohl nicht fehl, gegenüber der deutschen tertiären Tieflandsflora nicht nur einen Unterschied in der quantitativen Koniferenbesiedlung gezeigt zu haben, sondern wir sehen auch ökologisch faziell stärkere Übereinstimmungsmöglichkeiten zwischen den rezenten amerikanischen Flußkoniferen und den miozänen Hölzern der im Jungtertiär immer stärker potamisch tendierten Molasse des Alpenrandes. Dadurch hoffen wir, auf die Notwendigkeit besserer Beachtung und paläobotanischer Untersuchung auch der nicht abbauwürdigen Molassekohlen, der Flößhölzer des Obermiozäns, hingewiesen zu haben, dann werden wir auch zur endgültigen Lösung über die bisher nur möglichen Hypothesen hinaus kommen.

Stratonomie der potamischen Fazies.

Es handelt sich um einen Vorlandstreifen potamischer Struktur. Das Wort „fluviatil" ist für fließendes Wasser sensu strictu festgelegt, während hier potamisch — analog dem Gebrauch des Terminus Potamologie in der Geographie — für alle Erscheinungen im direkten und indirekten Wirkungsbereich der Wasserläufe gebraucht wird, ja, bei einem Überwiegen fluviatiler Phänomene in einem bestimmten Gebiet wie dem der noch landfesten Molassevortiefe im Obermiozän einfach für den ganzen Landstreifen im regionalen Sinne. Die potamische Struktur, als regionaler Faziesbegriff, stellt also geographisch ein Nebeneinander, stratigraphisch ein Übereinander von Dokumenten stehenden und fließenden Wassers mit zwischengeschalteten Festlandsbildungen dar. Die Thanatocoenosen der potamischen Fazies sind ein in den Mengenverhältnissen von sehr verschiedenen Umständen abhängiges Gemisch limnischer und terrestrischer, kaum fluviatiler Biocoenosen. Ein Einzelbeispiel liefern — in ihrer Art ein Schulbeispiel — die Fundortsverhältnisse des Taxodienstamms.

Ein Blick auf die Abbildungen Fig. 4, 5 in Erinnerung an die Profilbeschreibung S. 578, klärt die Einbettungsgeschichte leicht. Ein besonders starkes Hochwasser, ein Durchbruch über die Lippen in absinkende Nebenauen hat in einem Altwasserbett, einem abgeschnürten schlickerfüllten Mäanderstück erodierend gewirkt und den Stamm fortgerissen. Für seine erste Lagerstätte galt die Gleichung Biotop = Thanatotop, die seichten Niederungen zwischen den aktiven aufschotternden Flußsträngen

waren mit Zypressenwald bestanden, der ja an diese spezifischen Verhältnisse angepaßt ist. Umgestürzt, war der Stamm schon von innen heraus verfault, als er im Schlick der toten Flußschlinge gänzlich einsank, der ihn nicht nur umgab, sondern auch von innen ausfüllte. Bei diesem völligen Luftabschluß ging dann der verhärtende und strukturerhaltende Inkohlungsprozeß vor sich, und diesem Umstand ist es zu verdanken, daß der Hochwassereinbruch mit seinen gewaltigen Geröllmassen den Baum nicht weiter zerstört hat. Wäre er erst primär in der durchlüfteten und durchsickerten Nagelfluh eingebettet worden, so wäre er im günstigsten Fall schnell verkohlt und zerfallen, hätte eines der vielen texturlosen Kohlenschmitzchen der Molasse geliefert. Aber die Ausfüllung mit einem dem Profil und der näheren Umgebung sonst fremden Ton weist uns auf die besonderen Bedingungen und erklärt, warum in der subalpinen Molasseflora die erhaltenen Taxodien so selten sind.

Bei den abgegangenen Treibholzlagern oder, im Gegensatz zu den *marinen* und *limnischen*, besser „Flößholzlagern" im Habichtsgraben und am Irschenberg, die v. Gümbel, Flurl und v. Schrank beschrieben, muß es sich den ganz gleichen Erhaltungsumständen nach um dieselben genetischen Verhältnisse gehandelt haben. Da die taxodienartigen Bäume wahrscheinlich an die tektonisch labile Seichtwasserzone des potamischen Vorlandstreifens des Akkumulationsgebiets gebunden waren, konnten sie sich nur in den Schlickfeldern der Altwässer erhalten, denn nirgends geht der bakterielle Abbau so schnell vor sich wie in der Luft des subtropischen Waldes. Und diese Tonbänke wurden so oft wieder in der Regenzeit zerstört, daß selten Zeit zur Verkohlung und Inkohlung und damit zum Transportschutz gegeben war. Schließlich bieten uns auch gerade die fossilisationsfeindlichen Nagelfluhbänke aus morphologischen und technischen Gründen die Überzahl der Aufschlüsse, und nicht die Ton- und Mergellagen.

Jenes Hochwasser wird nun im Straßgrabenprofil angezeigt durch die dünne, plötzlich auftretende Schicht faust- bis kopfgroßer Gerölle, die unter der Sandbank liegt, und in der der untere vordere Teil des Stamms steckt. Das ganze Schichtpaket fällt nach N ein, so den natürlichen Abfall der Schotterbank im Flußbett anzeigend. Der Stamm bleibt beim schnellen Nachlassen des ersten Wasserschwalls in den groben Schottern sperrig stecken, und in seinem Stromschatten bildete sich eine typische Rehbocksche Pfeiderwalze. Wie auch bei künstlichen Einbauten, entsteht vor dem Hindernis ein Schwall, seitlich an den Gleitwänden kleine schwache Seitenwalzen, die in unserm Fall die Erhaltung geringerer Tonreste außen am Stamm begünstigt haben. Hinter dem Stamm ist die Wasserwalze als kräftige Unterwalze ausgebildet, die nun selektiv sedimentierend eine Sandlinse mitten in der Nagelfluh aufgeworfen hat. Die Sandbank reicht gerade bis zum oberen Niveau des Stamms, daß die Wasserkraft auf der langsam sich aufschüttenden Kiesbank abnahm, zeigen die gegen die Basis viel kleineren Gerölle. Die hangenden Schichten nach vollendeter Einsedimentierung in der Schotterbank als sekundärer Lagerstätte deuten dann wieder auf neue Änderungen in der Wasserführung hin.

Schon zeigt die Detailanalyse unscheinbarer Profile, daß man in der Molasse nicht jeden Sedimentationsvorgang, in der Vortiefe jede Faziesänderung im Akkumulationstrog mit orogenetischen Phasen im alpinen Hinterland in Verbindung bringen muß, wie es neuerdings besonders M. Richter versucht. Sicher gilt das nicht für unser Gebiet; damit soll natürlich ein Zusammenhang im großen, wie ihn u. a. Boden auf-

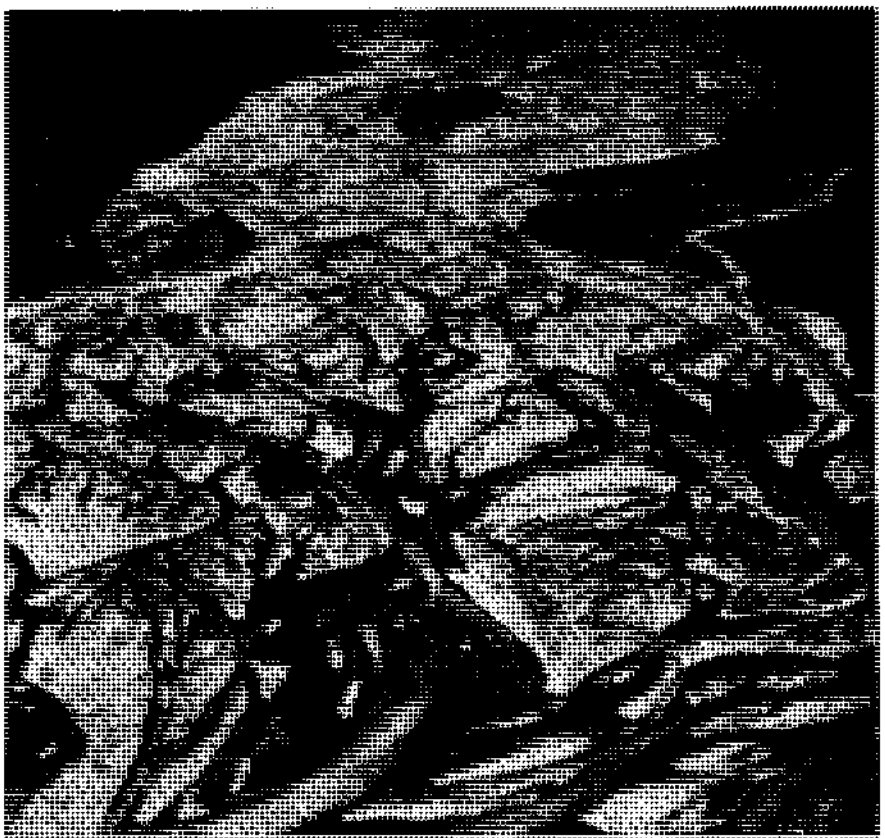


Abb. 3. Luftbild des Schotterstranges des verwilderten Lech im Alpenvorland, mit Auenwaldstreifen.

gezeigt hat, nicht geleugnet werden. Doch muß auch darauf hingewiesen werden — obwohl wir dieser Auffassung am nächsten stehen —, daß auch Überschotterung und Versandung weiter Talstrecken nicht notwendig an Kleinsenkungsvorgänge gebunden ist, wie es E. Kraus darlegt (Damit soll nur einer Verallgemeinerung für jedweden Horizont gesteuert werden, im ganzen beweisen ja schon die Mächtigkeiten der Molasse die Senkung des Geosynklinaltrogs.) Das beste rezente Analogon bildet das breite Tal des Alpenrheins ob dem Bodensee, wo selbst die mühsame und sorgfältige Rheinregulierung solche Katastrophen wie die

von 1927 in Liechtenstein nicht verhindern konnte, wo wieder viele Quadratmeilen Landes zum seeartigen Flußbett einbezogen und verschüttet wurden. Fig. 6 gibt eine Anschauung dieser Überschwemmung, die weite Landstrecken mit Sand oder Geröll bis zu 1 *m* hoch und mehr überdeckte; die Ansicht ist von den Appenzeller Bergen ob Buchs aufgenommen, man sieht im Vordergrund den Dammbruch zwischen Buchs (Schweiz) und Schaan (Liechtenstein), im Mittelgrund links den Miozänsporn bei Altstätten, im Rheintal die Kreiderundhöcker des Schellenbergs vor dem Illtal, dahinter den Kummenberg-Rundhöcker, rechts geht es zu den Dreischwestern hinauf. Hinter dem Walgau steigt die Hohe Kugel (Kreide) zum Hohen Freschen auf, den äußersten Hintergrund bildet rechts der Pfänder bei Bregenz, links davon der Bodensee. Also: Rezente Nagelfluh-Akkumulation am Alpenrand. Jeder kräftige Alpenfluß mit unausgeglichenem Gefälle reagiert auch ohne Senkung des nachbarlichen Talbodens derart plötzlich und ungehemmt — trotz Wildbachverbauung und Aufforstung im Einzugsgebiet — auf meteorologische Einflüsse, daß z. B. ein Zusammentreffen von längerer Föhnlage, Schneeschmelze und Dauerregen eine derartige Wasserführungsänderung bringt, daß die Sohle an irgendeiner Stelle aufschottert und das Bett verstopft und damit Dammbruch, Überschwemmung weiter Vorlandstrecken und katastrophale Verlegung des Flußlaufs bringt. Im Klima des Obermiozäns, das wir mindestens als feuchtwärmer als das heutige, wenn nicht als subtropisch bezeichnen dürfen, muß diese ruckartige Veränderung der Wasserführung noch ausgeprägter gewesen sein. Das Textbild 3 zeigt höchst anschaulich aus der Vogelschau, wie die Schotterplatte eines noch wilden Alpenvorlandflusses heute aussieht.

In diesem Zusammenhang möchte ich auf eine in der Literatur bisher zu Unrecht unberücksichtigte kleine Studie von A. Ludwig aufmerksam machen, deren erster, heute nicht überholter Teil einen weiteren Ausbau nicht nur verdiente, ja erforderte. Der Verfasser hat hier unter dem Gesichtspunkte der Nagelfluhgeröllherkunft, mit dem sich im gleichen Gebiet der Ostschweiz schon Früh so erfolgreich beschäftigte, die rezenten Rheingeschiebe nach Längenmaß, Herkunft und nach den Aufbereitungserscheinungen studiert. Ich hoffe, auf die den Molasseflüssen in vielem ähnliche Rolle des Alpenrheins noch an anderm Orte zurückkommen zu können, bei Gelegenheit einer Darstellung des Bodensees in rezent-geologischer Beziehung. Über die übrige „Schwemmstoff-Führung" liegen auch von anderer wasserbaulicher Seite, über die hydrogeologische Rolle des Einflusses im See eigene Studien vor. Hier nur das für das Molasseproblem Wichtigste: Als allgemeines Resultat ergibt sich, auch wenn man starke Einflüsse der Flußkorrektionen berücksichtigt, die Tatsache, daß an der Mündung in den Bodensee von den eigentlichen Gesteinen des zentralalpinen Einzugsgebiets von Hinterrhein und Vorderrhein kaum mehr etwas übrig ist, und besonders alle größeren Blöcke immer wieder von den Seitenflüssen gebracht werden. Rheinaufwärts findet sich das erste Geschiebe von über 1 *m*, noch als Seltenheit, erst bei Ilanz, also weit oberhalb von Chur! Besonders bei den kristallinen Gesteinen fällt unterhalb einer gewissen Minimalgröße ein ungemein rascher Zerfall auf. Auf diese geringere

Widerstandsfähigkeit gegen fluviatile Transportbeanspruchung ist es sicherlich zum Teil zurückzuführen, daß die Geschiebe des Rheingletschers mit glazialen Frachtbedingungen eine weit höhere Prozentzahl an Dioriten, Gabbros, Graniten usw. aufweisen. Ohne die Geschiebeverjüngung aus den Nebentälern und ohne die abspülbaren Moränen und Glazialschotter würde der Rhein bei seiner Einmündung in den See nur noch Sand und vorzugsweise den graphitgrauen Letten führen, mit dem er ohnehin das Rheintal und das Bodenseeprofundal weithin ausgefüllt hat. Wenn wir uns an die doch recht grobe Geröllführung in der oberbayerischen OSM erinnern, so ergibt ein genauerer Vergleich der Entfernungen, der Größen und der Art der Gesteinsauswahl die Notwendigkeit, entweder größeres Gefälle der Miozänflüsse — wie heute ihre Nachfolger — oder größere Nähe des Abtragungsgebietes, wahrscheinlich beides, zu fordern.

Im „Delta" wären derartige Wassergeschwindigkeiten, wie sie zur sperrigen Lagerung des Treibholzes führten, unwahrscheinlich. Im sublakustrischen Delta eines Alpenflusses gibt es wenig Möglichkeiten für die Bildung tonigmergeliger Absätze, es sei denn im landfesten Teil durch Absenkung oder Nachsackung, wo schließlich Lagunen und Altwässer ähnliche Verhältnisse zuwegebringen wie weiter bergwärts. Anders ist es in den Mündungsgebieten der großen Ströme, man denke nur an die tausende von stehenden Gewässern im Delta der Wolga am Kaspi, die Ilmen, die nur teilweise vom Frühjahrshochwasser aufgefrischt werden. Aber dort fehlt ja dann jegliche Schotterführung, wie auch Stromgewalt. Die zahllos irregulär verzahnten Bänke und Linsen so verschiedener Korngröße im Tischberggebiet weisen alle auf die echt potamische Struktur des Nagelfluhabschnitts hin. Wie sollten in einer Sandlinse am Deltahang unter Wasser Tongallen (die nicht mit Scheingeröllen verwechselt werden können) zum Absatz kommen?

Wieder greifen wir zum rezenten Beispiel. In der Bregenzer Aach und dem Alpenrhein, den stärksten Bodenseezuflüssen, driften in Hochwasserzeiten große Treibholzmassen zu Tal. Die Flößerei des Bregenzer Waldes benützt das künstlich. Die Stämme bleiben entweder im Flußbett beim schnellen Trockenfallen der Schotterbänke liegen und werden selten verschüttet, meistens das nächste Mal weitergetrieben. Geraten sie aber ins Delta, so sinken sie nicht ab und werden erst recht nicht festgerammt — wie in unserm fossilen Fall —, sondern treiben ganz in den See hinaus, wo sie durch spezifische Windverhältnisse, den Seegang und besonders durch die eigenartigen Strömungen des Bodensees in ganz bestimmter Weise verfrachtet werden.[1]) Vor der Bregenzer Aach werden sie in einem Rechen abgefangen, der aber bei Hochwasser zuweilen reißt; dann treibt die Holzdrift wie die des Rheins aus der Fussacher Bucht in großen verflochtenen Feldern und einzeln in den Buchten des gegenüberliegenden bayerischen Ufers an. Die

[1]) Vgl. E. Wasmund, Die Strömungen im Bodensee, verglichen mit den bisher in Binnenseen bekannten Strömen. Internationale Revue für Hydrobiologie und Hydrographie 1927/28. Verfasser hat diese Untersuchung als Vorarbeit zur Darstellung der rezenten Bodensee-Sedimentation durchgeführt, sie dürfte auch für das Verständnis der Aufschüttung fossiler Alpenvorlandströge etwas nützen.

größeren Hölzer sind durch den Transport im schotterreichen Fluß durchweg entrindet und geglättet, die Wurzelteller zerfetzt, das Gezweig treibt in eng verfilzten Massen an. Nicht anders ist es auch bei Alpenrandseen, wo kräftiges Seerinnen fehlt und wo die vorherrschende Windrichtung auflandig auf das Delta zu steht. Auch hier bleibt am Deltarand kein Treibholz liegen, es wird, wie z. B. am Ostufer des Würmsees, in horizontal-parallelen oder bei vollgesaugtem Naßholz in vertikal-parallelen Lagern stiller Buchten abseits des vorspringenden Deltakegels angesammelt. Aber eine sparrige Einlagerung durch starken Flußstrom eines einzelnen Stammes wie in unserm Fall entspricht nicht unsern aktualistisch-geologischen Kenntnissen eines wirklichen „Deltas" im Alpenrandsee.

Ganz anders ist das Bild auf den Kiesbänken oberhalb der Mündung, sei es noch inneralpin oder schon im Vorland. Abb. 7 zeigt das breit aufgeschotterte und im August 1928 größtenteils trockenliegende Alpen-Rheinbett zwischen Landquart und Chur, das, so weit man sehen kann mit Stubben und Stämmen vom Frühjahrhochwasser her übersät ist. Leider läßt die Reproduktion nur die Baumreste als solche erkennen. Feinheiten, wie die im Kies festgefahrene Verankerung, die Destruktion usw. sind nicht mehr sichtbar.

Die Strombetten des Rheins, der Elbe und besonders stark der Oder sind reich mit alten, schwarz verkohlten Baumstämmen durchsetzt, bei denen Abmessungen von 20 *m* Länge und über 1 *m* Durchmesser nicht selten sind. Es scheint sich um Reste aus Zeiten zu handeln, in denen die bewaldeten ungeschützten Ufer starkem Abbruch unterlagen. Seit bald 100 Jahren arbeitet man ohne wesentliche Abnahmezeichen an der Beseitigung dieser Flußholzdrift. (Nach Lit. 15, p. 187.)

Die Rekonstruktion der potamischen Fazies fußt also auf dem stratigraphisch-paläontologischen Befund und auf dem aktualistischen Vergleich. Hier fehlt uns allerdings die Sicherheit wichtiger Schlußglieder, wie einer genauen Bestimmung der miozänen klimatischen Faktoren, der Höhe des Alpenkörpers, der Existenz und Lage der damaligen Schneegrenze. Daß es sich um ein subtropisches bis mediterranes Klima gehandelt hat, kann immerhin gesagt werden. So können wir, auch nach der unregelmäßigen Repetition der Konglomeratbänke, auf starkes Schwanken der Wassermengen-Jahreskurven rechnen, so daß die Alpenflüsse noch weit stärker wie heute im Gefolge der Regen- und Trockenperioden den intermittierenden Flüssen der heutigen miditerranen und subtropischen Zone verglichen werden können. Wie die rezenten mehr oder weniger intermittierenden Wildbäche und Ströme, die Fiumare und Torrenten, entwässerten auch die über Mittelgebirgshöhe gefalteten Alpen nicht in festgelegten eingetalten Wasserrissen, sondern in breiten Stromstreifen, die aber doch nur innerhalb gewisser Grenzen den Hauptstromstrich verlegen konnten. Daß es auch auf der mittelmiozänen Hochfläche zwischen Alpenrand und den obermiozänen Stillwasserufern ein geregeltes Entwässerungssystem gab, das vielleicht auf eine rückliegende Zertalung im heute größtenteils erodierten Randteil des Alpenkörpers deutet, beweisen die Abstände der obermiozänen Inselberge, der Reste der alten Schotterstränge. Die Zwischenstücke mit den Laubwald-

beständen können nicht viel höher gelegen haben, immerhin überdeckten die Schotterzüge nicht wechselnd das ganze Vorland, wie in der von der alpinen Tektonik stärker mitergriffenen Vortiefe der Westalpen. Heute liegen die damals schwach eingetieften Talzüge isoliert höher, während die Zwischenhöhen denudiert sind, entsprechend der Widerstandsfähigkeit ihrer Ablagerungen. Es handelt sich also um im geographischen Sinne echte Härtlinge, nicht bloß „Fernlinge". Mächtige Fluten mögen zur Regenzeit, vielleicht bei gleichzeitiger Schneeschmelze im Quellgebiet (vgl. heute den Blauen Nil), die sonst halb verlassenen Schotterflächen erfüllt haben, ein Bild, wie es die zum Pazifik abfließenden Flüsse der Anden noch bieten. Stauhochwässer mögen sich durch Aufschotterung der Sohle, durch Treibholzverstopfung neue Wege gesucht haben. Nagelfluhbänke älterer Horizonte, selbst marine Lagen wurden wieder aufgearbeitet, umgekehrt geriet natürlich manches eben noch potamische Schollenstück unter marines oder limnisch-brackisches Niveau.

Zur potamischen Fazies gehören aber auch die dazwischen liegenden Auen, die kaum fließenden Altwässer, die abgeschnürten Totarme, die teichartigen Lagunen, von denen die fossillosen Mergel und Tone, die Tongallen in Sandlinsen, die Helicitenmergel und verkohlten Faulschlammlager anderer Molassegebiete (auch innerhalb vorwiegend mariner Zeiten) Zeugnis geben. Aber auch diese Auenwaldzonen, wo wir die sonst in der subalpinen Molasse fast fehlenden Zypressenbestände suchen können, verfielen andauernd wieder der Aufarbeitung — ihre feinkörnigen Sedimente gaben dann das Bindemittel für die kalkarme Nagelfluh der oberbayerischen OSM ab. Daß in den erhöhten überschwemmungsfreieren Zonen zwischen den einzelnen Schottersträngen außerhalb direkter Seichtwassergebiete auch sumpfiger Laubwald gedieh, darauf weisen die Blätterreste im Flinz und Schlossers Säugetierfunde hin, wie schon betont wurde.

In diesem Zusammenhang muß an den neuen Abelschen Deutungsversuch der Flyschentstehung (1) gedacht werden, der so bestechend ist, daß sich Leuchs in seiner Geologie der Bayerischen Alpen ihm schon angeschlossen hat. Abel verglich die oberkretazischen Flyschgesteine mit den zähen blauen Sedimenten der Mangrovegebiete Westindiens und Südfloridas, wie im Flysch finden sich auch in diesen rezenten breiten Seichtwassergürteln hie und da Einlagerungen von Geröll, von Rotfärbung durch eingeschwemmten Verwitterungslehm, von bei den subtropischen Klimabedingungen selten erhaltenen verkohlten Pflanzenresten. Genau dieselben Erscheinungen haben wir ja auch in der Molasse, wo der Wechsel von mariner und limnischer Fazies eine größere Rolle spielt und wo bei den seit der Kreidezeit erheblich stärker gewordenen Höhenunterschieden des aufgefalteten Alpengebirges zu seinem Vorland auch die grobklastischen Sedimente eine größere Rolle spielen müssen. Im Grunde aber sehen wir am Nordrand der Alpen von der Oberkreide bis zum Obermiozän immer wieder die gleiche Gesamtfazies, nämlich die alpine Randsenkenfazies in ihren verschiedenen feinkörnigen und klastischen Ausbildungsmöglichkeiten auftreten. Abel vergleicht sie mit dem Mangroveseichtwassergürtel nur auf Grund der sedimentpetrographischen und z. T. stratigraphischen Ähnlichkeiten, wir

können für die Molasse durch den paläobotanischen Nachweis der Koniferen den Vergleich der heutigen Sumpfwälder am Rande von Landinseln mit der alpinen Randsenkenfazies noch weiter festigen, wobei wir dem Obermiozän einen mehr potamischen als limnischen Charakter zuschreiben, selbstredend außerhalb der Flinzseesedimentation.

Man darf den rezenten Vergleich nicht allzuweit führen, denn einerseits sind uns die klimatischen und morphologischen Bedingungen der miozänen Alpenentwässerung nicht allzu sicher bekannt, andrerseits weisen auch die rezenten der Lage nach vergleichbare Flußgebiete recht starke kulturelle Störungen auf. Wildbachverbauung, Kanalisierung, Verbuhnung und Eindämmung, Baggerbetrieb an der Mündung verändern das ursprüngliche Bild. Man wird aber trotzdem nicht fehlgehen, die geographisch-potamische Struktur des Flußabschnittes der „Salmonidenregion" mit allen hydrobiologischen und biologischen Charakteristika bei den Wasserläufen von der Bregenzer Aach bis zum Inn mit der paläogeographisch-potamischen Struktur der obermiozänen Flußstränge vom Pfändergebiet bei Bregenz bis zum Taubenberg an der Isar und darüber hinaus in eine gewisse Analogie zu setzen. Diese gilt für die Kiesbänke und die Art der Geröllwirkung bei starker aber wechselnder Wassermasse und Strömung für die Koniferenauenwälder, für die aus den Schotterterrassen strömenden Gießen, aber auch für die Rohrsümpfe, Seggenfluren und anmoorigen Flächen ohne Anzeichen einer Richtungsstromkraft, welche limnische Besiedelung aufweisen. Sicherlich war der transalpine Saum mächtiger Schotterfluren in der Ablagerungszeit der OSM physiognomisch großartiger wie sein heutiges Abbild entwickelt, wie das ja auch inzwischen schon wieder unter ganz anderen rezent ebenfalls nicht belegbaren Bedingungen (starke Niederschläge, auch sinkender Sedimentationsraum?) in der Glazialzeit der Fall war. Der Unterschied in der diluvialen Akkumulation, besonders der Deckenschotter, nämlich die wenigstens teilweise flächenhafte Aufschüttung im Gegensatz zu den an bestimmte Räume gebundenen obermiozänen Schotterbahnen hat außer der veränderten Landoberfläche eine einfache Ursache: die glazialen Schmelzwässer waren nicht wie das obermiozäne Entwässerungsnetz an bestimmte Haupttalausgänge des orographischen Alpenrandes gebunden.

Die Frage: Deltabildung oder potamische Struktur ist meines Erachtens angesichts der zahlreichen stratigraphischen Unklarheiten in der Molassegeologie wichtiger, als sie es unter normalen Umständen wäre. Im Falle des Tischberg-Obermiozäns erlauben die regionalen Verhältnisse eine einfache Klarstellung und die Flußmündung muß ja auch tatsächlich an seinem Nordende gelegen haben. Doch im allgemeinen liegen die Faziesgrenzen nicht so schön horizontal nebeneinander, ohne tektonische Störungen. So schwanken die Einteilungen der Molasse von der Gümbelschen alten chronologischen Zweiteilung über die im Wiener- und Rhonebecken gebräuchliche Vielzahl an Horizonten bis zur mehr genetischen Drei- und Vierteilung und jede regionale Arbeit muß die schwierigsten „Fernkonnektionen" ausführen, um im Nachbargebiet stratigraphischen Anschluß zu gewinnen. Bekanntlich sind die Meinungen über die Dominanz der marinen und der limnischen Zeiten sehr geteilt,

während z. B. v. Loczy die weit verbreiteten Bakonyschotter als terrestrisch am Rande des sinkenden mediterran-sarmatischen Meeres auffaßt, erklärt Rollier (1911) in der Schweiz nicht nur die gesamte untere Süßwassermolasse, sondern auch fast die ganze hier in Betracht kommende obere Süßwassermolasse beinahe völlig für marin. Alb. Heim hat sogar der Nagelfluh nicht nur fluviatile, u. U. auch marine oder limnische Entstehung zugeschrieben und erklärt ihre Schichtungserscheinungen z. T. durch Strömungen und Tiden — was fast an Bernhard Studers Vorstellung von der Nagelfluh als Brandungssaum eines aufgearbeiteten Küstengebirges erinnert.

Gewiß kann da und dort limnische und marine Umlagerung in ganz schmalen Strandsäumen stattgefunden haben, aber die Mehrzahl der bei E. Kraus und in vorliegender Arbeit hervorgehobenen Punkte kann nur fluviatil und der ganze Schichtverband der Nagelfluhregion nur potamisch erklärt werden. Aus den Sedimenten an sich oder aus dem Medium der organischen Einschlüsse kann man in der Molasse mit ihrer starken faziellen Horizontal- und Vertikalfrequenz keine sicheren Schlüsse ziehen, denn terrestrische oder limnische Fossilien können in einen marinen Thanatotop geraten, ja, solche aus marinen Biocoenosen, marin eingebettet, mögen in tektonisch so labilen Gebieten wieder fluviatil aufgearbeitet werden. (Austern in fluviatiler Nagelfluh!) Deltaschichtung, dachziegelartige Lagerung der Geschiebe ist an und für sich in keiner Weise für ein wirkliches Delta beweisend, das Profil der im Oberrhein jährlich mehrere 100 *m* wandernden Kiesbänke sieht genau so aus. Ausschlaggebend sind hier nur die Art der Wechsellagerung der Fazies, die im Tischberggebiet so eindeutig für die potamische Bildung spricht, wie es am Rigi, Speer, Napf nsw. erst recht sein dürfte. Deshalb scheint es gut, Detailbeobachtungen auszuwerten. Die Deltas lassen sich ja in den heutigen Alpenrandseen vorzüglich studieren, es gibt auch da eine unter Umständen recht beträchtliche Wechsellagerung der Korngrößen je nach der Wasserführung, aber die Übergänge sind draußen im Seedelta kontinuierlich und verspült, nicht so schroff wie in den Mittelstücken der Flußbetten oder gar wie in den tertiären Alpenkonglomeraten. Erst recht gibt es keine solchen Anzeichen starker Stromkraft wie sparrig festgefahrene Hölzer, hier wird nicht durch die Wirkung von Wasserwalzen im Stromschatten der Fremdkörper mitten im Konglomeratsand abgesetzt. Selbst die Steigerung der Einflußströmung bei Hochwasserführung, die ganz beträchtlich sein kann, wird wieder aufgehoben durch die Wirkungen der Wasserbewegungen verschiedenster Art im See selber. Die kleinen Züge im stratigraphischen Aufbau der scheinbar so reizlosen und lebensarmen Süßwassermolasse verdienen mehr Beachtung.

Im Tischberggebiet, wie im ganzen südbayerischen obermiozänen Nagelfluhstreifen, haben wir es also mit der potamischen Fazies zu tun, deren Entstehen sowohl mit dem rezenten Flußabschnitt der Salmonidenregion (nach einem fischereibiologischen Ausdruck) als auch mit den fiumare und torrentes südlicher Breiten ähnliche Züge aufweist. Es ist ein schmaler Streifen, der sich in unserem Gebiet zwischen dem tektonischen, nicht dem morphologischen Alpenrand, d. h. der stark

dislozierten Oligozänmolasse und den ungestörten Flinzsedimenten stehender Gewässer hinzieht. Die obermiozänen Alpenflüsse wirkten also in vorwiegend akkumulierender und nur zurücktretend erodierender Form. Darauf ist ja zum Teil die Erhaltung der Inselberge zurückzuführen, denn die mächtige Anhäufung von Schottermassen ist dem plötzlichen Gefällsknick zwischen damaligem Alpenrand und Flinz-Seeufer zuzuschreiben. Dabei ist wahrscheinlich, daß der heutige tektonische Rand ehemals auch morphologisch, d. h. also hydrographisch viel stärker in Wirkung trat und erst später der Erosion, vielleicht auch teilweise der Rücksenkung des Alpenrandes zum Opfer fiel. Das führt auf tektonische Fragen, die ja in jüngster Zeit Gegenstand der Diskussion berufenerer Forscher waren und eigentlich nicht mehr in den engen Rahmen dieser Arbeit gehören. Es sei nur gestattet, von unseren Beobachtungen und Gesichtspunkten aus einige ergänzende Bemerkungen hinzuzufügen. Der potamischen Fazies des sarmatischen Obermiozäns am Nordalpenrand von der Schweiz bis nach Oberösterreich entspricht zeitlich und faziell am italienischen Südrand das „Messeniano" Stefaninis (70). Der Horizont wird durch weite Verbreitung von Landschuttkegeln, besonders in Friaul durch mächtige Schuttmassen charakterisiert, er wird von den italienischen Geologen als „fluviatiler Komplex" zwischen dem marinen Tortonien und der Transgression der pliozänen Piacenzastufe aufgefaßt und mit dem Obermiozän parallelisiert, ist wahrscheinlich obersarmatisch-mäotischen Alters. So ist die potamische Fazies rings um die Alpen gleichzeitig bezeichnend für das Maximum der Regression der Vortiefenmeere.

Tektonik und Paläogeographie.

Es gibt ein biostratonomisch analoges und sogar gleichalteriges Beispiel eines Restes des sarmatischen Flußnetzes, wo ebenso wie hier Anzeichen von angedrifteten Wäldern vorhanden sind und gleichermaßen die „Wurzel", der Schotterstränge, das höher gelegene Hinterland, fehlt. Es liegt in Ungarn, u. zw. sind es die ziemlich weit verbreiteten und mächtigen Schotter meditteranen und sarmatischen Alters zwischen dem Bakonyer Wald und dem Plattensee, die v. Loczy beschrieben hat (56). Sie enthalten zahlreiche Rollstücke von *Magnolites silvatica* Tuszon, die wohl auf sekundärer Lagerstätte liegen. v. Loczy schreibt darüber (S. 298): „Die fossilen Hölzer sind in dem Schotter so häufig, daß man ehemalige dichte Magnolienwaldungen in jenen Geländen annehmen muß, von welchen das Material des Schotters durch starke Wasserläufe herabgeschwemmt worden ist. Im Geiste schwebt mir ein nun bereits versunkenes, aus Phyllit, Quarzit und paläozoischen Kalksteinen aufgebautes, von Andesit- und Dazitintrusionen durchsetztes Hochgebirge vor, das sich in der Miozänzeit an Stelle der heutigen Ebene des Komitats Fejér und des Samogyer Hügellandes erhob und mit subtropischen Magnolienwäldern bestanden war." Auch hier also fehlen die Wurzeln der Schotterfelder, wenn es auch ohnehin natürlicher ist, daß der Akkumulationsabschnitt eher erhalten bleibt wie das Erosionsgebiet und auch da sucht man sie in einem abgetragenen Gebirgsteil. Im übrigen ist die Vorstellung dieses Gebirges interessant, das der Autor gerade

so anzunehmen gezwungen ist, wie die Molassegeologen immer mehr auf die Hypothese von Gümbel und Studer vom versunkenen und überschobenen vindelizischen, ja sogar mehreren Schwellengebirgszügen, (Lebling) zurückkommen.

Das führt uns nochmals zur Tektonik des Tischbergs. In allen Höhenlagen ist mit einer Ausnahme übereinstimmend mit den früheren Autoren das Einfallen ziemlich genau nach N bestimmt worden, sowohl an den Schichtfugen der Sandsteinbänke als innerhalb der seltener geschichteten Nagelfluhen. Rothpletz spricht an verschiedenen Orten von „schwacher Neigung der Schichten nach N . . . annähernd horizontal", einmal stellt er 10° Nordneigung fest. Er hält sie für eine mit der Störungen der hängenden Deckenschotterplatte in Verbindung zu bringende Dislokation. Wir fanden selber im Straßgraben Neigungswinkel von 4 bis bis 5°, 13° und 15°, geringere Fallwinkel kommen überall vor und gelten auch für die Steinbrüche auf der Höhe am Rohrer Berg.

Im Habichtsgraben aber wurde ein Einfallen um wenige Grad nach SW konstatiert. Während das südlich der Peißenberg—Tischberg—Taubenberg-Zone nur selten aufgeschlossene Mittelmiozän von der alpinen Tektonik zweifellos mitergriffen wurde, halte ich die Fallwinkel am Tischberg gerade wegen ihres häufigen Wechsels in der Winkelgröße im Gegensatz zum gleichbleibenden Streichen nur für die natürlichen Böschungswinkel der fluviatilen nach N gerichteten Strömungsrichtung, wie ja das Längsprofil jeder rezenten Kiesbank dieselben variierenden Stirnböschungen in Lee zeigt. Man könnte das abweichende Einfallen der Sandsteinbänke am Ostabfall des Höhenrückens, ja innerhalb der potamischen Fazies, mit der natürlichen Böschung einer Seitenflanke, eines rückläufigen Randaltwassers im Flußgebiet erklären, doch möchte ich in diesem Falle Tektonik für viel wahrscheinlicher halten. Weitere Anzeichen fanden sich nicht. Man braucht sie allerdings nicht mit tertiären oder diluvialen Großbewegungen in Zusammenhang bringen, sondern kann sie für ein flexurartiges Nachsacken der hier nach E ausstreichenden letzten festen Bänke über den am Steilabfall ausgequollenen und verrutschten Flinzmergeln halten.

Die diskordante Auflagerung der Deckenschotter-Unterfläche auf dem Miozän hat jedenfalls nichts mit einer tektonischen Bewegung des Obermiozäns zu tun, sondern beweist nur die Existenz einer Abtragungsfläche als dessen Oberkante. Davon später, zunächst sei die Frage nach den Wurzeln der obermiozänen Schotterstränge im Sinne Bodens kurz beantwortet. Während die alten Tertiärschichten im südlichen Bayern alle von den alpinen Bewegungen ergriffen worden sind; gilt das für das Obermiozän nicht mehr. Aber nicht nur das, nach allen, besonders Weithofers bekannten Feststellungen fehlt das Obermiozän südlich des tektonischen Alpenrandes, d. h. im Hangenden des Oligozäns und Mittelmiozäns, vollständig, für das Untermiozän, das überhaupt ganz zu fehlen scheint, müssen im Gebiet Schichtlücken angenommen werden. M. Richter hat jüngst das Nordwandern des Molassetrogs und dessen Verengerung mit dem Nordschub des Alpenkörpers in genetischen Zusammenhang gebracht; in dieser Hinsicht stimmen wir mit seiner und Bodens Meinung ganz überein, daß

nämlich weder die groben Konglomerate noch die feineren Sedimente des eigentlichen Flinzsees jemals viel weiter wie heute nach S gereicht haben. Boden nimmt hier in Übereinstimmung mit Anderen, ganz analog wie v. Loczy, einen sedimentliefernden Rücken zwischen Molassetrog und dem Helvetikum an; im Grunde eine moderne Modifikation des abradierten und erodierten Randgebirges, wie es sich noch Studer vorstellte. Festhalten können wir auf Grund unserer räumlich beschränkten Befunde nur, daß der Gefällsknick nicht weit südlich gelegen haben kann, während die damalige Erosionszone heute nicht mehr in ihrer ursprünglichen Form existiert. Dafür spricht auch die von Boden im Mangfallgebiet beim Irschenberg im Obermiozänschotter festgestellte Tatsache, daß auf einem kombinierten S—N-Profil von nur 2·2 *km* Länge die Korngrößen der Gerölle ganz erheblich nach N zu abnahmen.

Vortiefenausfüllung, Faltung des Vorlandschutts und Anbau an das hochsteigende Gebirge, Wandern der Vortiefe, dann der nachschwellenden Faltung durch die anfahrenden und überschiebenden Decken in gleicher Richtung sind ja im orogenetischen Werden ganz allgemein geltende Bewegungsformen. Auf die Ursachen sind in neuerer Zeit Stille, Ampferer u. a. ausführlich eingegangen, ihre Erörterung gehört nicht mehr in den Rahmen dieser räumlich eng gefaßten Arbeit. Der abwärtige Zug der Vortiefen erklärt (worauf u. a. auch v. Bubnoff, Kraus nnd M. Richter hinweisen) die Bindung organischer Massen an die Gebirgsränder. So die Ölvorkommen in den Flyschvortiefen der Alpen und Karpathen, die Braunkohlenvorkommen im Oligozän, die Floßhölzer des Gebirgsrandes im Obermiozän, wo die vorherrschend potamische und anschließend limnische Fazies nicht mehr so rasch-günstige Eindeckungsbedingungen aufwies. Die verschiedenen Stufen im Anbau (Stille) vom vororogenen über das tieforogene zum hochorogenen Stadium hat Kraus kürzlich allgemein formuliert. Wie er schon den Flysch als zeitlichen Vorgänger in analoger Fazies der Molasse aufgefaßt hat, so folgte ihm Cadisch (1928) jüngst, indem er die Bündner Schiefer wieder als älter angegliederte Vorlandselemente darstellte. Wir weisen ergänzend darauf hin, daß diese Erscheinungen ja weit verbreitet sind, im ganzen Süßschen tertiären Gebirgsbogen von den Pyrenäen bis in die indischen Gebirgsscharen, in denen Flysch und Molassesedimente den gleichen tektonischen Gesetzen unterworfen waren. Für unsere Fragen sind besonderes jüngere Angliederungen an die stabil gewordenen Geosynklinalen wichtig, und da sei — entsprechend dem nur noch schwach gestörten oberbayerischen Obermiozän — hingewiesen auf die durch v. Pavay in Ungarn, durch Popescu-Voitesti in Siebenbürgen und durch Hummel in Rumänien geschilderten pliozänen und quartären Gebirgsbewegungen. Immer die gleichen Erscheinungen von Oberbayern bis in die Walachei: Vorwandern der Schuttmulde vom Gebirge weg, am äußersten Beckenrand Überschieben und Zerbrechen der ältesten Schuttplatten, ja Einfaltung, weiter draußen Steilstellung, ins Becken hinein immer mehr verflachende und ausklingende Faltung, die aber, wie die Erdbebenlinien parallel dem Gebirgsrand zeigen, heute noch nicht beendet ist.

Ob die Gründe zur Auffaltung, die ja mit der Aufschüttung von Schutt im Vorland in bemerkenswerter Beziehung steht, in einer im

Obermiozän stark hervortretenden orogenetischen Phase zu suchen sind oder ob dieser „Hauptphase" Bodens eher im Sinne M. Richters ein mehr epirogenetisches Aufsteigen des alpinen Hinterlandes entspricht, läßt sich in unserem Rahmen naturgemäß nicht entscheiden. Den Satz Bodens (p. 483) „Die jetzt im Vorland aus obermiozänem Schutt aufgebauten flachen Erhebungen (Taubenberg, Tischberg, Peissenberg, Auerberg) sind als die mittleren Teile der Schuttkegel mit der größten Anreicherung von voralpinen Trümmermassen anzusehen", deuten wir so, daß hier die Hauptschotterzüge erhalten wurden, die als Fortsetzung der obermiozänen Alpentalausgänge anzusprechen sind. Das Aussehen dieses Alpenrandes sei noch erörtert.

Man könnte Leuchs zustimmen, wenn er die Zusammendrängung aller jungtertiären orogenetischen Bewegung ins Obermiozän nach Bodens Vorgang ablehnt und zum mindesten den Zusammenschub der Molasse, das Überfahren des Kalkalpen-Flysch-Alpenrandes über das Oligozän und dessen Aufschub auf das Miozän ins Spätmiozän-Pliozän verlegt, was dann ja genau mit dem Alter der von Arnold Heim angenommenen „Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge" übereinstimmen würde. Der zeitliche Ablauf der Vorgänge im Pont stellt sich also etwa so dar: Im Obermiozän herrscht innerhalb der Alpen eine vorwiegend auf Hebung gerichtete Orogenese, die Überschiebung der bereits mit helvetischer Kreide gemeinsam gefalteten und auf sie aufgefahrenen ostalpinen Masse (Flysch+Kalkalpen) ist schon mittelmiozän erfolgt, denn das Oberoligozän ist noch reich an exotischen Geröllen des heute überschobenen und versunkenen vindelizischen Rückens. Erst nach dem Absatz des limnischen und potamischen Obermiozäns erfolgt ein verstaffeltes Vorrücken der Kalkalpen nach N und die Abschürfung der an Schmiermitteln reichen Molasse vom vindelizischen Untergrunde. Das Alter des Zusammenschubs des Oligozäns in durch Längsbrüche geteilte Mulden mit saigeren Rändern und die randliche Aufkippung dez Mittelmiozäns wie die Aufschiebung auf das ungestörte Obermiozän erfolgt nach Leuchs und teilweise auch nach Lebling spätmiozänpliozän und entspricht der „Attischen Faltungsphase" Stilles.

Implicite hat diese Auffassung doch Boden selber schon vertreten, wenn ff. Stelle recht verstanden ist (p. 485): „Erst nach der Aufschüttung der Flinzkonglomerate wanderte die Gebirgsbewegung aus den Alpen in das Vorland, warf auch die Oligozänmolasse in breite Falten und schob das Oligozän über die miozänen Ablagerungen, die am Südrand noch eine steile oder überkippte Stellung annahmen. Diese Bewegungen führten im Vorland zu erheblichen Erosionswirkungen, denen zunächst die zu oberst auf dem Oligozän gelegene obermiozäne Schuttdecke zum Opfer fiel, außerdem die mittelmiozänen Bildungen und große Teile vom Oberoligozän." Hier aber bestehen Schwierigkeiten, auf die man meines Erachtens nicht geachtet hat.

Die obermiozäne Überschiebung erklärt die stürmische Akkumulation der oberen Süßwassermolasse, doch scheinen mir Bewegungen im rückliegenden Oligozän schon damals wahrscheinlich, die eine orographische Heraushebung im Gegensatz zu heute verursachten. Die

Struktur der potamischen Fazies verlangt die größere Nähe des Alpenrandes, so ist z. B. die Verfrachtung eines Blocks von zirka 1 *m* Durchmesser bei der heutigen Alpenrandentfernung nur bei größerem Gefälle denkbar. Es erscheint deshalb überhaupt fraglich, ob auf dem Oligozän eine nennenswerte obermiozäne Schuttdecke lag, denn nach Bodens Darstellung hätte die pliozäne Erosion nicht nur das gesamte Obermiozän, sondern auch das Mittelmiozän und große Teile des Oberoligozäns, ja sogar vielleicht des Flyschrandes ins Vorland verfrachten müssen, und wo sind heute diese pontischen Ablagerungen? Den größten Teil der Auffaltung des Oligozäns oder wenigstens die Abtragung der orographisch gehobenen Teile in die Zeit der obermiozänen Akkumulation zu verlegen, würde die Schwierigkeiten eher beheben.

Die Altersfrage des Oligozänzusammenschubs hängt eng zusammen mit der Frage der ersten Anlage der alpinen Quertäler. Damit kommen wir zur Entwicklungsgeschichte des Tischberges im besonderen, der obermiozänen Schotterinselberge im allgemeinen. Am süddeutschen Alpenrand treten die Konglomerate des Obermiozäns isoliert in elf Härtlingen auf, es ist dabei sehr auffallend, daß sie auch morphologisch als z. T. bedeutende Erhebungen landschaftsbestimmend wirken, und daß sie einerseits sich in Oberbayern in ungefähr gleichen Zwischenräumen folgen, und ebenso auch dem heutigen Alpenrand in etwa gleichem Abstand vorgelagert sind. Diese Inselberge sind in der Reihenfolge von W nach O:

1. Pfänder-Hochberggebiet, im NW-Zipfel von Vorarlberg, den östlichen Abschluß des Bodensees bei Bregenz bildend.
2. Schwarzer Grat, im Allgäu, westlich der Iller, südlich von Isny.
3. Marienberg bei Kempten (Iller).
4. Auerberg, zwischen Wertach und Lech.
5. Hober Peißenberg, zwischen Lech und Ammer.
6. Tischberg, zwischen Würmsee und Loisach.
7. Taubenberg, zwischen Isar und Mangfall.
8. Irschenberg bei Aibling, zwischen Mangfall und Inn.
9. Ratzinger Berg, zwischen Simssee und Chiemsee.
10. Hochberg bei Traunstein.
11. Hausruck und Kobernauser Wald (Oberösterreich).

Dazu kommen noch kleinere Aufschlüsse im tief eingeschnittenen Mangfalltal, besonders in der Gegend des Tauhenberges und Irschenberges. Ebenso treten auch einzelne Schotterlagen östlich des Auerberges an den Lechufern südlich von Schongau auf. Sie gehören zu den Flankenanschnitten der obengenannten Höhen, sind also morphologisch nicht selbständig. Die Allgäu-Vorarlberger Vorkommen (1—3) liegen in einem tektonisch andersartig gebauten Gebiet, und verdanken ihre orographische Heraushebung zum größten Teil orogenetischen Bewegungen, die nicht nach Oberbayern übergriffen, nur zum geringeren Teil ist ihre Isolierung mit den Entwicklungsbedingungen ihrer östlichen Nachbarn vergleichbar. Sie gehören also nur bedingt in den Kreis der folgenden Betrachtungen. Die beiden letzten oberen Süßwassermolassevorkommen sind nach Troll (72, 74) zitiert, er erwähnt Nagelfluh ausdrücklich nur bei 8.

Kraus hat diesen Streifen alpenparalleler Schotterinseln mit der von ihm im Allgäu aufgefundenen nach einer Lokalität westlich von Kempten benannten Rotkreuznagelfluh gleichgestellt (40). Es handelt sich hier um eine grobschotterige torrentenartige Wildbachaufschüttung von lokal begrenzter Verbreitung, die wenigstens im Allgäu zweifellos nur umgelagerte oligozäne Hochgratserie ist. Mir scheint, daß hier nur ein fazieller, kein stratigraphischer Vergleich möglich ist, und bei den seltenen und dann kaum leitfossilmäßig brauchbaren Funden jede solche Fernkonnexion unsicher ist. Sicherlich ist die Rotkreuznagelfluh das Basiskonglomerat der obermiozänen oberen Süßwassermolasse, und als erstes Anzeichen wiederauflebender starker fluviatiler Tätigkeit, also der Wiederbelebung von Bewegungen im alpinen Einzugsgebiet zu werten. Da aber Kraus diese Schichten einerseits als Mittelmiozän anspricht und wenigstens für einen Teil marine Entstehung in mariner Zeit annimmt, andererseits die Quarzschotter in der bayerischen Donaugegend im Flinz mit den oberbayerischen sarmatischen Schottern gleichstellt, so ergeben sich da unseres Erachtens Widersprüche, denn die Rotkreuzserie im Allgäu hat das Alter der Helvetischen Stufe (St. Galler Schichten = II. Mediterranstufe) z. T. wohl auch der Tortonischen, die oberbayerischen gehören ins Sarmat, die mittelbayerischen Kleinschotterlinsen aber mindestens ins Obersarmat, wenn nicht ins „Mäot" oder an die Basis des Pont. Es will scheinen, als ob sich die Frage dahin auflösen läßt, daß der Übergang von der marinen Fazies in die potamische — meist mit Schichtlücken an Stelle der mittelmiozänen brackischen Kirchberger Schichten — vom Allgäuer und oberschwäbischen Westen zeitlich nach Oberbayern und Oberösterreich fortwandert wie später der Vortiefenzug, was bedeuten würde, daß die die Flußbelebung nach sich ziehende Versteilung der alpinen Reliefenergie nicht gleichzeitig einsetzt. In diesem Sinne ist also eine fazielle Parallelisierung möglich.

Die Analogie in der Alpenrandentfernung ist nun nicht allzusehr verwunderlich, sie findet ja einerseits ihre Begründung in dem Abschneiden aller Miozänvorkommen durch die hart südlich parallel dem morphologischen Alpenrand streichenden Überschiebungslinien, Sattel- und Muldenachsen der oligozänen Molasse. Andererseits wurde ja versucht zu zeigen, daß der Anhäufung des obermiozänen Schuttes eine Gefällsveränderung der gleichzeitigen Alpenentwässerung zugrunde liegen, und daß sie auf die Existenz der damaligen Talausgänge in geringer Entfernung, auf die spätere Abtragung eines weiter westlich liegenden Stirnrandes der Kalkalpendecke hindeute.

K. Troll (74) hat sich, nach dem Vorgang von F. F. Hahn in den Kalkalpen, zuerst mit der Frage der Erstanlage der Alpenquertäler beschäftigt. Er hebt zunächst hervor, daß die Quertäler weder durch rückschreitende Erosion noch durch Querverwerfungen und Grabenbrüche entstanden sind, sondern daß, wie schon länger bekannt, die Quertalfluchten ganz allgemein an die Streichmulden der Längsfaltenachsen im Gebirge geknüpft sind. So z. B. am Tegernsee, Isar- und Loisachtal. Nun hält Troll aber die zweifellos tektonische Anlage der Quertäler für frühestens spätmiozän, eher pliozän. Der Schluß wäre einleuchtend, wenn die Voraussetzung richtig ist, daß die Auffaltung der Molasse erst nach

Ablagerung des Obermiozäns in seiner potamischen und limnischen Fazies erfolgt sein kann, weil dessen äußerster Südrand noch von dem Zusammenschub mit erfaßt ist. Man muß dagegen feststellen, daß z. B. das Obermiozän am Tischberg vollkommen ungestört ist, trotz der Nähe des fast saiger gekippten marinen Mittelmiozäns (= OMM). Orographisch tritt das marine Mittelmiozän nur im Kamm des Hohen Peißenberges auf, zutage tritt es mit stark südlichem Einfallen nahe am Tischberg bei Schwaig am Ostersee und an der Isar unterhalb Rimselrain, ohne irgendwie noch orographisch wirksam zu sein.

Auch die bergmännischen Aufschlüsse zeigen die starke Diskordanz zwischen den beiden Miozänhorizonten nur indirekt, die Grenze ist nicht aufgeschlossen. Doch ist festzuhalten, daß das Obermiozän direkt an das fast saiger gestellte Mittelmiozän grenzt und daß es südlich dieser tektonischen Alpengrenze keine Spur Obermiozän gibt. Die Vorstellung, daß das unter dem Obermiozän einschießende Mittelmiozän nun nach der Abtragung der es überlagernden oberen Süßwassermolasse nun gerade genau bis zu deren heutigem Rand fast senkrecht aufgestaucht, ja sogar überkippt wurde, ohne sie im Aufbau im geringsten zu stören (Ausnahmen bestehen z. B. am Ostfuß des Hohen Peissenberges), erscheint mir allein räumlich undenkbar. Ein der Akkumulation vorhergehender Beginn der Faltung, vielleicht unter letzten Einflüssen des sinkenden vindelizischen Rückens, würde den Geosynklinaltrog sowieso nach N schieben, eine Wendung, die auch Richter annimmt, und damit das Fehlen der Akkumulation im S erklären. Dieses Fehlen kann kein Zufall sein, denn wohin soll die ganze im Spätmiozän und Pliozän aufgefaltete und wieder abgetragene Decke vom Oberoligozän und der ganzen Miozänserie hin verfrachtet, wo soll sie heute geblieben sein? In dem randlichen Anfahren des Miozäns durch die Faltungen der älteren Molasse ist kein Hindernis für die Auffassung zu sehen, daß die Auffaltung der alpennahen Molassemulden schon während der Ablagerung des Obermiozänabsatzes erfolgte, dessen Geröllbestandteile auch Oligozänmaterial enthalten. Allerdings besteht die prozentuale Hauptmenge aus dem widerstandsfähigen Flyschgestein. Eine Verbindung der obermiozänen Flußstreifen mit der vorfahrenden Flyschdecke über die niedrigen Oligozänvorhöhen hinweg soll damit nicht bestritten werden.

Heritsch (31) hat sich auch mit diesen jungtertiären Bewegungen im Zusammenhang mit der Vorschüttung beschäftigt, und zwar in Hinblick auf die Annahme der Schweizer, der helvetische Paroxismus, die Brandung der penninischen und ostalpinen Alpen sei pontisch, die Überschiebung des Helvetischen über die Molasse gar erst altdiluvial! Meinungen, die wohl mit der zeitlich doch früher anzusetzenden Widerspiegelung der Alpenbewegungen durch ihre Schuttabfuhr nicht in Übereinstimmung zu bringen sind. Daher kommt dann auch das von ihm und Ampferer geäußerte Bedenken: „Eine große Schwierigkeit liegt in der Ausbildung der alten Oberflächensysteme, denn in der mittleren Tertiärzeit drängen sich Faltung, Erhebung und Abtragung der Alpen. Für die großen, während des Jungtertiärs anzunehmenden Abtragungen fehlen die Schuttmengen im nördlichen Alpenvorlande, und es fragt sich, wo der Schutt von dem Einschneiden der Täler unterhalb der

altmiozänen Landoberfläche ist. Es läßt sich diese Frage nur durch die Annahme erklären, daß die Alpen als fertiges Vorgebirge dem Alpenvorland angefügt wurden, und daß so der Grobschutt ihrer Hochgebirgsmeißelung von ihnen überfahren, unter ihnen begraben ist."

Wenn man Vorstellungen folgt, wie sie in einleuchtender Weise von Ampferer, Boden, Kraus, Pfeiffer u. a. für das ältere Tertiär geäußert worden sind, kann man auch hier noch die letzten Nachwirkungen einer sich erst im Lauf des Miozäns endgültig niederhiegenden Nordschwelle des vindelizischen Landes sehen. Die Rückverlegung der Gefällsstufe oder des orographischen Alpenrandes vom tektonischen Rand zur heutigen morphologischen Grenze ist also nicht der Denudation zuzuschreiben, sondern ein in der Vorgeschichte der Alpenbildung urverwurzelter, epirogenetischer Vorgang. Im Obermiozän lag die eigentliche Gefällstufe, die zu so plötzlicher und kräftiger Sedimentation führte, am Rand der oberoligozänen Faltungsvorhöhe zur sarmatischen Auffüllungsfläche. Diese Auffassung verträgt sich durchaus mit der Annahme, daß die Molassefaltung auch in der pontischen Zeit weiterklang, wofür ja genügend Gründe sprechen.

Die in der Alpentektonik angelegten Quertäler sind, wie Troll für das Inn- und Priental zeigte, im tertiären Vorland an gehorstene Streichsattel der Oligozänmulden, also an tektonische Schwächezonen gebunden. Diese können auch schon im Obermiozän z. T. gebildet worden sein, man kann z. B. den Auerberg mit dem heutigen Lechtal, den Tischberg mit der Kochelseelücke, den Taubenberg mit der Tegernseefurche in Verbindung bringen. Ebenso erklären E. Kraus den Illeraustritt, P. Meesmann die Alpenrheinfurche mit Achsensenkungen und alten, z. T. repetierenden Einbrüchen. Daß vor dem Isartal oder Inntal die alten Schotterstränge fehlen, wie Troll dagegen hervorhebt, kann nicht wunder nehmen, denn von einer zwingenden Rekonstruktion der alten z. T. im Oligozängebiet verlaufenden Talausgänge und Entwässerungszüge sind wir sicherlich noch weit entfernt.

Cadisch (1926) hat für die Westalpen die Bildung der Alpenquertäler mindestens ins Miozän hinaufgesetzt, seiner Allgemeinvorstellung nach liegen die großen Nagelfluhdeltas des schweizerischen Mittellands als Molassekulminationen immer alternierend vor den inneren auf- und absteigenden Massenachsen, den inneralpinen Kulminationen. „Tiefe Lücken rissen die Nagelfluhströme in das Deckengebäude, und wenn heutzutage die innerschweizerischen Klippen nur mit größter Mühe in einen tektonisch-stratigraphischen Zusammenhang zu bringen sind, so liegt dies daran, daß sie schon als zwischen miozänen Tälern liegende isolierte Deckschollen die Vollendung des Zusammenschubs mitmachen mußten." Wir können unsere in den obermiozänen Inselbergen erhaltenen Kulminationen der oberen Süßwassermolasse natürlich nicht genau mit inneren Kulminationen und Depressionen (Jenny) zur exakten Ausrichtung bringen, aber daß ihre spätere Entstehung auch in den Ostalpen mit den Frühanlagen der inneralpinen Quertälern in enger Beziehung steht, scheint sicher. Kraus hat das schon für wahrscheinlich gehalten und nannte die Erscheinung, wie ich seiner gütigen Mitteilung verdanke (vorliegende Arbeit lag Herrn Prof. E. Kraus 1927 zur

Aufnahme in das inzwischen eingestellte „Geologische Archiv“ vor): „Das allgemeine Phänomen der Dellenbildung am Alpennordrand.“ In den eng zusammengeschobenen oligozänen und altmiozänen Vortiefenstufen Oberbayerns lassen sich heute die kulminierenden und mit dem Hinterland alternierenden Schotterstränge nicht mehr erkennen, die Faltung und Angliederung der Vortiefen nacheinander hat das zerstört. Das Vorrücken der Schotterstränge und ihrer Deltaköpfe geht parallel mit dem Nordschub des Alpenkörpers und mit der Nordverschiebung und -verengerung des Molassegürtelmeers im hochorogenen Stadium (Kraus 1927). Erst nach der pliozänen völligen Austrocknung erfolgte das heute noch sichtbare Abrutschen der Vorlandflüsse von den alten Aufschotterungszügen, von den Härtlingskuppen in die Weichlingskerben, während die rückliegenden ältesten Schuttläufe vom Alpenkörper an- und überfahren wurden.

Anders scheint das isolierte Auftreten der Schotterstränge in der OSM gar nicht zu deuten. Allerdings treten. aber in geringer Entfernung von den Inselbergen vereinzelt Konglomerate und Gerölle in den Zwischenzonen auf, wie auch heute in südlichen Breiten die Flüsse zur Regenzeit gelegentlich weite Ebenen mit Lesestücken überstreuen. Es liegen also zwischen dem süddeutschen Alpenrand und den Ufern der sarmatischen Gewässer ganz andere Verhältnisse vor, als im schweizerischen Mittelland, wie ein Blick auf Alb. Heims Karte der Nagelfluhverbreitung lehrt. Wenige, aber kräftige Wasserläufe erfüllten den landfesten Randstreifen des sinkenden Obermiozäntrogs mit mächtigem Schotter, grobklastische Bänder, die nach den Seiten und gegen ihre Mündung in die Flinzgewässer schnell an Mächtigkeit abnahmen. Die Zwischenzonen, heute von den viel geringeren rezenten Schuttstreifen der Alpenflüsse durchzogen (vgl. Tabelle S. 612) waren mit feinen und lockeren Sedimenten der Altwässer, Seichtwasserwäldern und Lagunen erfüllt. Zur Zeit ihrer obermiozänen Entstehung können die Inselberge nicht über das allgemeine Niveau der abfallenden Ebene hervorgeragt haben, weil sonst die aufschotternden Wasserzüge seitwärts von ihren Kegeln in die tieferen Zonen abgerutscht wären, wie heute die rezenten Flußläufe ganz natürlich jeweils zwischen den höherstehenden fluviatilen Restzeugen der Inselberge erodieren und akkumulieren.

Pliozän und Quartär.

Für die Zeit der Isolierung steht nur das Pliozän und das Quartär zur Verfügung. Es frägt sich, welche Kräfte uns bekannt sind, die die Schotterstränge als Härtlinge stehen ließen, und die Zonen widerstandsloserer mehr oder weniger geröllarmen Gesteine im OSM-Vorlandstreifen ausräumten. Da wir vom Pliozän auffallend wenig wissen, braucht man kein radikaler Anhänger der Glazialerosion zu sein, um die endgültige Heraushebung der Inselberge ins Diluvium zu verlegen. (Soweit nicht wie im Allgäu und in der Auerberg-Peissenberg-Störungszone Tektonik mitgespielt hat.)

Feichmaier, Lehling und Weithofer erklären kurzerhand: (23) „Der Widerständigkeit des Konglomerates danken die beiden Höhen

ihre Erhaltung, die Formen von Tisch- und Taubenberg sind Mittelgebirgsformen, die auf den Beginn der Pliozänzeit zurückreichen. Pliozän fehlt im Gebiet." Eigenartig genug, denn auch anderwärts fehlen in der weiteren Umgebung des Kartenblattes Tölz die Anzeichen für eine Abtragung größeren Ausmaßes im Pliozän. Da nur fluviatile Erosion in Frage kommt, kann ihre Wirksamkeit auch von einem anderen Gesichtspunkt aus bezweifelt werden: die Verfestigung der Nagelfluh ist denkbar gering, nur selten tritt z. B. am Tischberg eine durch genügenden Kalkgehalt widerstandsfähig gemachte Verbackung auf. Bei der Wassererosion kommt es aber auf die Widerstandsfähigkeit des Gesteinsverbandes en détail an, und die ist im Tischberggebiet wie in der ganzen oberbayerischen potamischen OSM-Fazies im Gegensatz zum alemannischen Typus der Gerölffazies (Allgäu und Schweiz) recht gering einzuschätzen. Anders steht es mit der Glazialerosion, da spielt doch die Standfestigkeit der morphologischen Gesamtformen eine große wenn nicht die ausschlaggebende Rolle, und das Hemmnis an sich gegen die Stromlinien der Eismasse ist bei kompakten Schotterblöcken, neben denen sich pliozäne Wasserläufe in geringem Maß eingetieft haben mögen, wie unseren Inselbergen, doch recht hoch.

Es kann natürlich kaum ein Zweifel sein, daß die Abtragungsvorgänge schon im Pliozän begannen. Die geringe Menge der pliozänen Flußschotter im Gegensatz zu den mächtigen Resten der alpinen Entwässerung im Tertiär, Diluvium und Alluvium kann nicht mit einem Auffangen der erodierten Alpensedimente in abgeschlossenen Quersenken durch fortdauernde W-E streichende Faltung im Alpengebirge erklärt werden, denn wir kennen auch von diesen Ablagerungen faktisch nichts (vgl. 64, p. 115). S. 576—577 wurde auf eigenartige Schotter zwischen der jungtertiären Nagelfluh und verschwemmter Moräne unweit des Ufers des Starnberger Sees hingewiesen. Eberls neuere Forschungen im Bereich der diluvialen Schotterflur versuchen auch sogenannte altdiluviale Schotter im pliozänen Sinne umzudeuten. Jedenfalls werden sich hier unsere Anschauungen noch umgestalten. Es scheint tatsächlich ein System von kräftig entwässernden Flüssen, die in ungefähr gleichen Abständen den Alpenrand verlassen und das Vorland herabströmen, wie im Obermiozän und Alluvium, im Pliozän nicht in dem Maß gegeben zu haben (vgl. unten Kraus' abweichende Meinung).

Penck Bd. I, p. 118) folgert aus der Tatsache der diskordanten Auflagerung des Deckenschotters der Lech-Iller-Isar-Platte auf Miozän ganz verschiedener Horizonte, daß die präglaziale Fläche keine Aufschüttungs-, sondern eine Abtragungsebene gewesen sei. Da keine Spuren der erodierenden Flüsse vorhanden sind, müßte es eine Peneplain gewesen sein, in die Flüsse nicht mehr einschnitten. Da das bisherige „Fehlen" von Pliozänresten in Südbayern ihren faktischen Nachweis noch nicht ausschloß, ja ihre Entdeckung eben zur Diskussion steht, und andererseits hier die Frage der gemeinsam oder nacheinander erfolgten Verbiegung des Deckenschotters und des liegenden Miozäns auch noch nicht überall klar ist, läßt sich darüber wohl noch nichts Abschließendes sagen.

Eberl hat nun in wichtigen ersten Mitteilungen zwei Flußschotterstufen (sogenannte Staufenbergschotter und Ottobeurer Schotter) von

der Iller-Lech-Platte bekannt gemacht, die er als zweifellos nicht-diluvial anspricht und die sich zwischen die sicherlich noch quartären prägünzzeitlichen Donauschotter und die obermiozänen Flinzsande und -letten einschalten. Der hohe Prozentsatz an Quarz und Kristallinem gegenüber der eiszeitlichen Schotterflur und die Möglichkeit guter Einordnung in die solare Strahlungskurve von Milankovitch, die bis 1,000.000 Jahre zurückerrechnet vorliegt, sprechen für pliozänes Alter. Möglicherweise sind es auch Äquivalente einer eigentümlichen Präglazialfazies, die Verf. (Lit. 79) in Abrasionsflächen und exotischen fluvioglazialen Findlingen in England, Belgien und Südrußland zu sehen versucht, und zu der wohl auch die bekannten Sundgauschotter, Herzynschotter usw. gehörten. Doch wahrscheinlicher entsprechen diese Gebilde schon der von Eberl angenommenen „Donaueiszeit" von Prägünzalter, und die angezogenen Ablagerungen sind doch ein weiteres aufgefundenes Glied des (ober?)pliozänen Alpenschuttmantels. Bei der Wichtigkeit der Sache wäre ein paläontologischer Nachweis sehr zu wünschen.

E. Kraus (38) hat m. W. als erster versucht, in den altpliozänen Quarzschotterdecken des östlichen Niederbayerns und Oberösterreichs die Äquivalente der fehlenden Schotterstrangwurzeln zu erkennen, die ehemals zwischen der tektonischen Alpengrenze und dem morphologischen Alpenrand lagen. Andererseits legt er in Übereinstimmung mit den hier wahrscheinlich gemachten Anschauungen seine Hauptbewegungsphase ins Mittelmiozän, und sieht, wie wir aus ganz anderen Gründen, in späteren Zeiten nur ein Abklingen der Orogenese. Für ganz Südbayern soll damals die Entwässerung östlich gegangen sein, im Sinne eines Vortiefenzuges, dem schon das ins pannonische Becken abziehende Tertiärmeer und ebenso heute noch die Donau folgen. So bestechend dieser Ausweg wäre, so läßt er sich vorläufig doch nicht sichern. Die Neigungswinkel der präglazialen Fläche wie die altquartären Talzüge fallen nicht nach E, die relative Armut an Quarzkieseln in den Geröllen des Gebiets von dem nach Kraus abgetragenen oberostalpinen Deckenrand bis zur pontischen Obermiozänmolasse hin gibt auch zu Bedenken Anlaß. Wo sollen die Flyschquarzite geblieben sein? Eher schon wäre das bereits von Troll beanstandete Fehlen der obermiozänen Talvorschüttung E des Chiemsees durch Abtragung gegen den Bayerischen Wald hin zu erklären, während eine Verfrachtung sogar aus der Illergegend statt der bisherigen S-N-Richtung in plötzlicher W-O-Richtung doch sehr unwahrscheinlich ist.

Zunächst fehlen obermiozäne Schuttmassen E des Chiemsees keineswegs, wie ein Blick auf die Tabelle S. 612 lehrt, sie nehmen allerdings an Mächtigkeit und Verbreitung ab. Andrerseits hat Troll gerade das Fehlen eines Inselbergs vor dem Ausgang des Isar- und des Inntales als Beweis für die spätere Entstehung der Quertäler angeführt. Wir wiesen demgegenüber darauf hin, daß gerade ab Isar und Inn ostwärts die heutigen Flüsse in gewisser Entfernung vom Alpenrand nach E abschwenken. Damit sehen wir mit ein Anzeichen für die in Österreich spätmiozän, in Oberbayern pliozän einsetzende Abdrehung des bisher N gerichteten Vortiefenzugs nach E, so wie Kraus auch schon die Donaurichtung als Zeichen aufgefaßt hat. Parallel dieser Erscheinung geht das

Ausklingen der obermiozänen Schuttmassen nach E. Unsere Auffassung wird am besten bestätigt durch einen Satz Winklers: „Das Fehlen obermiozäner Schuttablagerungen am Außensaum der östlichen Nordalpen ist kein zwingender Beweis für das Nichtvorhandensein eines nachbarlichen, in starker Aufwölbung begriffenen kalkalpinen Gebirges, da dieser Teil des Vorlandes damals schon aus dem Stadium einer Akkumulationslandschaft in jenes eines Abtragungsraums getreten war".

Ganz neuerdings setzt Kraus (43) seine Quarzrestschotter, die er zuerst aus der Gegend von Ortenburg und Vilshofen oberhalb Passau beschrieb, aus dem Oberstmiozän ins Unterpliozän, und stellt sie zu den bis ins Wiener Becken alpenrandlich hinziehenden Belvedereschottern. In dieser Form ist eine Ableitung aus den Obermiozänkonglomeraten durchaus möglich, sowohl aus den die inzwischen gehobene Oligozänvortiefe bedeckenden Schotterwurzeln (zwischen den Inselbergen und dem Kalkalpenrand), die ja heute ganz verschwunden sind, als auch teilweise aus dem Vorland. Wir schließen uns ganz der tektonischen Deutung an, daß hier ein letztes Abwandern der Vortiefe nach N vorliegt, während gleichzeitig der bisherige Vortiefenstreifen wie seine altmiozänen und oligozänen südlichen Vorläufer nachschwillt und stabil dem Alpenkörper angegliedert wird. Man darf nur den nun statt von S nach N mehr von SW nach NE zielenden Vortiefenzug im Pliozän nicht allzuweit im W sehen wollen, nicht umsonst haben sich dort die obermiozänen Inselberge am besten erhalten und scheinbar auch das Pliozän, während in Niederbayern und Oberösterreich sie vielleicht ganz, auch vor den alten Alpentalausgängen, der späteren Umlagerung zum Opfer gefallen sind. Es kann ja nicht geleugnet werden, daß die Gesteinszusammensetzung dieser in Richtung auf Silikatauslese umgelagerten pliozänen Schotterplatten petrographisch viel Gemeinsames mit der obermiozänen potamischen Fazies aufweist. Aber auch das heutige Flußbild zeigt deutlich die Grenze der östlichen Abdrehung des ausklingenden Vortiefenzugs: sie liegt am Lech. W des Lech über die Iller hinaus entwässern noch alle S Donauzuflüsse im alten Sinne S—N, im E aber bekommen sie auf gewisser Höhe, wie die Isar und der Inn, alle einen mehr oder weniger plötzlichen Knick nach E, den ich im Sinne der Krausschen Vorstellung deuten möchte.

Es bleibt also nichts übrig, als den Tischberg, und die andern Inselberge (im weiteren Sinn) in ähnlicher Weise als Glazialhärtlinge anzusprechen. Das Ausmaß der pliozänen Vorarbeit wie auch das der fluvioglazialen Intensivierung der Glazialerosion läßt sich schwer abschätzen. Die Lage der isolierten Härtlinge zwischen den Zungenbecken zeigt aber, daß sie mindestens würmzeitlich schon überhöht und ihre Flanken eingetieft waren, und daß das Eis dabei eine beachtenswerte Rolle gespielt haben muß. Wir beschränken uns nun wieder ganz auf den Tischberg, wo die Beziehungen zwischen petrographischer Faziesverteilung und heutiger Formenwelt ein deutliches Ablesen der morphologischen Entwicklung gestatten. Eine Übertragung der lokalen Resultate auf die übrigen orographisch hervortretenden Miozänschuttfächer wird möglich sein, wie sich am Beispiel des Pfänders weisen wird.

Rothpletz schloß aus den gemessenen Basispunkten der tertiären Unterlage des Deckenschotters auf tektonische Verbiegungen im Gebiet des Isarvorlandgletschers etwa rißzeitlichen Alters. So faßt er den Tischberg als domartige Aufwölbung und die beiden Zungenbecken des Starnberger Sees und des Loisachtals zu beiden Seiten, in die der Gletscherlobus sich vor der Höhe spaltete, als Einsenkungen auf. Doch kann man diesem Ergebnis nicht zustimmen, denn die Neigungen der präglazialen Oberfläche — selbst wenn sie immer mit dem Gefälle der Deckenschotterplatte übereinstimmen würden — geben doch nicht ohne weiteres die tektonische Lage des tertiär-frühdiluvialen Vorlandes im Raume an. Und tatsächlich läuft das wirkliche Fallen und Streichen keineswegs immer parallel mit den konstruierten Verbindungsflächen der Tertiärausbisse, wie auch nicht anders zu erwarten.

Die wichtigste Tatsache in der Formgestaltung des Tischbergs (die Feichtmaier und Lebling als „einfache Kugelhaube" bezeichnen!) ist bisher nicht beachtet worden. Ich habe schon an anderen Orten (76, 77) auf die im W und E verschieden gearteten Talhänge des Tischbergs aufmerksam gemacht. Der Tischberg bildet ja nur den Südteil des nord-südlich parallel zu den benachbarten langen Zweigbecken streichenden Münsinger Höhenrückens. Doch liegt die Kulminationslinie der höchsten Erhebungen in der Tertiärregion vom Rohrer Berg bis zum Euracher Filz zwar auch in N-S-Richtung, aber nicht in der Mitte zwischen Loisachtal und Würmsee, sondern die Höhenachse ist um $^2/_3$ bis $^3/_4$ der Ostwesterstreckung nach E verschoben. Das Gefälle des Habichtsgrabens, der Anstieg der Straßen von E nach Eurasburg hinauf und von Beuerberg nach St. Heinrich ist ungemein steiler und plötzlicher, wie der Abfall nach W. Die Gefällsentwicklung im großen steht im Tischberggehiet im direkten Verhältnis zur allgemeinen Gesteinsverteilung, die Neigungen werden steil, wenn weichere, widerstandslosere Flinzmergel und Sande überwiegen, — wie am Ostabfall — die Formenentwicklung wird im einzelnen unruhig und unregelmäßig, im ganzen aber flacher, wenn harte und weiche Gesteine wechsellagern, wie am Westhang. Die kompaktesten Nagelfluhmassen stehen am Südhang, am Hennenbüchl an, in den Anschnitten der neugebauten Forstwege, und in der Höhenachse gegen den Rohrer Berg zu. Hier hat die Abtragung am wenigsten die Höhe gesenkt. Im Straßgrabenprofil sehen wir eine starke Wechselschaltung, die erst gegen den See zu in geröllosen Flinz übergeht, dem entspricht ein stufenförmiger Abfall. Ein kräftiger Eingriff der Wassererosion wird auch heute noch weniger durch die nicht allzu festen Nägelfluhbänke allein, sondern durch Wechsellagerung mit den wasserstauenden Mergellagen verhindert.

Ganz anders ist der Steilabfall zum Loisachtal gegen Beuerberg zu bedingt. Im oberen Schindergraben sehen wir noch die festesten Bänke Nagelfluh auf einer Höhe von 670 *m* anstehen. Während die Erosionsbasis des Starnberger Sees mit 584 *m* genau in gleicher Höhe liegt wie das Loisachtal an dieser Stelle, liegt dieser Punkt in der Höhenkulminationslinie nicht in halber, sondern in dreiviertel Entfernung der W-E-Linie vom See weg. Die Ursache für den Steilabfall der Tischberg-Ostseite und für die Ausbildung der erstaunlichen Erosionschlucht des Schinder-

grabens auf seinem kurzen Talwege ist in dem plötzlichen Wechsel von gut verfestigter Nagelfluh über massige Flinzsandsteine zu weichem Flinzmergel zu suchen. Die Geröllbänke des Tischberg-Härtlings keilen nach E nicht allmählich und intermittierend aus, wie zum Starnberger See hin, sondern gehen fast ohne Übergang in eigentlichen Flinz über. Nur einzelne vereinzelte kleine Vorkommen treten noch spärlich auf, sie konnten natürlich der glazialen und fluviatilen Ausräumung im Loisachzweigbecken keinen nennenswerten Widerstand bieten. Die weichen ungebundenen Gesteine konnten ja nicht einmal dem Eisdruck standhalten, und die genaue Übereinstimmung zwischen Faziesfrequenz und morphologischer Entwicklung läßt keinen Zweifel daran aufkommen, daß der Tischberg als Härtling je nach der Menge und der Lage seiner widerständigeren Teile beim Vorrücken der Isareiszunge ausgespart wurde.

Bei seiner relativ geringen Höhe vermochte er sich natürlich nicht auf die Dauer als Nunatak zu behaupten, aber das Stammbecken teilte sich an seiner Stirn in Zweigbecken, es trat ein „Differentialfließen" (Fairchild) ün großen ein, die Stromlinien, die den Tischberg hinaufstiegen, verloren an Kraft, um so mehr gewannen die beiderseits benachbarten Stromfäden, die nun leichte Arbeit in dem plastischen und unverfestigten alten Sedimenten der schotterarmen Limnofazies fanden. Die fluvioglaziale Erosion mag das ihre dazu getan haben.

Wir kennen einen der Ursche nach analogen Fall im Rheingletschergebiet. Es ist das isolierte OSM-Vorkommen des Pfänder—Hirschbergzuges, der in NNE-Richtung vor dem Rheintal liegt. Westlich von ihm liegt das Zweigbecken des Laiblachtales, das vom Bodenseestammbecken als einziges in Fortsetzung der alten Rheintalrichtung nach NNE vorstieß. E des Pfänders zieht das in die Bregenzer Aach einmündende Rotachtal hin, das ebenfalls in nordöstlicher Richtung einen Gletscherarm der im Bregenzer Wald liegenden Eismasse aufnahm (vgl. Lit. 78). Der Nagelfluhhärtling des Pfänders weist analoge Charakteristika wie der Tischberg auf. Ein Steilabfall liegt im W, wo an die überwiegenden Schottermassen vorherrschender Molassesandstein im glazial ausgeräumten breiten Bett der Laiblach grenzen. Im E ist der Abfall weniger steil, das Tal nicht so stark eingetieft, es verdankt seine Existenz den wechselnden Gesteinen im raschen Übergang von der OSM über einen schmalen Streifen OMM in die UMM. Der kurze steile Südabfall des Pfänders am Gebhardsberg ist fast frei von Glazialsedimenten, während sich in dem ähnlich dem Münsinger Höhenrücken langsam ins Allgäu abdachenden Höhenzug an den Flanken die Reste der Seitenmoränen anschmiegen.

Die gleiche Erscheinung zeigt auch der Tischberg. In seinem Stromschatten liegen nur wenig divergierend nebeneinander die rechten Seitenmoränen des Würmseezweigbeckens und die linken des Loisachbeckens, die sich auf der Höhe des Münsinger Rückens vernähen. Rothpletz fiel es sehr auf, daß im Gegensatz hierzu der Südhang des Tischberges völlig frei von Diluvium sei, ebenso wie die Einzelhöhen des Tischberges i. e. S. und z. T. des Rohrer Berges (713 *m*). Er hält es für wenig wahrscheinlich, daß hier eine nunatakergleiche Erscheinung vorliegt, was natürlich auch nicht in Frage kommt.

Eher hält er ein Abwaschen an diesen höchsten Punkten durch Gletscherbäche an der Nahtstelle beider Loben für möglich. Für das fast völlige Fehlen von Grundmoräne am Südanstieg des Tischbergs macht er einen Vorstoß des schon ins Stammbecken zurückgezogenen Würmgletschers verantwortlich, „der an dem Gehänge heraufstieg, die vorhandenen Moränen abschürfte, sich aber dann so rasch wieder zurückzog, daß keine Zeit für Ablagerung neuer Moränen blieb, die als Stirnmoräne erst erfolgte, als der Gletscherrand bei Eurach und Oberhof eine längere Ruhepause machte". Wir können uns dieser Vorstellung unmöglich anschließen, besonders seitdem Penck selbst neuerdings die ursprünglich von ihm und Brückner angenommenen hier in Frage kommenden großen Unterbrechungen der Würmeiszeit, wie Laufen- und Achenschwankung, aufgegeben hat. K. Troll hat für unser Gebiet bereits die Parallelisierung der Stillstandslagen als reine Haltepausen im einheitlichen Rückzug des abschmelzenden Würmgletschers unternommen (73). Der durch Penck schon früh bekannt gewordenen Weilheimer Stillstandslage vor dem Ammerseezweigbecken entspricht der Endmoränenkranz bei Antdorf und Nantesbuch am Stirnrand des Isarstammbeckens, hinter den sich Würm- und Loisachzweigzungen gemeinsam zurückgezogen hatten. Dieser Eisrand an der Grenze von Zweig- und Stammbecken, früher als Bühlstadium aufgefaßt, ist also nur ein Stillstandsstadium, entsprechend dem Stephanskirchner Stadium Trolls im Inngletschergebiet oder den Seemoränen am Bodensee, denen kein Vorstoß folgte.

Dadurch ist die Unmöglichkeit der Rothpletzschen Vorstellung schon nachgewiesen. Sie ist aber auch an sich haltlos, denn wenn der noch einmal überfahrende Vorstoß von Nantesbuch her die vorhandene Moränendecke abgetragen hätte, so müßte er sie entweder in einer Stirnmoräne in der Gegend der Straße St. Heinrich—Beuerberg abgesetzt haben, oder sie wäre beim Abschmelzen einfach liegen geblieben. Der Eislobus kann seinen Schuttinhalt bei einem noch so schnellen Rückzug, der doch nur eine Rand- und Oberflächenschmelze ist, doch nicht einfach mit zurücknehmen!

Im Rahmen der Anschauung vom Tischberg als Glazialhärtling läßt sich eine Vorstellung im Anschluß an die Erscheinungen bei Drumlins (vgl. Ebers) und Rundhöckern eher folgendermaßen begründen: Der Tischberg-Südhang am Rand des Stammbeckens wurde wie der ganze Höhenrücken vom Eis überfahren, der Nagelfluhblock erteilte aber den seitlich an ihm vorbeiziehenden Stromfäden erhöhte, den an ihm aufsteigenden Stromfahnen verminderte Geschwindigkeit. Er wurde dadurch im Verein mit dem Übergang in die Flinzfazies zu beiden Seiten erste Ursache zur Teilung in des Starnberger und Wolfratsbausener Zweigbecken (abgesehen von einer Präwürm-Voranlage). Die am Südhang aufprallenden Eismassen schürften die Nagelfluh so weit wie möglich ab, bei dem beträchtlichen Höhenanstieg erlahmte ihre Kraft aber bald, und der eigentliche schuttbeladene Eisstrom des Stammbeckens teilte sich schon vor dem Tischberg; der Schutt folgte dem Hauptstromzug, während die Eismasse am Südhang ziemlich bewegungslos liegen blieb. So haben wir einen an Grundmoräne armen Toteiskeil am Südhang

liegen. Beim Rückzug des Eises verlor dieser, im toten Winkel und ansteigenden Gelände liegend, zu allererst seine Bewegungsreste. Er lag ja am Südhang, wo ihn die Insolation zuerst vernichten mußte. Im Stromschatten des Nagelfluhhärtlings hingegen sammelte sich der Schutt bedeutend an, jener wirkte wie ein Block im Flußschotterstrom mit einer Schuttfahne in Lee und Auskolkung in Luv. Die vernähten Seitenmoränen auf dem Münsinger Rücken sind — cum grano salis — als Leemoränen im Sinne der schwedischen Quartärgeologen, ähnlich dem crag and tail-phenomen Geikies, aufzufassen. Der Tischberg-Härtling hat im großen in der Eismasse die Rolle gespielt, wie der feste Molassestirnkern eines Drumlins.

Literatur.

1. 1925. Abel O., Ein Lösungsversnch des Flyschproblems. Akademie der Wissenschaften in Wien. Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse.

2. 1927. — Lebensbilder aus der Tierwelt der Vorzeit. 2. Auflage, Jena. Kap. „In den Mangrovesümpfen der Alpeninsel zur oberen Kreidezeit" und „Landschaft und Tierleben des Wiener Beckens in der mittleren Miocänzeit".

3. 1884. Andreae A., Ein Beitrag zur Kenntnis des Elsässer Tertiärs. Abhandlungen zur geologischen Spezialkarte von Elsaß-Lothringen, Bd. 2, Heft 3.

4. 1894. v. Ammon, L., Geologische Übersichtskarte der Gegend von München, mit Text. Festschrift der Geographischen Gesellschaft München.

5. 1903. Bärtling R., Die Molasse des Hohenpeissenberges und seiner Umgebung. Diss. München.

6. 1914. Baumberger E. und Menzel P., Beitrag zur Kenntnis der Tertiärflora aus dem Gebiete des Vierwaldstättersees. Mém. Soc. paléont. Suisse, Vol. XI, Genf.

7. 1915. Berz K. C., Petrographisch-stratigraphische Studien im oberschwäbischen Molassegebiet. Jahreshefte des Vereines für vaterländische Naturkunde, Jahrgang 71, Stuttgart.

8. 1926. Blanck und Scheffer, E. und F., Über rotgefärbte Verwitterungsböden der miozänen Nagelfluh von Bregenz am Bodensee. Chemie der Erde, Bd. 2, Jena.

9. 1924. Blumrich J., Grundriß einer Geologie Vorarlbergs. Volksschriften der Heimat, Heft 1, Bregenz a. B.

10. 1928. — Geologie des Rotachtales. Heimat, Heft 1, Bregenz a. B.

11. 1922. Boden K., Tektonische Fragen im oberbayerischen Voralpengebiet. Centralblatt für Mineralogie usw., Nr. 12 und 13.

12. 1923. — Über Konglomerate und Breccien in den bayerischen Alpen. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 75.

13. 1925. — Die Geröllführung der miozänen und obermiozänen Molasseablagerungen im südbayerischen Alpenvorland zwischen Lech und Inn und ihre Bedeutung für die Gebirgsbildung. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft München, Bd. 18, Heft 3.

14. 1921. Bracht E., Der Sumpfzypressenwald in Florida. Naturwissenschaftliche Wochenschrift, Neue Folge. Bd. 10, Nr. 8.

15. 1905. Bubendey, J. F., Die Gewässerkunde. Handbuch der Ingenieurwissenschaften, Teil 3, Bd. I.

16. 1926. Cadisch J., Der Ban der Schweizer Alpen. Zürich.

17. 1928. — Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. Geologische Rundschau, Bd. 19, Heft 2.

18. 1922. Deecke W., Phytopaläontologie und Geologie. Berlin.

19. 1928. Eberl, B., Znr Gliederung und Zeitrechnung des alpinen Glazials. — Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 80, 3/4.

20. 1928. — Zur Chronologie und Gliederung des Eiszeitalters im Bereich des alpinen Glazials. — Anthropologischer Anzeiger, Jahrgang V, Heft 3.

21. 1925. Ebers. E., Die bisherigen Ergebnisse der Drumlinforschung. Eine Monographie der Drumlins. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abteilnng B, Beilage-Bd. 53.

22. 1922. Erb L., Zur Stratigraphie nnd Tektonik der Allgäuer Molasse. Geognostische Jahreshefte, Jahrgang 35.
23. 1923. Feichtmaier O., Lebling C., Weithofer K. A., Geologische Ausgabe des Blattes Tölz der Karte des Deutschen Reiches 1: 100.000, München, Erläuterungsheft.
24. 1792. Flurl. M. v., Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz mit den darin vorkommenden Fossilien. München.
25. 1861. Gümbel, C. W. v., Geognostische Beschreibung des Bayerischen Alpengebirges. Gotha.
26. —? — Gutmann, Gliederung der Molasse und Tektonik des östlichen Hegaus. Mitteilungen der Badischen Geologischen Landesaustalt, 7.
27. 1855. Heer O., Flora tertiaria helvetiae. Bd. I, Wintherthur.
28. 1864. — Die Urwelt der Schweiz. Zürich.
29. 1919. Heim Alb., Geologie der Schweiz. Bd. I, Leipzig.
30. 1923. Hennig E., Geologie von Württemberg und Hohenzollern. Berlin.
31. 1927. Heritsch, Die Deckentheorie in den Alpen. Fortschritte der Geologie und Paläontologie, Heft 17, Berlin.
32. 1926, Hofmann Elise, Inkohlte Pflanzenreste aus dem Tertiär von St. Kathrein am Hauenstein. Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch, Bd. 3, Heft 3.
33. 1927. — Vergleichende anatomische Untersuchungen an rezenten Pneumatophoren von *Taxodium distichum* sowie an fossilen Pneumatophoren aus Parschlug in Steiermark. Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch, Bd. 25, Heft 3.
34. 1927. Hummel K., Diluvialterrassen im Prahovatale bei Campina (Rumänien) und quartäre Vortiefenbildung am Außenrande der Karpathen. Centralblatt für Mineralogie usw., Nr. 11, Abteilung B.
35. 1889—95. Keller R., Beiträge zur Tertiärflora des Kantons St. Gallen, I, II, III. Berichte der St. Galleuer Naturforschenden Gesellschaft.
36. 1862. Kirschleger, Flore d'Alsace.
37. 1870. — Flore Vogéso-rhénane.
38. 1915. Kraus E., Geologie des Gebietes zwischen Ortenburg und Vilshofen in Niederbayern an der Donau. Geognostische Jahreshefte, Jahrgang XXVIII.
39. 1923. — Sedimentationsrhythmus im Molassetrog des bayerischen Allgäu. Abhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft Danzig, Bd. 1.
40. 1926. — Geologische Forschungen im Allgäu, I—V. Geologisches Archiv.
41. 1927. — Neue Spezialforschungen im Allgäu (Molasse und Flysch). Ein Beitrag zur Kenntnis geosynklinaler Vorgänge. Geologische Rundschau, Bd. 18.
42. 1927. — Der orogene Zyklus und seine Stadien. Centralblatt für Mineralogie usw., Nr. 6, Abteilung B.
43. 1928. — Westalpiner Flysch-Miozän. — Abriß der Geologie von Bayern. ed. W. M. Schuster, München.
44. 1914. Krause E. H., Die Nadelhölzer Elsaß-Lothringens. Mitteilungen der Gesellschaft für Erdkunde und Kolonialwesen zu Straßburg, Heft 5.
45. 1921. Kräusel R., Die Erforschung der tertiären Pflanzenwelt, ihre Methoden, Ergebnisse und Probleme. Senckenbergiana, Bd. 3, Heft 3/4.
46. 1921. — Ist *Taxodium distichum* oder *Sequoia sempervirens* Charakterbaum der deutschen Braunkohle? Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft, Bd. 39, Heft 7.
47. 1921. — Der Bau des Wnndholzes bei fossilen und rezenten Sequoien. Paläobotanische Notizen, V/VI. Senckenbergiana, Bd. 3, Heft 5.
48. 1924. — und Schönfeld G., Fossile Hölzer aus der Braunkohle von Süd-Limburg. Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, Bd. 38, Heft 3.
49. 1925. — Zur „Sumpfmoornatur" der mitteldeutschen Braunkohle. Centralblatt für Mineralogie usw., Nr. 6, Abteilung B.
50. 1925. — Neuere Untersuchuugeu über die Entstehung der Braunkohle. Die Naturwissenschaften, Jahrgang 13, Heft 7.
51. 1921. Kubart B., *Taxodium distichum* oder *Sequoia sempervirens* Charakterbaum der deutschen Braunkohle? Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft, Bd. 39, Heft 1.
52. 1923. — Einiges über unsere Brauukohle. Braunkohle Nr. 34.
53. 1924. — Beiträge zur Tertiärflora der Steiermark nebst Bemerkungen über die Entstehung der Braunkohle. Arbeiten des Phytopaläontologischen Laboratoriums der Universität Graz, Nr. 1.

54. 1929. C. Lebling, Die paläogeographische Bedeutung der oberbayrischen Molasse. — Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft A., Bd. 80, H. 4. 1928.

55. 1927. Leuchs K., Geologie von Bayern, II. Bayrische Alpen. Berlin.

56. 1916. Loczy, L. v., Die geologischen Formationen des Balatonsees. Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. Bd. I, Wien.

57. 190 ? Ludwig A., Flußgeröll, Molasseproblem und Alpenfaltung. Jahrbuch des Schweizer Alpenclubs, Jahrgang 45.

58. 1926. Pávai, F. V. v., Über die jüngsten tektonischen Bewegungen der Erdrinde. Föld. Kösl. 55, Budapest.

59. 1901—09. Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. II.

60. 192 ? Petrascheck, Die Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten, V, VI, Braunkohlenlager der österreichischen Alpen.

61. 1921. Popescu-Voitesti, Aperçu général sur la géologie de la Roumanie.

62. 1926. Reis O. M., Bemerkungen zu dem Fund eines Baumstammes in der brackischen Molasse von Hausham. Geognostische Jahreshefte, Jahrgang 39.

63. 1927. Richter M., Molasse und Alpen. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 79, Monatsberichte Nr. 5/7.

64. 1917. Rothpletz A., Die Osterseen und der Isarvorlandgletscher. Landeskundliche Forschungen, Heft 24, München.

65. 1913. Schad J., Die Grenze des mitteloligozänen Meeres in Schwaben. Jahrbuch und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, Bd. 3.

66. 1903. Schalch, Die Molasse der Überlinger Halbinsel und im badischen Seenkreis. Mitteilungen der Badischen Geologischen Landesanstalt.

67. 1917. Schlosser M., Die tierischen Überreste in der Tutzinger Ziegelgrube (enthalten in Lit. Nr. 64).

68. Schönfeld, G., vgl. Kräusel, 1924, Nr. 48.

69. 1793. Schrank, F. P. v., Reise nach den südlichen Gebirgen Bayerns. München.

70. 1915. Stefanini G., Il Neogene del Veneto. Mem. dell'Istit. Geol. d. R. Univ. di Padova. Vol. III.

71. 1926. Steinböck H., Über den anatomischen Bau des Markkörpers einiger Koniferenhölzer. Arbeiten des Phytopaläontologischen Laboratoriums der Universität Graz, 3.

72. 1924. Troll K., Der diluviale Inn-Chiemseegletscher. Forschungen zur Deutschen Landes- und Volkskunde, Bd. 23, Heft 1.

73. 1925. — Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft München, Bd. 18, Heft 1/2.

74. 1926. — Über Bau und Entstehung des bayerischen Alpenrandes. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 78, Abhandlungen Nr. 1.

75. 1926. Thomas H., Stratigraphie und Tektonik der Allgäuer Molasse nördlich vom Weissach- und Alpseetal. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., Beilage — Bd. LV, Abteilung B.

76. 1927. Wasmund E., Zur Postglazialgeschichte des Würmseegebietes. Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie (Moskau), Bd. III., Stuttgart.

77. 1928. — Natur und Landschaft der Gemeinde Holzhausen am Würmsee in ihrer erdgeschichtlichen und gegenwärtigen Entwicklung. Lechisarland, Zeitschrift des Heimatverband Huosigau, Heft 2—6 (betreffendes Zitat in Lit. 72 irrtümlich).

78. 1929. — Ein rhätischer Riesenfindling im Allgäuer Rheingletschergebiet. Centralblatt für Mineralogie usw., Abt. B.

79. 1929. — Klimaschwankungen in jüngerer geologischer Zeit. — Handbuch der Bodenlehre, ed. E. Blanck, Bd. II. Berlin.

80. 1926. Winkler A., Zur geomorphologischen und geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen in der Miozänzeit. Geologische Rundschau, Bd. 17.

81. 1924. — Über die Beziehungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschafteo in Wien, Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung I, Bd. 132, Heft 9/10.

82. 1906. Würtenberger, Die Tertiärflora des Kantons Thurgau usw., Mitteilungen der Thurgauer Naturforschenden Gesellschaft, Heft 17.

Nachtrag.

Wir waren im Verlauf der Arbeit auf Grund der Einzeltreibholzfunde in den obermiozänen Inselbergen des nördlichen Alpenvorlandes zu der Auffassung gekommen, daß die Schotterfluren und Flinzaltwässer der sarmatischen und potamischen Fazies mit einer ihr eigentümlichen Zypressen- und Sumpfzypressen-Formation bestanden vorzustellen sind. Die Anhaltspunkte für diese Meinung werden erfreulicherweise durch einen weiteren Fund bereichert, von dem ich während der Drucklegung durch freundliche, mündliche Mitteilung von Herrn Rechtsrat M. Kellenberger, Vorstand des Geologischen Reiser-Museums zu Kempten im Allgäu, Kenntnis erhielt. Der Genannte fand im Herbst 1918 auf dem Waldgrundstück Huberholz in einem Bachtobel etwa 500 *m* N Ursulasried (rechts der Iller, ca. 4 *km* N Kempten) in etwa 670 *m* NN einen verkohlten Baumstrunk. Er stak in einer fettig-tonigen, bläulich-grauen, viel Glimmer führenden flinzartigen Sandsteinbank, über der im Hangenden eine etwa 3 *m* mächtige Bank bunter Nagelfluh (mehr als 10% kristalliner Gerölle) folgte. Beide Schichten gehören nach dem erfahrenen Kenner ganz zweifellos der OSM an und sind sarmatisch. Der Fund wurde freigelegt, dabei kam ein zu Pechkohle inkohlter Baumstamm zum Vorschein. Konservierungsversuche konnten den Zerfall im Museum nicht hindern. G. Schönfeld, Dresden, wurde eine Probe zur paläobotanischen holzanatomischen Untersuchung übergeben, die auch hier durch die schlechte Erhaltung der Markstrahlen sehr erschwert wurde. Immerhin erwiesen Kollodiumabzüge, daß es sich zweifelsfrei um ein Nadelholz der Gattung *Cupressinoxylon* handelt. Es liegt also stratigraphisch, biostratonomisch und paläobotanisch ein vollkommenes Anologon zu den Fundverhältnissen am Tischberg vor.

Abb. 4. Profil im Bachbett des Straßgrabens ob Pischetsried am Starnberger See.
Phot. S. Ruoff.

Abb. 5. Koniferenbaumstamm, Profil wie oben vergrößert, in der obermiozänen Nagelfluh.
Phot. S. Ruoff.

Abb. 6. Dammbruch in die Liechtensteinische Rheintalebene, September 1927, Aufschotterung der Felder bis 1 *m* Mächtigkeit.

Abb. 7. Schotterbett des Alpenrheins zwischen Chur und Landquart, mit festgefahrenen Baumstämmen und Stubben. August 1928.