

Geologische Studien in der äußeren Klippenzone.

Von Dr. Martin F. Glaessner.

(Mit 3 Textfiguren.)

Die Untersuchungen in der Gegend von Niederfellabrunn und Ernstbrunn in Niederösterreich, über deren erste Ergebnisse ich kürzlich an anderer Stelle berichtete (5), wurden im Sommer 1930 fortgesetzt und weiter gegen N ausgedehnt. Da ihre Beendigung — besonders wegen der damit verbundenen paläontologischen Arbeiten — noch längere Zeit in Anspruch nehmen wird, sollen schon jetzt die neuen Funde und Feststellungen kurz bekanntgegeben werden. Sowohl die Grundlagen der Stratigraphie als auch die der Tektonik können schon heute als gesichert gelten. Die Einzelheiten erfordern noch eingehende Studien.

A. Stratigraphie.

Jura.

1. Klentnitzer Schichten.

Die Klentnitzer Schichten, die den weißen obertithonen Riffkalk der Juraklippen z. T. unterlagern und z. T. faziell vertreten, bestehen nach Abel (1, p. 284) aus hell- bis dunkelgrauen Mergelkalken mit Hornstein, darüber folgen graue Mergel und rauchgrauer unreiner Kalk. Auch Oolith gehört zu dieser Serie. Mit diesen Schichten, deren Reihenfolge durchaus nicht überall gleich ist, stimmen die Gesteine der Niederfellabrunner Juraklippen vollkommen überein. Weitere Vorkommen der Klentnitzer Schichten finden sich dann an der Südseite des Semmelberges (389 m) bei Ernstbrunn mit verkieselten Fossilien, an seiner Westseite (nicht auch im O, wie ich früher annahm) und in großer Mächtigkeit in einem Zug, der südwestlich von Klement beginnt, den Buschberg zusammensetzt und bei Michelstetten endet. Eine isolierte Klippe aus fossilführenden Klentnitzer Mergeln bildet der 325 m hohe Hügel östlich von diesem Ort. Auf dem benachbarten Galgenberg bei Olgersdorf kommt ein gelber dichter Kalk mit Korallen, großen Diceraten, Echinodermen und kleinen Mollusken vor, deren Schalen erhalten sind. Diese Ausbildung, die ich als „Galgenbergkalk“ bezeichne und die vielleicht stellenweise einen Übergang zum Ernstbrunner Kalk bildet, findet sich auch südöstlich von Michelstetten, am Nordhang des Buschberges und zwischen Klement und Au. Die von Petrascheck (11, p. 263) erwähnten

schwarzen Schiefer und feinkörnigen Kalksandsteine nördlich vom Buschberg gehören ebenfalls den Klentnitzer Schichten an. Reste von diesen fand ich auch am West- und Nordrand der Falkensteiner Klippe, ferner sehr fossilreich bei Stützenhofen. Einen wichtigen Bestandteil der Serie bilden außer dem erwähnten Mergelkalk, Kalk

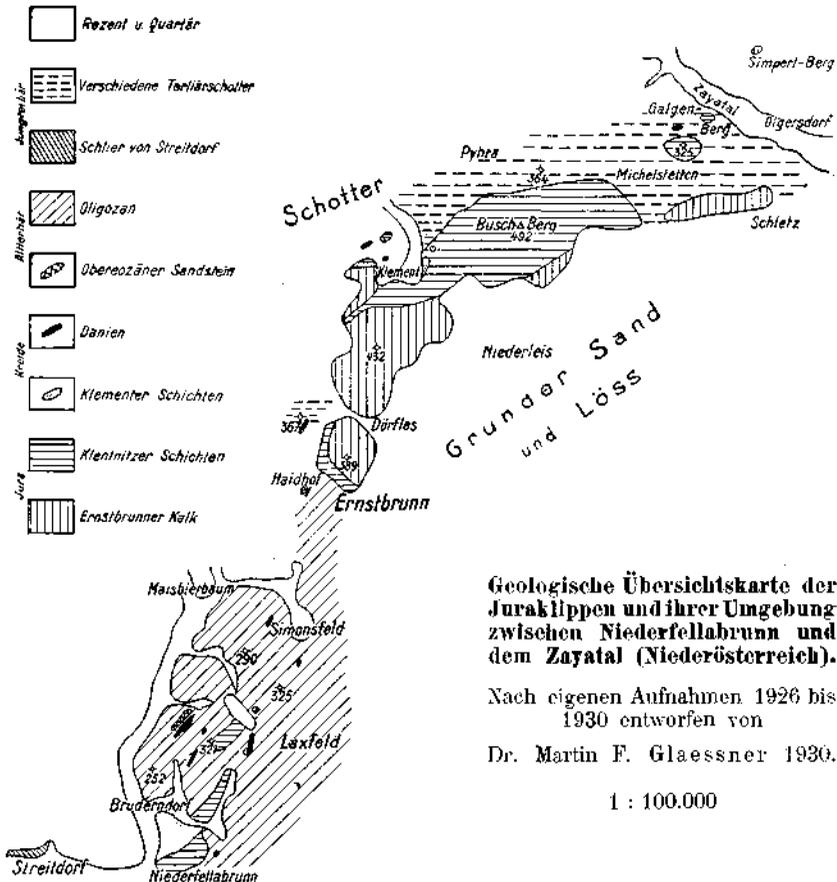


Fig. 1.

und Oolith sowie den von Jüttner (6) beschriebenen glaukonitischen Gesteinen eine Echinodermenbreccie. Sie kommt östlich von Klement, auf dem Buschberg, am Südhang des Heiligen Berges bei Nikolsburg sowie am Maydenbergabhang bei Oberwisternitz vor. Damit verbunden tritt Oolith an den gleichen Stellen der Leiser Berge und zwischen Bergen und Klentnitz auf. Interessant ist das Vorkommen von braunem und blaugrauem Algenknollenkalk östlich

von Klement und in großer Mächtigkeit im unteren Steinbruch am Turoidberg bei Nikolsburg.¹⁾

Ein kleiner Krebs kann als neue Leitform der Klentnitzer Schichten betrachtet werden. Es ist eine Thalassinidenform, die zur Gattung *Protaxius* Beurlen gehört. Die 5—7 mm langen *Callianassa*-ähnlichen Scheren fand ich im sandigen Mergel am Hundsberg bei Bruderndorf, nördlich vom Haidhof bei Ernstbrunn (Punkt 369), nördlich von Niederleis, nordöstlich von Michelstetten (Punkt 325), südlich von Falkenstein (westlich Punkt 371), am Heiligen Berg bei Nikolsburg, im Turoidsteinbruch und östlich von Bergen in insgesamt etwa 15 Exemplaren.

2. Ernstbrunner Kalk.

Durch die reinweiße Farbe, den splittenden Bruch und die Fossilien ist der Ernstbrunner Kalk überall leicht zu erkennen. Er bildet die Hauptmasse des Semmelberges, den Steinberg und den Klementer Berg bei Ernstbrunn, eine sehr kleine Partie am Südhang des Buschberges zwischen den Weinkellern von Niederleis und dem Punkt 390 und den durch Schotterbedeckung abgetrennten östlichen Teil der Klippe zwischen Michelstetten und Schletz. Außerdem findet er sich — von der Steinbergmasse durch einen schmalen Zug von Klentnitzer Schichten getrennt — westlich von Klement.

Der Ernstbrunner Kalk stimmt petrographisch und in der Fossilführung nicht vollkommen mit dem Stramberger Kalk überein. Er gehört auch einer anderen tektonischen Zone an.

Die sandigen und tonigen Einlagerungen im Ernstbrunner Kalk wurden bisher nicht genügend beachtet. An einigen Stellen (besonders deutlich am Steinbruchweg westlich von Schletz) steht die „glaukonitische Breccie“ an, deren Beschaffenheit und Vorkommen in den Pollauer Bergen Jüttner (6, S. 10) eingehend besprochen hat. Ich halte sie für ursprünglich sedimentär entstanden und nicht für tektonisch zertrümmerten Jurakalk mit Einschwemmungen aus der „Klippenhülle“. An zwei Stellen der Leiser Berge fand ich im Ernstbrunner Kalk ein bisher unbekanntes rotes und grünes (glaukonitisches) Konglomerat aus kleinen Quarzkörnern. In den Steinbrüchen am Steinberg bei Ernstbrunn ist es in kleinen Linsen und schmalen Bändern mit sehr scharfer Begrenzung dem Kalk eingelagert. Es geht stellenweise in gelbliche oder grünliche Mergel und fossilführende Sandsteine über. Auch die Wohnkammer eines großen *Perisphinctes*, den ich dort im Ernstbrunner Kalk sah, war mit derartigem Mergel ausgefüllt. Diese Gesteine scheinen in ursprünglichen Spalten und Hohlräumen des Riffkalks abgelagert worden zu sein und die beginnende Regression und Verlandung am Ende der

¹⁾ Herr Professor J. Pia hatte die Freundlichkeit, eine Probe dieses Kalks zu untersuchen. Er fand darin viele Knollen von *Girvanella* und einige von einer kleinen *Solenopora*. — Es kann heute noch nicht mit Sicherheit festgestellt werden, welche Zonen des oberen Malm in den Klentnitzer Schichten vertreten sind. Herr Dr. L. F. Spath-London teilte mir während der Drucklegung dieser Arbeit freundlicherweise mit, daß er unter den von Veters beschriebenen Ammoniten von Niederfellabrunn Formen des oberen Kimmeridge erkannte.

Jurazeit anzuzeigen. Außer am Steinberg fand ich sie auch im Nordostteil der Steinbrüche westlich der Ruine Klement, wo stark zertrümmerter Ernstbrunner Kalk aufgeschlossen ist. An einer Stelle sind einzelne Kalkblöcke in die wahrscheinlich tertiäre Überlagerung aus grünem Ton und Sand eingepreßt, und hier findet sich wieder das Konglomerat und die sandig-mergelige Ausbildung, daneben auch gelber Kalk, der fast nur aus Rhynchonellensteinkernen besteht, helle fossilreiche Riffkalke, die denen von Ernstbrunn nicht vollkommen gleichen, und ein gelblich-weißer Kalk mit einer Dekapodenfauna, die der von Stramberg ähnlich ist. Ich fand bisher darin:

Mecochirus n. sp.¹⁾

Galatheites sp.

Prosopon verrucosum Reuss

Pithonoton marginatum v. Mey.

Pithonoton (Goniodromites) bidentatum Reuss

Cyphonotus oxythyreiformis (Gemm.)

Diaulax n. sp.

Zwischen den erwähnten Gesteinen finden sich auch Übergänge.

Kreide.

3. Klementer Schichten.

Östlich von Klement fand ich oberhalb der nach Au führenden Straße am Abhang einen 500 m langen Streifen von grünlichgrauem, plattigem, plänerartigem Sandstein mit Inoceramen. Er ist allseitig von Klentnitzer Schichten umgeben, dazwischen findet sich stellenweise eine Lage haselnuß- bis nußgroßer Hornstein-, Quarz- und Glaukonitsandsteingerölle. Es handelt sich um Oberkreide, die mit einem Basis-konglomerat auf dem Jura transgredierte. Nur einige von Brüchen begrenzte Schollen (tektonische Taschen) sind vor der Abtragung geschützt geblieben. Die Schichten stimmen vollständig mit den schon lange bekannten Kreidebildungen im Turoidsteinbruch bei Nikolsburg überein. Auch von Niederleis, Falkenstein, Stützenhofen, vom Heiligen Berg bei Nikolsburg und vom Maydenberg bei Pollau wurden sie von Abel erwähnt. Bei Stützenhofen scheint aber nur die tithone glaukonitische Breccie vorzukommen. Am Südhang des Heiligen Berges handelt es sich um glaukonitische Klentnitzer Schichten. Das hat Jüttner überzeugend nachgewiesen und ich konnte es auch bei einem Besuch der Stelle bestätigen.

Bei Falkenstein treten plattiger Sandstein und ungeschichteter lockerer Grünsand in enger Verbindung auf und sind z. T. mit dem Jura verschuppt. Das nördlichste Vorkommen liegt in Form einer kleinen Sandsteinpartie am Südhang des Maydenbergs bei Pollau. Für die

¹⁾ Die Beschreibungen der neuen Arten werden in einer Monographie der Stramberger Crustaceenfauna demnächst veröffentlicht werden.

erwähnten Schichten von Klement, Falkenstein, vom Turolberg und Maydenberg schlage ich nach dem neuentdeckten Vorkommen den Namen Klementer Schichten vor. In diesen fanden sich bisher folgende Fossilien:

- Haplophragmium irregulare* Roemer K
Echinoconus (= *Conulus*) *subrotundus* (Mantell) F
Inoceramus cuvieri Sow. var. K, T
I. latus Fiege non Mant. M, F?
I. inconstans Woods var. M
I. inconstans rotundatus Fiege M
I. cf. vancouverensis Shumard M
Scaphites cf. geinitzi d'Orb. M

(K = Klement, F = Falkenstein, T = Turolberg, M = Maydenberg.)

Diese Liste beruht auf den von Abel gesammelten Stücken, die sich in der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt befinden, sowie auf meinen neuen Funden, welche ich der Sammlung des Wiener Naturhistorischen Museums übergeben werde. Eine eingehende Beschreibung der Fauna wird bald erfolgen. Dann wird es auch möglich sein, das Alter der von Abel (3, S. 11) aus einer glaukonitischen Breccie beschriebenen Kreidebrachiopoden näher zu bestimmen. Sie stammen aus einem Steinbruch zwischen Niederleis und dem Buschberg. Die Arten habe ich vorläufig folgendermaßen neu bestimmt:

- Rhynchonella carteri* Davidson
Rh. cf. cuvieri d'Orb.
Terebratulula buplicata Sow.
Terebratulina sp.
Magas n. sp. aff. *geinitzi* Schlönbach.

Die Breccie läßt sich heute nicht mit Sicherheit mit den Klementer Schichten vereinigen, die Fauna könnte ebensogut wie aus dem Turon auch aus dem Zenoman stammen, das wahrscheinlich auch das Gebiet der heutigen äußeren Klippenzone bedeckt hat. Die Fauna der Klementer Schichten spricht dagegen entschieden für oberturonisches Alter der Ablagerung. Typische Emscherfossilien fehlen darin vollständig. Das von Abel als *Inoceramus lobatus* Münster bestimmte Stück erwies sich nach weiterer Präparation und Heranziehung der nach den Untersuchungen Ahels erschienenen Literatur als die flachwellige Abart des *I. cuvieri*, die Seitz¹⁾ als bezeichnend für die Scaphitenschichten anführt und — nach Fiege²⁾ mit Unrecht — als var. *annulata* Goldf. bezeichnet. Ob die Klementer Schichten den oberen Scaphitenschichten

1) O. Seitz. Die stratigraphisch wichtigen Inoceramen des norddeutschen Turons. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 73, 1921; Monatsberichte, S. 104.

2) K. Fiege. Über die Inoceramen des Oberturon. Palaeontographica, 73, 1930, S. 33, 34.

oder der *Schloenbachi*-Zone entsprechen, kann ich heute noch nicht entscheiden, das erstere scheint mir aber wahrscheinlicher. Zu erwähnen ist noch, daß schon Abel in den kleinen Inoceramen oberturone Formen erkannte.

4. Mucronatenschichten.

Die Schichten mit *Belemnitella mucronata* von Nikolsburg und Niederfellabrunn sind schon lange bekannt (Suess, 1852, 16) und spielen wegen ihrer verhältnismäßig sicheren stratigraphischen Stellung eine beträchtliche Rolle in der Literatur. Die Schichten selbst sind allerdings bis heute unbekannt geblieben, und nur Bruchstücke von Belemniten wurden auf Äckern und in einem Schurf gefunden und mehrmals erwähnt.

Kürzlich hat sich Kühn (10, S. 500) mit diesen Schichten beschäftigt. Er referiert zunächst über die Belemnitenfunde Abels bei Niederfella-brunn.¹⁾ Dann erwähnt er ein Bruchstück einer *Belemnitella mucronata* „aus der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt mit der Fundortbezeichnung Bruderndorf“. Diese Bemerkung bezieht sich auf ein Stück, das sich in der Sammlung des Naturhistorischen Museums befindet und aus den Aufsammlungen des Herrn Kriegler im Obereozän des Steinbruchs stammt. Auf dieses Stück werde ich im folgenden noch zurückkommen. Schließlich wird aus den Aufsammlungen von Abel, 1899, aus der Gegend des Danienvorkommens zwischen Aichberg und Hundsberg bei Bruderndorf, wo auch Vettors Belemniten fand, neben einem Belemnitenfragment noch ein *Pecten*-Bruchstück und ein „Feuersteinknollen“ erwähnt. Dieser hat gewiß nichts mit der Kreide zu tun, solche Hornsteinbrocken finden sich häufig sowohl in den Klentnitzer Schichten als auch in den Blockschichten, die beide in der nächsten Umgebung anstehen. Die *Pecten*-Schale liegt auf einem Stück von typischem Steinitzer Sandstein des Oberoligozän, in dem ich auf dem Aichberg auch andere Bivalven fand. „Nach den an den Fossilien haftenden Spuren war das Gestein ein weicher grauer Mergel. Bei den nördlichen Klippenbergen hat das Gestein dagegen einen anderen Charakter. Auf die unregelmäßigen Vertiefungen der Klippenoberfläche folgt hier zuerst ein ockeriges Band, darüber glaukonitische, hellgrüne oder gelbliche, oft harte Mergel. Aus diesen wurden wiederholt *Belemnitella mucronata* und Inoceramen erwähnt. Abel erwähnt sogar einen von L. v. Tausch bestimmten *Inoceramus lobatus* Münster, den ich jedoch nirgends auffinden konnte.“²⁾ (Kühn, 10, p. 501.)

1) Auf S. 501 heißt es: „Die Originale Abels sollen sich im Geologischen Institut der Universität Wien befinden, waren aber nicht aufzufinden.“ Dazu möchte ich bemerken, daß sie in der Schausammlung dieses Instituts ausgestellt sind.

2) Er liegt mit dem von Abel gesammelten Belegmaterial für Blatt Auspitz—Nikolsburg im Mährischen Saal der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt in Wien.

Mit diesem Kreidegestein der nördlichen Klippenberge sind offenbar jene Ablagerungen gemeint, die ich jetzt als Klementer Schichten bezeichne. Mit diesen hat Kühn in Übereinstimmung mit früheren Autoren den Fund von *Belemnitella mucronata* in Verbindung gebracht, den Suess 1852 erwähnte. Auf diesen beziehen sich alle späteren Angaben. Da diese Form das Vorkommen von Obersenon mit aller Sicherheit beweist, sah Abel in den Kreideschichten der Klippen eine Vertretung aller Zonen vom Oberturon bis zum Obersenon. Kühn hielt diese Ansicht wohl besonders wegen der geringen Mächtigkeit dieser Schichten nicht für richtig und stellte den ganzen Komplex ins Maestrichtien. Es kommen aber darin oberturone Inoceramen vor, die schon Abel erkannt hat. Die Lösung der Frage ergab sich durch die Wiederauffindung der Suess'schen Belemniten in der Sammlung des Wiener Naturhistorischen Museums (Nr. 1846, X. 12). Bei diesen befand sich nämlich ein Zettel mit der wahrscheinlich von Partsch geschriebenen Fundortangabe: „Schurf östlich nahe an Nikolsburg“. Östlich der Stadt gibt es keine Klementer Schichten, sondern nur nordwestlich, am Turolldberg. Außerdem zeigen die Stücke keine Spuren eines glaukonitischen Gesteins, was bei Fossilien aus diesen Schichten der Fall sein müßte, sondern an dem größten erkennt man eine kleine Partie eines sandigen „weichen grauen Mergels“, des gleichen Gesteins, das die Belemnitellen von Niederfellabrunn enthält.

Außer den drei Belemnitenbruchstücken fand sich in der gleichen Sammlung noch ein Stück von diesem Gestein, das ebenfalls aus dem Schurf stammt. Es enthält außer einigen Fischknochen einen 20 mm langen, sehr spitzkonischen Saurierzahn. Die Etikette trägt die Angabe: „Zahn von einem Reptil? in Sandstein, angehlich Liassandstein, auf dem der Jurakalk liegen soll (Molasse?). Aus einem Schurf östlich nahe an Nikolsburg, Mähren. Nr. 1846, X. 11.“ Die genaue Lage des Schurfs ist zwar nicht hekannt, man muß aber annehmen, daß er sich unmittelbar nördlich des Heiligen Berges befand. Nur das Gebiet dieses Berges kann man als „östlich nahe an Nikolsburg“ bezeichnen. Da man gewiß nicht im Jurakalk geschürft hat und aus der Gegend südlich des Berges, die man auch eher als südlich von Nikolsburg bezeichnet hätte, vor allem Terliärkonchylien bekannt geworden wären, kommt wohl nur der Streifen zwischen der Pollauer Straße und der Marienmühle in Frage, auf dem nach der geologischen Spezialkarte Menilitschiefer auftritt. Bald nach dem Fund der Fossilien im Schurf wurde auch nördlich des Heiligen Berges ein Schacht abgeteuft, der 1851 bereits wieder aufgegeben war. Es ist der in der Literatur mehrfach erwähnte „Hoffnungsschacht am Turolldberg“, in dem oligozäne *Clupea*-Schiefer und toniger Glaukonitsand mit *Oxyrhina*-Zähnen gefunden wurden. Es ist sehr wahrscheinlich, daß der Schacht, dessen Lage bekannt ist, nicht weit von dem Schurf entfernt war.

Kühn erwähnt noch einige Fossilien aus angeblichem Maestrichtien vom Heiligen Berg bei Nikolsburg. Sie wurden von Trauth 1918 an einer Stelle gesammelt, an der die Geologische Spezialkarte ein Kreidenvorkommen angibt. 1921 hat Jüttner (6, S. 8) festgestellt, daß es sich hier um glaukonitische Schichten des Tithon handelt. Herr Dozent

Dr. Trauth hatte die Freundlichkeit, mir das von Kühn bearbeitete Material zur Untersuchung zu überlassen. Das Gestein, in dem sich die Fossilreste befinden, stimmt bis auf den etwas größeren Glaukonitgehalt völlig mit den Klentnitzer Schichten von anderen Fundorten überein, was ich auch an Ort und Stelle bestätigt fand. Die Fossilien sind sehr schlecht erhalten. Die von Kühn als „*Neitheu* sp.“ bezeichnete Schale erwies sich bei mikroskopischer Untersuchung als Brachiopodenrest, der wohl zu einer *Terebratulino* gehört. In der Sammlung des Naturhistorischen Museums befinden sich Stacheln von *Hemicidaris crenularis* aus dem gleichen Gestein vom Heiligen Berg. Jüttner (6, S. 8) fand darin *Apiocrinus*-Stiele. Demnach scheint es mir sehr wahrscheinlich, daß sich die von Kühn untersuchten Fossilien an Hand von besserem Material als Formen der Klentnitzer Schichten erweisen werden. Als unanfechtbarer Beweis für Maestrichtien sind sie nicht anzusehen. Die genaue Bestimmung der Arten kann erst im Zusammenhang mit der Untersuchung der gesamten Fauna der Klentnitzer Schichten erfolgen, die ich in Aussicht genommen habe.

Abschließend ist festzustellen, daß aus dem Obersenon der äußeren Klippenzone keine anderen Fossilien mit voller Sicherheit bekannt sind, als die in dem Schurf gefundenen Reste und die wenigen von Abel und Veters gesammelten Exemplare der *Belemnitella mucronata*. Die Mucronatenschichten sind räumlich und durch eine Sedimentationslücke von den Klementer Schichten getrennt.

5. Oberkreide von unbestimmtem Alter.

Auf eine interessante Fauna aus dem Klippengebiet habe ich in meiner erwähnten Arbeit (5, S. 531) bereits kurz hingewiesen. Es handelt sich um abgerollte Steinkerne aus einem Glaukonitsandstein, die sich im Eozän des Bruderndorfer Steinbruchs fanden. Ich hielt sie für Reste einer älteren Eozänablagerung. Nun habe ich aber die gleichen Steinkerne und Gerölle auch im Sandstein und Lithothamnienkalk des Danien gefunden, daher muß es sich um Kreide handeln. Die Fossilien konnten infolge der schlechten Erhaltung noch nicht bestimmt werden. Es liegen bisher vor: Knochenreste, Haifischzähne, Belemniten, *Nautilus*, *Naticu* (häufig), vier andere Gastropoden, zwei Veneriden und eine Arcidenform, ein flacher irregulärer Seeigel, Bryozoen. Vielleicht gehört hieher auch das obenerwähnte Bruchstück eines Belemniten, das sich in der Sammlung des Wiener Naturhistorischen Museums bei dem Material aus dem Bruderndorfer Steinbruch befand. Es zeigt leider keine Spuren von anhaftendem Gestein, aber an der Außenfläche — nicht an den beiden Querbrüchen — eine dicke gelbliche Verwitterungsrinde. Ähnliche Gerölle wie im Eozän und im Danien finden sich auch im Basis-konglomerat der Klementer Schichten. Wenn sich die Übereinstimmung durch weitere Funde und Fossilien bestätigt, dann kann man vermuten, daß es sich um Zenoman handelt. Jedenfalls liegen Reste einer Strandablagerung von vordänischem Alter in den beiden äußersten Zonen (1 und 2) des Klippengebietes.

6. Danien.

Den äußeren Danienzug, dessen Erstreckung im südlichen Klippengebiet früher untersucht wurde (5), konnte ich nun am äußeren Rande der Ernstbrunner Juramasse bis Michelstetten, nahe bei ihrem Nordostende, verfolgen. Er erstreckt sich in einzelnen kleineren Partien im Streichen der Klippe 18 km weit. Ein Streifen von Sandstein mit wenig Lithothamnienkalk liegt westlich Punkt 407, südwestlich Klement, links von dem Weg nach Enzersdorf im Tale.¹⁾ Er wird im NO von dem 418 m hohen Hügel abgeschnitten, der aus Ernstbrunner Kalk besteht. An der Nord- und an der Nordostseite des Hügels taucht das Danien an zwei Stellen wieder auf. Die Aufnahmen an dieser schwierigen Stelle, an der die Juraklippe (wahrscheinlich unter Abspaltung einer äußeren Schuppe) von der Nord- in die Ostnordostrichtung umbiegt, sind noch nicht beendet. Hier fand ich *Garumnaster Lamberti* Kühn, *Brissoptneustes vindobonensis* Kühn und eine Koralle. Das nördlichste Danienvorkommen liegt nordöstlich von Michelstetten, am Nordabfall der 325 m hohen aus Klentnitzer Schichten bestehenden Kuppe bei Punkt 290 der Spezialkarte 1:25.000. Es ist von Tertiärschotter umgeben. Hier kommt hauptsächlich der Lithothamnienkalk vor, aus dem die einzelnen Algenknollen außerordentlich gut auswittern. Sie können in Mengen auf den Feldern gesammelt werden. An dieser Stelle findet sich auch eine rötlichgelbe Abart des Kalkes mit zahlreichen großen Orbitoiden sowie ein fester größerer Glaukonitsandstein.

An einzelnen Stellen, beim Haidhof westlich Ernstbrunn und nördlich davon, bei dem in der früheren Arbeit erwähnten Punkt 367, kommen im Danien schwache Gerölleinstreuungen vor. Sie finden sich sowohl im Sandstein als auch im Lithothamnienkalk und erreichen bis 25 mm Durchmesser. Häufig findet sich dunkelgrüner oder bräunlicher, lockerer oder fester Glaukonitsandstein, gelegentlich in Form von Fossilsteinkernen (siehe oben). Daneben treten Quarz, unzersetzte Feldspatkristalle und Reste kristalliner Gesteine auf. Das Vorkommen erinnert an die basalen Bildungen der Zwieselalmschichten, in denen Gerölle von Nierentaler Schichten auftreten, die ich kürzlich entdeckt und beschrieben habe.²⁾

Tertiär.

7. Alttertiär.

Im Alttertiär der äußeren Klippenzone sind eozäne und oligozäne Schichten in sehr verschiedener fazieller Ausbildung vertreten, deren genaue Altersstellung noch unbekannt ist. Zu erwähnen ist aus dem Eozän der Nummulitenkalk, der rote nummulitenführende Sandstein von

¹⁾ Dieses Vorkommen ist durch ein Versehen auf der Übersichtskarte Fig. 1 nicht verzeichnet.

²⁾ Die dänische Stufe im Gosaubecken. Anzeiger der Akademie der Wissenschaften in Wieu, 1930, S. 1. Auf Grund meiner Funde hat dann auch Kühn das Profil der Zwieselalmschichten beschrieben.

der Reingruberhöhe und der den Niemtschitzer Schichten angehörende Hollingsteinkalk, das Oligozän besteht aus einem Wechsel von Auspitzer Mergel (Schlierfazies), Steinitzer Sandstein und Blockhorizonten und einzelnen Partien von Menilit-schiefer.

Das Alttertiär spielt in der Umgebung der nördlichen niederösterreichischen Klippen eine viel geringere Rolle als in der Gegend von Niederfellabrunn. Von Ernstbrunn bis zum Süden der Nikolsburger Klippen ist der Jura von jungtertiären Bildungen umgeben. Aus dem früher besprochenen südlichen Gebiet sind noch einige Fossilfundstellen in den sonst völlig fossilereen Oberoligozänschichten zu erwähnen. Im Steinitzer Sandstein fand ich Bivalven am Aichberg und östlich des Grünstallwaldes bei Bruderndorf. Im Auspitzer Mergel kommen in der Nähe der Granitblöcke an der Straße östlich von Niederhollabrunn sehr kleine Bivalven und Gastropoden vor. Interessant ist auch das Auftreten von sandigen Partien im Auspitzer Mergel bei Laxfeld, die wie eingeknetet erscheinen und z. T. verkieselt sind.

2 km südwestlich von Falkenstein fand ich typische Menilit-schiefer. An dem Weg, der vom Ort zu dem auf der Spezialkarte als „Jungfrau-Föhren“ bezeichneten Punkt 381 führt, stehen sie an der Böschung an. Darüber folgt eine Linse von Tithonkalk, auf dem grauer Sand und grüner Tegel liegt. Der Höhenrücken ist mit Schotter bedeckt. Die Oberfläche des Jura streicht nach NO und fällt mit 30° nach SO.

8. Jungtertiär.

Das Alter der Jungtertiärbildungen in der Umgebung der Klippen ist leider zum größten Teil noch unbekannt. Die Ernstbrunner Klippe ist im SO von Grunder Schichten überlagert und umgeben. Im W und besonders im N finden sich quarzreiche Schotter. Ähnliches gilt für die Falkensteiner Klippe, in deren unmittelbarer Umgebung jedoch nur Schotter zu finden sind, die stellenweise den Jura und das Oligozän bis zu einer Seehöhe von 400 m verhüllen. Sie gehören zu den großen Schotterfeldern des Weinviertels, deren befriedigende Gliederung bisher noch nicht gelungen ist. Ein Teil gehört ins Pliozän (Aufschlüsse beim Mistelbacher Krankenhaus), ein großer Teil ins Sarmat (Gegend von Oberhollabrunn und Aufschlüsse bei Hörersdorf mit alpinen Geröllen und sarmatischen Konchylien), ähnliche Schotter im äußersten S des Gebietes (Hügel „Wolfsbergen“ am Bisanberg) enthalten eine Tortonfauna, schließlich hält Petrascheck (11, S. 266) einen Teil der Mistelbacher Schotter für Grunder Schichten. Er gibt daraus Bestandteile an, die ich z. T. sowohl auf der Birkenleiten bei Alt-Ruppersdorf (südlich von Falkenstein) als auch am Galgenberg bei Olgersdorf im Zayatal und bei Michelstetten auffand, nämlich: Kalke der Klippen, Quarzit, Lydit, Porphyr, dunkelgrauen (Devon?) Kalk, Aplit, Granulit und überwiegend Quarzgerölle, „also Gesteine, die auf die Böhmisches Masse und deren Ostsaum hinweisen“. Das gleiche gilt für ein Stück von rotem Sandstein aus dem Schotter der Birkenleiten, das dem Permsandstein von Zöbing gleicht. Ich fand aber auch Material, das nicht aus der Böhmisches Masse stammen

kann. Besonders interessant ist ein Geröll von Zenomansandstein mit *Orbitolina concava* aus der Gegend SO von Alt-Ruppersdorf. Hier finden sich neben verschiedenen Gesteinen aus den Klippen auch Flyschgerölle und rötliche Hornsteine sowie gelbliche Kalke mit Kalkspatadern. Die Herkunft eines Teiles der Schottermaterialien bleibt zweifelhaft. Aber selbst das Auftreten sicher alpiner Gerölle hätte neben dem überwiegenden Kristallin wenig zu bedeuten, da sie aus ungelagerten älteren Schotterdecken des Westens stammen können. Der Flysch ist vielleicht aus den außerordentlich flyschreichen Blockschichten umgeschwemmt. Die Schotter südöstlich von Alt-Ruppersdorf liegen in einer Seehöhe von 300 bis fast 400 m, am Galgenberg zwischen 290 und 300 m, bei Michelstetten von 300 bis 370 m. Die sicher sarmatischen Schotter liegen sowohl im W bei Oberhollabrunn als auch im O bei Hörsersdorf in 220—240 m Höhe. Am Galgenberg greift der Schotter tief in Höhlungen und Klüfte des Jurakalks ein. Er zeigt auch eine Wechsellagerung mit feinem fossilieurem Sand. Im Schotter fand ich nur ein abgerolltes Austernbruchstück.

Unmittelbar nordwestlich von Alt-Ruppersdorf, am Weg nach Falkenstein, steht ein hellgrauer plattiger Mergel an, den man wohl als Schlier bezeichnen kann. Sein Streichen ist N—S, sein Fallen merkwürdigerweise mit 30° nach W gerichtet. Schon Petrascheck erwähnt verschiedene Fälle von abnormaler Lagerung im Schlier dieser Gegend und schließt daraus auf eine Flexur.

9. Quartär.

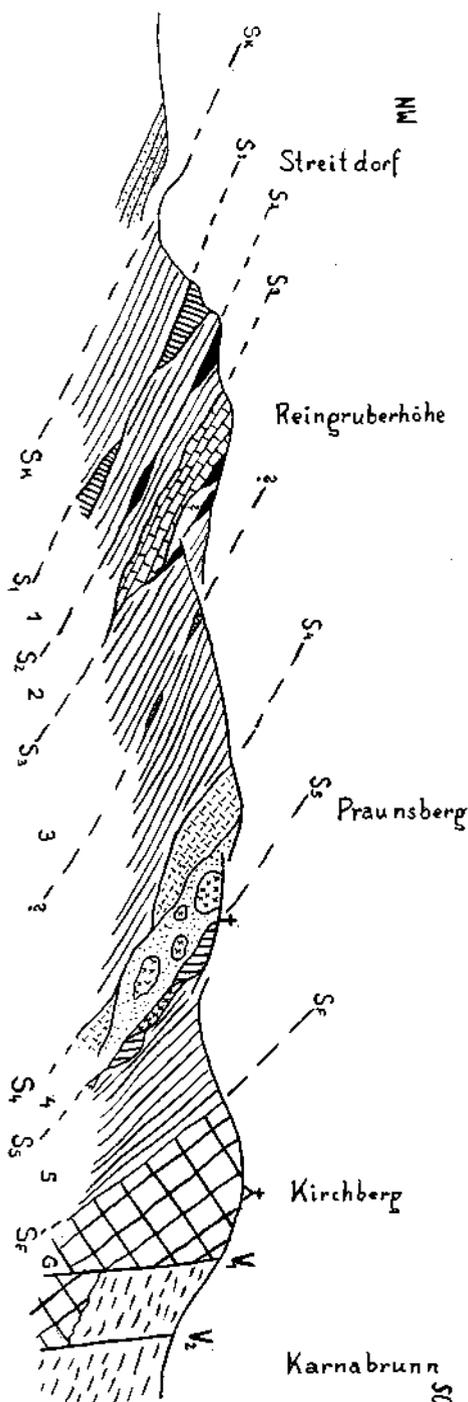
500 m östlich der Ortschaft Bruderndorf findet man im Löß eine sehr fossilreiche Schichte von weichem Süßwassermergel eingelagert. Sie ist in einem Hohlweg aufgeschlossen. Etwa 1 km östlich von dieser Stelle kommen in der Nähe der Juraklippe des Hundsbirges harte löchrige gelbe Süßwasserkalke auf den Äckern vor. Sie führen eine ähnliche Fauna wie der Mergel. Clausilien und Bruchstücke von *Helix* fallen besonders auf.

B. Tektonik.

Die Einzelheiten der Tektonik können ebenso wie die der Stratigraphie erst nach dem Abschluß der Untersuchungen festgestellt werden. Für die Aufklärung des Baues der Ernstbrunner Klippe ist der Ausbau der stratigraphischen Gliederung der Juraschichten erforderlich, besonders die Scheidung zwischen altersgleichen Schichten verschiedener Fazies und Schichten von verschiedenem Alter. Dann wird vielleicht die Feststellung eines Faltenbaues möglich werden.

Heute lassen sich schon die allgemeinen Züge des Aufbaues und der Stellung der äußeren Klippenzone erkennen, und diese sollen hier besprochen werden.

In meiner zitierten Arbeit (5) habe ich den südlichsten Teil der niederösterreichischen Klippenzone in fünf Unterzonen geteilt. (1. Zone



Kombiniertes Profil durch die äußere Klippenzone nördlich von Niederfella-brunn in Niederösterreich.

1 : 50.000, vierfach überhöht.

Entworfen nach eigenen Aufnahmen 1930

von Dr. M. F. Glaessner.

1 = Zone des obereozänen Sandsteins, 2 = äußere Kreidezone, 3 = Jurazone mit innerer Kreidezone, 4 = Waschberg-Eozänkalkzone, 5 = Hollingsteinzone. S_1-S_5 = Schuppengrenzen, S_K = Überschiebung der Klippenzone über den Schlier, S_F = Überschiebung der Flyschzone über die Klippenzone, V_1, V_2 = Randbrüche des Wiener Beckens.

- | | |
|--|-----------------------------------|
| | Grunder Schichten |
| | Schlier |
| | Oligozän |
| | Schichte mit großen Granitblöcken |
| | Hollingsteinkalk |
| | Obereozäner Sandstein |
| | Waschbergkalk |
| | Greifensteiner Sandsteine |
| | Danien |
| | Mucronatenschichten |
| | Klentnitzer Schichten |
| | kristalline Blöcke und Scherlinge |

Fig. 2.

des obereozänen Sandsteins, 2. äußere Kreidezone, 3. Jurazone und 3a innere Kreidezone, 4. Waschberg-Eozänkalkzone, 5. Hollingsteinzone). Von diesen finden sich in den Leiser Bergen nur zwei, und zwar die äußere Kreidezone (2) mit Spuren von Oligozän und der Jura. Das Oligozän der Zone 3 tritt hier nicht an die Oberfläche, es ist wohl von Tertiärbildungen verdeckt. Aus der Falkensteiner Gegend kennt man Oligozän am Außenrand, das der Zone 1—2 entspricht, und den Jura. In Mähren wird die Serie wieder reichhaltiger. Trotz der verschiedenen Fazies möchte ich die bis weit nach N als schmale Zone den Außenrand bildenden Obereozänschichten (Pausramer Mergel, Niemtschitzer Schichten) unserer Zone 1 gleichsetzen. Die Zone 2 ist noch nicht bekannt. Es folgt Oligozän und darauf der Jura (3). Vielleicht sind die Eozänvorkommen vom Steinberg und Haidenberg bei Auspitz als Fortsetzung der Waschbergzone (4) anzusehen, deren nördliche Ausläufer auch aus Orthophragminensandstein bestehen.

Schon früher habe ich betont, daß diese Zonen keine geschlossenen Gesteinskomplexe darstellen, sondern daß die älteren Gesteine nur in Form von größeren oder kleineren Schollen die Oberfläche erreichen. Das Oligozän ist mehrfach geschuppt und an den tektonischen Linien, welche die Basis solcher Schuppen bilden, finden wir Schollen jenes Gesteins aufgeschürft, das sich in ihrem Untergrunde befunden hat. Der kristalline Untergrund war offenbar von einer großen Anzahl verschiedenartiger Strandbildungen aus verschiedenen Zeiten bedeckt.

Die Schichtenfolge war durch die wechselnde Höhe der Überflutungen und durch die starke Abtragung nach der Trockenlegung oder in den Brandungszonen sehr lückenhaft. Die einzelnen Gesteine reagierten auch sehr verschiedenartig auf den Abscherungsdruck bei der Schuppenbildung. So kam das tektonische Klippenphänomen in dem besprochenen Gebiete zustande, das selbstverständlich scharf von dem der Bildung von Klippen in morphologischen Sinne zu trennen ist, das stellenweise und zeitweise infolge des eigenartigen Baues auftrat. Einige Jurasschollen haben schon im Oligozänmeer, andere im Miozänmeer echte Inselklippen gebildet, die von einem Schuttmantel umgeben waren. Die Klementer Schichten der Kreide sind nicht als Klippenhülle in diesem Sinne zu bezeichnen, denn zur Kreidezeit hat es noch keine Juraklippen gegeben. Hier finden wir den Begriff in einer dritten Bedeutung, er bezieht sich auf die in der Gegenwart sowohl tektonisch als morphologisch bestehenden Klippen, die von den weicheren Kreidgesteinen verhüllt werden. Diese Hülle ist in dem besprochenen Gebiet hekanntlich zum größten Teil abgetragen.

Wir haben uns nun noch zum Abschluß mit der Beziehung der äußeren Klippenzone zum alpin-karpathischen Gebirgshogen zu befassen. Es folgt zunächst eine kurze Darstellung der bisher veröffentlichten Versuche zur Lösung dieser Frage.

E. Suess¹⁾ faßte ursprünglich die niederösterreichisch-mährischen Inselberge als ein Analogon der schweizerischen „Antiklinale der Molasse“ auf. Das bedeutet, wenn wir es in eine moderne Terminologie über-

1) E. Suess, Sitzungsberichte d. Akademie der Wissenschaften, Wien 58, S. 641/1868.

tragen: Schichten des Vorlands, die durch den Druck der alpinen Falten gestört sind. Wir werden sehen, daß diese später verlassene Auffassung im allgemeinen das Richtige trifft.

Abel, der als erster das Gebiet nach neueren Gesichtspunkten untersuchte, fand die Oberkreide auf dem Jura in scheinbar ungestörter Lagerung und nahm deshalb an, daß das Gebiet von postkretazischen alpinen Bewegungen nicht betroffen worden sei (2, S. 378). Außerdem fand er Anhäufungen von Granitblöcken und schloß daraus auf die Nähe des kristallinen Untergrunds. Es ist sehr begreiflich, daß er daraufhin in einer Zeit, in der der Deckenbau der Alpen noch nahezu unbekannt war, die Klippen für eine nur zerbrochene Decke auf dem Granit und damit für autochthon hielt.

Uhlig schloß sich dieser Ansicht an. Zuerst (18) vereinigte er das Gebiet zwischen der Thaya und der Donau mit der mährischen Sandsteinzone und betrachtete die Klippen als Fortsetzung der Tithonkalkvorkommen von Kurowitz und Czettechowitz. Später, als er die Trennung der beskidischen und subbeskidischen Decke vornahm, ließ er die letztere an der Thaya enden und hielt die Inselberge für ein „autochthones Fenster“. Er schreibt (19, S. 895): „Würde . . . angenommen, daß die Inselberge das autochthone, den Übergang in die außerkarpathische Region vermittelnde Substratum, die subbeskidischen Flyschgesteine des Auspitzer Hügellandes dagegen die überschlagene Decke bilden, so wäre dagegen weder in Ansehung der Facies noch auch der lokalen Tektonik, soweit sie bisher bekannt ist, etwas Erhebliches einzuwenden.“ Die Fazies spricht auch nach den neuen Forschungen nicht dagegen, aber die Tektonik zeigt die Unhaltbarkeit dieser Ansicht. Denn das Oligozän ist auf die älteren Ablagerungen nicht aufgeschoben, sondern mit diesen, die seine ursprüngliche Unterlage bildeten, gemeinsam bewegt. Uhlig hat aber auch schon die Lösung der Frage geahnt: „Die Aufrichtung der Inselbergkette ist vielleicht einer leichten autochthonen Faltung zuzuschreiben. Andererseits könnte aber der ungefähre Parallelismus zwischen der beskidischen Stirnlinie und der Inselbergreihe auch die Vermutung auslösen, daß diese Aufrichtung mit dem Vordringen der beskidischen Decke zusammenhänge. Beide Auffassungen scheinen im Bereiche der Möglichkeit zu liegen; doch sind bisher kaum irgendwelche Tatsachen bekannt, welche eine dieser Auffassungen besonders begünstigen würden.“ Schließlich unterscheidet er 1. die autochthonen Inselberge, 2. die Randklippen der beskidischen Decke und 3. die Randklippen der subbeskidischen Decke. Die Trennung der Gruppen 1 und 3 kann nur in dem Sinne aufrechterhalten werden, daß man die „subbeskidische Decke“ in Galizien und deren Randklippen vom Auspitzer Bergland + niederösterreichisch-mährischen Klippen trennt.

Die Zusammengehörigkeit des Auspitz-Steinitzer Oligozäns mit den Klippen erkannte schon Rzehak (12), der die Existenz einer Grenzlinie an der Thaya bestritt und entschieden für die Zugehörigkeit der mährischen Klippen zu den Karpathen eintrat.

Unterdessen war eine Diskussion über das Waschberg-Problem entstanden, die ich aber größtenteils übergehen kann, da die Frage heute gelöst ist, und zwar in dem Sinne, der sich aus der unten erwähnten

Arbeit von F. E. Suess (17) ergibt. Nur auf die Arbeit von Kohn (9) soll hier hingewiesen werden, da sie zum ersten Male das gegenseitige Verhältnis des Eozäns vom Waschberg, Hollingstein und von Bruderdorf und des Niederfellabrunner Juras klarstellt. Außerdem zeigt sie den isoklinalen Bau der Zone und ihre Überschiebung durch den Flysch. Nur das Wesentliche des Klippenphänomens ist darin nicht erkannt, da alle Zonen als zusammenhängende, nur stellenweise verdeckte Gesteinskörper aufgefaßt werden.

In einer sehr wichtigen Arbeit hat Petrascheck (11) die Argumente Abels widerlegt und den tektonischen Vorgang der Klippenbildung klar erkannt und dargelegt (S. 265): „Wir haben keinerlei Ursache, die Juraklippen zwischen Donau und Thaya als etwas anderes wie die sonstigen Klippen der Karpathen zu betrachten. Ebenso wie den Waschberg halte ich sie für vom Untergrunde abgeschürfte Scherlinge, die auch nach Ablagerung der Kreide von Faltungen ergriffen worden sind und die erst zur Zeit der alttertiären Faltungen an ihren heutigen Ort verschleppt worden sind.“

Kurz darauf und ohne diese Arbeit zu kennen, hat Jüttner (6) eine größere Studie über den Bau der Pollauer Berge veröffentlicht. Er vertrat darin den Standpunkt Abels.

Schön (15) trat dieser Auffassung entgegen und machte für den Maydenberg bei Pollau einen Schuppenbau wahrscheinlich. Wenn er aber schreibt (S. 67): Eine Erklärung „bietet sich, wenn wir mit Rzehak die Pollauer Klippen als einen Teil der Karpathen auffassen, der gelegentlich der Aufrichtung dieses Gebiets in das Tertiär der subbeskidischen Decke eingewickelt und auf ihr schwimmend gegen W transportiert wurde“, so ist dazu zu bemerken, daß diese Entlehnungen aus der Terminologie der alpinen Deckenbewegung die Verständlichkeit sehr vermindern und zu Irrtümern Anlaß geben können. Solche Begriffe sind auf den ganz anders gearteten Bau- und Bewegungsstil der äußeren Klippenzone nicht anwendbar.

1926 stellt Kober (8) für das hier besprochene Gebiet den Begriff der alpinen Randzone auf. Sie ist „durch eine Reihe von Eigenschaften von dem Hauptflysch geschieden, und es ist vollkommen gerechtfertigt, diese Zone als selbständige Region (Decke) abzugrenzen“. Im Gegensatz zu Uhlig (19, S. 891) betrachtet Kober die Greifensteiner Zone als subbeskidisch und nur die höhere Wienerwaldecke (Inoceramenschichten und Glaukoniteozän) als beskidisch.

Schaffer (13, S. 45) spricht von einer „Kalktafel, die bei der alpinen Gebirgsbildung zerstückelt wurde und daher als vereinzelte Klippen aus den jungen Ablagerungen aufragt“. Die Waschberggranite bezeichnet Schaffer als „Blöcke, die von Untergrunde bei der Bewegung der darüber liegenden jüngeren Gesteinsdecke heraufgebracht worden sind“. „In unserem Gebiete sind alle diese Bildungen in gegen NW gerichteten Schuppen übereinandergeschoben. Auch hier dürfte eine Verschiebung am Korneuburger Bruche stattgefunden haben. Dabei scheint diese äußere Klippenzone über jüngeres Tertiär in Schlierfazies geschoben zu sein.“

Auch Friedl (4) stellt die Tektonik im Sinne von Petrascheck dar, nimmt aber an Stelle der randlichen Flexur eine weite Überschiebung an. Er nennt den Bisambergzug beskidisch, den Waschbergzug, die Pollauer Berge und das Saitzer Bergland subbeskidisch. Die vorbehaltlose Zusammenziehung des Waschberges mit den Juraklippen bedeutet einen beträchtlichen Fortschritt, ebenso die Zuteilung zum Subbeskidikum, d. h. zum mährischen, vor der Magurasandsteinzone gelegenen Flysch. Das Süden des Waschbergzuges hat Friedl in einer früheren Arbeit¹⁾ am Querbruch bei Leitersdorf angenommen. Die südliche Fortsetzung sollte unter der Greifensteiner Zone liegen.

Jüttner (7) hat kürzlich seine Ansicht geändert und stellt die Nikolsburger Klippen nun auch in die subbeskidische Zone. Beweisend sind allerdings nur die Tatsachen, denen er als „Indizienbeweisen“ (S. 6) nur geringeren Wert zuerkennt. Denn die von ihm beschriebenen Fenster, die nahe dem Außenrand der Klippen auf einer Linie liegen, scheinen nur Einschüppungen von Oligozän zwischen zwei Juraschollen zu sein. Wenn man auf einem Hang ansteigend ein Profil Jura—Oligozän—Jura trifft und eine scheinbare Konkordanz beobachtet, dann ist die nächstliegende Erklärung wohl die Aufschiebung der höheren auf die von Oligozän bedeckte tiefere Scholle. Eine solche Aufschiebung hat mit dem Begriff des Fensters nichts zu tun. Hier gilt das gleiche, was oben zur Arbeit von Schön gesagt wurde.

Neuerdings hat Schnabel (14) wieder die alte Ansicht von der Autochthonie der Klippen vertreten. Da aber das einzige neue Argument die Feststellung ist, daß eine am Außenrand der Klippen im Schlier niedergebrachte Bohrung keinen Beweis für die Existenz einer Überschiebung geliefert hat (1), sind weitere Erörterungen darüber gänzlich überflüssig.

Nach Abschluß meiner ersten Mitteilung erschien eine Arbeit von F. E. Suess (17), die für das weitere Studium aller darin behandelten Fragen grundlegend ist. Es heißt darin (S. 189 f.): „Die Ausläufer der subbeskidischen Decken erreichen nach der großen Unterbrechung durch das Jungtertiär und die Alluvien des Marchtales die Höhenzüge des Waschberges bei Stockerau nördlich der Donau. Mit besonderer Klarheit ist hier wahrzunehmen, daß auch an dem äußeren Rande der Flyschzone und im subbeskidischen ebenso wie im beskidischen Gebiete die Scherflächen tief hinabreichen in das Grundgebirge der unterlagernden Böhmisches Masse. Bei der Aufschiebung wurde das Trümmerwerk der Brandungszone, d. i. die Unterlage der transgredierenden Stufen des Flysch, mit emporgetragen.“ Von den Juraklippen sagt Suess (S. 191 f.): „Es sind die von der miozänen Brandung aufgesparten Reste einer einstmals zusammenhängenden Tafel, die über den Ostrand des Grundgebirges ausgebreitet war. Da sie noch gestört und in Falten gelegt worden sind, darf man schließen, daß sie der Anshub der Flyschzone noch erreicht hatte.“

¹⁾ K. Friedl, Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wiener Waldes. — Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien, 13, 1920.

Diese Zusammenstellung zeigt, daß heute im allgemeinen eine einheitliche Auffassung über die Stellung der „äußeren Klippenzone“ besteht. Sie muß nun präzisiert und weiter ausgebaut werden.

Man nimmt an, daß die mährisch-niederösterreichischen Klippen die Fortsetzung der subbeskidischen Zone der Karpathen bilden.¹⁾ Diese Zone war an der Oberfläche bis zum Waschberg nachweisbar. Kürzlich gelang Vettters (20) die wichtige Feststellung, daß sie noch weit im SW, in der Gegend von Scheibbs, in Fenstern unter dem beskidischen Flysch hervortaucht. Hier finden sich Auspitzer Mergel und ein grauer dichter Lithothamnienkalk, dessen Alter noch unbekannt ist. Ich halte es für möglich, daß es sich um Danien und damit um die Vertretung unserer Zone 1 handelt.

Den Bau und die Zusammensetzung der Klippenzone habe ich schon dargestellt. Hier möchte ich nur nochmals ihre Einheitlichkeit betonen. Die älteren Gesteine sind nicht von einer aus größerer Entfernung stammenden tertiären Decke überschoben worden, sondern sie wurden mit ihrer normalen sedimentären Hülle aufgeschuppt und durch sie durchgespießt. Der andrängende Flysch hat die kristalline Schwelle der Böhmisches Masse mit ihrem Sedimentmantel überwältigt, diesen zusammengestaut und in der Richtung gegen W und gegen die Oberfläche bewegt. Dieser Vorgang fällt in das Oberoligozän (Aquitän?), seine Anfangsphasen scheinen die Bildung der flyschreichen Blockhorizonte bewirkt zu haben, die im Auspitzer Mergel und Steinitzer Sandstein unvermittelt auftreten. Die zahlreichen Querbrüche, an denen immer der Nordteil weiter vorrückt als die südliche Partie, scheinen z. T. schon zugleich mit der Gebirgsbildung entstanden zu sein. Sie geben die Erklärung dafür, daß das Streichen der Klippen vielfach nicht mit ihrer orographischen Längserstreckung zusammenfällt (vgl. Fig. 3). Nach der oligozänen Gebirgsbildung tritt (wahrscheinlich in Helvet) jene Ein-senkung der subbeskidischen Zone in ihrer Längserstreckung ein, die Petrascheck (11) geschildert hat. Sie beginnt nicht schon an der Donau, sondern erst in der Gegend von Ernstbrunn, denn bis dortbin ist die Zone vollständig erhalten. Von Ernstbrunn bis an die mährische Grenze ist sie bis auf geringe Reste unter dem Tertiär versunken, erst in der Gegend von Nikolsburg taucht das Alttertiär wieder auf. An der Wende von Helvet und Torton beginnt dann der Einbruch des Wiener Beckens, der die inneren Teile der subbeskidischen Zone (3a — 5) abschneidet und versenkt. In den äußeren Teilen macht er sich durch das Auftreten zahlreicher N—S verlaufender Brüche bemerkbar (Vettters), an denen sich aber keine größeren Bewegungen nachweisen lassen. Die jüngste Phase der Gebirgsbildung ist eine kurze Überschiebung des Oligozän über den Schlier. Es handelt sich wohl nicht allgemein nur um eine

¹⁾ Damit ist nur der mährische Anteil der subbeskidischen Zone im Sinne von Uhlig gemeint. Der polnische und rumänische Teil der Sandsteinzone wird von den neueren Karpathengeologen in anderer Weise gliedert als früher von Uhlig. Novak scheint in der mährischen Sandsteinzone nur Maguradecke und Autochthon zu unterscheiden. (Mém. 1ère Réunion Ass. Karpatique Boryslaw 1926, Karte. — Geologie der polnischen Ölfelder, 1929, Abb 1.)

**Vertellung und Lagerung der
Juraklappen
zwischen Donau und Thaya**
(Schematische Darstellung).

1:400.000

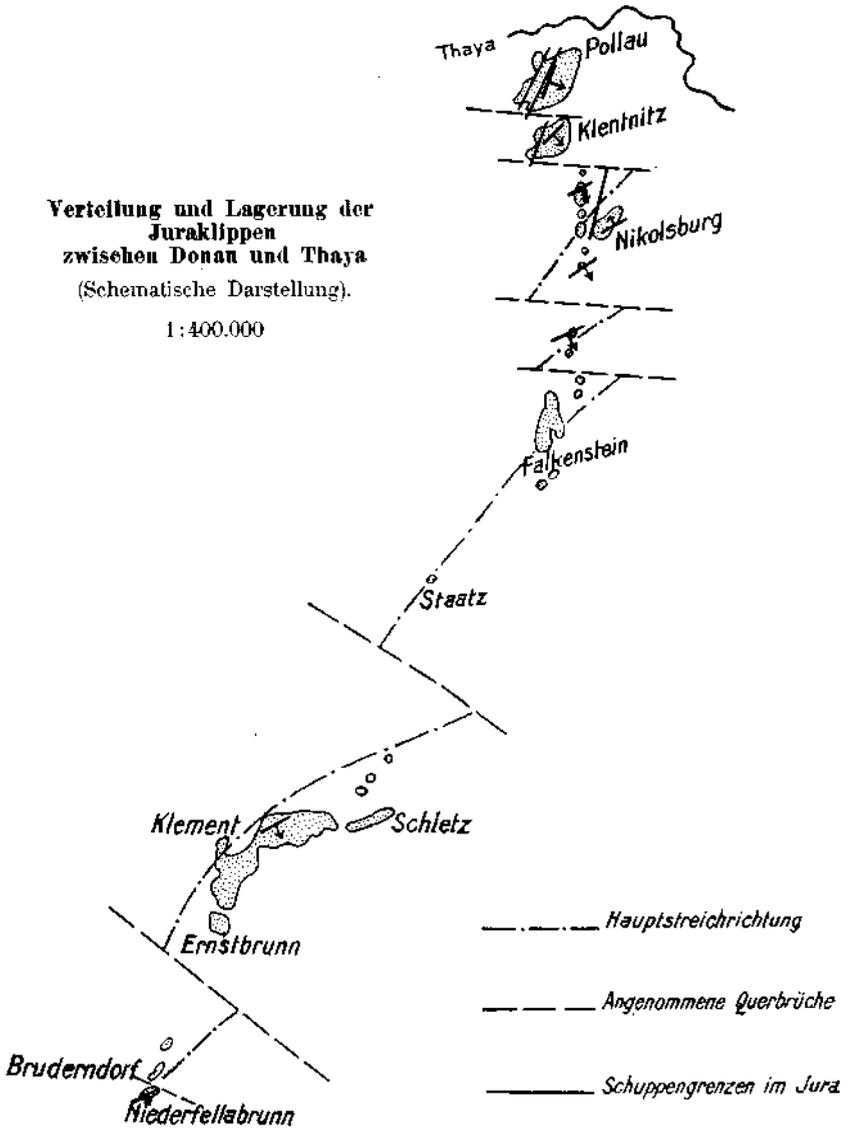


Fig. 3.

einfache Flexur, sondern um kompliziertere, auch tangentielle Bewegungen, die aber infolge der äußerst schwierigen Abgrenzung von Schlier und Auspitzer Mergel noch nicht klar zu erkennen sind.

Ist nun nach den Ergebnissen dieser Untersuchungen und Überlegungen die äußere Klippenzone zwischen Donau und Thaya als ein Teil der Flyschzone zu betrachten? In Mähren gehört diese Zone nach ihrem ganzen Aufbau zum Flysch. Die gleichen Auspitzer Mergel, Steinitzer Sandsteine, Menilitschiefer und Niemtschitzer Schichten finden wir auch südlich der Thaya. Aber hier nimmt die Zone tektonisch und auch in ihren Sedimenten viel Material aus dem Untergrund auf, welches für ein geringes Ausmaß des Ost-West-Schubes spricht. Die Steinitzer Sandsteine und Menilitschiefer verschwinden allmählich, und es tritt eine Angleichung an die Sedimentfolge des Vorlandes, der Molassezone, ein. Uhlig betrachtete deshalb schon die Klippen als autochthon. Es zeigte sich aber, daß die scharfe Trennungslinie, die er an der Thaya zog, nicht besteht. Vettters erklärte in Gesprächen mit dem Verfasser die subbeskidische Zone Niederösterreichs für einen Übergang von Molasse in den Flysch. Das trifft auch vollkommen zu. An der Umbiegungsstelle des Alpen-Karpathen-Bogens an der Donau gliedert sich dieser an seinem Außenrand eine weitere Zone in Form einer Abscherungsdecke an. Das Gebiet, das im W noch autochthon geblieben ist, wird im NW von der Gebirgsbildung erfaßt und dem Karpathenbogen einverleibt. Diese Übergangstellung verhinderte bisher die klare Erfassung der Stellung der „äußeren Klippenzone“.

Zusammenfassung.

Zuerst wird die umfangreiche, aber lückenhafte Schichtenfolge der äußeren Klippenzone besprochen. Über die Verbreitung der einzelnen Glieder werden neue Angaben gemacht (vergleiche die Übersichtskarte Fig. 1 und die Tabelle S. 22 u. 23). Dabei wird auf das Überwiegen der Klentnitzer Schichten gegenüber dem Ernstbrunner Kalk in den Leiser Bergen und auf sandig-tonige Einlagerungen im Kalk hingewiesen. Die den Jura an einzelnen Stellen bedeckende Oberkreide ist nicht in das Maestrictien, sondern in das Oberturon zu stellen. Das wird durch Überprüfung älterer Bestimmungen und Auffindung neuer Fossilien nachgewiesen. Die sandigen Mergel mit *Belemnitella mucronata* sind vom Oberturon überall räumlich getrennt, die Lage der alten Fundstelle bei Nikolsburg wird nach den den Stücken beiliegenden Fundortsangaben festgestellt. In Konglomeratlagen des Danien und im obereozänen Sandstein wurden abgerollte Steinkerne und Belemniten aus einer zerstörten Oberkreideschichte von derzeit unbestimmtem Alter gefunden.

Die Tektonik ergibt sich aus der Untersuchung des nördlichsten und südlichsten Teiles der Klippenzone. Hier ist das Oligozän in enger Verbindung mit den älteren Gesteinen erhalten, deren klippenartiges Auftreten durch Abscherung und Aufschuppung der Sedimentdecke einer kristallinen Schwelle infolge des Andrängens der Flyschfalten erklärt wird. Man kann weder zwischen älterem Autochthon und tekto-

nischer Oligozäandecke noch zwischen Waschbergzug und Juraklippen scharf unterscheiden, sondern nur eine der Greifensteiner Zone des Flysch vorgelagerte und durch ihren Druck gestörte Serie in mehrere Zonen gliedern. Diese „äußere Klippenzone“ bildet die Fortsetzung des Südwestteiles der subbeskidischen Decke der Karpathen (im Sinne Uhlig's). Sie hat zwischen Donau und Thaya nur einen geringen Ost-West-Schub mitgemacht und geht gegen SW in das Autochthon des Alpenvorlandes (Molassezone) über.

Zum Schlusse danke ich Herrn Hofrat Professor Dr. F. X. Schaffer und Herrn Professor Dr. F. E. Suess für freundliche Interessennahme an diesen Studien und besonders Herrn Kustos Dozent Dr. F. Trauth für zahlreiche bereitwilligst erteilte Ratschläge.

Naturhistorisches Museum Wien.
September 1930.

Literatur.

1. O. Abel, Studien im Klippengebiete zwischen Donau und Thaya. — Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1899, S. 284.
2. O. Abel, Die Beziehungen des Klippengebietes zwischen Donau und Thaya zum alpin-karpathischen Gebirgssystem. — Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1899, S. 374.
3. O. Abel, Erläuterungen zur Geologischen Karte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, Blatt Auspitz und Nikolsburg, Wien 1910.
4. K. Friedl, Über die jüngsten Erdölforschungen im Wiener Becken. — „Petroleum“, 1927, Nr. 6, S. 189.
5. M. F. Glaessner, Die geologischen Verhältnisse des Kreidevorkommens zwischen Bruderndorf und Ernstbrunn (Niederösterreich). In: O. Kühn, Das Danien der äußeren Klippenzone in Niederösterreich. — Geologisch-paläontologische Abhandlungen, Neue Folge 17, S. 526 (34), 1930.
6. K. Jüttner, Entstehung und Bau der Pollauer Berge. — Nikolsburg 1922.
7. K. Jüttner, Tektonik und geologische Geschichte der Pollauer Berge. — Verhandlungen des Naturforschenden Vereines Brünn, 61, S. 1, 1928.
8. L. Kober, Geologie der Landschaft um Wien. — Wien 1926.
9. V. Kohn, Geologische Beschreibung des Waschbergzuges. — Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien, 4, 1911, S. 17.
10. O. Kühn, Das Danien der äußeren Klippenzone bei Wien. Geologisch-Paläontologische Abhandlungen, Neue Folge 17, S. 495, 1930.
11. W. Petrascheck, Tektonische Untersuchungen am Alpen- und Karpathenrande. — Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt Wien 1921, 70, S. 255.
12. A. Rzehak, Die Tertiärformation in der Umgebung von Nikolsburg in Mähren I. — Zeitschrift des Mährischen Landesmuseums in Brünn, 1902, S. 28.
13. F. X. Schaffer, Geologische Geschichte und Bau der Umgebung Wiens. Wien 1927.
14. E. Schnabel, Zur Geologie des Thayagebietes. — „Petroleum“ 35, 1929, S. 1097.
15. H. Schön, Zur Tektonik der Pollauer Berge. — Verhandlungen des Naturforschenden Vereines Brünn, 60, 1926, S. 59.
16. E. Suess in: Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt Wien, 3, 1852, Nr. 4, S. 129.
17. F. E. Suess, Grundsätzliches zur Entstehung der Landschaft von Wien. — Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 81, 1929, S. 177.
18. V. Uhlig, Bau und Bild der Karpathen. — In: Bau und Bild Österreichs, Wien 1903, S. 651 (845f.).
19. V. Uhlig, Über die Tektonik der Karpathen. — Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, 116, I., 1907, S. 871.
20. H. Vettors, Aufnahmeberichte in: Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien 1929, S. 44; 1930, S. 54.

Übersichtstabelle

zum Vergleich der Schichtenfolge der äußeren Klippenzone mit den Schichtenserien der Nordalpen und des Vorlandes.¹⁾

	Oberostalpin	Pieninische Klippenzone	Flyschzone		Äußere Klippenzone	Helvetisch	Südwestrand der Böhmisches Masse	
Oligozän	Augensteinschichten (Aquitane) Schichten von Häring und Reit im Winkel	—	—		Blockschichten Auspitzer Mergel Steinitzer Sandstein Menilitschiefer Niemschitzer Schichten Nummulitenschichten —	(Oligozänmolasse)	Oligozänmolasse	
Eozän	Nummulitenkalk	Sandstein	Greifensteiner Sandstein	Glaukonit-sandstein		Nummulitenschichten	—	
Paleozän	—	—	—?—		—	—	—	
Danien	Zwieselalmschichten	—	Schichten mit <i>Actinacis remesi</i>		Bruderndorfer Schichten	—	—	
	—		—		—			
Senon	Nierentaler Schichten		rote Tone z. T.		Mucronatenschichten	Leist- mergel = Pattener Schichten	Wang- schichten Amdener Schichten	Mucronatenschichten
	Gosauschichten		Inoceramenschichten		—	Leibodenmergel		Baculitenmergel
		Sandstein der						

Turon		—		Klippenhülle	—?—	Klementer Schichten	Seewer Schichten		vollständig
Cenoman		Schichten mit <i>Orbitolina concava</i>		(Nur in den Karpathen)	(Nur in den Karpathen)	—?—			Grünsand
Gault		—		(Nur in den Karpathen)	—	—	vollständig		—
Neokom		Aptychenmergel		Aptychenmergel	Aptychenschichten	—	vollständig		—
Malin	Tithon	Aptychenkalk	Plassenkalk im W	Aptychenkalk	(Aptychenkalk und Stramberger Kalk in den Karpathen)	Ernstbrunner Kalk / Klementer Schichten	vollständig		Kehlbeimer Kalk im W / Dolomit bei Regensburg
		Acanthicusschichten		—	(Knollenkalk von Czeticchowitz in den Karpathen)	—	vollständig		—
Dogger		vollständig		vollständig	(Mergel mit <i>Posidonomya alpina</i> in den Karpathen)	—	vollständig		Zeittarner Schichten

3) Zum Vergleich mit der karpathischen Sandsteinzone können folgende Tabellen herangezogen werden: B. Swiderski, Sur quelques problèmes de la géologie des Carpates orientales Polono—Roumaines. — Mém. 1^{ère} Réunion Ass. karpatique Boryslaw 1926, p. 128—129, t. 1. — G. Macovei, Aperçu géologique sur les Carpates orientales. — Ass. pour l'avancement de la Géologie des Carpates, 2^{ème} Réunion, Bucarest 1927, Tableau p. 102.

Zur neuen Umgrenzung der Inntaldecke.

Von Otto Ampferer.

(Mit 10 Zeichnungen.)

In dem 63. Beilageband, Abt. B, des Neuen Jahrbuchs für Mineralogie, Geologie und Petrographie (Stuttgart 1930) ist eine größere Arbeit von Max Richter über „Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn“ erschienen, welche ein Gebiet behandelt, dem ich einen großen Teil meiner geologischen Aufnahmearbeit gewidmet habe. Ich freue mich, daß dieses ausgedehnte und schöne Bergland wieder in den Vordergrund des tektonischen Interesses gerückt wird, wenn ich auch meine tektonischen Erfahrungen nicht überall mit den Ausführungen von M. Richter in Übereinstimmung bringen kann.

Es gilt dies insbesondere für die von ihm vorgeschlagene Vergrößerung der Inntaldecke, deren Rand vom Wettersteingebirge zunächst zum Kramer, von dort entlang des Loisachtales bis nördlich von Eschenlohe verlaufen soll. Vom Loisachtal wird die Nordgrenze der Inntaldecke ziemlich geradlinig über Herzogstand—Benediktenwand—Wendelstein bis zum Hochstauffen gezogen. Als Entdecker der Inntaldecke und erster Abgrenzer derselben bin ich naturgemäß an dieser neuen Begrenzung sehr interessiert und will mich daher in der hier folgenden Arbeit ausführlicher mit diesem Problem beschäftigen, das mir wahrlich kein neues mehr ist.

Um so mehr muß man bei der Prüfung einer neuen Deutung vorsichtig sein, um nicht dem Bannfluch der Anhängerschaft an alte Gewohnheitsvorstellungen zu verfallen.

Die neue Auffassung von M. Richter beseitigt wirklich manche Schwierigkeit, aber sie schafft leider, wie man bei genauerem Zusehen erkennt, dafür wieder neue.

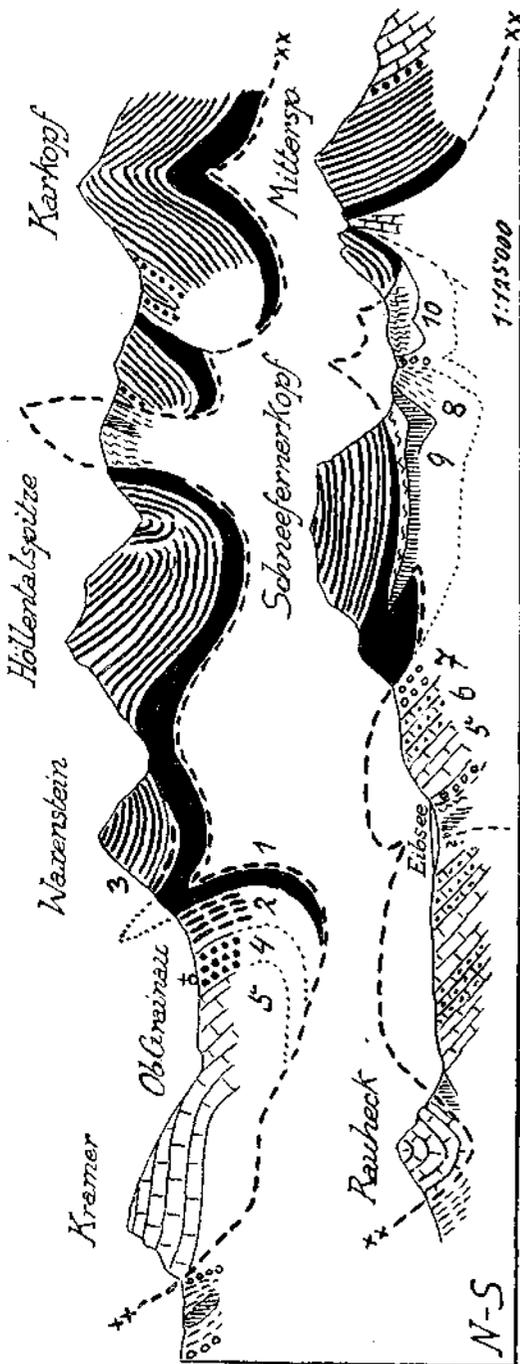
Es ist also keineswegs etwa eine restlose Auflösung der hier vorliegenden tektonischen Rätsel, sondern nur ein neuer Angriffsplan dazu.

Die hier folgende Untersuchung bietet insofern eine notwendige Ergänzung zu der Arbeit von M. Richter, als hier auch die entgegenstehenden geologischen Befunde zu Wort kommen sollen und einige unrichtige Umdeutungen vernieden werden.

Vielleicht ist es auf diese Weise doch möglich, zu richtigeren Vorstellungen über den Bau und Umfang der Inntaldecke zu gelangen.

Die ersten Zweifel an der Nordgrenze der Inntaldecke hat bekanntlich O. Schlagintweit im Jahre 1912 in seiner Arbeit „Die Mieminger Wettersteinüberschiebung“ in der Geologischen Rundschau veröffentlicht.

Er ist dabei zu der Ansicht gekommen, daß das Wettersteingebirge eine freischwebende Schubmasse vorstelle und als unmittelbare Fortsetzung an die Schubmasse des Miemingergebirges im N anzuknüpfen sei.



Nach M. Richter

Fig. 1. 1 = Muschelkalk. 2 = Patrnachschiehten. 3 = Wettersteinkalk. 4 = Raibler Schichten. 5 = Hauptdolomit. 6 = Plattenkalk. 7 = Kässener Schichten. 8 = Lias-Flieckmergel. 9 = Hornsteinkalke. 10 = Neokommergel.

Ich habe mich damals gegen diese Ansicht ausgesprochen, ebenso O. Reis, H. Mylius und K. C. von Loesch.

In der Zeit nach dem Weltkrieg habe ich mich mit der Inntaldecke einerseits im Osten, und zwar im Karwendel- und Kaisergebirge, andererseits im Westen, im Bereiche des Flexenpasses noch eingehender befaßt. Ins Wettersteingebirge bin ich aber nicht mehr gekommen.

Der Gedanke, die Fortsetzung der Inntaldecke in dem nördlichen Vorland des Wettersteingebirges zu suchen, ist durchaus nicht neu.

Ich habe denselben schon in der Arbeit „Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges“ in den Verhandlungen der k. k.

Geologischen Reichsanstalt vom Jahre 1912 graphisch als Möglichkeit zum Ausdruck gebracht.

Diese Möglichkeit wurde aber wieder wegen ihrer Folgewirkungen fallen gelassen.

Wenn man dieser Hypothese folgt, so ist man gezwungen, ein gewaltiges Stück Bergland im N an die Inntaldecke anzubinden, wofür

man doch keine sicheren Beweise hat. Daß am Nordrande der Kalkalpen, in der Strecke Benediktenwand—Wendelstein—Hochstauffen, tiefgreifende Schubflächen zutage austreichen, ist ja auch längst bekannt.

Es handelt sich bei einer derartigen Vergrößerung des Besitzstandes der Inntaldecke also nicht um die Gewinnung einer Nordgrenze. Hiezu geeignete Schubflächen sind am Nordrand der Alpen wirklich vorhanden. Die Schwierigkeit liegt vielmehr in der Verbindung dieser Schubflächenausstriche mit dem hocherbobenen Westende des Wettersteingebirges.

Ich habe die hier in Betracht kommende Umgebung des Eibsees schon 1905 und später mehrfach begangen, ohne zu einer Sicherheit zu kommen. Auch die Ausführungen von M. Richter helfen über diese Lücke nicht hinweg und wirken hier durchaus nicht überzeugend.

Der Gegensatz zwischen dem prachtvollen, hohen und stolzen Schubrاند des Wettersteins und dem niedrigen, von Blockmoränen der Schlußeiszeit und älteren Moränen verhüllten Vorland in der ganzen Umgebung

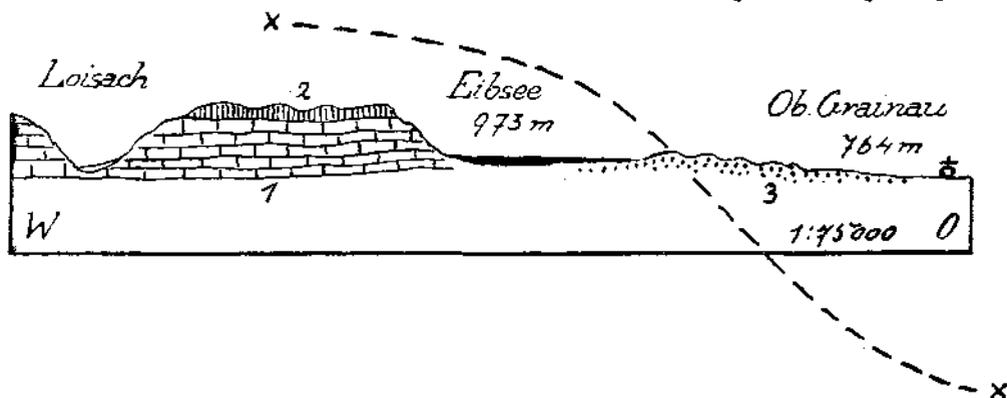


Fig. 2. 1 = Hauptdolomit. 2 = Plattenkalk. 3 = Moränen. x—x = ostwestlicher Schnitt durch die hypothetische Schubbahn der Inntaldecke.

des Eibsees spricht wohl gegen das Weiterstreichen des Schubrandes der Inntaldecke in nördlicher Richtung zum Rauheck und Kramer.

Wie soll es kommen, daß dieser Schubrاند, welcher gerade im Becken von Ehrwald so machtvoll wirkt, im Becken des Eibsees geradezu spurlos verschwindet?

Diese Schwierigkeit hat M. Richter auch in seinen zwei Profilen, welche hier durchziehen, durchaus nicht überwunden, sondern nur übersprungen.

Fig. 1 bringt eine Kopie der beiden hiehergehörigen Profile und Fig. 2 stellt eine Verbindung dieser Profile zwischen dem Eibsee im W und Ober-Grainau im O dar.

Daraus ergibt sich sofort die höchst unwahrscheinliche Lage der hier durchgezogenen Grenze der Inntaldecke.

In dem Profil, das M. Richter von der Mitterspitze in der Miemingergruppe zum Eibsee und zum Rauheck gezogen hat, ist zunächst das Fenster in der Miemingergruppe nicht richtig. Es handelt sich im Gegenteil um eine eingebrochene Scholle, deren Detailstruktur ich in den Jahren 1902 und 1905 beschrieben habe. Wäre hier ein Fenster vor-

handen, so würden aus der darunterliegenden Lechtaldecke wohl nur ihre jüngsten Schichten auftauchen, die ja am Westrande der Miemingergruppe auch tatsächlich darunter versinken. Viel wichtiger als dieser Konstruktionsfehler sind aber die Verhältnisse an der Nordseite des Wettersteins.

Hier soll die Schubbahn der verbreiterten Inntaldecke noch am Eibsee ziemlich hoch in der Luft hängen, 4 km weiter östlich aber schon bei 2000 m tief unterhalb von Ober-Grainau durchziehen.

Dabei sinkt das Terrain vom Eibsee (973 m) nach Ober-Grainau (764 m) um mehr als 200 m, während der Hauptdolomitsockel dieses Plateaus im Einschnitt der Loisach auf der ganzen Strecke zusammenhängend bleibt. Die hypothetische Schubfläche der Inntaldecke müßte daher nach der Konstruktion von M. Richter hier zwischen Eibsee und Ober-Grainau eine scharfe Senkung um fast 3000 m in ostwestlicher Richtung beschreiben (Fig. 2).

In der Natur haben weder ich, noch O. Reis bei unseren Aufnahmen irgend ein Anzeichen für das Durchstreichen einer derartig bedeutenden Querstörung in dieser Gegend bemerkt.

Es ist dabei allerdings zu bedenken, daß das Plateau zwischen Eibsee und Ober-Grainau tief mit gewaltigen Blockmoränen verschüttet ist und daher weithin Aufschlüsse des Grundgebirges fehlen.

Vielleicht könnte man hier aber mit modernen geophysikalischen Methoden doch durch die Schuttdecke hindurch das Vorhandensein einer so bedeutenden Querstörung erkunden. Solange aber ein derartiger Nachweis nicht vorliegt, lassen sich auch die berechtigten Zweifel an einer engen Verbindung zwischen der Scholle des Wettersteins und der Schubmasse Rauheck-Kramer nicht beseitigen. Zwischen dem großen Becken von Ehrwald und dem kleineren des Eibsees ist der hoherhobene Westrand des Wettersteins ein Schubrand von seltener Klarheit und machtvoller Gestaltung. Nach Osten hin verliert aber diese Überschiebung sowohl an der Nord-, wie auch an der Südseite des Wettersteins rasch von ihrer Bedeutung. Kommt man von W her, so erkennt man die Wirkung des Vorschubes der Wettersteinscholle vor allem an dem starken Niederdrücken des Nordflügels der großen Lermooser Mulde, welche unter das Wettersteingebirge hineinstreicht. Die mächtige Schichtenfolge von Kössener Schichten—Plattenkalk—Hauptdolomit, welche am Kamm von Daniel und Upsspitze noch steil aufgerichtet ist, erscheint östlich von dem Loisachdurchbruch bereits im Thörlplateau und nördlich vom Eibsee tief niedergebogen. Dieselbe ist offenbar von der vordringenden Schubmasse des Wettersteins bis in die Gegend des Loisachdurchbruches überwältigt worden. Diese Überwältigung des Nordflügels der Lermooser Mulde kann aber auch durch einen Ostwestvorschub der Wettersteinscholle bewirkt worden sein.

Wir haben in der Gegend des Achensees im Gebiet des Wettersteinkalksattels des Unutz-Guffert-Kammes ein prächtiges Beispiel für kräftige Überschiebungen, welche aber doch ganz lokal auf die Umbugstelle der großen Kreidemulde beschränkt sind.

Etwas Ähnliches kann ja auch am Westende des Wettersteins stattgefunden haben.

Wenn man den Rand der Inntaldecke an der Südseite des Wettersteins über Puitental—Ahrnspitze—Porta Claudia zum Karwendel zieht,

so hat man jedenfalls den Vorteil, hin und hin eine scharfe und deutliche Nordgrenze zu besitzen.

Schlägt man das Wettersteingebirge samt seinem riesigen Anhang im Sinne von M. Richter noch dazu, so wird die eindeutig klare Schubmasse der Inntaldecke mit einem großen Gebiet belastet, für dessen innere Zugehörigkeit nur recht unsichere Beweigründe angeführt werden können.

Der ganze Vergrößerungsplan hängt an der Auffassung, daß das Wettersteingebirge die nördliche Fortsetzung der Schubmasse des Mieminger Gebirges ist.

Diese Auffassung ist durchaus nicht gesichert.

An der Aufschiebung des Wettersteins gegen W oder NW auf die Muldenzone von Lermoos ist dabei nicht zu zweifeln.

Es kann dies aber sehr wohl nur eine lokale Höherschaltung und Aufschiebung eines Teiles der Lechtaldecke sein und nicht der Ausstrich einer freischwebenden Schubmasse.

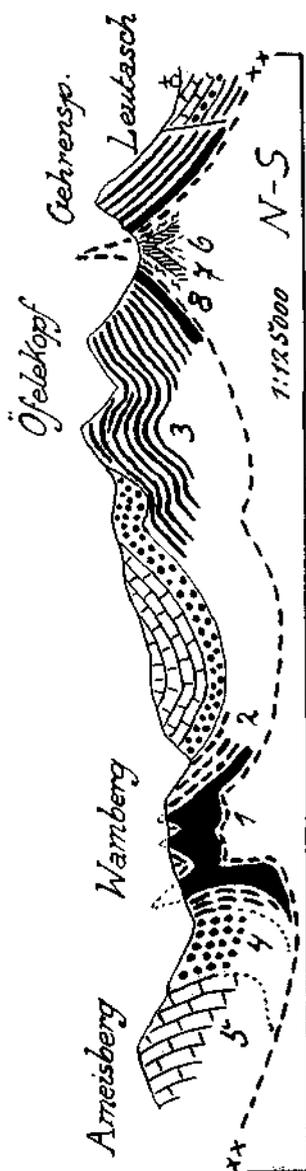
Tatsache ist und bleibt, daß der Südrand des Wettersteins und der Nordrand der Inntaldecke größtenteils nicht zusammenpassen.

Ein solches Zusammenpassen ist ja nur im Puitental zwischen Gehrenspitze im S und Dreitorspitze im N vorhanden und selbst dieses endet bereits am Westgrat der Gehrenspitze.

Im Puitental kann man auch gleich erkennen, daß die von M. Richter stark betonte Sattelstruktur gar nicht in die Tiefe greift, sondern im Gegenteil nur die obersten Teile einer Jungschichtenzone betrifft.

Hier ist der von M. Richter beigelegte Querschnitt durch das Wetterstein, welcher von Leutasch über Gehrenspitze — Öfelekkopf — Wamberg zum Ameisberg leitet, für die Strecke zwischen Gehrenspitze und Öfelekkopf entscheidend unrichtig. Wie ein Blick auf meine Karte „Blatt Zirl-Nassereith“

oder auf die Wettersteinkarte von O. Reis zeigt, liegt hier in der Tiefe des Puitentales durchaus kein Sattel der jungen Schichten mit einem Kern von Fleckenmergeln vor, wie ihn M. Richter (Fig. 3) angibt.



Nach M. Richter
 Fig. 3. 1 = Muschelkalk, 2 = Farthachschichten, 3 = Wettersteinkalk, 4 = Raibler Schichten, 5 = Lias-Fleckenmergel, 6 = Hauptdolomit, 7 = Hornsteinkalke - Apylakenkalke, 8 = Neokommergel, XX - XX = Schnitt durch die Schubfläche der Inntaldecke.

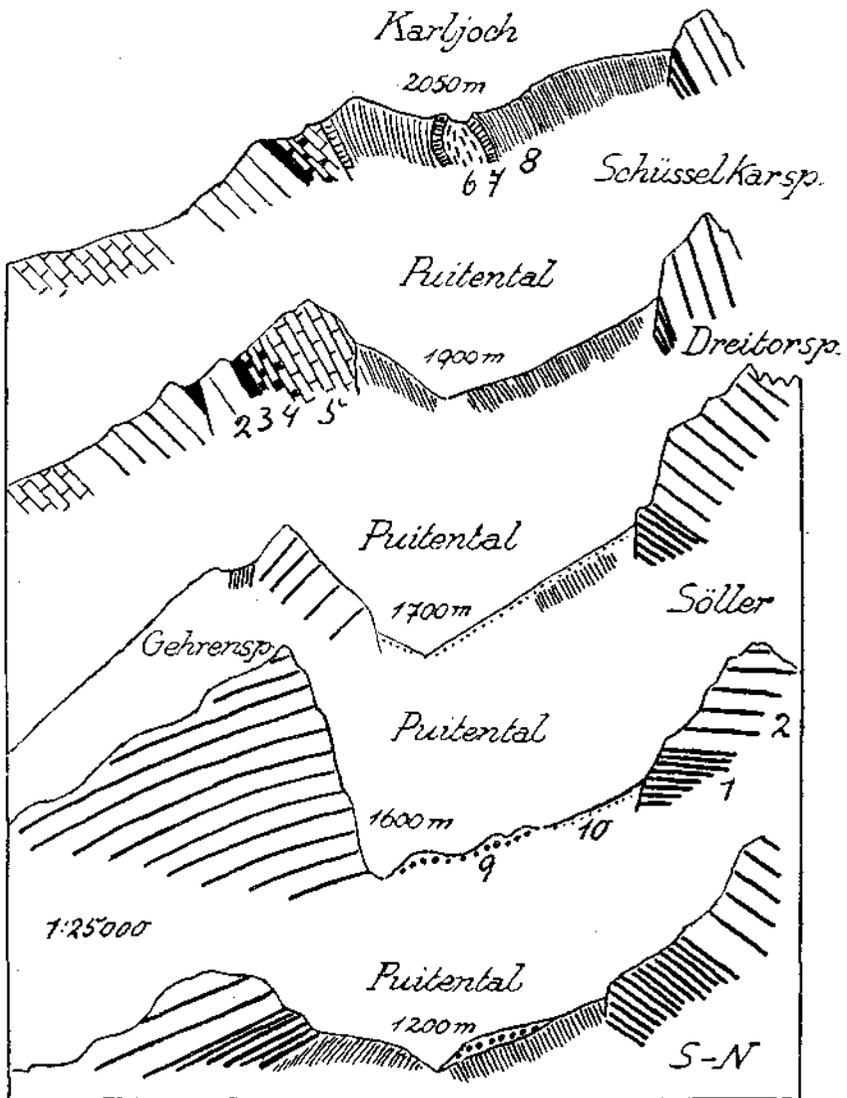


Fig. 4. 1 = Muschelkalk. 2 = Wettersteinkalk. 3 = Sandsteine der Raibler Schichten. 4 = Kälke und Rauhwacken der Raibler Schichten. 5 = Hauptdolomit. 6 = Lias-Fleckenmergel. 7 = Hornsteinkalke. — Aptychenkalke. 8 = Neokommmergel. 9 = Blockmoränen. 10 = Hangschutt.

Dieser Sattel befindet sich vielmehr auf der Höhe des Karljoches (2050 m).

In der Linie des Querschnittes von Fig. 3 ist davon keine Spur mehr zu sehen und die Neokommmergel nehmen den ganzen hier zwischen Gehrenspitze und Öfelekopf nicht verschütteten Raum ein.

Man braucht hier nur ein Profil vom Karljoch (Fig. 4) mit einem Profil vom Ausgang des Puitentales zu vergleichen. In der Tiefe finden wir nur eine große, einheitliche Masse von Neokommmergeln, dagegen

auf der Höhe des Joches einen deutlichen, kleinen Sattel mit Aptychenkalken, Hornsteinkalken und Fleckenmergeln im Kern. Würde es sich wirklich um eine Auffaltung der tieferen Schichten handeln, so müßte dieser Kern von älteren Gesteinen sich gegen die Tiefe zu verbreitern und daher am Ausgang des Puitentales schön erschlossen sein.

Dies ist jedoch nicht der Fall und wir müssen also schließen, daß der kleine Sattel nur ein oberflächliches Gebilde vorstellt.

Dieser kleine Sattel beweist aber noch mehr. Er fällt steil gegen N zu ein und kann in dieser Form unmöglich von der Inntaldecke überschoben worden sein, weil er sonst unbedingt in der Bewegungsrichtung, also von S gegen N zu überkippt sein müßte.

Dasselbe Einfallen gegen N beobachten wir aber am ganzen Südrande des Wettersteins in vielen prachtvoll aufgeschlossenen Profilen.

Nicht eines dieser Profile zeigt hier die für ein Darübergleiten der schweren Inntaldecke charakteristische Niederbügelungsstruktur.

Man vergleiche die Profile, welche ich im Jahre 1905 im Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt durch den Südabfall des Wettersteins veröffentlicht habe.

Nach meiner Einsicht lassen diese Profile keine andere Deutung zu, als daß hier die oberen Teile einer jungen Schichtenzone von der Stirne der vorrückenden Inntaldecke ergriffen, vom Untergrund abgeschürft und gegen die relativ starre Masse des Wettersteins angepreßt wurden.

Das ganze Detail des tektonischen Aufbaues der jungen Schichtenzone an der Südseite des Wettersteins ist grundverschieden von dem Detail der Schuppungen und Faltungen in dem Fenster von Reutte-Nesselwängle zwischen den Schubmassen der Gachtspitze im S und den Vilsener Alpen im N.

Hier sind die einzelnen Schubschollen und Faltungen wirklich so angeordnet, wie es dem Vorgang einer Überschiebung durch eine schwere Masse entspricht.

Die Jungschichtenzone an der Südseite des Wettersteins gehört an die Stirne einer schiebenden Masse und nicht unter eine solche hinein.

Fig. 5 bringt die Eigenart dieser Struktur schematisch zur Darstellung.

Sie hat lauter aufrechtstehende Bauelemente und keine Niederbügelungen, Plattungen, Einrollungen . . .

Der Bau derselben Jungschichtenzone zeigt im Karwendel eine wesentlich andere Struktur. Hier sind die kleinen Falten und Schuppungen wirklich gegen N zu überschlagen.

Die ganze Feinstruktur zeigt die Belastung und Überschiebung durch eine schwere Masse an. Es kann kein Zweifel sein, hier im Karwendel ist unsere Jungschichtenzone wirklich überwältigt und überschritten worden.

Die sicheren Anzeichen einer Überwältigung der Jungschichtenzone beginnen bereits an der Porta Claudia und lassen sich von dort durchs Karwendel bis ins Inntal bei Schwaz verfolgen.

Auch hier handelt es sich im großen nicht um eine Sattelzone.

Das ist besonders klar im östlichen Karwendel ausgesprochen, wo unsere Jungschichtenzone unzweideutig entweder eine Mulde oder den

Südflügel einer großen Sattelzone bildet, deren Kernmasse aus Wettersteinkalk und Muschelkalk besteht.

Wir halten also gegenüber den Ausführungen von M. Richter fest, daß die Jungschichtenzone vom Becken von Ehrwald bis zum Ostende des Karwendels nicht summarisch als eine Deckensattelzone bezeichnet werden kann.

Auf der Strecke vom Ehrwalder Becken bis zur Porta Claudia handelt es sich um eine Muldenzone, deren obere Teile vom Stirrland der Inntaldecke abgeschürft und zusammengeschoben wurden. Diese Mulde steht westwärts mit der Mulde von Lermoos in Zusammenhang.

Diese Strecke der Jungschichtenzone gehört nicht unter die Inntaldecke hinein, sondern an ihre Front.

Zwischen Porta Claudia und dem Inntal ist die Jungschichtenzone ebenfalls keine Sattelzone, wohl aber ist sie von der Inntaldecke hier tatsächlich überschritten worden.

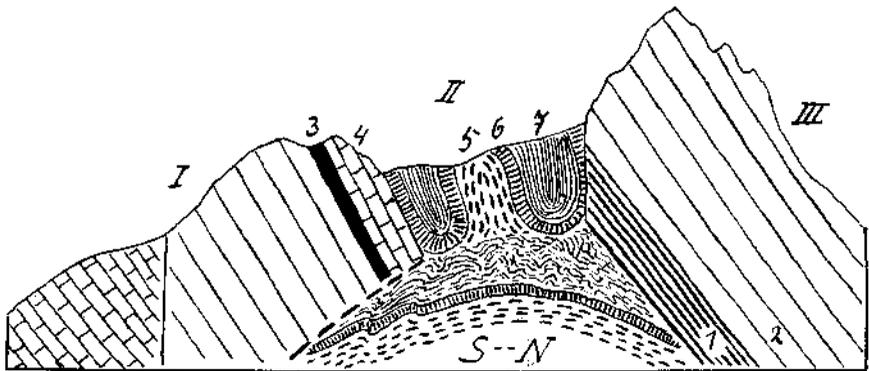


Fig. 5. Schema der Anschiebung der Inntaldecke gegen die Wettersteinscholle. 1 = Muschelkalk. 2 = Wettersteinkalk. 3 = Raibler Schichten. 4 = Hauptdolomit. 5 = Lias-Flieckmergel. 6 = Hornstein- und Aptychenkalk. 7 = Neokommersel. I = Nordrand der Inntaldecke. II = Vor dem Stirrland der Inntaldecke aufgeschürfte und zusammengestaute Jungschichtenzone. III = Scholle des Wettersteingebirges.

Diese Überschreitung ist an der Westseite des Karwendels noch geringfügig, an der Ostseite erreicht sie aber einen Betrag von zirka 8 km, wie auch M. Richter annimmt, der aus diesem von der Erosion abgetrennten Stück der Inntaldecke eine eigene „Karwendelteildecke“ machen will.

Rechnet man also diesen vorderen Teil der Inntaldecke noch dazu, so erhält man vom Becken von Ehrwald bis zum Achensee als Nordgrenze der Inntaldecke eine auffallend gerade Linienführung.

Eine ebenso geradlinige Grenze beschreibt aber der Nordrand der Inntaldecke auch westlich vom Ehrwalder Becken, vom Mariabergjoch bis zum Madauer Tal.

Hier beginnen dann die starken Querwölbungen, welche ihren Höhepunkt knapp westlich vom Flexenpaß in der Gruppe von Roggal Spitze—Wildgrubenspitze—Wildgrätlisgratspitze erreichen.

Durch diese Querwölbungen ist der Zusammenhang der Inntaldecke westlich vom Madauer Tal in einzelne Schollen aufgelöst und zugleich ihre frei schwimmende Lagerung klar enthüllt worden.

Gegenüber dieser durchwegs ziemlich geradlinigen ostwestlichen Nordfront der Inntaldecke würde durch die von M. Richter befürwortete Besitzvergrößerung ein Vorsprung der Inntaldecke von der Südseite des Wettersteins bis zur Nordseite des Kramers um zirka 15 km und östlich der Loisach von der Porta Claudia bis zum Herzogstand sogar um zirka 25 km erreicht.

Wenn man bedenkt, daß sonst die größte Breite der Inntaldecke nach ihrer alten Fassung nördlich von Innsbruck nur zirka 18 km beträgt, so erkennt man den bedeutenden Umfang der vorgeschlagenen Vergrößerung.

Bei der Beurteilung einer derartigen Verbreiterung der Inntaldecke darf man nicht vergessen, daß die am Nord- und Südrand jeweils eine Strecke weit aufgeschlossenen Überschiebungen von ihrer Beweiskraft für eine einheitliche Unterfahmung mit der zunehmenden Breite der Schubmasse ständig verlieren. (Fig. 6.)

Was für eine schmale Schubmasse noch eine gute Überzeugungskraft besitzt, sinkt in seiner tektonischen Bedeutung bei einer breiten Schubmasse automatisch herab.

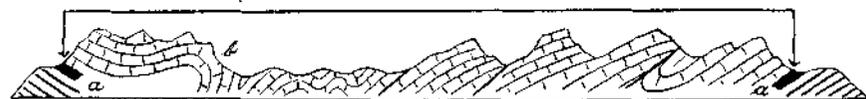
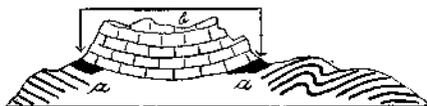


Fig. 6. Die Beweisstellen für die Unterlagerung der Schubmasse *b* durch das basale Gebirge *a* liegen in dem unteren Querschnitt etwa 4 mal so weit auseinander als in dem oberen. Sie sind daher auch hier für die Einheitlichkeit der Aufschiebung der Schubmasse *b* viel weniger überzeugend.

Die Verlässlichkeit der tektonischen Begründung der Bewegungseinheit einer Schubmasse nimmt also unter sonst gleichen Umständen bei einer Verbreiterung derselben in der Bewegungsrichtung ab.

Eine Verlängerung der Schubmasse senkrecht zur Bewegungsrichtung führt keine solche Schwächung in der tektonischen Beweisführung herbei.

Will man also mit der Annahme einer so beträchtlichen Verbreiterung nicht den inneren Wert der Beweisführung für die Einheitlichkeit der Bewegungsmasse der Inntaldecke vermindern, so muß man unbedingt neue Beweise hinzufügen.

Das ist für die vorgeschlagene Verbreiterung der Inntaldecke bisher noch nicht geschehen.

Bei der Ablehnung der von mir, O. Reis, H. Mylius und C. v. Loesch in Betracht gezogenen Ostwestverschiebungen im Wettersteine geht M. Richter, wie ich glaube, unbedingt zu weit.

Ich kann mich jedenfalls einer so einfachen Abfertigung nicht anschließen.

Was zunächst die großen Schubflächen betrifft, welche in der Südwand der Schüsselkar-Dreitortspitze erhalten sind und die ich in den Verhandlungen im Jahre 1912, Seite 206, abgebildet habe, so kann man

diese nicht, wie M. Richter meint, mit der Formel abtun, daß derartige Rutschstreifen bei jeder Faltung als Folge der Ausweichbewegung quer zum Druck entstehen.

Diese Schubflächen der Schlüsselkarwand haben im Gegenteil mit Faltung gar nichts zu tun.

Sie stellen einen von der Erosion noch verschonten Teil der gewaltigen, fast vertikalen Störungsfläche vor, welche Wettersteinkalk und Muschelkalk im N von der angepreßten Jungschichtenzone im S trennt.

Entlang dieser Grenzfläche haben wirklich starke Verschiebungen in Streichen stattgefunden.

Die Lage der großen Schubfläche der Schlüsselkarwand ist außerdem viel zu stumpfwinklig zu der Schichtung des Wettersteinkalks, als daß sie bei einer Faltung desselben entstanden sein könnte.

M. Richter zeichnet in seinen Profilen (Fig. 1 und 3) übrigens die Sättel an der Südseite des Wettersteins viel zu eng, als daß die schweren mächtigen Massen von Wettersteinkalk und Muschelkalk daran gleichsinnig hätten teilnehmen können.

Die hier vorliegende enge Faltung paßt gut für die dünnschichtigen, weichen Jura- und Kreidegesteine, aber gewiß nicht für die riesigen Kalkmassen der Trias.

Nach meiner Erfahrung sind diese schmalen, dünnleibigen Faltungen und Schuppungen beim Vorschub der Inntaldecke an ihrer Front entstanden.

Man kann sie jedoch bestimmt nicht als die Hangendteile von mächtigen Wettersteinkalkfalten auffassen.

Weiter findet M. Richter auch in den auffallenden Querstörungen am Nordrande der Inntaldecke und am Südrande des Wettersteins keinerlei Beweis für ostwestliche Verschiebungen.

Die Schrägstellung dieser Schollen und ihre Zerspaltung ergibt sich nach ihm zwanglos als Komponente aus dem Nordvorstoß der Inntaldecke und dem starken östlichen Axialgefälle des Wettersteins.

Wenn man die vorliegenden Karten hierüber zu Rate zieht, so erhält man eine wesentlich andere Auskunft.

Das Axialgefälle, das die Mulde des Wettersteins an ihrem Westrande zeigt, kommt für den steil aufgebogenen Südrand wenig oder gar nicht in Betracht.

Die Höhe des Wettersteinkammes bleibt jedenfalls vom Wetterwandeck (2700 m) bis zur Leutascher Dreitorspitze (2674 m), abgesehen vom Gatterl und den Gipfeleinschartungen, annähernd in derselben Höhenlage.

Der Nordrand der Inntaldecke steigt dagegen vom Issentalköpfel (1922 m) bis zur Gehrenspitze (2382 m) von W gegen O zu an.

Der Nordrand der Inntaldecke und der Südrand des Wettersteins verlaufen in der hier in Betracht kommenden Strecke zwischen Ehrwald und Leutasch ostwestlich und parallel zueinander.

Es liegt daher für einen Nordschub hier gar kein Grund vor, derartige Schrägstellungen hervorgerufen zu werden, wie sie Fig. 7 schematisch wiedergibt.

Diese Schrägstrukturen des Nordrandes der Inntaldecke finden ebenso wie die ostwestlichen Schubflächen am Südrand des Wettersteins ihre einfache Erklärung in den hier vollzogenen streichenden Verschiebungen.

Es sind also hier, wie ja in weiten Gebieten der Nordalpen, neben den vorherrschenden Anzeichen von nordsüdlichen Bewegungen auch solche von streichenden Verschiebungen vorhanden.

Inzwischen ist in der Geologischen Rundschau, Band XXI, 1930, Heft 2, eine Arbeit von K. Leuchs, „Der Bau der Südrandstörung des Wettersteingebirges“ erschienen, welche für die vorliegende Streitfrage von Interesse und Bedeutung ist.

K. Leuchs kommt in dieser Arbeit zu folgendem zusammenfassenden Urteil.

„Auf Grund eingehender Untersuchung der Südrandstörung des Wettersteingebirges wird der Nachweis erbracht, daß sie nicht einheitlich, sondern aus hunderten von Einzelverwerfungen in verschiedenen Richtungen zusammengesetzt ist.

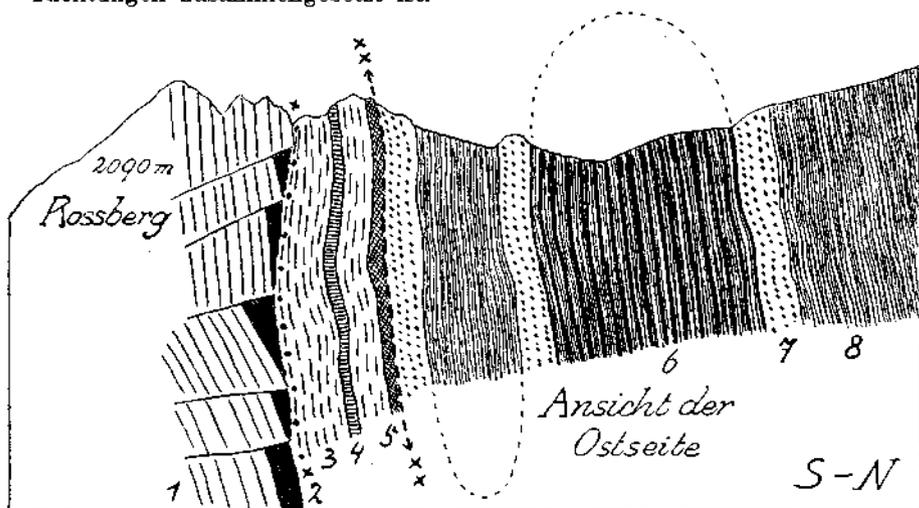


Fig. 7. Profil an der Südseite des Wettersteingebirges. 1 = Wettersteinkalk. 2 = Sandsteine (Raibler Schichten). 3 = Kalke und Mergel (Raibler Schichten). 4 = Fossilreiche Lagen (Raibler Schichten). 5 = Rauhwacken (Raibler Schichten). 6 = Lias-Fleckenmergel. 7 = Hornstein- und Aptychenkalk. 8 = Neokommmergel. x-x = Lokale Verschiebung. x-x-x-x = Nordgrenze der Innaldecke.

Diese Verwerfungen mit nahezu horizontalen Rutschstreifen stehen senkrecht, die seltenen Ausnahmen führen zu Überschiebungen geringen Ausmaßes.

Bezeichnend ist die plötzliche oder allmähliche Richtungsänderung der Verwerfungen und ihre Ablösung am Rande durch neue.

Sie beweisen eine Summe von Differentialbewegungen gleichzeitig mit der Gesamtbewegung der Streifenschollen in O—W-Richtung.

Das nötigt erneut zur Ablehnung einer einheitlichen, S—N bewegten Decke.“

Diese Untersuchung von K. Leuchs bildet für meine Auffassung eine wertvolle Unterstützung.

Das Wettersteingebirge nimmt in den Nordalpen eine Sonderstellung ein.

Es zeigt an seiner Westseite Überschiebung, an der Südseite deutliche Verschiebungen, dagegen an der Ost- und Nordseite wenig gestörte, sedimentäre Verknüpfung mit seiner Nachbarschaft.

Die Erklärung als Fortsetzung der Inntaldecke nimmt dem Wetterstein seine Sonderstellung.

Deshalb scheidet mir noch immer eine Erklärung vorzuziehen, welche eben dieser Sonderstellung soweit als möglich gerecht wird.

Was wir im Unkreis des Wettersteins an Störungen wahrnehmen können, schließt sich nicht zur Umrandung einer freischwimmenden Schubmasse zusammen.

Man kommt mit der Erklärung einer lokalen Hebung und einem Vorstoß gegen W aus.

Auch das Aufbrechen der Ehrwalditgänge findet bei dieser Deutung eine ungezwungene und lokal motivierte Erklärung.

Um die Zerlegung der Inntaldecke in zwei so verschiedenartige Stücke, im S einen Anteil mit vorherrschender Altrias, im N einen solchen mit Überwiegen von Hauptdolomit und noch jüngeren Schichten zu erklären, macht M. Richter die Annahme, daß zuerst eine weitausgreifende flache Überschiebung stattgefunden habe und später dann Untergrund und Deckmasse gemeinschaftlich in ostwestliche Faltwellen geworfen wurden.

Es ist dies eine in der Schweiz unter dem Namen der sogenannten Einwicklungen schon lange verwendete tektonische Formel, die übrigens auch in den Ostalpen schon vielfach benützt worden ist.

Meines Erachtens führt aber die Anwendung dieser Mechanik auf die Inntaldecke zu keinem befriedigenden Ergebnis.

Zunächst wird durch eine Verfaltung von Untergrund und Hangendecke etwas vom Wichtigsten, nämlich die höhere Gesamtlage der Inntaldecke gegenüber ihrem Zuschlagsgebiet, gar nicht erklärt.

Während diese tiefere Lage bei meiner alten Erklärung selbstverständlich ist, weil hier im S eben die Inntaldecke auf der Lechtaldecke ruht, im N aber die Lechtaldecke allein vorliegt, muß man bei der Hypothese von M. Richter nicht nur eine Faltung von Untergrund und Decke, sondern noch dazu eine allgemeine Senkung des Nordteiles gegenüber dem Südteil annehmen, wie dies Fig. 8 schematisch darstellt.

Man ist also gezwungen, eine Erscheinung, welche nach der älteren Deutung selbstverständlich ist, nach der neuen durch eine eigene nachfolgende Senkung zu erklären.

Die Verfaltung von Untergrund und Decke hilft da nicht weiter, weil dieselbe ja durchaus nicht das Durchschnittsniveau der Falten zu verstellen braucht.

Ich möchte nun noch zum Schlusse meine tektonische Erklärung des Karwendelgebirges mit der von M. Richter entworfenen Deutung vergleichen.

Ich habe die merkwürdigen Lagerungen am Nordrande der Inntaldecke zwischen Achensee und Porta Claudia als Wirkungen einer Reliefüberschiebung beschrieben.

M. Richter will darin die Wirkungen eines bis zum Zerreißen und Überschieben gesteigerten Deckensattels erkennen.

Meine Erklärung schließt an sich die Möglichkeit, daß auch noch das ganze Karwendelvorgebirge zur Inntaldecke gehört, nicht aus.

Es wäre ja denkbar, daß diese große Überschiebung ein wesentlich älterer Vorgang war und der Zusammenhang zwischen dem Südteil und dem Nordteil der Inntaldecke durch die Erosion zerschnitten wurde.

In diesem Falle könnte meine Erklärung trotz der Annahme eines viel größeren Umfanges der Innthaldecke für den durch die Erosion selbständig gemachten Südtail ohne weiteres gelten.

Nach meiner Einsicht liegt aber im Karwendel überhaupt kein solcher Deckensattel vor. Die besten Aufschlüsse sind für diese Frage im östlichen Karwendel vorhanden.

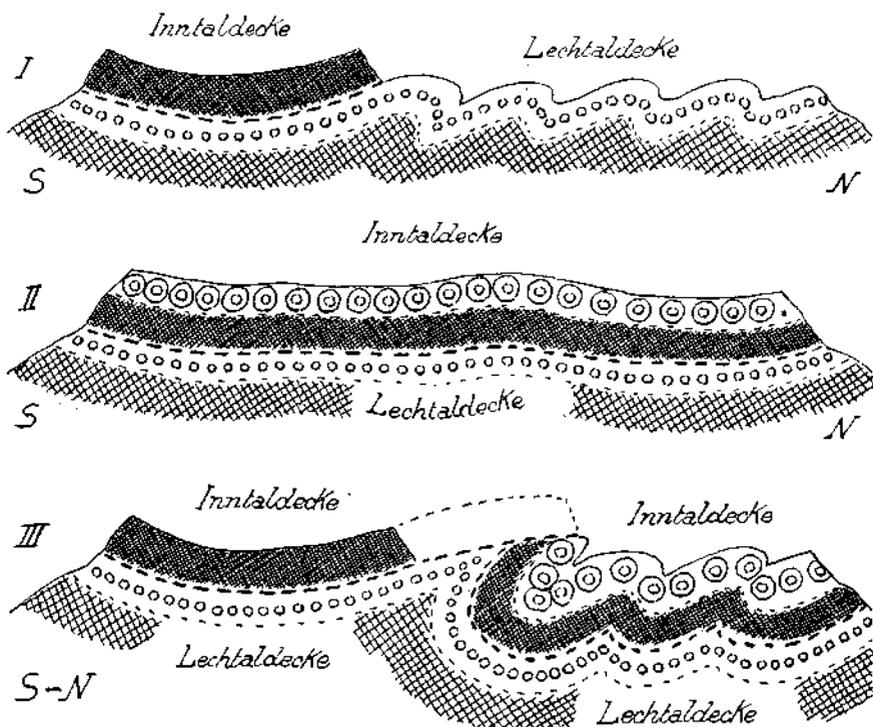


Fig. 8. Innthaldecke = dichtes Gitter = Trias. Doppelringe = Jura + Kreide, Lechtaldecke = offenes Gitter = Trias, Ringe = Jura + Kreide. I = Gliederung nach der alten Auffassung. Das Karwendelhochgebirge besteht aus der Innthaldecke, das Karwendelvorgebirge aus der Lechtaldecke. Die verschiedene Höhenlage ergibt sich zwanglos aus der Auflagerung der Innthaldecke, ebenso auch der verschiedene Schichtenbesitz der zwei Decken. II und III = Die zwei tektonischen Phasen nach der Hypothese von M. Richter. II = weiter Vorschub der Innthaldecke über die Lechtaldecke. III = Auf-fällung eines gemeinsamen Deckensattels, Überschubung des oberen Teiles des Südfüßels und eigene Senkung des ganzen nördlichen Gebietes. Durch diese Senkung wurden die jüngeren Schichten der Innthaldecke hier vor der Abtragung bewahrt.

Hier haben wir im Zug Stanserjoch—Sonnenjoch—Gamsjoch einen großzügigen Sattel vor uns, zu dem die viel besprochene Jungschichtenzone die südliche zugehörige Mulde bildet.

Diese Mulde kann daher trotz gelegentlicher kleiner Aufsattelungen nicht einfach als ein durchlaufender Deckensattel aufgefaßt werden. Sie ist ja übrigens auch nach den eigenen Profilen von M. Richter auf S. 40 seiner Arbeit alles eher als eine Sattelregion. Besonders gut ist dies an dem Profil von der Grubenkarspitze zum Gamsjoch (Fig. 9) zu erkennen, wo die jungen Schichten sehr wenig Faltung zeigen und ganz flache Lagerungen einhalten.

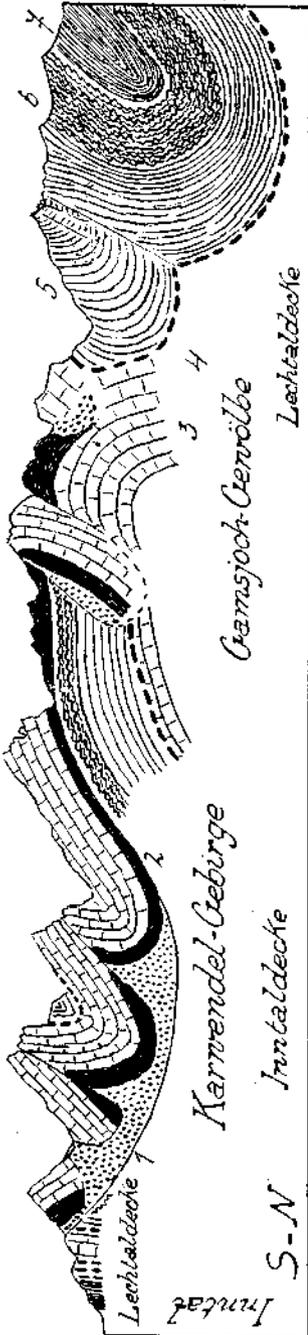


Fig. 9. Querschnitt durch das Karwendelgebirge vom Wildanger bei Hall zum Kompact. 1 = Werfener Schichten - Saßgebirge - Raubwacken, 2 = Reichenhaller Schichten - Muschelkalk, 3 = Wettersteinkalk und Dolomit, 4 = Raubler Schichten, 5 = Hauptdolomit und Plattenkalk, 6 = Lias und oberer Jura, 7 = Neokommergel.

Ich stelle diesen Profilen von M. Richter meine Profile in den Karwendelarbeiten in den Verhandlungen 1902 — Neuaufnahme des Karwendelgebirges, im Jahrbuch 1903, Geologische Beschreibung des nördlichen Teiles des Karwendelgebirges, 1924; Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen, 1927; Geologische Erfahrungen beim Bau des Achensee-werkes, 1928; Reliefüberschiebung des Karwendelgebirges, 1928, gegenüber.

Schon der erste von mir im Jahre 1902 in den Verhandlungen veröffentlichte Querschnitt durch das Karwendelgebirge betrifft gerade die auch von M. Richter abgebildete Strecke zwischen Grubenkarspitze und Gamsjoch, welche übrigens am schönsten die große Überschiebung mit ihrer Stirnüberkipung zeigt (Fig. 9).

An dieser Stirnüberkipung ist also wohl kein Zweifel.

Während für mich aber die hier vorliegende Überkipung durch das Relief des Untergrundes beim Vormarsch der Inntaldecke veranlaßt wurde, sieht M. Richter darin einen überkippten Deckensattel.

Meine Erklärung schließt sich eng an den Befund an, daß wir im ganzen Karwendel einen mächtigen, aber tief erodierten Sattel vorliegen haben, welcher sich vom Stanserjoch im O bis zur Porta Claudia und darüber hinaus nach W verfolgen läßt.

Im S und im N von dieser mächtigen Aufsattelung liegt je eine Muldenzone mit jungen Schichten. Im Bereich der Sattelzone sind diese jungen Schichten ganz entfernt und die Einschnitte der Erosion reichen hier stellenweise bis zu dem Muschelkalkern hinab.

Diese tiefen Furchen, welche in die alte Sattelzone eingeschnitten wurden, sind nun nach meiner Überzeugung die Ursache für die merk-

würdigen Strukturen, denen wir hier am Nordrande der Inntaldecke begegnen.

Nach der Meinung von M. Richter liegt dagegen ein sehr einseitiger Deckensattel vor, welcher zerrissen wurde, wobei der Südflügel bis zu 8 km über den Nordflügel vorgetrieben wurde.

Wie ich schon mehrfach betont habe, kann man die Jungschichtenzone nicht summarisch als Sattelzone bezeichnen.

Sie stellt im großen eher eine Muldenzone oder nur den Südflügel eines Sattels vor, während die eigentliche Sattelzone selbst erst weiter nördlich folgt.

An dieser Auffassung vermögen auch die da und dort vorhandenen sekundären Sattelbildungen der obersten Schichten nicht zu rütteln.

Die Jungschichtenzone ist im östlichen Karwendel im Bereich von Sonnenjoch—Stanserjoch als der unmittelbare Südflügel des großen Wettersteinkalkgewölbes sehr schön erschlossen.

Hier zeigt es sich auch, daß die überkippten Schollen am Nordrand der Inntaldecke nicht, wie M. Richter meint, kopfüber in die Tiefe tauchen, sondern nur in den Furchen eines alten Reliefs stecken.

Es hebt sich nämlich östlich vom Engtal die Jungschichtenzone kräftig empor, die jüngsten Anteile sind von der Erosion entfernt und wir sehen nun die tieferen Anteile ohne die Zwischenschaltung der überkippten Altrias sich an das Gewölbe von Wettersteinkalk anschließen.

Die prachtvollen Aufschlüsse im Hintergrund von Engtal, Falzthuratal, Stallental lassen da keinen Zweifel bestehen.

Die überkippten Schollen am Nordrand der Inntaldecke tauchen nicht in größere Tiefen unter, sondern stecken lediglich in alten Erosionsfurchen.

Für das Studium dieses alten Reliefs gibt es kaum ein schöneres Gebiet als das östliche Karwendel.

Hier habe ich auch im Jahre 1924 das Wesen der Relieffüberschiebung erkannt und seither an vielen Stellen der Alpen weitere Beispiele entdeckt. Im Bereiche des östlichen Karwendels haben die Furchen des alten Reliefs vielfach ein ziemlich steiles Gefälle.

Deshalb finden sich hier eine Reihe von Stellen, wo man die frei und hochoberhalbigen alten Furchen sehen kann, welche zumeist mit Schichtenmaterial aus Untertrias ausgestopft sind. Ich habe den Typus dieser Einlagerungen schon mehrfach beschrieben, so daß ich hier nur darauf zu verweisen brauche.

Die Überlegenheit dieser Erklärung gegenüber der rein tektonischen Deutung, welche nur mit Faltung, Auswälzung, Verwerfung, Überschiebung . . . arbeitet, liegt in der Verbindung der Wirkungen von Erosion und Tektonik.

Damit vergrößert sich einmal der Erklärungsbereich außerordentlich und es werden auch Bauformen verständlich, die mit den Hilfsmitteln der reinen Tektonik entweder überhaupt unzugänglich bleiben oder nur auf sehr komplizierten Wegen erklärbar sind.

Auch bezüglich der Ostfortsetzung der Inntaldecke aus dem Bereiche des Karwendels über das Inntal ins Kaisergehirge stehe ich mit M. Richter nicht in Zusammenklang.

M. Richter glaubt, daß das Wettersteinkalkgewölbe des Unutz—Guffert—Pendlingzuges sich bei Kufstein über den Inn ins Plateau des Zahmen Kaisers fortsetze.

Ich habe schon im Jahre 1925 gegenüber K. Leuchs in den Verhandlungen festgehalten, daß diese Verbindung tektonisch unrichtig ist.

Zwischen dem Pendlingzug und dem Kaisergebirge liegt einerseits trennend die tiefe Unterinntaler Tertiärmulde, andererseits bildet eine Reihe von Wettersteinkalkschollen die wirkliche Fortsetzung gegen O, welche durch den Vorstoß der Kaisergebirgsdecke verschoben und niedergedrückt worden sind. Die allseitig frei schwebende Schubmasse des Kaisergebirges ist unbedingt die Ostfortsetzung der Inntaldecke.

Gehen wir vom Kaisergebirge noch weiter gegen O, so stoßen wir auf die prächtigen freischwebenden Schubmassen von Reiteralp—Lattengebirge und Untersberg.

Ich habe mich in den letzten Jahren gelegentlich der Aufnahmsarbeiten von Blatt „Lofer-St-Johann“ eingehend mit diesen Schubmassen beschäftigt.

Dabei hat sich ergeben, daß die Berchtesgadener Decke nicht die unmittelbare östliche Fortsetzung der Kaisergebirgsdecke ist, sondern beide wahrscheinlich schon zur Zeit ihres Vormarsches getrennte und selbständige Bewegungsmassen waren.

In diesem Sinne bedeutet die Kaisergebirgsdecke also das Ostende der Inntaldecke.

Die Berchtesgadener Decke steht aber der Inntaldecke in ihrem tektonischen Range gleich, das heißt, sie ist vom Südrand der Kalkalpen an gerechnet die erste, große freischwebende Schubmasse. Dagegen hat zwischen Inntaldecke und der Berchtesgadener Decke das Schichtenmaterial entscheidend gewechselt.

Während für die Inntaldecke die Schichtenfolge Untertrias bis Hauptdolomit leitend bleibt, gewinnt in der Berchtesgadener Decke zum erstenmal der Dachsteinkalk die Vorherrschaft. Als neues Bauelement tritt dann unter der Berchtesgadener Decke auch noch die ganz in Schollen aufgelöste Hallstätter Decke dazu. Man könnte auch daran denken, die Hallstätter Decke für eine Ostfortsetzung der Inntaldecke zu nehmen, mit dem Hinweis, daß tatsächlich z. B. am Südrand des Karwendels bei Innsbruck echte Schreyeralpkalke mit reicher Ammonitenführung entwickelt sind.

Was aber auch diese Gleichsetzung sehr erschwert, ist die ungemein verschiedenartige tektonische Rolle der heiden Schubmassen.

Die Inntaldecke tritt bis zu ihrem Ostende am Abbruch des Kaisergebirges mit großen, geschlossenen Massen auf, wogegen die Hallstätter Decke hin und hin in eine Saat von Schollen und Trümmern aufgelöst erscheint.

Ich hielt früher diese hochgradige Auflösung der Hallstätter Decke für ein Ergebnis der Auswalzung und Zerreißung durch die darüber vorgehenden höheren Schubmassen.

Man kommt bei dieser Deutung aber zu so wahnsinnigen Auswalzeträgen, daß ich diese Hypothese aufgegeben habe.

Man müßte von dieser Decke weit mehr auf Rechnung von Auswalzung setzen, als davon noch an Masse übrig ist.

Da erscheint es doch weit wahrscheinlicher anzunehmen, daß die Hallstätter Decke eine ältere Schubmasse vorstellt, welche schon von der Erosion ganz zerstückelt war, als die Berchtesgadener Schubmasse darüber vorging. Diese Rolle der Hallstätter Decke entspricht aber im allgemeinen gewiß nicht jener der Inntaldecke. Vergleichbar wäre da überhaupt nur das Westende der Inntaldecke, wo dieselbe unter der Krabachjochdecke zwar nicht ausgewalzt, aber sehr scharf abgeschrägt erscheint.

Ihrer Gesteinswelt nach erreicht die Inntaldecke also mit dem Kaisergebirge ihr Ostende.

Ihrer tektonischen Funktion nach tritt aber die Berchtesgadener Decke weiter im O an ihre Stelle als große, freischwebende und geschlossene Schubmasse am Südrande der nördlichen Kalkalpen.

Die Verbreiterung der Inntaldecke im Sinne von M. Richter führt also auch zwischen Inn und Salzach zu denselben Schwierigkeiten wie zwischen Loisach und Inn.

Auch hier sind die Kaisergebirgsdecke und die Berchtesgadener Decke als prächtige, freischwebende Schubmassen scharf von ihrem nördlichen Vorland getrennt.

Die Trennung ist hier sogar besonders klar ausgesprochen durch die Einschaltung der tiefen Unterinntaler und Reichenhaller Tertiärmulden.

Ein Zusammenziehen der Inntaldecke mit ihrem nördlichen Vorland kann also auch zwischen Inn und Salzach bestimmt nicht den naturgegebenen Verhältnissen entsprechen.

M. Richter dehnt seine tektonischen Vergleiche auch noch weiter westlich aus und kommt dabei zu dem Schluß, daß der Inntaldecke im W die Lunzer Decke im O gleichzustellen sei.

Auch dieser tektonischen Gleichung kann ich nach meinen eigenen Aufnahmsarbeiten im Bereiche der Lunzer Decke nicht zustimmen.

In der Geologischen Rundschau (Heft 1 von 1928) ist eine Arbeit von E. Spengler über die Länge und Schubweite der Decken in den nördlichen Kalkalpen erschienen, welche sich eingehend mit der Frage der Parallelisierung der einzelnen getrennten Schubmassen beschäftigt.

Leider hat M. Richter diese auf gründlichen Kenntnissen aufgebaute Arbeit nicht entsprechend berücksichtigt, was ihm manchen Fehlgriff erspart hätte.

Für die Schubmasse des Zuges Unutz—Pendling—Hochstauffen—Höllengebirge hat Spengler den Namen „Stauffen-Höllengebirgsdecke“ vorgeschlagen.

„Die primären Enden dieser Decke sind im W Unutz—Pendling, im O der Krestenberg. Es hat also keinen Sinn nach einer westlichen oder östlichen Fortsetzung dieser Decke zu suchen.“

Daher kann die unnötig neu getaufte „Stauffenteildecke“ auch kein höherer Teil der Inntaldecke sein.

„Die Stauffen-Höllengebirgsdecke entspricht dem südlichen Teil der Lunzer Decke östlich der Enns und ist also eine obere Teildecke der Lechtal-Lunzdecke.“

„Es gibt endlich nur eine einzige Decke der nördlichen Kalkalpen, für welche es wahrscheinlich ist, daß sie sich durch die ganze Länge der Nordalpen verfolgen läßt: die Lechtaldecke.“

Diese Aussagen Spenglers decken sich im wesentlichen auch mit meinen eigenen Erfahrungen und sie sind für eine Weiterarbeit verwendbar.

Bezüglich der Inntaldecke ergeben sich etwa folgende Vergleichsmöglichkeiten, die ich auch nur als Möglichkeiten festhalten und weiterprüfen möchte.

Die Inntaldecke ist eine freischwebende Schubmasse am Südrand der Kalkalpen.

Daher kann ihr die an ihrem ganzen Südrand tief eingeschuppte und überwältigte Lunzer Decke tektonisch auf keinen Fall entsprechen.

Als Vergleich käme auch da im O wohl nur die höchst liegende, große und freischwebende Schubmasse, also die hochalpine Decke Kobers in Betracht.

Wie ich schon 1918 in der Arbeit über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosanablagerungen in den Denkschriften der Akademie der Wissenschaften nachweisen konnte, wird diese hochalpine Decke am Ostende der Alpen im Bereiche von Schneeberg—Rax—Schneealpe auch noch von spärlichen Resten einer noch höheren Schubmasse überlagert. Diese könnte der Krabachjochdecke entsprechen.

Die Altersbewertung von Schubmassen und die Parallelisierung von räumlich getrennten Schubmassen sind Probleme, welche sich wesentlich von der Altersbewertung und Parallelisierung von getrennten Schichtenfolgen unterscheiden.

Zunächst ist der tektonische und der stratigraphische Zeitbegriff und Zeitwert ein grundverschiedener.

Die tektonischen Ereignisse, im weitesten Sinne des Wortes genommen, können sich in sehr kurzen, aber auch in langen Zeiträumen abspielen.

Die Wirkungen von Erdbebenstößen, von Hebungen und Senkungen, von Bergstürzen . . . vollziehen sich häufig in ganz kurzen Zeiten, wogegen es wieder Landbewegungen gibt, welche sich nachweislich durch lange Zeiten hinziehen. Freilich wissen wir auch in diesen Fällen meistens nicht, ob es sich wirklich um stetige Bewegungen handelt oder ob es nicht doch vielleicht nur lange Reihen von jeweils kurzen, aber kleinen Verschiebungen mit vielen ruhigen Zwischenpausen sind.

Die tektonischen Ereignisse sind jedenfalls in vielen Fällen zeitlich scharf begrenzt und für sich abgeschlossen.

Die stratigraphische Zeitrechnung hat es im allgemeinen mit sehr viel längeren Zeiträumen und weniger scharfen Grenzen zu tun.

Die stratigraphischen Zeitmessungen und Zeitvergleiche sind im wesentlichen auf die Mitwirkung der Lebewesen angewiesen.

Wenn wir z. B. zwei Schichtenfolgen in Amerika und Europa als geologisch gleichaltrig bezeichnen, so heißt das nur, daß sich in denselben eine Anzahl von sehr ähnlichen Resten von Lebewesen eingeschlossen finden.

Das sagt an sich noch lange nichts über eine wirkliche Zeitgleichung aus.

Um zu einem Zeitvergleich zu gelangen, muß man noch die Annahme machen, daß die gleichgestalteten Pflanzen- und Tierformen aus

einem ursprünglich kleinen Lebensbereich stammen und sich von dort aus durch Vermehrung und Wanderung allmählich über einen großen Teil der Erde verbreitet haben.

Macht man aber z. B. die Annahme, daß die Schaffung neuer Lebeformen nicht jeweils von einer Stelle ausgegangen ist, sondern immer von mehreren unabhängigen Bereichen, so verliert man jeden Anhalt zur Parallelisierung weit entfernter Ablagerungen.

Nun hat die erstere zum Aufbau von Paläontologie und Stratigraphie verwendete Grundannahme sehr viel Wahrscheinlichkeit für sich.

Während es aber bei getrennten Schöpfungsreihen wirklich möglich wäre, daß zwei ähnliche Lebeformen in verschiedenen Kontinenten tatsächlich gleichzeitig erscheinen könnten, ist dies bei einheitlicher Schöpfungsreihe überhaupt unmöglich, weil ja die meisten Lebensformen lange Zeiten brauchen, um sich weithin über die Erde ausbreiten zu können.

Es erfordert also schon das Aushreiten an sich meist große Zeiträume.

Außerdem ist die Ausstrahlung einer Pflanzen- oder Tierform von einem einheitlichen Entstehungszentrum aus nach den verschiedenen Richtungen hin außerordentlich verschieden geschwind, vielfach sogar unmöglich.

Man braucht nur an die heutige Verbreitung von Pflanzen und Tieren zu denken, um das große Ausmaß dieser Unregelmäßigkeiten zu begreifen und zu würdigen.

Aus diesen Überlegungen geht mit Sicherheit hervor, daß die stratigraphische Zeitvergleichung von weit getrennten Schichten in den meisten Fällen nur innerhalb von sehr weiten Fehlergrenzen anwendbar ist.

Es geht aber auch weiter daraus hervor, daß die Zeitvergleichung an sich immer unsicherer wird, zu je kleineren stratigraphischen Einheiten man herabsteigt.

Die Ausbreitungszeit bleibt mit allen ihren Unregelmäßigkeiten und Lücken für kleinere Änderungen der Lebewelt ungefähr dieselbe wie für große.

Die Ausbreitungszeit kann nun gegenüber von kleinen Änderungen schon so groß werden, daß sie bereits die Lebensdauer einer solchen Änderung übersteigt.

Das ist bei großen Änderungen der Lebewelt weit unwahrscheinlicher.

In einem solchen Fall hat dann der Zeitvergleich von weit entfernten kleinen, stratigraphischen Abteilungen überhaupt seine Berechtigung verloren.

Der Unterschied zwischen tektonischem und stratigraphischem Zeitvergleich ist also ein sehr tiefgreifender.

Tektonische Ereignisse können sich sehr rasch vollziehen und innerhalb einer geschlossenen Bewegungsform wirklich ziemlich gleichzeitig sein. Ein Zeitvergleich zwischen verschiedenen getrennten Faltungen, Überschiebungen, Verwerfungen ist jedoch auf rein tektonischem Wege wenigstens derzeit nicht möglich.

Es ist aber nicht ausgeschlossen, daß es der weiteren geophysikalischen Forschung noch gelingt, das Alter von gefalteten Schichten

oder von Mylonitzonen an Überschiebungen oder Verwerfungen festzustellen. Ein Faltenstück, ein Mylonit von triadischem oder tertiärem Bildungsalter wird sich vielleicht in seiner Struktur unterscheiden lassen.

Wenn man aber mit den hentigen Mitteln zwischen getrennten Gebirgen Zeitvergleiche von tektonischen Ereignissen anstellen will, so kann man das nur im Sinne von H. Stille wieder mit Anlehnung an die stratigraphische Zeitrechnung versuchen.

Man darf dabei aber nicht vergessen, daß man die Unsicherheit der stratigraphischen Zeitrechnung durch das Einschalten von tektonischen Ereignissen durchaus nicht etwa verkleinern kann.

Es tritt im Gegenteil noch eine weitere, recht schwer abgrenzbare Unsicherheit dazu. Diese besteht darin, daß es vielfach sehr schwierig, wenn nicht unmöglich ist, eine Faltung, eine Überschiebung, eine Verwerfung genauer mit der Stratigraphie in Verbindung zu bringen. Man kann meistens auch in gut erschlossenen und durchforschten Gebieten, wie z. B. in den Alpen, den Beginn und das Ende einer Faltung nicht mit bestimmten stratigraphischen Angaben verbinden.

Meist bleibt auch da wieder ein ziemlicher zeitlicher Spielraum offen.

Diese naturgegebene Unsicherheit der Einordnung der Tektonik in die benachbarte Stratigraphie tritt bei einem Vergleich der tektonischen Ereignisse in entfernten Gebirgen noch zur stratigraphischen Zeitunsicherheit vermehrend und störend hinzu.

Welche Schwierigkeiten hier vorliegen, zeigt am besten die Geschichte der Überfaltungslehre in den Alpen.

Noch vor 20 Jahren galt die Einheitlichkeit der Überfaltung der Alpen und ihr jungtertiäres Alter wenigstens in den Westalpen als ein Dogma. Heute ist diese Einheitlichkeit von Argand-Jenny-Stauh u. a. längst schon in eine Reihe von tektonischen Schicksalen aufgelöst, die vom Paläozoikum bis zum Diluvium reichen.

Ich selbst habe in den Nordalpen übrigens keine einzige stratigraphisch streng begrenztere Faltung, Überschiebung oder Verwerfung kennen gelernt.

Diese Unsicherheit prägt sich hier z. B. auch in den vielverwendeten Ausdrücken „vorgosauisch, nachgosauisch“ aus.

Gewiß ist diese Unbestimmtheit nicht befriedigend, aber nach meiner Einsicht dennoch jeder Scheinsicherheit vorzuziehen.

Die Aussichten, die einzelnen Schubmassen der Nordalpen in bezug auf das Zeitmaß ihrer Bewegungen mit Hilfe der Stratigraphie genauer einzuteilen, sind also sehr gering.

Für die Inntaldecke kommen etwa folgende Angaben in Betracht.

Die Inntaldecke (im alten Sinne) besteht selbst aus Gesteinen vom Buntsandstein bis zur Gosau des Muttekopfs.

Als Schubmasse übergreift sie im W die wahrscheinlich cenomanen Kreideschiefer, staut im N noch die Gosaumulde von Holzgau und übergreift östlich vom Achensee die Gosau des Sonnwendgebirges.

Die Kaisergebirgsdecke übergreift dann sogar noch die Angerberg-schichten (Aquitaniens) der Unterinntaler Tertiärmulde.

Aus diesen Befunden ist also nur zu schließen, daß der Aufschub im W jünger als Cenoman, im O jünger als Oberoligozän ist.

Da aber die Kaisergebirgsdecke vollständig von der geschlossenen Masse der Inntaldecke abgetrennt ist, braucht die tertiäre Verschiebung für die Hauptmasse nicht zu gelten.

Sie braucht weiter auch für die Kaisergebirgsdecke nicht für den ersten Einschub, sondern nur für den letzten Vorstoß zu gelten.

Jedenfalls ist die Unterlage, auf welche die Inntaldecke zwischen Flexenpaß und Kaisergebirge aufgeschoben wurde, durchaus nicht etwa eine Schichtenfläche, sondern vielmehr ein Relief gewesen, was hier auch noch die Bestimmung der Einschubszeit erschwert.

Nachdem also mit der stratigraphischen Zeitmessung für unsere Schubmassen nur unverlässliche und weite Grenzen zu erhalten sind, eine direkte Verfolgung der einzelnen Schubmassen vielfach aussichtslos bleibt, weil sie eben nicht durchziehen oder von der Erosion zerstückelt sind, so kann man eine Parallelisierung derselben noch auf Grund ihres tektonischen Ranges versuchen.

Ich verstehe unter tektonischem Rang die Stellung einer Schubmasse zu den unter und ober ihr befindlichen benachbarten Schubmassen.

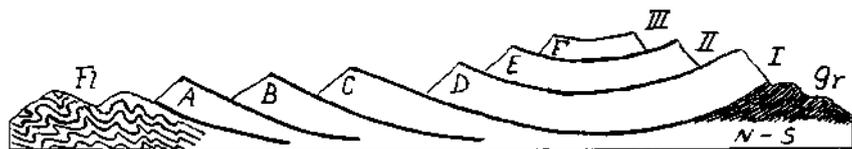


Fig. 10. Querschnittschemata der Schubmassen der nördlichen Kalkalpen. Gr = Grauwackenzone. Fl = Flyschzone. A—B—C—D—E—F = Rangstufen der Schubmassen, gerechnet von der Flyschbasis. I—II—III = Rangstufen der Schubmassen, gerechnet von der Grauwackenbasis. A—B—C sind nur Abspaltungen von D.

Um nun auf Grund des tektonischen Ranges zwei entfernte Schubmassen miteinander vergleichen zu können, muß man eine gemeinsame Basis derselben besitzen.

Eine solche Basis findet sich für den Bereich der Nordalpen einerseits an ihrer Süd-, andererseits an ihrer Nordseite.

Im einen Fall bildet die Grauwackenzone, im anderen die Flyschzone eine solche Basis gegenüber den darauf lagernden Schubmassen.

Je nachdem man nun in einem Querschnitt die Zählung der übereinanderliegenden Schubmassen von S oder von N her beginnt, kommt man zu einem verschiedenen Ergebnis.

Das heißt in anderen Worten, die Schubmassen der nördlichen Kalkalpen sind nicht symmetrisch gebaut und ziehen teilweise nicht von S nach N durch.

Bei der Auszählung von S her erhält man stets weniger als bei der Zählung von N her. (Fig. 10.)

Es hat dies seinen Grund darin, daß offenbar die größeren Schubmassen infolge der Reibung sich am Nordrande zerspalteten und schuppenförmig übereinander lagerten.

Bei dieser Mechanik ist es sofort klar, daß die Zählung der Schubmassen vom Nordrand aus nicht nur wesentlich mehr Schubkörper, sondern auch an verschiedenen Stellen eine unregelmäßige Zahl ergeben muß.

Es kommt dabei ja eigentlich erst die ganze Lokaltektoneik der Kalkalpen zum Ausdruck.

Die Zählung vom Südrande her hat daher den Vorteil der viel rascheren Übersicht und der wesentlich leichteren Prüfung.

Beide Basiszonen, die Flyschzone im N und die Grauwackenzone im S besitzen nach unserer heutigen Einsicht für sich selbst wieder einen komplizierten Schuppenbau.

Dieser Schuppenbau bleibt aber von demjenigen der Kalkalpen insofern getrennt, als weder Gesteine der Flyschzone, noch auch solche der Grauwackenzone als Bauelemente im Innern der Kalkalpen erscheinen.

Es findet also im allgemeinen ein vollkommener Abschluß der Kalkalpentektonik gegen die nördliche und südliche Basis statt.

In diesem Sinne kann man daher auch beide Zonen für einen relativen Rangvergleich der kalkalpinen Schubmassen in Betracht ziehen.

Ihre Funktion ist dabei aber eine recht verschiedene.

Die Flyschzone ist von den kalkalpinen Schubmassen abgeschürft und teilweise überfahren worden, die Grauwackenzone ist wenigstens z. T. selbst ein Begleiter der untersten kalkalpinen Schubmasse.

Man kann daher die Nordbasis der Kalkalpen nicht etwa mit ihrer Südbasis verbinden.

Auch aus diesem Grunde kann die Zählung vom Nordrande oder vom Südrande aus nie dasselbe Ergebnis bringen.

Die Rangstellung der Inntaldecke ist klar gegeben.

Unter ihr liegt die Lechtaldecke, welche durch Buntsandstein und Verrukano mit Grauwacken und Kristallin verbunden ist.

Die zuerst von den Schweizern im Rätikon als Karbon beschriebenen Phyllite und Tonschiefer setzen sich nach meinen Erfahrungen am ganzen Südrande der Lechtaler Alpen bis über Landeck hinaus fort und stellen hier zwischen dem Kristallin von Silvretta- und Ferwallgruppe und der Altrias eine Vertretung der Grauwackenzone vor.

Die Inntaldecke ist also, vom Südrande der Kalkalpen aus gezählt, die zweite Schubmasse, und zwar die erste, allseitig freischwebende.

Zwischen der Lechtaldecke und der Inntaldecke schaltet sich im W die Zone der Tauchdeckenkerne ein, welche man aber kaum als eigene Decke, sondern wohl nur als Abschürfung und Einrollung von Hangenteilen der Lechtaldecke bezeichnen kann.

Weiter im O ist mir keine ähnlich gebaute Zone mehr begegnet.

Auf der Inntaldecke liegt dann die ebenfalls nur im W in größeren Schollen hekannte Krabachjochdecke.

Am Ostrande der Nordalpen entspricht, wie ich schon erwähnte, dem tektonischen Rang der Inntaldecke bei der Zählung von der Südseite aus die hochalpine Decke von Kober.

Sie ist im N der voralpinen Decke aufgeschoben und trägt selbst noch Reste einer höheren Decke.

Für eine tektonische Gleichstellung der Inntaldecke mit der hochalpinen Decke spricht auch noch folgender Umstand.

Die Gipfelkalke von Schneeberg und Rax habe ich noch im Jahre 1918 in der Arbeit über die exotischen Gerölle und die Tektonik der niederösterreichischen Gosauablagerungen in den Denkschriften der Akademie der Wissenschaften im Anschluß an A. Bittner den Dachsteinkalken gleichgestellt.

Diese Gleichung möchte ich heute nicht mehr aufrecht halten.

Es scheint mir vielmehr die Ansicht von G. Geyer, daß die Kalke etwa ins Niveau des Wettersteinkalks gehören, die zutreffendere zu sein.

Schon vor Jahren hat sich übrigens Prof. Dr. J. Pia mir gegenüber auf Grund seiner Diploporenfunde entschieden für ein höheres Alter der Schneebergkalke ausgesprochen.

Mit dieser Altersverschiebung der Schneeberg-Rax-Kalke ist der Vergleichswert von Inntaldecke und hochalpiner Decke gestiegen.

Richtigstellungen.

Die Arbeit von M. Richter enthält eine Reihe von Unrichtigkeiten, welche ich hier kurz aufklären will, damit sie nicht in der geologischen Literatur zum Schaden von Autor und Leser weiterwandern.

Seite 2. „Die Lechtaldecke ist nichts weiter als der abgespaltene südliche, auf den nördlichen Teil weggeglittene Hauptteil der Allgäudecke“, muß natürlich umgekehrt lauten, weil die Lechtaldecke die an sich viel größere Masse vorstellt und die schöpferische Bewegung von S gegen N zu erfolgt ist.

Also ist die Allgäudecke eine Stirnabsplattung der Lechtaldecke und nicht umgekehrt.

Seite 10. Das Ergebnis, daß die Allgäudecke nicht bis in den Rätikon reicht, wurde bereits von J. Gubler auf seiner Strukturkarte des zentralen Vorarlbergs 1928 festgestellt.

Die Zerteilung von Allgäu- und Lechtaldecke reicht nicht bis zu dem Nordrand des Rätikons, weil sie nicht sehr weit gegen S greift, sondern weil hier alle Teildecken von SO gegen NW zu bewegt wurden und jeweils die südlichere die benachbarte nördlichere überholte.

Seite 11—12. „Scesaplanamulde und Lechtaler Deckenmulde haben tektonisch nichts miteinander zu tun.“ Das kann man nicht behaupten. Ich habe mich schon vor vielen Jahren überzeugt, daß hier im Rätikon und im obersten Lechtal dieselbe Schichtserie bis zur Oberkreide entwickelt ist.

Charakterisiert wird die Kreidemulde der Lechtaler Alpen von Landeck bis zum Spullersee als das südlichste große Muldenelement der Lechtaldecke.

Dasselbe gilt auch für die Kreidemulde des Rätikons von Braz bis zur Scesaplana. Diese Frage ist übrigens ebenfalls durch die Aufnahmen von J. Gubler erledigt worden.

Seite 14. Die älteren Schichten tauchen östlich von Lech nicht sehr rasch unter, sondern sie werden an der Schubbahn der Lechtaldecke nacheinander abgesehert, wie ich auch in der Arbeit über das oberste Lechtal in unserem Jahrbuch 1930 genauer angegeben habe.

Seite 14. Es ist M. Richter zuzustimmen, daß auf der tektonischen Karte von J. Gubler auch schon die Schuppen X—XII (Wandflussschuppe, Hängender Stein, Trümpyschuppe) zur Lechtaldecke gehören.

Seite 15. M. Richter hält es für sicher, daß die Wandflussschuppe die direkte Fortsetzung des Allgäuer Hauptkamms ist.

Das ist nicht ganz richtig.

Der Allgäuer Hauptkamm besteht an seinem Westende aus drei Teil-schuppen.

Von diesen enden die zwei nördlichen bereits südlich und südwestlich von Lechleiten. Nur die oberste greift weiter westlich vor.

Seite 17. Die Hasenfluh ist nicht in die Kreide der großen Lechtalmulde eingewickelt. Eine genauere Darstellung ihres Baues ist im Jahrbuch 1930 in der Arbeit über das oberste Lechtal enthalten.

Seite 25. Die Burkopschuppe ist durchaus nicht der Scholle der „Wösterspitz“ analog. Die Fortsetzung der Wösterspitzscholle zieht über die Lärchspitze zum Gipfel der Pimigspitze, während die Burkopschuppe tief darunter am Nordfuß der Pimigspitze liegt.

Außerdem zeigt die Burkopscholle an ihrem Westende eine geschlossene, gegen W gerichtete Faltenstirne.

Sie ist also in dieser Richtung tektonisch eingesäumt und kann hier keine Fortsetzung haben.

Seite 34. Den Vorschlag von M. Richter, die Grenze der Inntaldecke im Madauer Tal an die Nordseite der Saxerspitz zu verlegen, halte ich für durchaus überlegenwert.

Seite 37. „Der Deckensattel des Puitentals ist also gleichmäßig gebaut.“

Ich habe in dieser Arbeit neuerlich Beweise vorgelegt, daß dies nicht der Fall ist. Es liegt hier im Grundbau gar kein Sattel vor, sondern es handelt sich nur um eine oberste, zusammengestaute Zone vor der Stirne der Inntaldecke.

Seite 40. „So läßt sich der Puitental-Deckensattel von Ehrwald bis Schwaz verfolgen. Er ist vielleicht der wichtigste Deckensattel der Kalkalpen zwischen Rhein und Inn.“

Ich kann nur wiederholen, daß man die Jungschichtenzone zwischen Ehrwald und Schwaz unmöglich summarisch als Deckensattel beschreiben kann. Größtenteils ist sie überhaupt kein Sattel und sonst nur Südfügel eines Sattels.

Seite 41. „Der Puitental-Deckensattel entspricht einem Spezialsattel innerhalb der Holzgau-Lermooser Mulde.“ Die Jungschichtenzone von Ehrwald setzt sich ungestört in die Mulde von Lermoos-Holzgau fort. Ein Spezialsattel ist mir in der Mulde westlich von Lermoos nicht bekannt. Weiter westlich ist der Muldenkern an der Bleispitze klein zerknittert, aber nicht aufgesattelt.

Seite 50—51. „Der Unnutzsattel läuft über den Pendling in den Zahnen Kaiser, von dem ab der Sattel auf die nördlich vorliegende Mulde (Fortsetzung der Karwendelmulde) aufgeschoben ist. Aus dieser Überschiebung geht nach O die Stauffenteildecke hervor.“

Der Unnutzsattel läuft zwar zum Pendling, aber durchaus nicht zum Zahnen Kaiser. Seit 1921 bekämpfe ich diese irriige Meinung, die immer wiederkehrt.

Der Pendlingsattel setzt sich an der Nordseite der Unterinntaler Tertiärbucht gegen O zu fort. Die Schbnmasse des Zahnen Kaisers aber liegt auf der Südseite der Unterinntaler Tertiärbucht und ist sogar noch auf diese überschoben. Die nördlich vorliegende Mulde ist nicht die Fortsetzung der Karwendelkreidmulde, sondern die Unterinntaler Tertiärmulde.

Zwischen der Schubmasse des Kaisergebirges und der Stauffenteildecke besteht gar kein engerer Zusammenhang.

Seite 54. „Fest steht jedenfalls die Gleichsetzung Inntaldecke—Lunzerdecke.“

Diese Gleichsetzung ist im Gegenteil sehr unwahrscheinlich.

Wir halten die tektonische Gleichsetzung der Inntaldecke (in der alten Fassung) mit der hochalpinen Decke von Kober für wahrscheinlicher.

Der Krabaehochdecke entsprechen in O die Reste der Schubmassen, die noch auf der hochalpinen Decke lagern.

Seite 57. „Ich glaube nicht, daß viel Zeit liegt zwischen der Deckenüberschiebung und der Deckenfaltung. Wir haben noch keinen sicheren Anhaltspunkt dafür, daß sich zwischen den beiden Vorgängen eine Erosionsperiode einschleibt.“

Ich möchte annehmen, daß sich der Vorgang der Deckenfaltung unmittelbar an den der Deckenüberschiebung anschließt.“

Diese zeitliche enge Verbindung von flachen, weit ansgreifenden Überschiebungen und enggespannten Auffaltungen ist sehr unwahrscheinlich.

Beide Vorgänge stellen eine so verschiedenartige Methode der Rammverkürzung dar, daß sie gewiß nicht unmittelbar zusammenhängen. Durch einen bescheidenen, weiteren Vorstoß der großen Schubmasse hätte ja dasselbe viel leichter erreicht werden können.

Seite 57. „Daß eine Gliederung in Deckensattel und Deckenmulden sich in angedeuter Weise anwenden läßt, glaube ich genügend gezeigt zu haben.“

Es ist sogar die einzig mögliche Gliederung, denn sie ist der Schlüssel zur Tektonik.“

Die nachträgliche Faltung von Untergrund und auflagernden Schubmassen spielt gewiß in den nördlichen Kalkalpen wie auch sonst eine wichtige Rolle.

In sehr vielen Fällen hat aber die Erosion bereits vor den ersten Überschiebungen, aber auch noch vor den späteren Überschiebungen tief zerschneidend eingegriffen und damit der Kerbwirkung und der Reliefüberschiebung einen entscheidenden Einfluß ermöglicht. Das scheint mir ein besserer Schlüssel für die Auflösung der Tektonik der nördlichen Kalkalpen zu sein.

Zur Geologie der Erz führenden Grauwackenzone von Radmer bei Hieflau.

Von **Gustav Hiebleitner.**

(Mit 2 Tafeln und 8 Textfiguren.)

Anschließend an die geologische Neuaufnahme der Umgebung des steirischen Erzberges im Jahre 1927¹⁾ wurden im Sommer 1928 die Lagerungsverhältnisse im Gebiet von Radmer bei Hieflau untersucht und damit im notwendigen Zusammenhang die weitere Umgebung von Radmer erneut geologisch aufgenommen. Die von Professor Redlich im Verein mit F. Sellner geleistete Aufnahme aus den Jahren 1920/21 war auch hier wieder Ausgangspunkt und Grundlage für die noch eingehendere Kartierungsarbeit und hat die Problemstellung der Tektonik schon zu Beginn der Aufnahmsarbeiten ermöglicht. Überdies hat sich die Notwendigkeit eingestellt, über das Redlichsche Aufnahmsgebiet hinaus noch südlich von Brunnecksattel-Kragelschinken bis in die Teichen bei Kallwang die Kartierung zu erweitern, um dort neue Anhaltspunkte für die Entzifferung des Gebirgsbauplanes zu finden, welcher für die Radmer im Laufe der Arbeiten vermutet wurde und der auch für die Beurteilung der Erzlagerstätten von großer Bedeutung ist.

Die Darstellung der geologischen Karte²⁾ wurde in gleicher Weise wie für Eisenerz vorgenommen; hingegen mußte von der Ostwestrichtung der Profile entsprechend dem geänderten Grundplan des Gebirgsbaues Abstand genommen werden. Das Profilnetz wurde mit 30° von der Ostwestrichtung abweichend nach ONO—WSW gelegt, der Abstand 600 m der Profilschritte wurde beibehalten.

In bezug auf die feldgeologische Einzelbeschreibung jener Gesteine, welche den Eisenerzer Vorkommen gleichen, wird auf die Eisenerzer Arbeit verwiesen, nur Neues oder Gegensätzliches wird näher ausgeführt; das gilt teilweise auch bezüglich der allgemeinen Betrachtung über den Gebirgsbau; doch wurde schon in der Eisenerzer Arbeit angemerkt, daß erst die Ergebnisse der Radmer Untersuchung zugunsten der Auffassung vom vortriadischen Alter des Schuppenbaues der paläozoischen Schichtenfolge entscheidend waren.

1) G. Hiebleitner, Zur Geologie der Umgebung des steirischen Erzberges, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1929.

2) Als Kartengrundlage dienten die auf 1:12500 vergrößerten Spezialkarten 1:25000; folgende topographische Fehler derselben seien kurz bemerkt: im Gebiet des Bettelschlaggrabens ist die Zeichnung des Talverlaufes der Seitenbäche des Finstergrabenbaches falsch; die Bezeichnung Rotwand, irrtümlich zur Kote 1875 gesetzt, gehört zur Kote 1935; statt Bohriedl Bohnriedl; die Bezeichnung Looskogel gehört zur Kote 1384.

Der Arbeit liegt folgende Einteilung zugrunde:

- I. Rückschau auf die Ergebnisse neuerer geologischer Bearbeitungen des Gebietes von Radmer und seiner Umgebung.
- II. Gesteins- und Schichtengruppen:
 1. Tonschiefer(Kalk)gruppe unter Porphyroid und Erz führendem Kalk (Tonschiefergruppe).
 2. Plagioklas-Hornblendegestein, Chloritschiefer, Grünschiefer (Diabase).
 3. Porphyroid.
 4. Erz führender Kalk,
 5. Werfener Horizont,
 6. Eiszeitliche und nacheiszeitliche Schuttbildungen.
- III. Gebirgsbau.
- IV. Erzlagerstätten.

Die Arbeit in ihren praktischen Zielen wurde im Auftrag der Österreichischen Alpenen Montangesellschaft durchgeführt, deren Maßen- und Freischurfbesitze sämtliche wichtigeren Erzvorkommen der Umgebung von Radmer umfassen. Die auf eingehende Kartierung findende, möglichst genaue und sichere Kenntnis des Gebirgsbaues soll als eine erste und notwendige Voraussetzung für die Vornahme bergmännischer Untersuchungsarbeiten auf die Spateisenvorkommen gelten.

Für die freundliche Genehmigung, die geologischen Ergebnisse dieser Untersuchungsarbeit zu veröffentlichen, habe ich den Herren der Generaldirektion der Österreichischen Alpenen Montangesellschaft Zentraldirektor Dr. A. Zahlbruckner und Oberbergat Ing. R. Pohl bestens zu danken, ebenso den Herren der Bergdirektion Eisenerz Bergdirektor Ing. R. Schaur und Berginspektor Ing. H. Asimus für ihr helfendes Interesse.

I. Rückschau auf die Ergebnisse neuerer geologischer Bearbeitungen des Gebietes von Radmer und seiner Umgebung.

An neuerer geologischer Literatur sollen die Ergebnisse der geologischen Aufnahme von Radmer selbst durch K. A. Redlich und F. Sellner, die Untersuchungen von Heritsch im benachbarten Paltental und die jüngste Kartierung des Grauwackengebietes von Kallwang durch Hammer kurz erläutert werden, da auf sie in der eigenen Untersuchung mehrfach hingewiesen werden muß. Über den Aufbau der anschließenden Triaskalkalpen (Blatt Admont-Hieflau der Geologischen Bundesanstalt wird 1931 neu erscheinen) berichten u. a. (insbesondere Bittner, Geyer) zuletzt die Arbeiten von Ampferer; auch diese Ergebnisse sind für die Fragen der Fortsetzung der Erzlagerstätten indirekt von Bedeutung. Beiträge zur Petrographie des Porphyroids der Radmer liefert F. Angel in seiner allgemeinen Arbeit über die „Quarzkeratophyre der Blasseneckserie“, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1918.

Bezüglich Geologie der Nachbarschaft zum Eisenerzer Erzberg wird auf die eigene Arbeit (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1929) verwiesen, welche auch die Resultate der früheren Beobachter (Heritsch, Redlich, Spengler, Kern usw.) angeführt enthält.¹⁾

¹⁾ Die jüngste Arbeit von K. A. Redlich und K. Preclik (Zur Tektonik und Lagerstätten-genese des steirischen Erzberges, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1930) ist erst nach Fertigstellung dieser Arbeit erschienen, doch soll noch in einigen Fußnoten darauf Bezug genommen werden.

Allgemeine geologische Probleme der Grauwackenzone behandeln in jüngerer und jüngster Zeit R. Schwaner, Das Paläozoikum am Brenner, Vergleiche und Wertungen, Centralbl. f. Min. 1925, Abt. B, Nr. 8 u. 9, ferner Geröll führende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen, Geol. Rundschau, Bd XX, 1929, Heft 3 — 5; H. P. Cornelius, Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung, Geol. Rundschau XVI, 1925, S. 350 — 377 und 416 — 434. Schließlich B. Wilser, Probleme ans der nördlichen Grauwackenzone der Ostalpen, Z. d. D. Geol. Gesellschaft 1930, Heft 2.

I. F. Heritsch.

a) Geologische Studien in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen III, Sitzungsber. Ak. Wiss. Wien 1911, Bd. CXX, S. 95.

b) Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Paltentales, Mitt. Naturw. Verein Steiermark 1911, Bd. 48.

c) Geologie der Steiermark, Graz 1921.

Schichteneinteilung und Tektonik, von unten nach oben:

Quarzphyllit des Paltentales, übergehend in die

Karbonserie (Konglomerate, Sandsteine, Graphit und Graphitschiefer, Quarzitschiefer, Serizitschiefer [Phyllite], Serizitquarzite, sämtlich = Oberkarbon; lokal vom Unterkarbon des $Mg CO_3$ führenden Triebensteinkalkes überschoben).

 Überschiebung

Blasseneckserie, Porphyroid, Serizitschiefer, graphitische Schiefer, Serizitquarzite.

 Hauptüberschiebung

Erz führender Silur-Devonkalk mit Kieselschiefer, Tonschiefer, graphitischem Schiefer.

 Überschiebung

obere Blasseneckschuppe, Porphyroid und Erz führender Kalk.

 Überschiebung

oberste Blasseneckschuppe, Porphyroid und Erz führender Kalk.

Die Schieferserie des Karbons ist außerdem durch basisch-vulkanischen Einschlag gekennzeichnet: Chloritschiefer, Diabase (Uralitdiabase), Hornblendechloritschiefer, Serpentine.

Die Serizitschiefer (Phyllite) der Blasseneckserie sind den Schiefern des Karbons sehr ähnlich.

Auch im Karbon sind mehrere Kalkzüge (Höll bei Kallwang) vorhanden.

In der Radmer wird die unterste Schuppe des Mesozoikums von der obersten Blasseneckschnuppe überschoben.

2. K. A. Redlich und F. Sellner.

„Der Erzzug Vordernberg—Johnsbachtal“. II. Radmer. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, Wien 1922.

Diese Arbeit enthält ein ausführliches Literaturverzeichnis und besonders auch geschichtliche Angaben über den früheren Kupfer- und Eisenerzbergbau.

Auch hier gilt die für Eisenerz aufgestellte Dreiteilung des Schichtenkomplexes:

zuunterst:	Porphyroid,
darauf:	Tonschiefergruppe mit Konglomeraten ¹⁾ ,
oben:	Kalk, Erz.

Auf die Tektonik im einzelnen wird wenig eingegangen; im allgemeinen: Bewegung nach N; zwei N-S streichende Porphyroidaufbrüche (Finstergaben, Edelgraben); allgemeines Schichtenverflachen nach ^{2h}—^{4h}, erst gegen Johnsbach alpines Schichtenstreichen O-W. Das Fehlen der Tonschiefergruppe zwischen Porphyroid und Kalk ist selten.

¹⁾ Nunmehr tragen auch K. A. Redlich und K. Preclik (l. c. S. 231) der von E. Spengler für Eisenerz begründeten Schichteneinteilung Rechnung.

Vererzung: Am Bucheck vier Erzlager (vererzte Kalklinsen), welche durch Überschiebungen übereinander zu liegen kommen.

Ein Sideritgang im Werfener Schiefer des obersten Haselbacher Faschinggrabens (Loidalm, Radmerer Neuburgalm).

Die silberreichen Kupfererze, von Quarz begleitet, in der Hinterradner wahrscheinlich jüngere Gangausfüllungen sowohl im vererzten Kalk als auch im Tonschiefer.

Altersstellung der Vererzung nachtriadisch; am Eiserner Erzberg erst die Erzbildung nach der Gebirgsfaltung, aber Verallgemeinerung noch nicht möglich.

3. W. Hammer.

Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1924.

Blasseneckgruppe: Starke Verschiebung der Gesteine aus der Porphyroidserie machen auch im Dünnschliff mitunter die Entscheidung unmöglich, ob sedimentäre oder porphyroide Abstammung vorliegt.

Schiefereinschlüsse werden vom Porphyroid am Südhange des Zeyritz erwähnt.

Feinschichtige Grauwackenschiefer, Halbphyllite, werden von den höherphyllitischen Schiefern der Blasseneckserie abgetrennt, wie dies Spengler für das Eiserner Blatt getan hat; Grünschiefer, Kalke und Graphitschiefer sind seltener.

Am Kragelschinken sind grüne Schiefer, Amphibolit sowie Uralitdiabas eingeschaltet.

Erz führender Kalk: Das Spateisen (Limonit)vorkommen am Ostrand der Achner Knecht (alter Tagbau), ein Erzlager von 2 bis 3 m Breite auf 20 m Länge verstreut.

Tektonik: Unter Beibehalt des Grundgerüsts von Heritsch werden zwei tektonisch übereinander geschaltete Blasseneckporphyroide unterschieden, dazwischen als selbständige tektonische Decke der Erz führende Kalk; dieser liegt auf Porphyroid anormal auf (Gangquarzmassen!).

Das Wildfeld baut eine höhere Kalkdecke auf als jene des Zeyritz, getrennt durch Grauwackenschiefer.

Starke tektonische Bewegungen am Kragelschinken.

Der Nordrand zur Trias eine tektonische Haupttrennungsfläche, welche zwei Gebirge von verschiedenem Bausstil scheidet; z. T. (Johnsbach) vertikale Bruchflächen.

4. O. Ampferer.

Beiträge zur Geologie der Umgebung von Hieflau. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1927.

Zwischen Lugauer und Kaiserschild verläuft eine große Störung, die aber nicht durch die Schlucht des Radmerbaches bezeichnet ist, sondern westlich davon durchstreicht (Werfener Schieferaufbruch auf der Sulzbanernalm). Der Lugauer besteht aus steilgestelltem Dachsteinkalk, SW-NO streichend, den Kaiserschildstock setzen Wettersteinkalk und Dolomit zusammen, die flach N einfallen.

II. Gesteins- und Schichtengruppen.

1. Tonschiefer(kalk)gruppe.

Unter dem Porphyroid und Erz führenden Kalk (Tonschiefergruppe) setzen zusammen: phyllitische (serizitische) und graphitische Schiefer, graphitische Kiesel-schiefer, Sandsteine, Quarzit, Serizitquarzit, Konglomerate; graue, dichte Kalke, Flaserkalke in der Ramsau. Im tieferen Komplex der Tonschiefergruppe Einlagerung von Grüngesteinen (unter Absatz 2 besprochen).

Die Trennung zwischen stark phyllitischen älteren und dünn-schichtigen, wenig phyllitischen jüngeren Grauwackenschiefern erwies sich auch im Radmerer Abschnitt als feldgeologisch kaum durchführbar.

Fossilfunde wurden in dieser Schiefergruppe nicht gemacht, solche sind bei stark phyllitischer Metamorphose derselben auch nicht leicht zu erwarten. Nach Analogie mit Eisenerz muß der Hauptteil der Schieferserie ins Silur gestellt werden.

Der Porphyroidzug des Finstergrabens bildet, tektonisch begründet, eine ziemlich gute Scheidungslinie in bezug auf das Auftreten der echten graphitischen Kieselschiefer; diese sind auf die Schieferzone östlich dieses Porphyroids beschränkt und hängen mit den Kieselschieferzügen der Ramsau zusammen. Westlich des Finstergrabenporphyroids ist solcher Kieselschiefer nur einmalig im Brunakar gefunden worden, sonst sind nur leichte Anklänge an Kieselschieferausbildung vorhanden. Graphitische Tonschiefer, in Begleitung der Kieselschiefer häufig, sind westlich des vorgenannten Porphyroids auch ohne diese, wenn auch zurücktretend, vorhanden. Die Kieselschiefer und graphitischen Tonschiefer stehen stets mit gewöhnlichen phyllitischen Schiefen in enger Verbindung. In dem phyllitischen Tonschiefer des Ramsauabhanges vom Kamm Ochsenkogel-Kragelschinken ist eine Kieselschieferbreccie eingeschaltet.¹⁾ Die Kieselschiefer östlich des Finstergrabenporphyroids stellen aus tektonischen Gründen einen tieferen Horizont der Tonschiefer(kalk)gruppe dar als die gesamte Schieferausbildung westlich davon; damit im Zusammenhang ist das Auftreten der unter Absatz 2 besprochenen Grungesteine nur auf den tieferen Horizont der Schiefer beschränkt.

Die Schieferserie östlich des Finstergrabenporphyroids bringt über den Grünschiefern sehr bald mächtige, zusammenhängende, von schwarzen Kieselschiefern unterlagerte Kalkmassen, die zuverlässig mit den tiefsten Donnersalpkalken zu verbinden sind; es sind meist graue, dichtkristalline Kalke, aber auch bunte Tonflaserkalke; Rohwand ist spärlich. Die Eisenerzer Aufnahme hat zur Annahme geführt, die tiefsten Donnersalpkalke als fazielles Äquivalent der Schieferausbildung innerhalb der Liegend-tonschiefergruppe zu betrachten.

Die schräg nach O in die Tiefe setzende Störung am Ostrand des Finstergrabenporphyroids (= Radmer Störung) befindet sich mithin ungefähr an der westlichen Grenzlinie der am Kressenberg bei Eisenerz einsetzenden kalkig-schiefrigen Entwicklung der Unterlage von Porphyroid-Erz führender Kalk. Die Tonschiefergruppe westlich der Radmer Störung, stratigraphisch etwas höher gelegen als östlich hievon, weist auch noch kalkige Einlagerungen auf, doch gewiß seltener, und zudem gehört die Mehrzahl dieser Kalke, gewöhnlich grau, dicht kristallin mit häufig eingesreuter Rohwand, zum Niveau des Erz führenden Kalkes, von dem sie tektonisch in die Tonschiefergruppe hinein gebracht wurden. Die Abtrennung ist dort um so schwieriger, wo, wie z. B. am Plesberg, Porphyroid primär fehlen dürfte.

Der mächtige Schieferkomplex des Größenberges, dessen ursprüngliche Lagerung unter der Porphyroid-Kalkdecke nicht ohne weiteres klar ist, aber durch die Erkenntnis des Gebirgsbaues einwandfrei erwiesen werden

¹⁾ F. Heritsch (Führer zur geologischen Exkursion in den Karnischen Alpen 1928) beschreibt Kieselschieferbreccie als charakteristisches Schichtenglied des Karbons der Karnischen Alpen; der Kieselschiefer selbst ist nur im Silur dortselbst enthalten.

konnte, ist von einer einförmigen phyllitischen und quarzitischen Schieferfolge zusammengesetzt; stellenweise stellt sich hochphyllitisches Aussehen ein, nicht immer gerade an Stellen starker sichtbarer Störung; vereinzelt sind violette Tonschiefer, gewöhnlich verbreitet sind die Phyllite, Quarzite, letztere dünn-schichtig oder massig, und Serizitquarzite von hellen graugrünen Farben.

Den Nordsaum des Zeyritzalkes, vom Brunnkar bis zum Schlagriedel, begrenzt ein dunkler, quarziggörniger phyllitischer Sandstein. Gegen die Hinterradmer ist eine Zunahme von größerem Korn in sandigen Schichten vereinzelt vorhanden. Ein grobes serizitisches Konglomerat mit mehrere Zentimeter großen Quarzgeröllen, locker gestreut,¹⁾ ist am Westrand des Schlagriedel, ferner in mindestens fünf mächtigeren Zügen, auch mit Kalk- und Rohwandrundlingen, der Schieferfolge von Pleschberg-Tanzlaken eingeschaltet.

Nächst dem markierten Weg vom Finstergraben zum Radmerhals ist ein Tonschieferkeil im Porphyroid auch von einer Lage groben Konglomerats begleitet.

Quarzreiche Serizitschiefer mit Quarz in dünnen Lagen, einem Quarzphyllit ähnlich, sind am Anstiege vom Haseltal zur Neuburger Alpe anstehend.

Wenig geschieferte Sandsteine enthalten graue, glasige, rundliche Quarzkörner; stark geschieferte Serizitquarzite sind von Porphyroiden oft schwierig abtrennbar.

Eine eigenartige Mischzone von Porphyroid und Tonschiefermaterial in schichtigen Lagen beherrscht den östlichen Saum des Finstergrabenporphyroids längs einer bedeutenden Störungszone; hiebei kommt auch ein merkwürdiger Gesteinstypus zum Vorschein, Serizitschiefer mit anhaltenden dünnen Lagen von geschiefertem Porphyroid wechselnd; dieser Gesteinstypus dürfte kaum aus Verwalzung allein hervorgegangen sein.

Die von Heritsch betonte Angabe, daß die Serizitschiefer des Karbons (Lange Teichen, Höll b. Kallwang usw.) jenen der Blasseneckserie (Liegend-schiefergruppe) vom Paltental sehr ähnlich sind, kann auch für die Radmergesteine gefunden werden.²⁾

2. Plagioklas-Hornblendegestein, Chloritschiefer, Grünschiefer (Diabase).

Die Vorkommen von Plagioklas-Hornblendegestein im Gebiet Ochsenkogel-Radmerhals haben zuerst Redlich und Sellner aufgefunden und an drei Stellen in beschränktem Umfange auf ihrer Karte verzeichnet. Im Dünnschliff findet Redlich in der Hauptsache Plagioklas neben wenig Hornblende, die bereits stark chloritisiert ist; Redlich hält dafür, daß dieses Gestein von Porphyroid zwar gut unterscheidbar, „in seiner Eruptionszeit nicht gut von ihm getrennt werden kann“.

¹⁾ Siehe auch Schwinner, Geröll führende Schiefer usw.

²⁾ Ebenso findet H. P. Cornelius auf Blatt Mürzschlag (Aufnahmebericht in Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1929, S. 37) die Abtrennung der Karbonschiefer von den hangenden, wahrscheinlich älteren Phylliten und Grauwackenschiefern des Silurdevons sehr schwierig.

Die eigene Untersuchung ergab, daß die Plagioklas-Hornblendegesteine zusammen mit Chloritschiefern und Diabasen einen teilweise zusammenhängend verfolgbaren Gesteinszug innerhalb der Schieferserie bilden, der vom Looskogel-Ochsenkogel über Kohlleiten, NNW-SSO streichend, bis an den Südrand des Kartenblattes, bis zum Höhenkamm des Kragelschinken (Fig. 2) beobachtet werden kann, von wo auch Hammer diese Gesteine beschreibt; vom Kragelschinken setzt sich dieser Gesteinszug weiter nach SO in die Obere Teichen fort.

Im Profil von der Looskogeljagdhütte auf den Ochsenkogel ist die Einschaltung von echten Grünschiefern (metamorphen Diabasen) und Plagioklas-Hornblendegestein gut ersichtlich (Fig. 1). Die Grünschiefer sind dunkelgrüne, dichte, schwere Gesteine mit schwarzgrünen Flecken

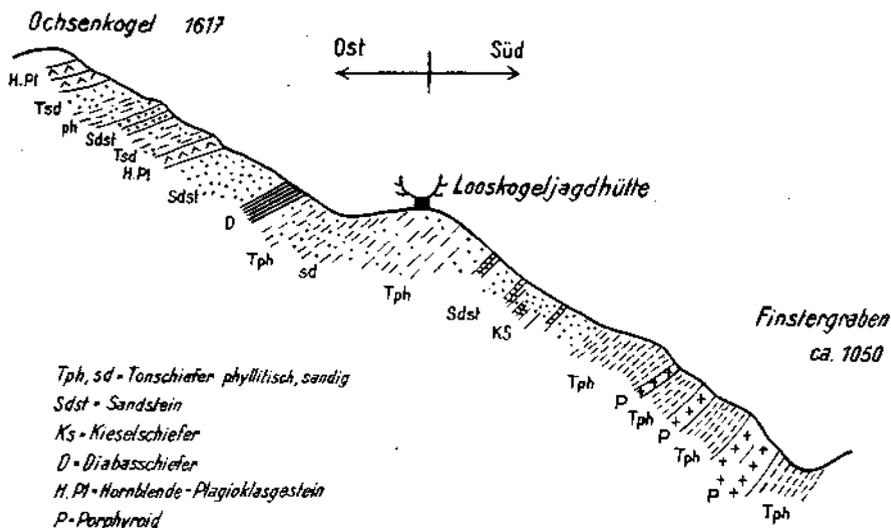


Fig. 1. Profil Ochsenkogel—Finstergraben.

(zersetzer Augit). Die Plagioklas-Hornblendegesteine, in welchen schon makroskopisch der Plagioglas vorherrschend ist, sind graugrün, körnig-massig, sehr zäh. Das tiefere Diabas-Grünschieferband, etwa 10—20 m stark, ist vom Ochsenkogel über Kohlleiten zum Kragelschinken in jeder Profilabquerung aufzufinden; die Plagioklasgesteine sind hingegen in Linsen aufgelöst. Am Kragelschinken treten noch weitere Diabasbänder, ferner Plagioklas-Hornblendegesteine hinzu, außerdem noch mehrere Chloritschieferzüge (Fig. 2). Im östlichen Bettelschlaggraben¹⁾ ist ein Chloritschiefer reichlich mit FeS₂ imprägniert.

Die Grünschiefer von Ochsenkogel-Kragelschinken begleiten den aufgeschuppten Ostrand des Finstergrabenporphyroids und stehen zu dieser Störungszone in ursächlicher Beziehung, wie im Abschnitt Gebirgsbau erörtert wird. Zur Ergußperiode des Porphyroids besteht — im

¹⁾ Hier wurde ein beträchtlicher topographischer Fehler (Talzeichnung) der Karte richtiggestellt.

Gegensatz zur Auffassung von Redlich — kein direkter Zusammenhang. Westlich des Finstergrabenporphyroids fehlen die Grünschiefer der Gänze; hingegen finden sie sich reichlich in dem südlicher gelegenen Schieferprofil der Oberen Langen Teichen. Nach Heritsch ist die Schieferserie des Graphit führenden Karbons der Teichen reichlich mit Grünschiefern, Diabasen (Uralitdiabasen) und Hornblende-Chloritschiefern durchsetzt. Von Hammer, Heritsch als auch Canaval (Lit. Heritsch) stammen eingehende Dünnschliffbeschreibungen dieser Gesteine. Nach Hammer überdauert die Kristallisation der Grünschiefer die Durchbewegung. Die letzte Untersuchung von Hammer stellt zwar die Schieferserie im Hangenden der Kieslagerstätte von Kallwang, bzw. im Hangenden der ersten Porphyroidverquerung talaufwärts im Langen Teichengraben zu den feinschichtigen Grauwackenschiefern. Nach eigenen Beobachtungen halte ich auch für möglich, daß auch dieser Schieferkomplex, petrographisch vom

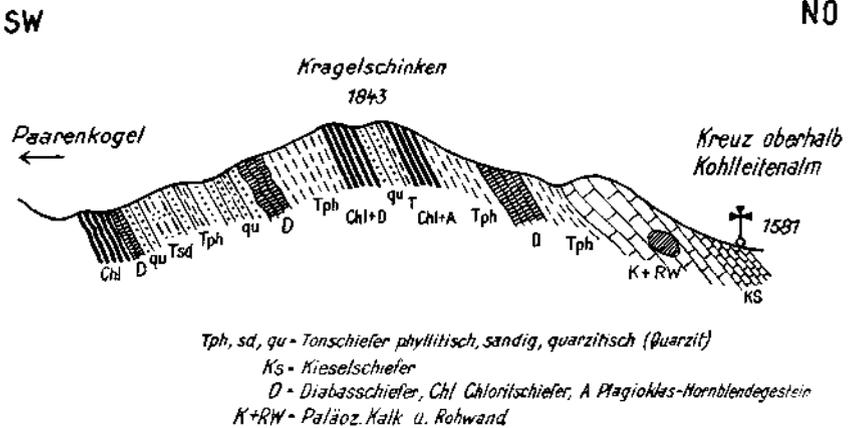


Fig. 2. Profil längs des Kragelschinkenkammes.

Karbon nicht unterschieden, noch ins normale Hangende der Karbonserie zu stellen ist; um so mehr, als Grünschiefer in dem Bereich der silurdevonen Grauwackenschiefer von Radmer bis Eisenerz nicht zu finden sind.¹⁾ Der erste Porphyroidzug allerdings, der, nicht von Kalk begleitet, sich in die Schiefer der Oberen Teichen einschleibt, müßte dann als Einschuppung von oben gedeutet werden, ebenso eine ihm benachbarte Scholle Porphyroid geringen Umfanges. Sein Habitus ist übrigens von den Porphyroiden im Liegend der Erzkalke etwas verschieden, unter anderem ist er feinkörniger.

¹⁾ In jüngster Zeit beschreibt H. P. Cornelius (Vorkommen von Hornblende-gabbro in der steirischen Grauwackenzone, Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1930, Nr. 6) ein Plagioklas-Hornblendegestein aus dem Silurdevongebiet der Hohen Veitsch, welches dem Vorkommen von Radmer anscheinend ähnlich ist. Die Lagerungsverhältnisse sind zwar wenig klar, doch erscheint das Gestein auch schon aufgearbeitet in der Basisbreccie der Werfener, hierbei aber weniger durchbewegt als der ebenfalls als Geröllkomponente auftretende, schon vortriadisch geschieferte Porphyroid.

3. Porphyroid.

Von der ursprünglichen Form einer weitausgreifenden Eruptivplatte, wie sich der Porphyroid im Eisenerzer Gebiet zum größten Teil darbietet, ist in der Umgebung von Radmer infolge außerordentlich intensiver Gebirgsbewegungen nichts mehr erhalten. Durch Schuppung angehäufte scheinbare Mächtigkeiten, durch Schollenzerteilung erzeugte Verdünnung bringen eine weitgehende Gesteinsumformung mit sich; die Porphyroidnatur ist aber doch nur selten bis zur Unkenntlichkeit verwischt; in einzelnen seltenen Fällen müssen wenige Fundstücke von einigermaßen sicherer Porphyroidnatur innerhalb kleiner Komplexe unsicherer Gesteine, halb Porphyroid, halb Serizitschiefer, für die Ausscheidung des ganzen Komplexes als Porphyroid auf dem Kartenblatt dienen. Daß zu dem gewöhnlichen Typus des Porphyroids mit gut kenntlichen Quarzeinsprengungen noch eine feinkörnige Abart mit mehr oder weniger unterdrückter Einsprenglingsnatur hinzutritt, erleichtert die Metamorphose zu Quarzserizitschiefern und erschwert die Unterscheidung von diesen. Im großen und ganzen gelingt die Ausscheidung gut und sicher auch ohne Dünnschliffbefund; nur für die schon erwähnte Mischzone sind petrographische Untersuchungen noch sehr erwünscht.

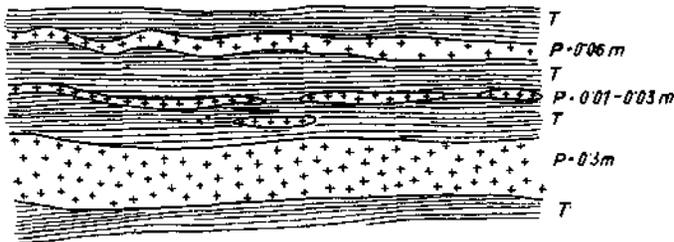
Der Porphyroid des Finstergrabens, welcher den Angelpunkt für die Erkenntnis der Tektonik von Radmer abgibt, zeichnet sich durch erhebliche Verschiedenheiten in seiner Ausbildung am östlichen und am westlichen Rand seiner N-S gerichteten Längserstreckung aus. Der östliche Rand verläuft entlang der Radmer Störung und ist durch Aufschuppung charakterisiert, wobei längs parallelen Störungsflächen Tonschieferlagen, in einem Falle, am Fahrweg zum Radmerhals, auch ein Konglomerat aus dem Untergrund in den Porphyroid eindringen. Es kommt aber außerdem noch zu einer dünnlagigen Mischzone (Bohnriedel, Oberhaggen, Höllgraben usw.), wo Porphyroid und Tonschiefer in ganz dünnen Lagen miteinander abwechseln. Bereits Redlich spricht von in den Porphyroid eingewandten Tonschiefern. Während für die grobe Mischzone die tektonische Einschaltung des Tonschiefers sicher als solche erkannt werden kann, bleibt die dünnlagige Durchmischung Porphyroid-Tonschiefer eigenartig, in Anbetracht des gewöhnlich verschiedenen Verhaltens von starr und schmiegsam bei der Durchbewegung in oberen Zonen. Da mehrfach Tonschieferbruchstücke in groben, eckigen Splittern auch im weniger verscherten Porphyroid fern von der Mischzone vorkommen, ließe sich auch eine primär reichlich Tonschiefereinschlüsse haltende Porphyroidausbildung in Nähe der Eruptivspalte für einen Teil der Mischzone¹⁾ vorstellen; die Beobachtung im Höllgraben (Fig. 3) zeigt hingegen den Porphyroid, verhältnismäßig wenig durchbewegt, in dünnen Lagen im Tonschiefer, so daß hier ein primäres Eindringen von Porphyroid in aufgeblätterttem Tonschiefer, wohl auch an die Nähe der Eruptivspalte geknüpft, wahrscheinlicher ist.

¹⁾ Möglicherweise liegen in der Mischzone auch Tuffe vor. Auf Porphyroide von tuffigem Charakter und auf tuffig zerspratztem Porphyroid vom Erzberg haben Redlich-Preelik (l. c. S. 233) aufmerksam gemacht.

Für den Westrand des Finstergrabenporphyroids ist gewöhnliche, gut kenntliche, körnige Porphyroidausbildung bemerkenswert.

Die Tonschiefereinschlüsse im verhältnismäßig frischen Porphyroid, entfernt von größeren Störungszonen, können um Radmer oft festgestellt werden; in Eisenerz fehlen solche Beobachtungen. Der Tonschiefer bildet bis zu mehrere Zentimeter große, eckigsplitterige Bruchstücke im Porphyroid, oft dicht gehäuft. Hier handelt es sich um keine Einwalzungen, sondern um Tonschieferbrocken des Untergrundes, welche vom Eruptiv während der Hochförderung mitgerissen wurden. Denn diese Erscheinung ist völlig ident mit den Nebengesteinseinschlüssen, welche auch in jungvulkanischen Gesteinen nahe der Eruptionsspalte oft zu beobachten sind.¹⁾

Ein Mischgesteinstypus, ein Gemenge von porphyroidischem und serizitschieferigem Material, begleitet auch den schmalen Porphyroidstreifen im N des Zeyritz sowie einige andere, diesem nördlich vorgelagerte, stark dislozierte Porphyroidschollen.



T = feinschichtiger Tonschiefer; P = Porphyroid

Fig. 3. Tonschiefer-Porphyroid in der Störungszone des Finstergrabens (Aufschluß in der Bachsohle des Höllgrabens nahe Finstergraben).

Die ursprüngliche Mächtigkeit des Porphyroids ist im Gebiet von Radmer sehr schwankend gewesen und dürfte im Maximum um 500 m betragen. In der Gegend des Pleschberges scheint eine primäre Lücke der Porphyroiddecke bestanden zu haben, denn die dort in die liegende Schieferserie eingeschuppten Kalke, welche wahrscheinlich in der Mehrzahl der hangenden, Erz führenden Kalkplatte angehören, treten ohne Porphyroid auf.

Ein einziger Deckenerguß und ein tektonisches Hauptniveau des Porphyroids läßt sich wie in Eisenerz auch in Radmer nachweisen.

Südlich der Porphyroidunterlage des Zeyritzkalkzuges, im Gebiete der Teichen, sind noch zwei Porphyroidzüge vorhanden; der südlichere, von großer, streichender Ausdehnung, ist bereits von Hammer verfolgt worden, er endet gegen SO erst bei Mautern, gegen NW ist er noch südlich des Zeyritzkampl entwickelt und reicht bis in die Nähe des Flitzengrabens bei Gaiskorn; der nördlichere Porphyroidzug ist eine insenförmige Einschaltung, am Kamm vom Bergbau Kallwang zur

¹⁾ Auch Stiny hat bereits Durchbrucherscheinungen von Porphyroid durch Tonschiefer beobachtet. (Geologische Bundesanstalt, Verhandlungen 1927, S. 36—39, Aufnahmebericht über Blutt Bruck—Leoben.)

Achner Kuchel beobachtbar, und reicht nicht in die Tiefe. Beide Porphyroidzüge liegen im Hangenden des obersten Karbonkalkstreifens in jener Schieferserie, die noch reichlich Grüngesteine enthält und wahrscheinlich noch ins Karbon zu stellen ist. Deshalb ist für diese Porphyroidzüge, sofern sie zur Decke des siluren Porphyroids gehören, tektonische Einschuppung von oben zu vermuten.

Ein kleiner, isolierter Porphyroidkeil an tektonisch bemerkenswerter Stelle fand sich SW von Tanzlaken.

4. Erz führender Kalk.

Wie in Eisenerz ist auch in der Radmer der Kalkhorizont über dem Porphyroid durch gehäufte Rohwandmassen und einzelne Spateisenvorkommen gekennzeichnet. Die praktisch wichtigste Eisenspatlagerstätte, der Buchecker Erzberg, ist wie der Eisenerzer Erzberg an der Grenze zum Werfener Schiefer entwickelt, die Mehrzahl der übrigen kleineren Vorkommen sind aber vom Werfener Schiefer beträchtlich entfernt, immer aber sind die den Porphyroid überlagernden Kalkmassen, auch wenn sie sich in noch so gestörter Position befinden oder gar tektonisch unter den Porphyroid gebracht sind, die hauptsächlichsten Erzrohwandträger. Dort, wo der Porphyroid primär fehlt, greifen die Erz führenden Kalke über die Tonschiefergruppe hinweg, die Rohwandanhäufungen sind auch hier noch bedeutend, Eisenspatvorkommen treten aber zurück.

Die einzelnen Kalkausbildungen gleichen jenen des Eisenerzer Gebietes, doch verlieren die Tonflaserkalke an Umfang; damit im Zusammenhang ist vielleicht auch das Fehlen von Zwischenschiefer in den Kalken. Dichte lichtgraue, massige oder gebankte Kalke überwiegen. Dunkle graphitische Kalke zusammen mit graphitischen Tonschiefern sind in der Nähe der Brunnskarhütte, im Kleckgraben und in der Hirschgrube ausgebildet. Unter dem Hienhart ist in der mächtigen, zusammenhängenden Scholle von Erz führendem Kalk ein marmorweißer hochkristalliner Schieferkalk entwickelt; der Kalk des Zeyritzuges ist vielfach ein weißer Schieferkalk.

Der Gegensatz in der Mächtigkeitsausbildung der Hauptmasse des paläozoischen Kalkes (Zeyritzalkzug) zu der nördlich vorgelagerten zerstückelten Decke von gleichem Kalk ist nicht mehr in dem Maße vorhanden, wie er zwischen den Kalken vom Reichenstein und jenen der Erzbergumgebung besteht. Der Zeyritzalk, in sich gefaltet, ist zirka 300 bis 400 m stark, die Kalkschollen von Hienhart, Grünkogel usw. 100 bis 300 m.

Neue Fossilfunde, bis auf Krinoidenkalke in dem rötlichen Zwischenkalk des Buchecker Erzberges und undeutlich im Erz führenden Kalk des Schneckenkogels, sind leider nicht gemacht worden. Nördlich Radmer an der Hasel, unter dem Haselkogel findet sich örtlich ein paläozoischer Breccienkalk, in welchem ebenfalls undeutliche Krinoidenreste vermutet werden.

Das Alter des Erz führenden Kalkes kann also auch in der Radmer vorläufig nur allgemein mit Silurdevon ausgedrückt werden.

Die Rohwaudmassen durchziehen gewöhnlich in unregelmäßigen Stöcken und Lagern die Kalke; ein ausgezeichnetes Beispiel eines

verrohwandeten Tonlaserkalkes in mächtiger Ausbildung bietet die Nordseite des Haselgrabens (Faschinggraben); ein ähnliches Vorkommen liegt im Knappengraben bei der Brunnkarhütte.

Die Erzausbildung wird später besprochen. Bemerkenswert ist das Vorkommen junger Kalkbreccien, die ähnlich wie am Erzberg mit Aragonit (Erzbergit) ausgeheilt sind, ohne daß Spateisen, wohl aber Rohwand benachbart ist; so am Nordwestabhang des Grünkogels und bei der Brunnkarhütte.

Rohwandstöcke ohne sichtbare Kalkreste sind im Schiefer und Konglomerate von Pleschberg-Ochsenriedel mehrfach vorhanden; hier tritt auch Rohwand in anscheinend echter Geröllform neben kleineren Quarzgeröllen auf.

Schiefereinlagerungen in dem Erz führenden Kalkhorizont, dem Zwischenschiefer des Eisenerzer Erzberges vergleichbar, sind nirgends zu beobachten; hierbei fällt selbstverständlich die Wechsellagerung Schiefer-Kalk unter dem Porphyroidhorizont (Radmerhals)¹⁾ außer Betracht. Wo sich hier Schiefer zwischen Porphyroid und Erz führendem Kalk einschiebt, ist dies gewöhnlich nördlich vom Zeyritzalkzug meist nur an sehr gestörten Örtlichkeiten auf tektonischem Wege erfolgt. Der feinschichtige Phyllit, welcher am Buchecker Erzberg über dem Erzkalk erscheint und sowohl im Franzstollen (Westschlag) als auch obertags am Wasserleitungsweg aufgeschlossen ist, macht den Eindruck eines normalen Hangendschiefers, ist aber doch in seiner Position nicht ganz geklärt. Der Zeyritzalkzug grenzt an seinem Südrand größtenteils vermittels eines Serizitschieferstreifens an den Porphyroid. Für diese Schiefer liegen keine sicheren Anhaltspunkte vor, daß sie tektonische Einlagerungen darstellen.

5. Werfener Horizont.

Für Radmer ist auffällig, daß sich die Verbreitung der Werfener Schiefer streng an jene der auflagernden Triaskalke hält und keine von diesen isolierte flache Kuppen über die älteren Gesteine gebildet werden, wie dies in der Umgebung des Eisenerzer Erzberges in Erscheinung tritt. Eine Ursache ist im anders gearteten Gebirgsbau der triadischen Kalkalpen zu suchen, welche entlang des Lugauer mit einer bedeutenden, steilen Störung an die paläozoischen Gesteine stoßen. Das Kalkmassiv des Lugauer, aus Dachsteinkalk bestehend, ist nach Ampferer gegenüber dem Kaiserschild um 1000 m abgesenkt. Damit im Zusammenhang ist der Werfener Schiefer steil aufgerichtet und seine ideelle Fortsetzung gegen S steigt steil in die Lüfte. Die Folge davon ist, daß in der Radmer die wichtigen unmittelbaren Beobachtungen an der Grenze des Werfener Schiefers zu den paläozoischen Gesteinen seltener gelingen als in Eisenerz; denn stets ist die Triaskalkdecke darüber entwickelt, welche durch reichliche Schuttbildung und Bergstürze die Grenzzone verhüllt.

1) Am Westhang Radmerhals sind die Kalke und Tonschiefer nur tektonisch über den Porphyroid gebracht worden, sie gehören dem tieferen Anteil der Tonschiefer(Kalk)gruppe an.

Sicher aber ist, daß die richtige Kalkbreccie¹⁾ an der Basis des Werferer Horizonts, die überwiegend aus Kalkbruchstücken besteht, zum letztenmal auf der Donnersalpe entwickelt ist und weiter im W nicht mehr in Erscheinung tritt. Am Bucheck ist das quarzige Grundkonglomerat vorhanden, neben Quarz sind in demselben noch Schieferstückchen und vereinzelt Kalksplitter enthalten. Wichtig ist die Feststellung, daß auch das quarzige Grundkonglomerat (z. B. nördlich von Edelstückl) in ausgezeichneter Weise geschiefert auftritt, wobei die Quarzgerölle fast bis zur Unkenntlichkeit ihrer Gerölnatur ausgewalzt sind und das Gestein einem quarzreichen Serizitschiefer nahekommt.

Im Weinkellergraben ist der rote Sandstein vielfach von grünen Flecken gesprenkelt. Bleichungszonen, wobei gelbliche bis grauweiße Schiefer, paläozoischen Gesteinen manchmal ähnlich, hervorgehen, sind durch den westlichen Querschlag im Franzstollenhorizont des Buchecker Erzberges aufgeschlossen.

Die Geschiebe des Sulzbaches hinter dem ehemaligen kaiserlichen Jagdschloß führen reichlich Gips. Ein prächtiger Aufschluß von Gips an der Basis des Werferer Horizonts, paläozoische Tonschiefer überdeckend, ist im Nordhang des Faschinggrabens einzusehen; er wird im Hangend von grünlichen, brecciosen, Haselgebirge ähnlichen Schiefen begleitet, welche nochmals ein Gipslager einschließen, bevor sie vom roten Buntsandstein abgelöst werden.

6. Eiszeitliche und nacheiszeitliche Schuttbildungen.

Moränenreste liegen in den einstigen Karen auf den Höhenzügen nördlich des Zeyritzkampel, im Kammerl, Brunnkar, hier auch mit einer mächtigen Glaziallehmdecke, ferner am Breitsattel und Grünkogel. Ein ausgeprägtes Gletscherbecken mit Moränen ist im Ursprungsgebiet des Ramsbaches erhalten.

Die Talfurche des Stubbaches ist von altem ungelagertem und jungem Schutt hoch angefüllt; die Gehängeschuttverkleidung reicht hoch an den Hängen hinauf. Eine gewaltige Felsabrutschung von Triaskalk in der Hinterradmer, auf eine Breite von 1.5 km verteilt, ist jugendlichen Alters.

Felsstürze im paläozoischen Gebirge sind nicht häufig. Nur der Nordhang des Mittagkogels und der untere Teil des Kammerlgrabens sind ausgedehnte Rutschgebiete; das erstere hervorgerufen durch flach am Hang angelagerte, auf Schiefer aufsitzende Kalkschollen.

Der Radmerbach ist bei seiner Erosionsaufgabe in der Schlucht, mit welcher er an Weg zum Erzbach die Triasberge durchschneiden muß, in seiner Transportkraft beschränkt; es kommt zu einem Stau des Schuttmaterials im Kessel von Radmer a. d. Stube und von hier bachaufwärts. Die gleiche Erscheinung zeigt der schutterfüllte Achnergraben,

¹⁾ Gegenüber dem Einwand von Redlich und Preelik (l. c. S. 244) für das Eisenerzer Gebiet, daß flächenhafte Ausbreitung der Kalkbreccie und örtliche Ablagerung in steileren Rinnen einander widersprechen, möchte ich wiederholen, daß zweifellos im großen und ganzen dortselbst flächenhafte Ausbreitung der Kalkbreccie vorherrscht, aber auch ganz außerordentliche Mächtigkeitsschwankungen — von einigen Dezimetern bis 20 und 30 m. Diese Schwankung in der Mächtigkeitsausbildung wäre gerade bei flächenhafter Ausbreitung am besten durch örtliche Terrainunebenheiten des vortriadischen Erosionsreliefs zu erklären.

dessen Schuttmassen der in Porphyroid einsägende Finstergrabenbach nur bei hohem Wasserstand herauszuführen vermag.

Junge Kalkbreccien sind in den Schutthalden der Triasberge verbreitet. Eine bunte, grobblockige, dicht verheilte Breccie aus paläozoischen Gesteinen, südlich und nördlich der Brunnkarhütte entwickelt, steht in Verbindung mit Moränenschutt.

III. Gebirgsbau.

Die Untersuchung des Gebirgsbaues muß sich bei der großen Fossilarmut ebenso wie in Eisenerz auch hier an die charakteristischen Bauelemente halten, das sind Porphyroid und Erz führender Kalk. Das Vorhandensein einer einst geschlossenen Porphyroid-Kalkplatte über einer mächtigen Tonschiefergruppe ist in Eisenerz ausgezeichnet nachweisbar; ähnliche Lagerungsverhältnisse zeigt der am Südrand des Gebirges um Radmer verlaufende Zeyritzalkzug¹⁾ mit seiner schon auf der Kallwanger Seite gelegenen Porphyroidunterlage. Dem Zeyritzalk, der in tektonischer und wohl auch in stratigraphischer Hinsicht ungefähr dem Reichensteinkalk entspricht, sind nördlich und nordöstlich bis zum Triasrand mehrere Porphyroid-Erzkalk-Züge vorgelagert, die einen komplizierten Bauplan aufweisen, zu dessen Auflösung die eingehende Kartierung eine für die überwiegende Mehrzahl der Lagerungsverhältnisse zutreffende Bauformel finden konnte.

Nach Redlich und Sellner sind in der Radmer zwei N-S streichende Porphyroidaufbrüche vorhanden, jener des Finstergrabens und des Edelgrabens. Die Neuaufnahme ergab mit Sicherheit, daß wohl nur der Finstergrabenporphyroid als Aufbruch — aber auch nur im tektonischen Sinn — gedeutet werden kann, jener des Edelgrabens aber eine auf Tonschiefer schwimmende Schuppenstirn darstellt.

Den Angelpunkt für die Auflösung des Gebirgsbaues um Radmer bilden die Lagerungsverhältnisse des Finstergrabenporphyroids²⁾; er zeigt

¹⁾ Die inzwischen 1929 vorgenommene Untersuchung der Grauwackenzone des Johnsbachtals hat die Fortsetzung des Zeyritzalkzuges ohne Unterbrechung bis zum Acheneck östlich der Treffner Alm nachgewiesen, so daß hier eine geschlossene, nach NNO absinkende Kalkplatte von zirka 18 km Streichen vorliegt.

²⁾ Redlich und Preclik (l. c. S. 244) schreiben: „Im W des Erzberges (Tulleck-Donnersalpe) gerät Hießleitner, indem er von der Annahme einer tektonischen Wiederholung gleicher Schichten absieht und den Porphyroid den dortigen Kalken und Schiefen nicht an einer Überschiebung, sondern normal anlagert, mit seinen den Kalkmassen des Erzberges vollkommen gleichenden Kalken tief unter den Porphyroid, während ein Blick auf die westlich anschließende Karte der Radmer genügt, um die fälschlich im Hangenden angenommenen Porphyroide hier unter den Kalken wieder hervortauschen zu sehen.“ Dies letztere ganz zu Unrecht. Denn die genauere Betrachtung sowohl meiner von den beiden Autoren eingesehenen Manuskriptkarte der Radmer, aber auch schon der guten geologischen Karte von Redlich und Sellner läßt erkennen, daß eben in der geologischen Gestaltung des Finstergrabenporphyroids: asymmetrischer Bau, Westrand mit Kalkschollen und Erzlagerstätten, Ostrand mit langgestreckten Schiefereinschlüssen, ein tektonisches Problem verborgen steckt. Der Nachweis des zusammenhängenden Verlaufes der Grungesteine vom Kragelschinken bis in die Nähe vom Radmerbals hat weiter zur Lösung des Problems beigetragen.

Auch dann, wenn Spenglers Überschiebungslinie unter der Donnersalpe zu Recht bestehen sollte, würde die Deutung der Radmerstörung, die tektonische Auflagerung der Kalke und Schiefer auf den Porphyroid vom Radmerbals nicht berührt werden.

eine auffällige Asymmetrie seines Baues. Der Westrand ist perlschnurartig von schmalen, rohwandigen, vereinzelt auch Spateisen führenden, tektonisch stark mitgenommenen Kalkschollen begleitet. Oft sind diese Schollen von der unmittelbaren Berührung mit Porphyroid durch eindringende Tonschiefer getrennt. Die Lagerung am Westrand ist zumeist steil bis saiger und überkippt, d. h. die Kalkschollen tauchen in der Mehrzahl unter den Porphyroid, seltener fallen sie von ihm ab. Dadurch war zu Beginn der Arbeit die Aufdeckung der Lagerungsbeziehungen zu der westlich anschließenden, ebenfalls steil aufgerichteten, mächtigen Tonschiefergruppe schwierig. Den unmittelbaren Ostrand des Finstergrabensporphyroids begleiten keine Kalke; hingegen ist eine Zerlegung und Aufschuppung des Porphyroids durch eindringende Tonschiefer — an einer Stelle auch echte Konglomerate — und die Ausbildung einer Mischzone von Porphyroid-Tonschiefer zustande gekommen. Diese Tonschieferzüge streichen mit dem Porphyroid nach NNW—SSO, bilden zusammenhängende oder isolierte Keile in demselben oder umhüllen Porphyroidschollen; das Verflachen ist durchwegs steil bis mittelsteil nach O und stets sind Anzeichen starker tektonischer Durchbewegung vorhanden. Diese innere Zerschuppung am Porphyroidstrand ist das Ergebnis einer bedeutenden, NNW—SSO streichenden Gebirgsstörung, im folgenden Radmerstörung genannt. Östlich dieses Porphyroidrandes, scheinbar dem Porphyroid normal auflagernd, schließen sich phyllitische Tonschiefer und Sandsteine, Kieselschiefer und graphitische Schiefer an, die von mehreren Grünschiefer-, Diabas- und Chloritschieferbändern durchzogen sind. Diese Gesteinsgruppe mit ausgezeichnetem Ostnordostfallen streicht über den Kragelschinken nach S in die Hangendschiefergesteine des Kallwanger Karbonzuges; ihr auf liegt, am Looskogel beginnend, jener mächtige, zusammenhängende Kalkzug mit Kieselschieferunterlage, der sich ohne Unterbrechung einerseits in die tieferen Donnersalpkalke beiderseits der Ramsau fortsetzt, anderseits vom Südosthang der Ramsau, östlich vom Kragelschinken noch von kleinen Kalkschollen begleitet, zum Westgipfel der Wildfeldgruppe ansteigt.¹⁾

Für die tieferen Donnersalpkalke haben die geologischen Untersuchungen um Eisenerz gefunden, daß sie der tiefsterschlossenen Gesteinsgruppe der Porphyroidunterlage angehören, etwa gleichwertig mit dem tiefsten Phyllithorizont des Gerichtsgrabens, als dessen kalkiges Äquivalent sie angesehen wurden.¹⁾ Grünschiefer und Chloritschiefer sind der gesamten Schiefergruppe um Eisenerz fremd.

Der Porphyroid des Finstergrabens wird gegen S schmaler; die Kenntnis seines weiteren Verhaltens in dieser Richtung mußte für die tektonische Beurteilung wichtig erscheinen, deshalb wurde die Kartierung

¹⁾ Den Ostgipfel bauen bereits höhere, durch Schiefer getrennte Kalke auf.

¹⁾Nach Redlich-Preclik (l. c. S. 231) würde ich mich bezüglich Wechsellagerung von Schiefer-Kalk oder tektonischer Wiederholung mit den Ergebnissen Spenglers durchaus im Gegensatz befinden. Dies ist nur bezüglich der großen Überschiebungslinie richtig, die Spengler unter dem oberen Donnersalpkalk durchzieht. Ich bin hier deshalb zur Auffassung der Wechsellagerung gekommen, weil eine solche im kleinen tatsächlich und unbestreitbar vorhanden ist (Kressenbergssüdhang usw., siehe meine Erzbergarbeit) und für welche deshalb auch im großen, neben anderen Beobachtungen und tektonischen Überlegungen, eher Gültigkeit vermutet wurde.

über das Kartenblatt hinaus noch bis zum Ramsbach und Lange Teichen (Fig. 4) fortgesetzt. Hier zeigt sich, daß der Porphyroid, im Finstergraben noch mehrhundertmeter mächtig, ziemlich plötzlich keilförmig endet, wobei die westliche Schiefergruppe in sehr flache, fast horizontale Lagerung übergeht und sehr klar den Porphyroid unterteuft, während die östliche Schiefergruppe mit Grünschiefern usw. ihr mittelsteiles gegen NO gerichtetes Einfallen beibehält. Diese Verschiedenheit in den Lagerungsverhältnissen der beiden Schiefergruppen kann längs einer ungefähr geraden Linie noch über den Porphyroid hinaus nach SSO beobachtet werden, bis schließlich mit dieser Linie der Ostrand der Porphyroidunterlage des Zeyritzalkzuges erreicht wird.

Der äußerste Ostrand des Finstergrabenporphyroids verschwindet gegen N unter den Schutthalden der Kaiserschöldgruppe. Die ausgedehnte Scholle von Erz führendem Kalk unter dem Hienhart ist stark gestört und in dem gleichfalls tektonisch zergliederten Porphyroid eingesenkt.

Knapp vor Radmer a. d. Stube fehlt der Finstergrabenporphyroid auf etwa 500 m Länge infolge Heraushebens über die Tonschiefergruppe. Beiderseits der Mündung des Finstergrabens in den Stubbach ist wieder Porphyroid anstehend; der westliche Aufschluß ist mit einer Scholle Rohwand verknüpft, welche der Phyllit des Größenberges scheinbar überlagert.

Während die letztgenannten Porphyroidvorkommen bereits auf der Karte von Redlich und Seilner verzeichnet sind, habe ich auf der planmäßigen Suche nach der vermuteten Verbindung des Buchecker Porphyroids, den Redlich noch am Buchecker Erzberg selbst linsenförmig enden läßt, mit jenem des Finstergrabens tatsächlich diese Verbindung durch fast lückenlose Porphyroidaufschlüsse nachweisen können. Das erste Glied derselben bildet der Porphyroid im Liegend des Erz führenden Kalkes unter dem Radmer Kirchbühel; von hier geht der Porphyroidzug, nur kurze Strecke durch jungen Kulturboden verschüttet, lückenlos am Abhang des Bergspitzes zum Porphyroid des Buchecks, wenn auch Hangverschüttung und Rutschungen die Grenzführung öfters unsicher machen.

Am Bucheck ist die Unterlagerung der mächtigen Tonschiefergruppe des Größenberges, welche mit ihrem Nordzipfel bis dorthin reicht, unter den Porphyroid mehrfach nachzuweisen, besonders durch den geologischen Befund des Unterbaustollens (Redlichstollen) als auch durch das Ergebnis des Bohrloches beim Mundloch-Franzstollen. Der Unterbaustollen (siehe Profil) durchfährt nach dem Rohwandstock beim Mundloch Porphyroid, dem stark gestörte phyllitische Tonschiefer bis zum gegenwärtigen Feldort folgen; obertags liegt aber über dem Stollen Porphyroid. Der Quellaustritt westlich vom Mundloch zeigt ebenfalls die Begrenzung des Porphyroids zur Tonschieferunterlage an. In der Bachrunse aufwärts vom Unterbaustollen ist das Unterteufen der Tonschiefer-Sandsteine unter den Porphyroid ebenfalls erschlossen. Das Bohrloch beim Mundloch-Franzstollen, welches im Erz führenden Kalk ansetzt, erreicht nach 38 m sofort die Tonschiefer, der Porphyroid zwischen Kalk-Erz und Tonschiefer keilt knapp östlich aus. Im großen und ganzen zeigt sich am Bucheck trotz vielfacher Störungen die scheinbar normale Schichtenfolge Tonschiefer-Porphyroid-Kalk, wobei aber die Grenzfläche

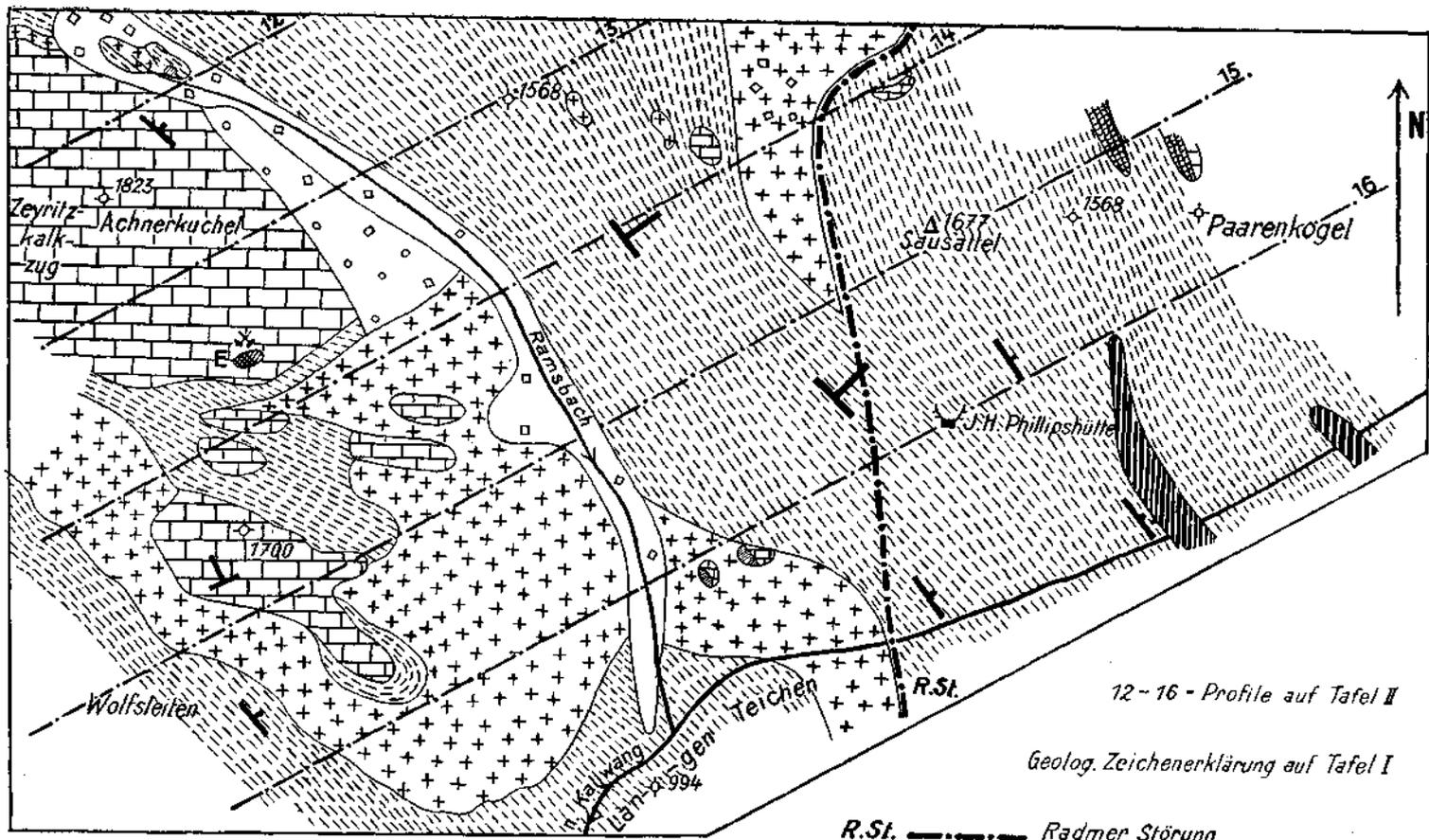


Fig. 4. Geologisches Kärtchen vom Ostende des Zeyritzkalkzuges 1 : 25.000.

Tonschiefer zu Porphyroid-Kalk als Störungsfläche anzunehmen ist. Längs des Weinkellerbaches schneidet der transgredierende Werfener Schiefer an einer Störung ab. Über die Einzeltektonik des Buchecker Erzberges erfolgen noch einige Angaben im Abschnitt über die Erzlagerstätten.

An der Westseite des Weinkellergrabens, am Gaisriedel, sind die Lagerungsverhältnisse jenen des Bucheck entgegengesetzt, Porphyroid übergreift Erz führenden Kalk, welcher seinerseits dem Tonschiefer aufliegt. Dieser Porphyroid setzt sich südlich des Stubbaches in jenen des Edelgrabens fort, der an seiner Ostflanke von einer Reihe kleiner, Erz führender Kalkschollen begleitet wird, in gleicher Weise wie die Westflanke des Finstergrabenporphyroids; diese Kette der Kalkklinen führt zur mächtigen Kalkscholle der Kesselmauer. Im Edelgraben talaufwärts zeigt sich aber in ausgezeichneter Weise das Herausheben des Porphyroids und darunter das Hervortauchen der Tonschiefergruppe. Zu der vorerwähnten Reihe von Kalkschollen gehört auch die flach an den Südhang des Stubbaches gelagerte Erz führende Kalkscholle des Schneckenkogels, welche auch von einem Porphyroidkeil begleitet ist.

Der Edelgrabenporphyroid zieht unter dem Grünkogel durch, überall von Tonschiefer unterteuft, und tritt am Breitsattel aus einer bisher N—S gerichteten Erstreckung in die Schollenregion eines WNW—OSO gerichteten Schuppenbaues über; es ist das Gebiet des Zusammenstreffens einer älteren O—W gerichteten und jüngeren S—N gerichteten Bewegung. Auch hier ist das Bewegungsspiel der Porphyroid-Kalk-Schollen über dem Tonschieferniveau vor sich gegangen, was in den schluchtartigen Bachgräben, die zum Achnergraben absteigen, schön ersichtlich ist: stumpfes Eudigen der Porphyroidschollen über dem Tonschiefer wie im Weyritzgraben des Eisenerzer Erzbergs.

Anders verhält sich nur das schmale Porphyroidband, dessen Nachweis von Kammerl weg — auch die erwähnte Porphyroidscholle südwestlich Tanzlaken gehört hierher — entlang dem Nordrande des Zeyritzalkzuges bis zum Brunnkar gelingt, wo es unter der Moräne der Brunnkaralm verschwindet (Fig. 5). Hier springt der Zeyritzalk im scharfen rechten Winkel um 1000 m nach S zurück: die Westhälfte des Zeyritzalkes ist der Osthälfte um diesen Betrag bei einer allgemeinen Nordbewegung vorangeeilt und bringt dadurch eine Querstörung zustande. Das schmale Porphyroidband, welches im Muggilgraben gegenüber der Brunnkarhütte aus der Moräne wieder hervorkommt, macht, stark verdünn, diese Nordbewegung mit, schließt sich dann wieder dem O—W verlaufenden Nordrand der Achner Kuchel an, zuletzt in der Untergrundinsel der Moräne des oberen Ramsbaches auftauchend. Zwischen diesem Porphyroid und Zeyritzalk liegt zumeist phyllitischer Tonschiefer. Vom oberen Ramsbach weg verhüllt mächtiger Gehängeschutt die Nordflanke der Achner Kuchel auf zirka 1000 m Länge des Hanges; darunter ist aber die Fortsetzung dieses Porphyroidbandes mit Sicherheit anzunehmen. Damit ist die Verbindung dieses Porphyroidzuges mit dem von der Südseite des Zeyritzalkzuges kommenden Liegendporphyroid des Zeyritzalkes hergestellt. Es handelt sich also um keine höhere Hangendschuppe des Porphyroids, sondern der Zeyritzalk schwimmt auf seiner Porphyroidunterlage, die nordwärts, wohl auch primär, an Mächtigkeit abnimmt.

Für die eigenartigen, kleinen Porphyroidaufschlüsse, welche in etwa 1500 m Seehöhe am Nordhang des Gebirgskammes Brunnecksattel—Sausattel auftreten, an einer Stelle auch mit Rohwand verbunden sind, spricht zwar örtliche Beobachtung eher für ein Hervorlugen aus den Tonschiefern; hingegen sind die weiter östlich vor Kote 1568 befindlichen Porphyroidreste deutlich den Tonschiefern aufgesetzt. Dies muß,

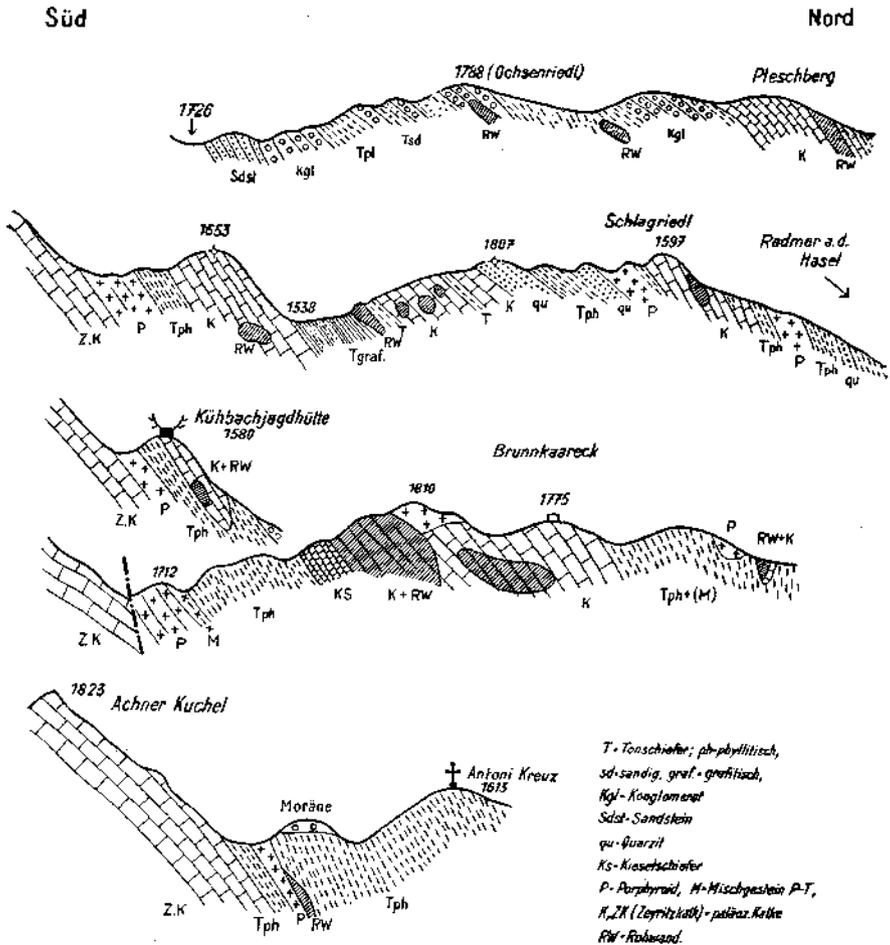


Fig. 5. Profile vom Zeyritzkalkzug nach N.

wie später erörtert wird, auch für die vorgenannten Porphyroidschollen angenommen werden, wobei örtliche Einschuppung kein Untertauchen vortäuschen kann.

Die bisher geschilderten Lagerungsverhältnisse führen nun zur Rekonstruktion eines Bewegungsbildes, das sich folgendermaßen zeichnen läßt:

Die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse sind auch in der Radmer: zuunterst Tonschiefergruppe, dann Porphyroid, darüber Erz führender

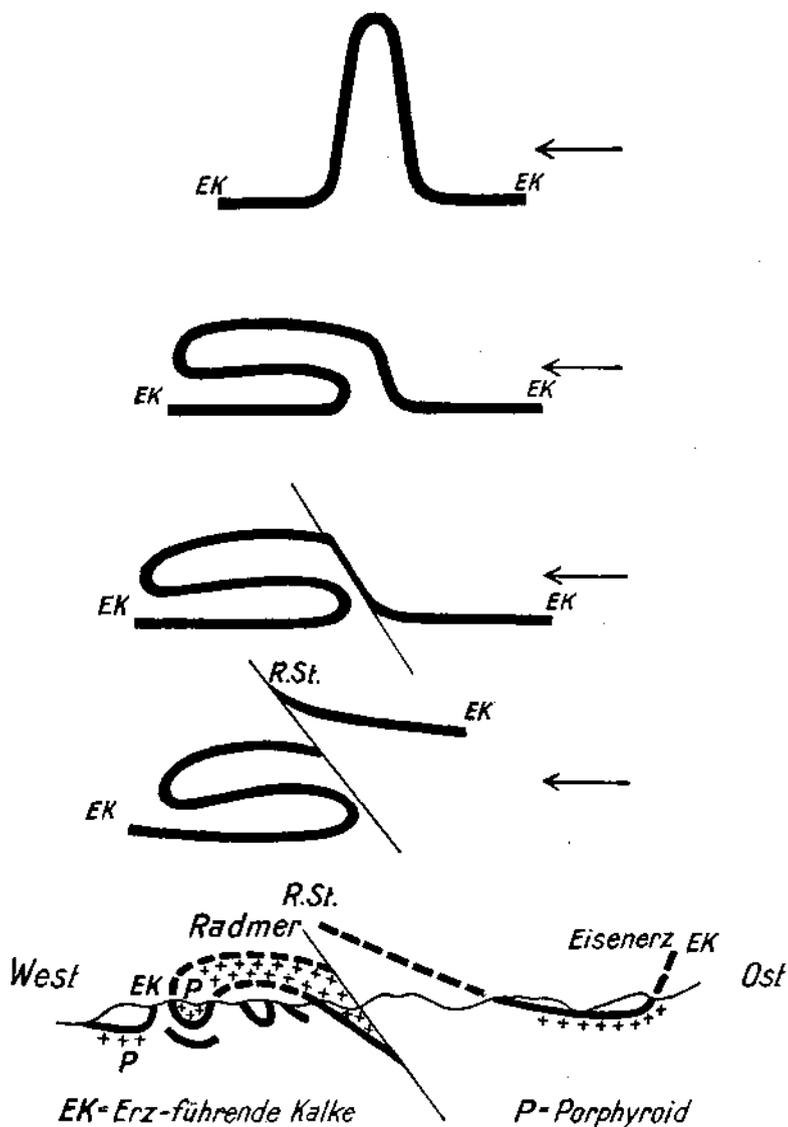


Fig. 6. Schematische Darstellung: Entwicklung der Radmer-Störung (R. St.)

Kalk; der Porphyroid hat wie in Eisenerz schwankende primäre Mächtigkeit und weist von Haus aus in seiner Ausbreitung Lücken auf.

Der Grundplan des Gebirgsbaues der Grauwackenzone um Radmer wird von einer O—W gerichteten, wohl schuppenartigen Überfaltung der Porphyroid-Kalkplatte mit nachfolgender ebenfalls O—W gerichteter Aufschuppung beherrscht. Die Tonschiefergruppe gibt, selbst noch stark mitbewegt, die Unterlage des Bewegungsvorganges ab.

Den Ausgangspunkt für die Betrachtung der Tektonik bildet der Finstergrabenporphyroid; doch wird in mitfolgendem Schema (Fig. 6) das Bewegungsbild der Kalkplatte abgebildet, da Porphyroid nicht überall vorhanden ist.

Der Finstergrabenporphyroid bildete zuerst eine durch Druck aus O steil aufgepreßte Antiklinale, wobei seine Kalkauflage zu linsenförmigen Schollen zerrissen wird. Die Antiklinale legt sich gegen W, schuppenartig vorgleitend, um; an ihrer Wurzel bildet sich eine schräg gegen O in die Tiefe setzende Gleitfläche, vielmehr eine Gruppe von solchen, aus (Radmerstörung), längs welcher die östlich gelegene Porphyroid(Kalk)platte aufgeschuppt und hoch über das heutige Erosionsniveau gehoben wird. Dadurch erscheint östlich der Radmerstörung tieferer Untergrund, das sind die von Grünschiefern usw. durchzogenen, tieferen Ton- und Kieselschiefer, welche sich nur scheinbar dem Porphyroidstrand normal aufliegen. Damit steht in guter Übereinstimmung, daß die Kalke, welche der Grünschiefer-Tonschiefergruppe auflagern, in das Niveau der tieferen Donnersalpkalke einspielen, welche schon die Eisenerzer Aufnahme tief unter den Porphyroidhorizont gestellt hat. Es ist klar, daß die Altersdeutung der Kalke durch diese Auffassung der Lagerungsverhältnisse im besonderen Maße berührt erscheint und künstige Fossilfunde erst die Beweiskette schließen können. Nach Eisenerzer Verhältnissen müßte zumindest der tiefere, rohwandarme Donnersalpkalk noch ins Silur gestellt werden; er bildet auch den Westzipfel des Wildfeldes; die östlichen Bergspitzen der Wildfeldgruppe gehören höheren, vom tieferen Donnersalpkalk durch Schieferbänder getrennten Kalkzügen an, in welchen bereits das Erz führende Kalkniveau vertreten sein wird (devone Koralle der Moosalpe am Wildfeld)¹⁾.

Für die aufgepreßte, umgelegte Antiklinale des Finstergrabens ist der einfache Faltencharakter nur für die schematische Zeichnung aufgenommen worden, in Wirklichkeit wird es sich um eine faltenähnliche Überschuppung handeln, wobei die verhältnismäßig starre Porphyroidmasse längs Gleitflächen gegen W 2 km weit vorgerückt ist, die Kalkhülle z. T. unter sich in ausgequetschten Schollen begrabend, z. T. auf sich in mächtigen Schollen vorschleppend. Die ersteren sind an den einander zugekehrten Rändern der Porphyroidmassen Finstergraben-Edelgraben erhalten; die letzteren liegen in den Kalk-Spateisenmassen des Buchecks, in der großen Kalkscholle unter dem Hienhart usw. vor. Der Edelgrabenporphyroid ist nach Art einer Deckenstirn in die Schieferunterlage eingepreßt; die Porphyroidaufschlüsse geringen Umfangs nördlich Brunnecksattel und Antonikreuz sind Erosionsreste der tektonisch über die Tonschiefergruppe gebreiteten Porphyroiddecke.

Westlich des Finstergrabens muß teilweise eine primäre Lücke in der Porphyroidplatte bestanden haben; die Platte des Erz führenden Kalkes war auch hier vorhanden, sie wurde von der andringenden Porphyroiddecke in Schuppen gelegt; einer solchen gehört der reichlich Rohwand führende Kalk am Westhang des Größenberges an.

Nördlich des Kalkzuges vom Zeyritzkampel macht sich ein zweiter jüngerer, tektonischer Einfluß, eine S—N gerichtete Bewegung in aus-

¹⁾ Heritsch.

gezeichneter Weise kenntlich. Der Kalk des Zeyritzkampels, auf Porphyroid lagernd, ist zu einer WNW—OSO streichenden synklinalen Schuppe gepreßt, deren Westhälfte am Brunnecksattel längs einer S—N verlaufenden Bewegungsfläche gegenüber ihrer Osthälfte unter scharf rechteckigem Winkel voraneilt. Diese Nordbewegung erzeugt am Nordrand des Zeyritzalkzuges einen Zusammenstau der durch die O—W-Bewegung vorgebrachten Porphyroidkalkschollen als auch eine neuerliche Schuppung der autochthonen, dem Tonschiefer auflagernden Kalkplatte mit größtenteils fehlender Porphyroidunterlage. Es wird eine WNW—OSO gerichtete Schuppenstruktur erzeugt, welche die N—S sich erstreckende ältere Schuppenrichtung überwältigt. Vom Sammelpunkt der Interferenzweg (Brunnkargegend) ist ein strahlenförmiges Auseinanderziehen der Kalkzüge durch die geologische Karte ersichtlich geworden.

Am Höhenrücken Schlagriedel-Mittlagskogel überwiegt bereits die jüngere Schuppenstruktur; Porphyroid begleitet nur in schmalen Bändern vereinzelt Kalkzüge. Weiter westwärts, am Pleschberg-Ochsenriedl fehlt der Porphyroid, die Kalkdecke ist in O—W gerichtete Schollen zerrissen, die mit dem Liegendtonschiefer innig verschuppt sind; einzelne Erzführende Kalkschollen sind vom Schiefer vollkommen eingehüllt, von ihm überdeckt, doch ist auch hier der ursprüngliche Zusammenhang mit der hangenden, Erz führenden Kalkplatte mit großer Wahrscheinlichkeit anzunehmen.

Lokale Tektonik und Gesamttektonik: Für die Einbeziehung der örtlichen Lagerungsverhältnisse um Radmer in die regionale Tektonik ergeben sich neue Ausblicke, aber auch Schwierigkeiten.

Für die Feststellung des Alters der Tektonik richtet sich der Blick nach dem Werfener Kontakt der triadischen Kalkalpen, welcher hier leider in noch größerem Maße als in Eisenerz durch Kalkschutthalden verdeckt ist. Die felsbildende, basale Breccie des Werfener Schiefers fehlt; deren lückenlose Verbreitung würde den Anteil an paläozoischer Gebirgsbildung auch dann feststellen lassen, wenn bedeutende Schubvorgänge sich etwa innerhalb des Werfener Horizonts selbst abgespielt hätten. Die südliche Begrenzung der Triaskalkalpen ist größtenteils durch eine auch den Werfener Schiefer durchsetzende Störung gegeben. Nach Ampferer sind zwar die Kalkmassen des Kaiserschildes flach und ruhig gelagert; eine Vertikalstörung muß aber unter dem Hienhart durchsetzen, da hier an einer Stelle der Werfener Schiefer fast gänzlich ausgequetscht ist und paläozoische und mesozoische Kalke in nahe Berührung kommen. Die Südgrenze des Lugauer ist ein bedeutender Störungsrand, wie schon aus den steil NO fallenden Dachsteinkalken ersichtlich ist.

Auf die von Ampferer hervorgehobene Störung zwischen Lugauer und Kaiserschild wurde bereits eingangs hingewiesen; der Dachsteinkalk des Lugauer liegt 1000 m höher als Wettersteinkalk und -dolomit des Kaiserschildes.

Wichtig wäre eine möglichst geschlossene Beobachtung der Radmer-Hauptstörung am Triasrand. Im einzelnen gelingt dies schlecht. Im großen aber findet sich das Bewegungsbild des Paläozoikums in keiner Weise in jenem der Trias auch nur angenähert abgebildet.

Berichtigung

zu Heft 1 und 2 des Jahrbuches 1931.

G. Hießleitner. Zur Geologie der Umgebung von Radmer bei Hieflau.

Auf Seite 70, vorletzter Absatz unten, soll es richtig heißen: der Dachsteinkalk des Lugauer liegt 1000 *m* tiefer als Wettersteinkalk und -dolomit des Kaiserschild. Dies geht auch, Ampferer zitierend, aus Seite 72, Zeile 15 hervor. Damit entfällt auch der Anlaß zur Richtigstellung Ampferers in seiner Arbeit: „Über das Bewegungsbild der Weyrer Bögen“ dieses Jahrbuches, Seite 295 unten, letzter Absatz.

Die Radmerstörung, bzw. der Ostrand des Finstergrabenporphyroids verschwindet ohne Richtungsänderung unter den Triasmassen des Hienhart-Hochkogels, ebenso die ihm östlich folgenden Tonschiefer; die Grünschieferzüge in denselben enden allerdings schon am Ochsenkogel. Die tieferen Donnersalpkalke werden ebenfalls vom Werfener Schiefer abgeschnitten. Es zeigt sich also, daß vom Gipfel der Donnersalpe (Erz führender Kalk über dem ideellen Porphyroidhorizont) weg bis zum Hienhart die gesamte paläozoische Schichtenfolge bis tief ins Liegende des Porphyroids vom Werfener der Kaiserschildgruppe abgeschragt wurde; ebenso die Störung entlang des Finstergrabenporphyroids. Westlich der Radmerstörung ist wieder der Erz führende Kalk mit Werfener in Berührung. Solche Verschiedenheit des Bauplanes zwischen Kalkalpen und Grauwackenzone spricht viel zugunsten einer vortriadischen Schuppentektonik.

Auch für die Lagerungsverhältnisse am Bucheck ist ältere, wahrscheinlich vortriadische Haupttektonik nebst jüngeren, alpinen Störungen maßgebend. Am Bucheck selbst übergreift Werfener Schiefer die gesamte, in relativ normaler Lage befindliche paläozoische Schichtenfolge Tonschiefer-Porphyrroid-Kalk.

Im westlichen Weinkellerhang ist die entgegengesetzte Beobachtung zu machen: überkippte Lagerung (Porphyroid über Erz führenden Kalk, beide auf Tonschiefer aufgeschoben) wird vom Werfener Schiefer abgeschragt.

Daß in Eisenerz eher nachtriadisches, alpines Alter für die Haupttektonik vermutet wurde, ist aus den dortigen Lagerungsverhältnissen begründet worden. Es wurde aber schon in der Eisenerzer Arbeit hervorgehoben, daß auch für die Eisenerzer Lagerungsverhältnisse vortriadisches Alter der Haupttektonik nicht ausgeschlossen schien, aber dort bisher nicht einwandfrei zu beweisen war.¹⁾

¹⁾ Redlich-Preelik (l. c. S. 245) übersehen, daß ich bereits in der Eisenerzer Arbeit die Ergebnisse von Radmer als beweisend für das vortriadische Alter der hauptsächlichsten Schuppentektonik halte; der Beweis würde auch in Eisenerz selbst sofort gelingen, wenn sich die von Redlich angenommene tektonische Zweiteilung der Kalkmassen des Erzberges bewahrheitet.

Die Porphyroidscherlinge Jungwirths in den Zwischenschiefen haben sich (Redlich-Preelik, l. c. S. 239) als Sandsteine entpuppt. Auf eingeschwemmten Quarzsand, grobe Quarzkörner in Siderit und Rohwand nahe dem Porphyroid macht Petrascheck (Metallagenetische Zonen in den Ostalpen, Congrès Geol. Int. 1928) aufmerksam. Sicher ist aber auch eingewanderter Lösungsquarz in Erzgesteinen, Porphyroid und Schiefen vorhanden, was auch Redlich-Preelik betonen.

Nummehr machen Redlich-Preelik (l. c. S. 239) von Porphyroidscherlingen Mitteilung, die von ihnen auf der Maschinetage NO Berghaus gefunden wurden und die unter dem Mikroskop das Bild „eines stark zerwählten Porphyroids geben: Ihre großen, wenig hergenommenen Quarze zeigen stets die Form typischer Porphyroid-einsprenglinge; sie liegen in einer schlierig fluidalen Grundmasse, die als Porphyroidgrundmasse identifiziert werden kann“. Leider fehlt dieser Angabe eine genauere Beschreibung der Dünnschliffe, unter anderem ob echte Dihexaederquarze etwa mit Korrosionsbuchten oder Flüssigkeitseinschlüssen usw. vorliegen. Ob daher diesem Befund jetzt schon volle Zeugenkraft für die Tektonik innewohnt, muß noch abgewartet werden. Sowohl Kern als auch mir war bekannt, daß die Zwischenschiefer örtlich, insbesondere in Nähe des Christofverwurfes, starke Durchbewegung zeigen, daß aber auch große Aufschlußbereiche relativ ruhige Lagerung verraten. Es ist klar, daß in der Grauwackenzone nur relativ ruhige Lagerung, relativ ruhiger Muldenbau gemeint sein

Die von Eisenerz bereits mitgeteilte Erscheinung, daß sich auch Schieferung, z. T. Schichtung, der tieferen Werfener Schiefer in die N-S-Richtung des paläozoischen Faltenbaues einfügen, trifft auch für die Beobachtungen in der Radmer zu und bildet eine Schwierigkeit für die Annahme vortriadischen Alters der O—W gerichteten Bewegung. Es kann vorläufig nur vermutet werden, daß der alpine Druck aus SO gekommen ist und im Paläozoikum entsprechend der alten, nahe N—S gerichteten Gebirgsstruktur eine Hauptkomponente ebenfalls noch in N-S-Richtung ausgebildet hat, die sich bis in den Werfener Schiefer hinein bemerkbar machte.

Damit in Zusammenhang soll noch kurz die Nähe zum Weyerer Bogen im N, diesem besonderen Strukturzug alpiner Tektonik, gestreift werden. Die große Störung zwischen Kaiserschild und Lugauer wird noch in die letzten Auswirkungen dieser tiefgreifenden Störung einzureihen sein; die Bewegungstendenz, die östliche Gebirgsgruppe über die westliche hochgeschoben, ist gleich. Dieselbe Bewegungstendenz zeichnet auch die vortriadische Radmerstörung aus, die überdies mit

kann sowie daß ein schmales, biegsames Schieferband zwischen zwei mächtigen Kalkpaketen auch dann beträchtliche Durchbewegung zeigen wird, wenn es zwar zu keiner Überschiebung, aber doch zu gemeinsamer tektonischer Beanspruchung des Verbiegens, Vorwärtsgleitens usw. gekommen ist. Solange aber die Durchbewegung der Schiefer und Kalk in diesem Falle nicht auch ein brauchbarer Gradmesser tektonischer Vorgänge sein kann, ist wohl eine Beweisführung für die Überschiebung von dieser Seite her nicht möglich.

Petrographische Gemeinsamkeiten der Zwischenschiefergesteine mit der liegenden Tonschiefergruppe können für beide tektonische Anschauungen, die des Muldenbaues und der Überschuppung, herangezogen werden, denn der Porphyroiderguß bedeutet nur eine zeitliche, vielfach auch nur örtliche Unterbrechung eines sonst ziemlich kontinuierlichen Sedimentationsvorganges.

Wenn sich aber Fund und Befund von Porphyroidscherlingen in den Zwischenschiefen weiterhin vermehren und einwandfrei verbessern sollten, muß wohl die von Redlich zuerst vermutete Überschuppungstektonik des Erzberges zu Recht erkannt werden; denn die tektonische Untersuchung der Erzbergumgebung hat mit Sicherheit nur ein primäres Porphyroidniveau nachweisen können. Trotz Achtung der wertvollen Bereicherung an petrographischer Kenntnis über die Erzberggesteine durch Redlich-Preclik, vor ihnen durch F. Angel (Über Gesteine vom steirischen Erzberg, Naturwissenschaftlicher Verein Steiermark, 1929), möchte ich doch noch zögern, diesen Schritt zur Umgestaltung des Kernschen Erzbergprofils zu tun; nicht nur angesichts des, wie ich glaube, noch nicht erhärteten Porphyroidbefundes verdächtiger Gesteine in den Zwischenschiefen, auch nicht, weil ich „die tektonische Zweiteilung des Erzbergkalkes leugne“ (Redlich-Preclik, S. 245), sondern bei der Untersuchung der Erzbergumgebung, beide Möglichkeiten der Erzbergtektonik vor Augen, habe ich versucht, den gesamten Bewegungsvorgang der Porphyroid-Kalkplatte zu klären, um dabei zu sehen, wie sich die Erzbergtektonik in diese Ergebnisse einordnet. Hierbei kam herans, daß sich der relativ ruhige Muldenbau des Erzberges viel wahrscheinlicher, zwangloser in das tektonische Gesamtbild einfügt als ein isoklinaler Schuppenbau.

Die von Redlich entdeckten Fossil führenden Sandsteine am Polster, von welchen Heritsch Untersilur, (Caradoc) nachwies, werden von Redlich-Preclik als weitere Stütze der tektonischen Zweiteilung des Erzberges angeführt. Diese Sandsteine wären tatsächlich mit dem Zwischenschieferhorizont des Erzberges in Vergleich zu stellen; sie liegen über Porphyroid im Erz führenden Kalk nahe zu seiner Unterfläche. Sichere Anzeichen von Einschuppung hat die Beobachtung nicht ergeben; der Erhaltungszustand bestimmbarer Fossilien macht eine solche nicht wahrscheinlicher. Es ließe sich eher aus der Altersbestimmung von Heritsch ableiten, daß in den Schiefen und Kalken knapp über dem Porphyroidhorizont noch Silur vertreten ist und erst die höheren Niveaus des Erz führenden Kalkes dem Devon angehören.

zunehmender Intensität nach N unter die Kalkalpen verschwindet. Die Vermutung ist aufzustellen, daß auch dem Weyerer Bogen ein älterer vortriadischer Strukturzug vorliegt, der alpin neu belebt wurde.

Die begründete Annahme von vortriadischem Alter der Haupttektonik des Silurdevons bringt nun große Schwierigkeiten für die Deutung der Altersbeziehung zum tieferen karbonen Grauwackenzug, Schwierigkeiten, für die wieder eine weiter ausgreifende Untersuchung erwünscht wäre, als sie für den vorliegenden Fall zur Verfügung steht.

Der Südrand des Silurdevon-Grauwackenzuges, die Auflagerung auf das Graphit und Magnesit führende Grauwackenkarbon wurde von Heritsch als eine Hauptüberschiebung des alpinen Deckenbaues erkannt.

Die vortriadische O—W gerichtete Radmerschuppung greift nun in das Grauwackenpaläozoikum weiter nach S, sie ist mit dem Herauspressen eines tieferen Schichtenpaketes verbunden. Es ist nun bezeichnend, daß die mächtigen, zusammenhängenden Silurdevon-Kalkmassen, im W der Zeyritzkalkzug über Rotwand—Leobner bis ins Johnsbachtal¹⁾ reichend, im O die Kalkmassen Gößbeck-Wildfeld-Reichenstein, im Bereich der Radmerstörung gänzlich fehlen, infolge Hochpressung zerstückelt worden, und wohl auch dem Abtrag zum Opfer gefallen sind.

Der Porphyroid des Sausattels springt längs der Radmerstörung über zum Porphyroid der Zeyritzkalkunterlage. Hier scheint sich aber die Störung allmählich zu erschöpfen, nachdem das N-S-Streichen derselben, wie es noch bei der Verquerung der Langen Teichen vorhanden ist, gemäß der Hammerschen Aufnahme bald in das allgemeine NW-SO-Streichen übergeht. Südlich der Langen Teichen wurde die eigene Detailaufnahme nicht mehr ausgedehnt, sondern es muß auf die Karte von Hammer verwiesen werden; nach dieser endet der Porphyroid sehr bald; möglicherweise liegt der Porphyroidaufschluß nordöstlich von Mautern in seiner Fortsetzung.

Für die Beziehung zur Tektonik des Grauwackenkarbons ergibt sich nun folgende Sachlage: die anormale Auflagerung des Erz führenden Silurdevons auf der graphitführenden Karbonserie ist von Heritsch einwandfrei erwiesen, nach ihm ist es allerdings alpiner, vorgosauischer oder tertiärer Deckenbau. Dann sind aber die O—W gerichteten Schuppen- und Faltenzonen des Silurdevons, für welche vortriadisches Alter wahr-

¹⁾ Die Verhältnisse des Johnsbachtals werden in einem späteren Jahrbuch erörtert; kurz ist zu sagen: der Zeyritzkalkzug endet im Johnsbacher Klausgraben mit einem gewaltigen Bergbruch. Die ihm scheinbar anlagernde, sich vor die Triasalpen schiebende Phyllitzone im N legt sich um das Westende des Zeyritzkalkzuges herum und verbindet sich mit den phyllitischen Tonschiefern der Mödlinger Hütte, welche dort die Schollen des Erz führenden Kalkes unterlagern. Südlich vorgelagert beginnt am Hochkogel ein zweiter Zug Erz führenden Kalkes, reichlich verrohundet, welcher als synklinale Schnappe in den Hauptporphyroidzug eingesenkt ist. Dieser Kalkzug biegt westlich vom Spießkogel scharf nach S, als steile Kalkmauer zusammenhängend gut verfolgbar, und endet, N—S streichend, nördlich Lippauer oberhalb Gaisborn. Die auffällige Streichänderung ist die Folge einer beträchtlichen O—W-Störung, der zufolge der Hauptzug des Porphyroids nicht über den Flitzengraben nach W übergreift, sondern das Ende desselben ist durch eine Einstülpung des Erz führenden Kalkes unter den Porphyroid angezeigt. Dieser Strukturzug steht wahrscheinlich in Zusammenhang mit der schon von Heritsch beschriebenen antiklinalen Aufwölbung der Karbon-quarzite und -schiefer des Flitzengrabens.

scheinlich bis sicher gemacht wurde, bereits mitüberschoben worden. Dies ist nicht sehr überzeugend, weil doch in diesem Falle eine weitgehendere Umprägung der paläozoischen Gesteinsserien in alpinen Streichen der Schichtung und Schieferung zu erwarten wäre, als dies tatsächlich zu beobachten ist.

Wird der Rückschluß auf das Alter der Überschiebung Silurdevon über Karbon von der Radmerstörung aus versucht, so ergibt sich die Möglichkeit, daß diese regionale Überschiebung von Silurdevon über Karbon, welche für die ganze Grauwackenzone Gültigkeit besitzt, älter ist als die Radmerstörung, also eine Hauptlinie des paläozoischen Gebirgsbaues darstellen würde; diese Überschiebung könnte aber dann nicht mittelkarbonisch sein, sondern müßte an die obere Grenze des Karbons rücken.

Noch ist hierfür die Beweiskette keineswegs geschlossen; aber im gegenteiligen Falle bliebe die auffallende Tatsache bestehen, daß ein sehr wahrscheinlich vortriadischer Bau in so ausgezeichnete Erhaltung zwischen einem höheren und tieferen Stockwerk von alpinem Bau eingeklemmt werden konnte.

IV. Erzlagerstätten.

A. Das Spateisenvorkommen im Weinkellergraben am Bucheck.

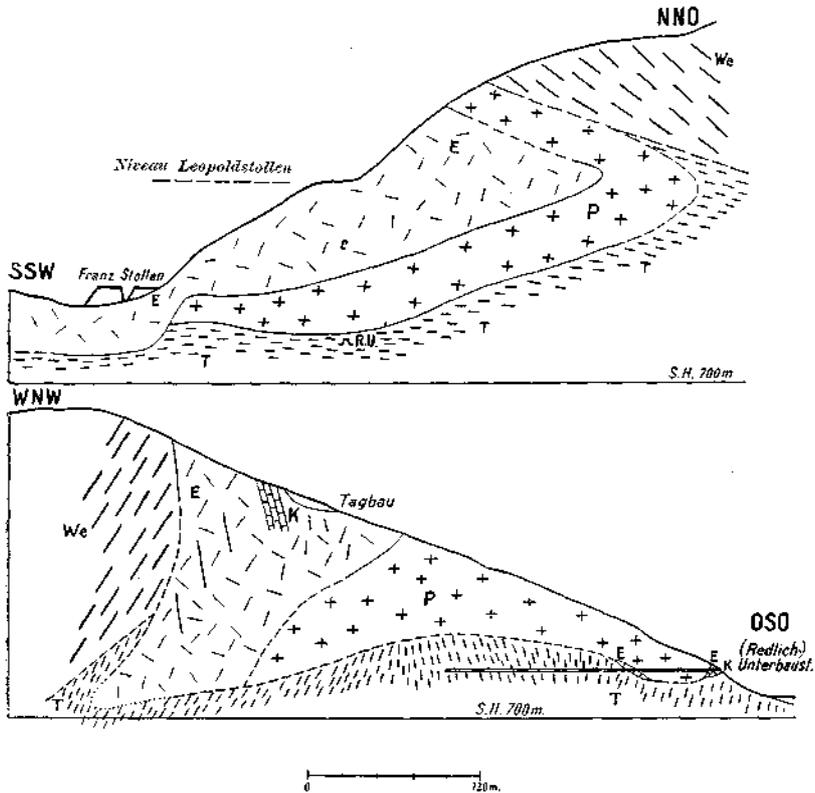
Am Bucheck haben wir scheinbar die normale Schichtenfolge wie am Eisenerzer Erzberg vor uns; doch ist zum Unterschied von Eisenerz die untere Begrenzung des Porphyroids, der Kontakt zur Tonschiefergruppe, eine Überschiebungslinie, welche noch durch mitgeschleppte, vererzte Kalkschollen der normalen Hangendbedeckung des Porphyroids gekennzeichnet ist. Dadurch kommt auch die Mehrzahl der Erzlager zustande, von welchen Redlich am Bucheck vier unterscheidet, die tektonisch übereinander gebracht wurden. Soweit mir die Aufschlüsse zugänglich waren, konnten sämtliche sichtbaren, getrennt liegenden Erzrohwandvorkommen am Bucheck auf den Kontakt Porphyroid zu Tonschiefer zurückgeführt werden; die Vielzahl der Lager in einer Profilrichtung kommt demnach tektonisch zustande, was sich auch mit der Auffassung von Redlich deckt.

Die innere Lagerung der Kalkerzschollen des Buckecks ist ebenfalls stark gestört, steil aufgerichtet, z. T. überkippt; zahlreiche Rutschflächen durchsetzen den Erzkörper.¹⁾ Eine Unzahl kleinerer Störungen ist besonders im Franzstollen am Porphyroidkontakt gut wahrnehmbar. Östlich vom Weinkellergraben liegt die Haupterzmasse über dem Porphyroid, der aber unter der Sohle des Franzstollens tektonisch auskeilt, so daß dort durch ein Bohrloch die Auflagerung der Erzmasse auf Tonschiefer erschlossen ist.

Vom Stollengebäude des Buchecker Erzberges sind heute nur der Franzstollenhorizont und der Unterbaustollen befahrbar; für das übrige

¹⁾ A. Schmidt (A. S.), welcher den Bergbau Radmer in der Zeitschrift „Berggeist“ 1871 beschreibt, betont die starke Zerklüftung des Erzes derart, daß prismatoidische (auch sphärische) Absonderungen des Eisensteins, damals neben Spateisenerz auch viel Blauerz, zustaudekamen.

Grubengebäude liegen einige geologische Angaben auf den bergmännischen Karten der früheren Betriebsperioden vor. Im Gefolge der Gewaltigungs- und Schurfarbeiten der Österreichischen Alpenen Montan-Gesellschaft in den Nachkriegsjahren wurde von dem damals betriebsleitenden Herrn Bergverwalter Ing. E. Roos eine zeichnerische Rekonstruktion des Erzkörpers versucht; der Leopoldstollen war damals geöffnet, im nordöstlichen Feldort wurde eine schräg aufwärts gerichtete



T-Tonschiefergruppe, P-Porphyroid, E-Spateisen u. Rohwand, K-Erzführender Kalk, We-Werfener Schiefer.

Fig. 7. Profildeutungen vom Buchecker Erzberg.

Bohrung bis zum Porphyroid vorgebracht. Die Ergebnisse der Aufnahme von Ing. Roos wurden mit den eigenen Beobachtungen verknüpft und ausgewertet und haben zu den Profilierungsversuchen der Fig. 7 geführt.

Der Erz-Rohwand-Kalkkörper des Buchecks steckt in Form einer nach S geöffneten Faltschuppe, welche von Porphyroid umfaßt wird, unter der diskordanten Hülle von Werfener Schiefer (Fig. 7). Hier besteht wirklich eine Diskordanz, wie sie nur eine intensive vortriadische Tektonik schaffen konnte. Die Abschrägung reicht in kleinem Raum vom Erz führenden Kalk über Porphyroid hinweg bis zur liegenden Tonschiefergruppe. Die Aufschlüsse bergwärts der Erzkalkmasse des

Buchecks haben überall Porphyroid gebracht. Hinter demselben ist Werfener Schiefer zu erwarten, der steil in die Tiefe schießt. Dies zeigt sich schon im alten, neu gewältigten Suchstollen, der in der Dynamitmagazinsstrecke des Franz-Stollens gegen NW im Werfener Schiefer getrieben wurde. Der Werfener Schiefer weist hier stark gestörte Lagerung auf; etwa 35 m westlich vom Dynamitmagazin ist die Grenze zwischen paläozoischem Tonschiefer, welcher der westlichen Kalkbegrenzung der Erzscholle folgt und wahrscheinlich als aus dem Untergrund emporgezogen zu deuten ist, und dem Werfener Schiefer. Der Kontakt zeigt sich bereits als steil stehende, nordwestreichende Störung; ähnlicher Art sind noch mehrere im weiteren Aufschluß des Werfener Schiefers zu verzeichnen. Die Werfener Schiefer sind auffallend gebleicht, stellenweise, aber nicht gerade am Kontakt, sind Quarzkonglomerate eingeschaltet. Die Ausrichtung im Werfener, deren Ziel heute nicht klar erscheint, ist über 200 m befahrbar, dann ist die Strecke verbrochen.

Das Profil des Unterbau(Redlich)stollens (190 m lang) ist für die versuchte tektonische Deutung der Lagerstätte von großer Wichtigkeit (Fig. 7). Die Kalk-Rohwandpartie beim Mundloch ist als mitgeschleppte Scholle des Erz führenden Kalkes an der Porphyroidunterlage anzusehen; darauf folgt 60 m stark gestörter Porphyroid, dann stark gestörter, steilstehender Tonschiefer, sandiger Schiefer, Sandstein und Quarzit¹⁾ bis zum Feldort. Im Stollen sind die Schiefergesteine durch Tropfwasser etwas gebleicht; wo noch helle Quarzite hinzutreten, ist in der Grube die Unterscheidung von quarzitischen und schwach phyllitischen Werfener Gesteinen mitunter nicht leicht. Auf der Halde aber tritt der höher metamorphe Charakter der paläozoischen Gesteine unverkennbar hervor.

An der Grenze des Porphyroids zum Tonschiefer wurde gleichfalls ein kleiner Rohwandkörper angefahren. Die Obertagsaufschlüsse über dem Stollenniveau zeigen durchwegs Porphyroid, allerdings ist die Grenzziehung infolge tief greifendem, mit Werfener Schiefer reichlich durchmischem Gehängeschutt öfters unsicher. Der Tonschiefer des Stollens hängt mit den östlich des Stollens in der Bachrunse zutage tretenden Tonschiefern zusammen, die wieder mit dem Tonschiefer des Größenberges, der anderen Talseite, sich verbinden und mit diesem die mächtige, liegende Tonschiefergruppe ausmachen. Der Stollen erschließt also schön das verhältnismäßig flache Schwimmen des Porphyroids auf steil gestellten Tonschiefern.

Der zwischen Redlich- und Franzstollen fast noch in der Talsohle gelegene „Neue Dismasstollen“, nur durch eine verwachsene Halde kenntlich, spricht wieder für das Vorhandensein einer Erzscholle an der Porphyroidgrenze.

¹⁾ Herr Professor Redlich macht mich aufmerksam, daß er seinerzeit in dem damals noch kurzen Unterbaustollen nahe beim Stollennundloch Werfener Schiefer eingezwängt beobachtet habe. Der Stollen steht jetzt hier größtenteils in Zimmerung, doch kann der anstehende Fels hinter derselben fast überall eingesehen werden; die Nachschau hat keinen Werfener Schiefer mehr gefunden. Einige Stollenmeter bleiben aber der Einsicht verschlossen, gerade an der Grenze Rohwand-Porphyroid; hier wäre am ehesten eine eventuell auch tektonische Einrutschung von Werfener möglich.

Die heute nicht mehr zugänglichen Erzvorkommen von Maria Empfängnis, Barbara usw. sind höchstwahrscheinlich ebenfalls Grenz-lager tektonischer Natur an der seicht liegenden Porphyroidunterlage. Zwei weitere kleine, Erz führende Kalkschollen begleiten den Außenrand des Porphyroids östlich vom Unterbaustollen; schon die Alten haben diese Vorkommen gekannt und beschürft.

Daß gerade das umfangreichste Spateisenvorkommen, der Buchecker Erzberg, auch hier am Kontakt zu Werfener Schiefer erscheint, ist bei den sonstigen zahlreichen Beobachtungen für vortektonisches Alter der Rohwand, Eisenerze immer sehr auffällig. Aber mit Sicherheit ergibt sich auch hier die innige Verkettung von Erz führendem Kalk, bzw. Erz-führung und Porphyroid, die auch ferne vom Werfener Schiefer auch an sehr gestörten Örtlichkeiten immer anzutreffen ist.

Eine verrohwandete Kalkscholle setzt den Kirchbühel von Radmer a. d. Stube zusammen; der Erz führende Kalk ist auch hier mit Porphyroid verbunden. Es soll ein alter Schurfstollen vom Talboden weg unter der Kirche bestanden haben.

Die Erzvorkommen westlich vom Weinkellerbach.

Der Erz führende Kalk am Gaisriedl befindet sich deutlich in über-kippter Lagerung; der Porphyroid übergreift das schmale Rohwand-Erz führende Kalkband, das auch Spateisen enthält. Diese Lagerungsverhältnisse können zugunsten eines vortriadischen Rohwandbestandes sprechen, unbeeinflußt vom Werfener Schieferkontakt.

Östlich vom Schussergraben taucht im Werfener Schiefer ein Spateisenvorkommen auf, das nach der Tiefe noch nicht untersucht wurde.

Die übrigen wichtigeren Spateisen- und Rohwandvorkommen.

Die Erfahrungen aus dem eingehenden tektonischen Studium der verschiedenen verstreut liegenden Erz- und Rohwandvorkommen können als erste Grundlage für die praktische Beurteilung derselben herangezogen werden. Sämtliche, einigermaßen bedeutende Erzansammlungen im Bereiche Eisenerz-Radmer sind ausschließlich auf den Erz führenden Kalkhorizont über dem Porphyroid gebunden, obgleich tiefere Kalkhorizonte ebenfalls vererzt sind, zumindest Rohwandkörper bergen und ebenfalls zum Erz führenden Kalk zu rechnen sind. Die tektonische Untersuchung hat sich zur Aufgabe gestellt, ein möglichst richtiges Gesamtbild des Gebirgsbildungsvorganges zu rekonstruieren und dadurch in den einzelnen Fällen jeweils die tektonische Lage der vererzten Kalkschollen anzugeben. Jene Vorkommen, die dem Porphyroid ursprünglich aufgelagert waren, müssen nach bisheriger Erfahrung von Haus aus in montangeologischer Hinsicht mehr Beachtung verdienen, als Kalkschollen in allgemeiner, mit Porphyroid nicht zusammenhängender Position. Dort, wo Porphyroid fehlt, soll wenigstens der ideelle Porphyroidhorizont erkannt werden, um dergestalt die Stellung des vorzüglich Erz führenden Kalkes festzulegen.

Die Schilderung der tektonischen Verhältnisse hat bereits den praktisch wichtigeren Kalk-Erzschollen ihre tektonische Lage zugewiesen. Es zeigt

sich nun, daß der Kranz der Kalkschollen, welche den einander zugekehrten (Innen)Rand vom Finstergraben- und Edelgrabenporphyroid begleiten, auch die beachtenswertesten kleineren Spateisenvorkommen bergen. Die Tektonik hat diese Kalkschollen als ausgequetscht, durch Überschiebung unter den Porphyroid gebrachte, hangende (Erz führende) Kalkdecke gedeutet. Es ist überaus eindringlich, daß gerade diese räumlich oft sehr beschränkten, manchmal in dichtende Tonschiefer eingepreßten Kalkschollen vielfach auch Erzträger sind, während die Kalkschollen in unsicherer Lage zu Porphyroid zumeist nur Rohwandträger sind; der Werfener ist nicht in der Nähe. Diese Lagerungsverhältnisse in tektonischer Hinsicht ließen sich wieder zwanglos durch vortriadischen, zumindest aber vortektonischen Erzbestand erklären.

Zu den übrigen Vorkommen wird bemerkt: Am Schneckenkogel, wo das Mundloch eines verstürzten Stollens sichtbar ist, erscheint Spateisen im rohwandigen Kalk verstreut. Die Kalkscholle liegt hier der Tonschiefergruppe, wenn auch steil gestellt, flach an und ist dem zerrissenen Kalkzug des Edelgrabenporphyroids zuzuordnen. In die Rohwand führenden Kalkschollen östlich davon ist noch ein kleiner Porphyroidstreifen eingeklemmt.

Die schmalen Kalklinsen am Westrand des Finstergrabenporphyroids sind in der Umgebung des Stixengrabens Erz führend. Die einstigen Untersuchungsarbeiten sind bis auf den kurzen, von Redlich beschriebenen Stollenaufschluß bereits verbrochen, die Kalk-Erzsollen setzen hier steil in die Tiefe, unter den Porphyroid.

Die umfangreiche Kalkscholle im oberen Hanelgraben, östlich Finstergraben, ist zwar stark gestört, findet sich aber im normalen Hangend des Porphyroids und bildet die Fortsetzung der von Bucheck herüberstreichenden Zone von Erz führendem Kalk. Die Kalke tauchen mit dem Porphyroid unter die Werfener Schiefer. Im Neufundstollen wurde seinerzeit ein kleiner Spateisenaufschluß gemacht. Die Kalk- und Rohwandmassen am Grünkogel und Mittagkogel stecken spießartig in der Schieferunterlage; wenn ihnen auch im tektonischen Sinne keine große Teufe zukommen wird, so kann dieselbe bei praktischen Zielen doch mehr als ausreichend sein.

Große zusammenhängende, gut einzusehende Rohwandmassen, aber ohne Spatführung, verzerren die Kalkschollen im Brunnkar.

Durch gleichfalls bedeutende, zusammenhängende Verrohwallung sind die Kalkzüge am Pleschberg bemerkenswert; einzelne Rohwandkalke tauchen unter Tonschiefern hervor, andere Rohwandkörper liegen ohne Kalkreste, vielmehr auch Konglomeratlagen verzerrend, in den Tonschiefern. Ein ununterbrochener Rohwandzug als verzerrter Tonflaserkalk begleitet von Schloß Greifenburg an im N den Faschinggraben; am oberen Ende desselben, bei der Loidalm (Radmerer Neuburgalm), gibt Redlich einen Spateisengang im Werfener Schiefer an. Das dunkle, grobspätige Erz tritt gangförmig im Werfener Sandstein an der Grenze zum Paläozoikum auf. Einen Rollblock ähnlichen, reinen Erzes fand ich bei der Laferschwaig.

Dem Vorkommen silberhaltiger Kupfererze in der Hinterradmer konnte kein eingehendes Studium gewidmet werden und ist auf die

Ausführungen von Redlich zu verweisen, dem gleichfalls infolge mangelnder Aufschlüsse nur wenig Beobachtungen möglich waren. Die Stollen sind heute nicht mehr befahrbar, die einzelnen Fundstücke, die ich außer Haldenerzfunden auch im Faschinggraben von Kupfererzen machen konnte, zeigten Fahlerze und Kupferkiese, verbunden mit jüngerem Quarz; auch hellgelbe grobspätige Rohwand tritt hinzu. Von Interesse ist ein Fahlerzfund, den ich auf der Ramsauseite des Ochsenkogels im tiefsten Donnersalpkalke machte; er war gleichfalls an spätige Rohwand geknüpft, bemerkenswert ist das Auftreten von sekundärer Kobaltblüte neben ebensolchen Kupferkarbonaten.¹⁾

Übereinstimmend mit Redlich kann aus den wenigen Beobachtungen der Kupfererzführung vermutet werden, daß sie eine jüngere Gangbildung gegenüber der älteren Rohwand-Spateisenerzführung darstellt. Redlich betont, daß für die Beobachtung etwaigen verschiedenen Verhaltens der Kupfervererzung im Schiefer und im Kalk leider die Aufschlüsse mangeln, im allgemeinen aber die Hauptlagerstätte der Alten an Kalk gebunden sein dürfte.

Aus tektonischen Gründen ist zwar mit einem Endigen der Kalke in der Teufe zu rechnen, doch werden sicher in der Mehrzahl praktisch weitaus ausreichende Kalkteufen vorliegen. Im Schiefer sind die Gänge verdrückt und dort war wahrscheinlich das praktische Ende der Kupfererzführung.

Die genetischen Erscheinungen der Rohwand-Spateisenerzführung der Radmer reihen sich in die Beobachtungen aus dem Eisenerzer Gebiet ein.²⁾ Von Wichtigkeit ist hier, daß eine bedeutende O-W gerichtete Schuppung einen überstürzten, in Linsen aufgelösten Zug von Erz führendem Kalk erzeugt hat, der teilweise unter Porphyroid taucht, wobei die in paläozoische Schiefer eingehüllten Kalkschollen in gleicher Weise Rohwand-Spateisenerzführung aufweisen als etwa die Kalkschollen normaler Lagerung am Werfener Kontakt. Die Ergebnisse der tektonischen Untersuchung haben zur Annahme der vortektonischen Vererzung gedrängt, denn andernfalls ergäbe sich das eigenartige Bild, daß die gesamte, für Wasser wenig zirkulationsfähige Tonschiefergruppe des Liegend der Erz führenden Kalke von Eisenlösungen durchflossen gewesen sein muß, so daß auch winzige, versteckte Reste von Kalkschollen der Vererzung anheim fallen konnten; die Tektonik erschiene hiebei durch die Vererzung abgebildet. Dabei zeigen aber die Tonschiefer selbst keine Spur einer solchen hydrothermalen Durch-

¹ Siehe auch G. Hießleitner, Sulfidisch-arsenidisches Ni-Co auf alpinen Erzlagern, Z. f. prakt. Geologie 1929.

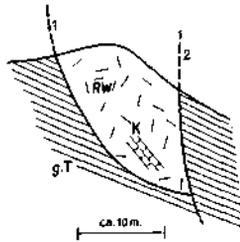
² Redlich-Precelik (l. c. S. 258) geben nach petrographischen Befunden den Eindruck wieder, daß dortselbst der Erzbildungsprozeß paratektonisch stattfand. Die Entzifferung der Tektonik bietet hierfür m. E. keine Anhaltspunkte; denn es finden sich keine Beziehungen des Vererzungsvorganges zu den auflösbaren, tiefgreifenden Strukturlinien wie etwa Radmerstörung oder Kressenbergüberschiebung.

Was die Genese als solche betrifft, muß angesichts der zahlreichen epigenetischen Strukturbilder, die auch im Erzgebiet von Radmer zu beobachten sind, Redlich-Precelik zugestimmt werden, daß der epigenetischen Entstehungsdeutung der Eisenerzansammlungen im paläozoischen Kalk vorerst noch immer der Vorzug gebührt.

tränkung und die Rohwandmassen der Kalke — ausgenommen jüngere spätere Rohwand der Kupfererzphase — zeigen nicht das bedingte Bild eines Umwandlungsprozesses, der vom Kontakt der Tonschiefer ausgegangen wäre.

Wiederholt ist die Beobachtung anzustellen, daß fast jede sichtbare, auflösbare Tektonik sich gegenüber den Erzkörpern als jünger erweist. Ein Beispiel im kleinen bietet der Knappengraben (Bruunkar), wo eine Rohwandscholle tektonisch in hier graphitische Tonschiefer eingekleint erscheint (Fig. 8), ein Bild, das an die Magnesitlinsen in den Karbonschiefern erinnert.

Für den vortektonischen Vererzungsprozeß des Hauptbestandes an Spateisen-Rohwand sprechen auch die Verhältnisse am Südrand des



Rohwandstück RW mit Kohlestück K, tektonisch eingekleint in graphitische Tonschiefer g.T. 1, 2 = Störungsflächen

Fig. 8.

Knappengraben (Bruunkar)

Silurdevonzuges, am Ostende des Zeyritzkalkzuges, südlich vom Zeyritzkamp-Achner Kuchel. Dort beherbergen die letzten Schollen Erz führenden Kalkes reichlich Rohwand und führen auf der Achner Kuchel, ca. 1900 m hoch, ein Spateisenvorkommen; im selben Profilabstieg kommt man zu den unterteufenden Kalkzügen des Karbons der Teichen bei Kallwang, welche frei von jeder Rohwandspur sind.¹⁾ Dabei sind aber z. T. die Kalke des Karbons, immer aber die sie begleitenden phyllitischen Schiefer petrographisch von jenen des Silurdevons nicht zu unterscheiden.

Zwischen Silurdevon und tektonisch unterlagerndem Karbon eine primäre Teufengrenze, einen jähren Bruch des Temperaturgefälleniveaus anzunehmen, bleibt unbegründet. Die Überschiebung des Silurdevons über das Karbon scheint jünger zu sein als der Bestand der Rohwand-Spateisenvererzung des ersteren.

Die Beobachtungen zugunsten des vortektonischen Alters am Buchecker Erzberg wurden bereits erwähnt.

Die Auflösung der Einzeltektonik ebenso wie die Tektonik im großen machen ein vortektonisches, wohl auch vortriadisches Alter der Erz-Rohwandmassen des Silurdevons wahrscheinlich; gewiß müssen sich noch die erzpetrographischen Untersuchungen mit diesen Schlußfolgerungen ausreichend auseinandersetzen.

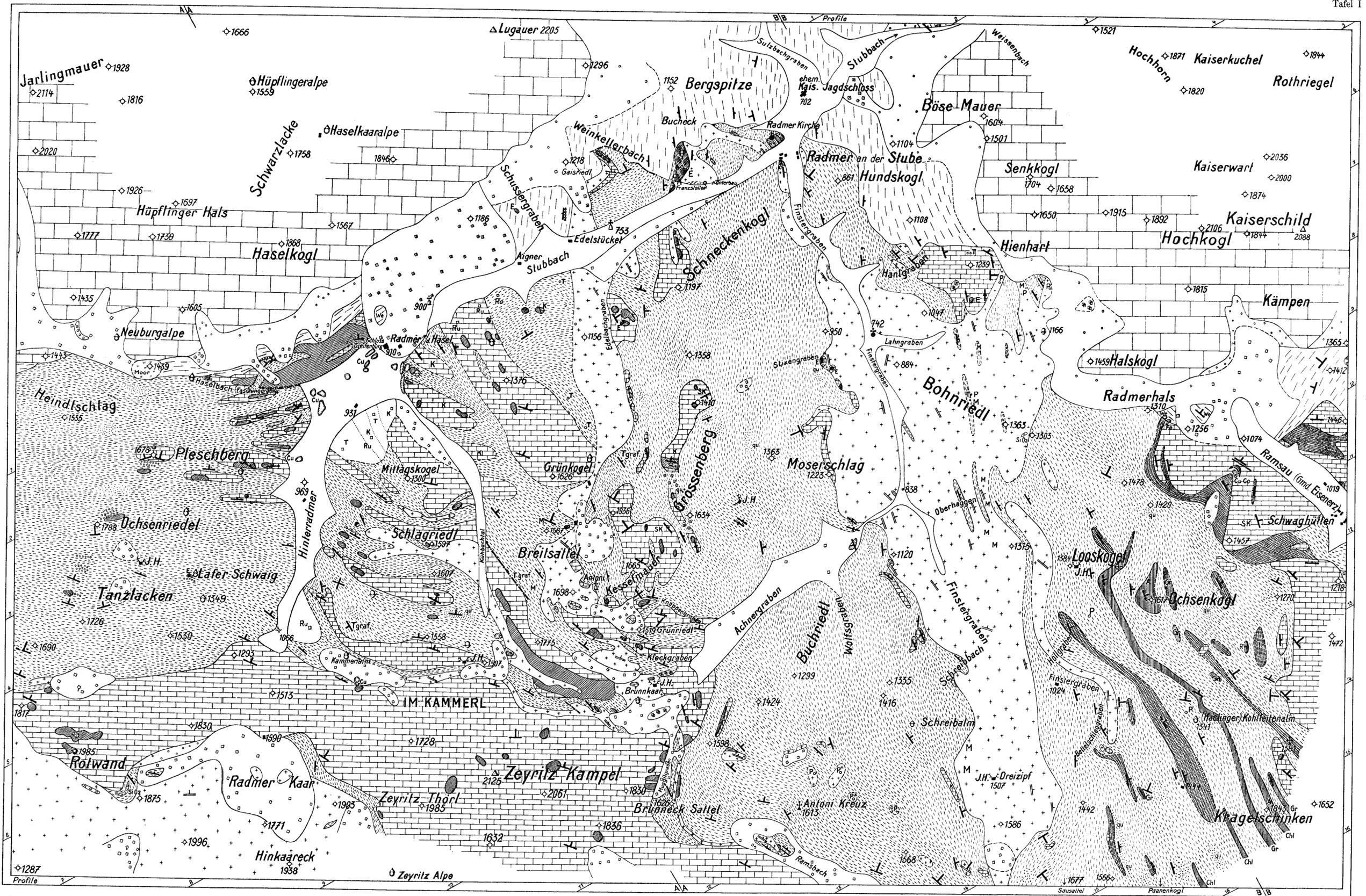
¹⁾ Ebenso verhält es sich am Osthang des Flitzengrabens, Johnsbach S, wo Silurdevonkalk und Karbonkalk auf kaum 100 m naherücken und die Rohwandführung des ersteren geradezu als „Leitfossil“ dient.

Geologische Karte der Grauwackenzone von Radmer bei Hief্লাu.

Neu aufgenommen Juli—September 1928 unter Benützung der geologischen Karte der Radmer von K. A. Redlich u. F. Sellner 1921/22, der geologischen Kartenskizze des Kallwanger Gebietes von W. Hammer 1924 sowie der geologischen Manuskriptkarte der Geologischen Bundesanstalt. Längen- und Höhenmaßstab für Karte und Profile 1 : 25.000.

G. Hiessleitner: Zur Geologie der Erz führenden Grauwackenzone von Radmer bei Hief্লাu.

Tafel I



0 100 200 300 400 500 600 700 800 900 1000 m

- - - - - vermutliche u. sichere Gesteinsgrenzen.
 - - - - - Verwerfungen, auf den Profilen grössere Bewegungsflächen überhaupt.
 + 90° über + 45° + auf + horiz. Schichtverflächen; | Schieferung im Porphyroid

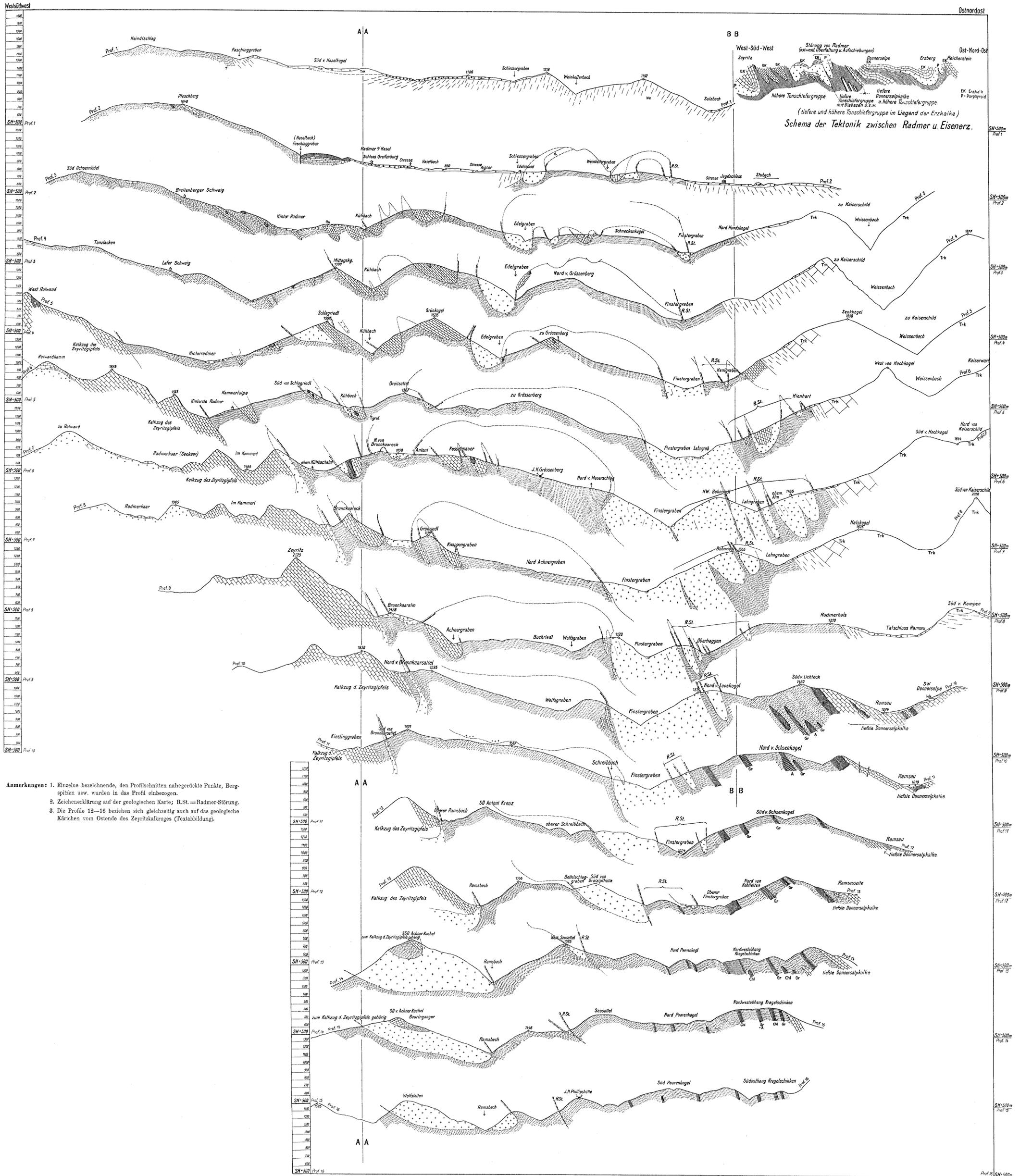
Gr A Chl	Grünschiefer (Diabas) Amphibol-Plagioklas glimmerige Chloritischiefer	T	typhl. Tonsteine graf. graffitisch sandig Sandstein u. Quarz Konglomerat	KS	graf. Kieselschiefer (in Verband mit T)	P+	Porphyroid M-Mischgestein mit T lag. verknüpft (T mit Flugschiefer)	K	Silurdevonkalk z.T. wenig geschichtet und massig SK Schieferkalk- Tonfaserkalk	RW E	Rohwand RW und Spaltenanarz E	W	Wartener Lösserzone Wartener Schiefer Sandstein u. Quarz Gips	Tr	Trias (u. Lias), vorwiegend Kalk	M	Marine eiszeit u. nach- eiszeit Grabschuttbildung alle Schuttkegel Bergsturz	Ru	Gehängebreccien Rutschgebirg Jugend. Schuttbildung	Cu P K	Halden d. einstigen Cu Bergbaues Aufschlussbefund durch Lesesteine Höhle
----------------	--	---	--	----	--	----	--	---	--	---------	-------------------------------------	---	--	----	-------------------------------------	---	---	----	--	--------------	--

Profile zur Geologischen Karte der Grauwackenzone von Radmer bei Hieflau.

Von WSW nach ONO (unter 30° zur Ost-Westrichtung) im Abstand von 600 m.
Maßstab 1 : 25.000.

G. Hiesleitner: Zur Geologie der Erz führenden Grauwackenzone von Radmer bei Hieflau.

Tafel II



- Anmerkungen: 1. Einzelne bezeichnende, den Profilschnitten nahegerückte Punkte, Bergspitzen usw. wurden in das Profil einbezogen.
2. Zeichenerklärung auf der geologischen Karte; R.St. = Radmer-Störung.
3. Die Profile 12—16 beziehen sich gleichzeitig auch auf das geologische Kärtchen vom Ostende des Zeyritzkalkes (Textabbildung).

Tektonik und Breccienbildung in der Kammerker-Sonntagshorngruppe.

Von Wilhelm Vortisch.

(Mit 4 Abbildungen.)

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Arbeitsgang	81
Stratigraphie	82
Tektonische Gesteinsumwandlung	84
Breccienbildung durch schichtenparallele Bewegung: Knollenbreccie, Kantenbreccie, Übergänge der Typen und Herkunft der Bestandteile, mechanische Bedingungen	84
Breccienbildung an Blattverschiebungen	85
Strukturelle Umwandlung	85
Tektonik	86
Westrand der „Schüsselmulde“, Scheibelberg, Kogel, Folgerung	86
Kern der „Schüsselmulde“: Allgemeine Bauform	87
A. Nordwestteil: Gebirgsstück 1—9, scheinbar exogene Breccieneinschaltung und tektonischer Mächtigkeitsgewinn mancher Gesteine, Beschaffenheit der Breccieneinschaltungen, Mächtigkeitsbeziehungen der Breccien und ganzer Gebirgsstücke	90
B. Südostteil	92
Folgerungen: Bewegungen geringeren Ausmaßes, Ursache der bisher ungenügenden Kenntnis des Dogger, Bewegungsrichtung, Bewegungsfolge, Mitbewegung des Hängenden und Synthese des Bewegungsvorganges, Ansblick	93

Arbeitsgang.

Die Arbeiten Hahns in diesem Gebiete liegen nunmehr 20 Jahre zurück. Seine Veröffentlichungen, insbesondere die geologische Karte im Maßstabe 1:25.000, riefen den Eindruck hervor, daß die tektonischen Verhältnisse des Gebietes im wesentlichen geklärt seien. Manche Einzelheiten gewisser Gebietsteile sind inzwischen berichtigt worden (Ampferer 1925, 1927, Vortisch 1926, 1927), aber grundlegende Abweichungen von Hahns Auffassung der Tektonik wurden nicht vermutet. Um so überraschender ist das Ergebnis, daß sich in dem bisher als einfache Großmulde angesehenen tirolischen Untergrunde ein verwickelter Überschiebungsbau verbirgt, durch welchen auch die von Hahn als exogen angesehenen Breccien in ganz anderem Lichte erscheinen. Meine Behauptungen einiger in erster Linie in Aussicht genommenen Profile nähern sich ihrem Ende und es kann mit deren Beschreibung begonnen werden. Da die stratigraphisch-paläontologische und sedimentpetrographische Bearbeitung des Materials die Veröffentlichung des allgemeinen Teils der

Arbeit noch verzögert, seien hier einige tektonische Ergebnisse vorweggenommen. Gleichzeitig sollen diese Zeilen auch als Einführung für die Beschreibung der Profile dienen. Manche Einzelheiten dieser Beschreibung werden dann nicht mehr überflüssig erscheinen.

Stratigraphie.

Die unerläßliche stratigraphische Grundlage gebe ich in Form einer Tabelle (nebenstehend), wodurch die bereits 1930, S. 478 gegebene erweitert und berichtigt wird. Hahns Angaben sind für meine ins einzelne gehende Untersuchung viel zu allgemein und stützen sich größtenteils auf ältere, ohne genaue Beachtung der Gesteinsfazies gemachte Funde.

Ich halte mich bei der Gesteinsbezeichnung streng an die 1930, S. 474—479 gegebenen Grundsätze.

Einer näheren Erläuterung bedarf noch der Ausdruck Soturknollenkalk. Er stellt einen Sonderfall der Omissionsschichtung dar, welcher sich an den „ungebankten Knollenkalk“ (d. i. Knollenkalk mit getrennten Knollen, siehe unten S. 84) anschließt. Die Mergelfasern sind zu Nähten reduziert, welche die einzelnen Knollen voneinander abgrenzen. Die innere tektonische Beweglichkeit der ungebankten Knollenkalk (siehe unten) geht dadurch verloren.

Jedes vollumrissene Feld entspricht einer Gesteinsfazies in bezug auf den oberrhätischen Untergrund und im stratigraphischen Bereich der links angegebenen Stufenbezeichnung. Durch Punkte abgegrenzt sind genauere Zusätze zur Benennung des vollumrissenen Feldes, in welchem sie liegen. In den nicht rechteckigen vollumrissenen Feldern bedeuten die Zahlen die maximale Mächtigkeit. Die Sternchen geben an, wie sich die Fundorte der rechts auf gleicher Höhe stehenden Zonenammoniten auf die oberrhätisch vorbedingten drei Faziesgruppen verteilen. Die vierte Fazies säule, Böschung, oberer Teil, ist ungenügend bekannt; auf weitere Lücken weisen die Fragezeichen. Nur die durch Leitformen erwiesenen Stufen sind links angegeben. Fehlende Stufenbezeichnungen bedeuten natürlich keine stratigraphische Lücke. Die grauen Hornsteinknollenkalk sind so gut wie versteinungsleer. Es ist auch möglich, daß durch die weitere Arbeit die bisher gänzlich unbekanntes bituminösen Schiefer des Lias noch in δ hinabrücken. Eine große stratigraphisch-paläontologische Beobachtungslücke stellen die höheren Unter- und Mittelliaskalke des Riffigbietes dar. Hier und im Oberlias-Dogger wird vielleicht eine feinere Gliederung noch möglich sein. Im übrigen wird die gewöhnliche Feldbeobachtung mit Zufallsfunden kaum weitere Resultate liefern. Es käme nur steinbruchmäßiger Abbau in Frage. Der viele Jahrzehnte weit zurückliegende Steinbruchbetrieb, bei welchem in der unter-mittelliasischen versteinungsreichen Böschungsfazies des Kammerkerkogels zahlreiche Funde zutage gefördert wurden, beachtete nicht die feineren Faziesverhältnisse. Daher konnten auch die unter der Mithilfe Suttners getroffenen Bestimmungen Hahns keine genauere Zonenstratigraphie liefern.

Der obere Rand der Tabelle gibt die Verteilung der Fazies auf die weiter unten zu besprechenden Gebirgsstücke, siehe dort.

		Zugehörigkeit der Gebirgsstücke zu den Faziesgebieten			
		2, 5—9	1 (autochthon): Kogel N, Klam W; 3	1 (autochthon): Nordwestteil	
		1 (autochthon): Südostteil	Kogel NE		
Kreide	Malm	Sedimentärbreccien			versteinerungsleer
		grünliche Mergel			
		graue Hornsteinplattenkalke			
		graue Plattenkalke 100 m?			
		grünliche mergelige Plattenkalke und Schiefer 15 m?			
		braune mergelige Plattenkalke und Schiefer 15 m?			
		rote Radiolarienhornsteine 10 m			
Dogger	δ	* harte braune Knollenkalkbänke mit eisenreichen Rinden und Konkretionen 1 m		?	<i>Stephanoceras</i> aff. <i>Blagdeni</i> Sow.
		rote tonreiche Knollenkalk 5 m		rote Knollenmergel 8 m?	
	ε ob. T.	* rote Mergel 1 m *		schwarze bituminöse Schiefer mit Stinkkalk- und Sandsteinbänken 4 m	<i>Hildoceras bifrons</i> Brug.
	ε u. T.	* oft eisenreiche Rinden und Konkretionen *			<i>Harpoceras falcifer</i> Sow.
Lias	δ	meist Knollenbreccie rötlicher bis grauer Sutrknollenkalk 4 m			
	γ u. T.	tonreichere rote Knollenkalk 10 m?	dünnebankig	grauer, nicht bituminöser Hornsteinknollenkalk 17 m	<i>Uptonia Jamesoni</i> Sow.
	α ₄ ob. T.	bräunlich-roter, wenig gesch. Plattenkalk 10 m	* ungebant * dickbankig		
		α ₃	* eisenreiche Rinden und Konkretionen *		
		tonärmere rote Knollenkalk 1—2 m	gelblich-grau 8 m	?	grauer bituminöser Krinoidenplattenkalk 3 m
Ob. Rhät		Riffkalk		Übergänge	graugrüne Schiefermergel 1 m
					riesenknolliger grauer bituminöser Kalk 100 m
		Riff Rücken	oberer Teil	Fuß	Außengebiet
				Böschung	
Faziesgebiete					

Tektonische Gesteinsumwandlung.

Breccienbildung durch schichtenparallele Bewegung.

Grundlegend für die Tektonik waren gewisse Beobachtungen über Breccienbildung. Ungestörte Gebirgsstücke gehen im stratigraphisch-horizontalen Sinne in Breccien über, für deren Entstehung nur tektonische Kräfte in Anspruch genommen werden können. Das Endprodukt ist je nach dem Ausgangsmaterial verschieden. Die Hauptrolle spielt der Schichtungsverband. Man kann zwei durch Übergänge verknüpfte Gesteinsgruppen unterscheiden. Diagenetische Vorgänge, deren exogene Bedingtheit zwar wahrscheinlich, aber noch nicht aufgeklärt ist, lassen aus der Kalk-Mergel-Wechselagerung mit überwiegendem Kalk bald Knollen-, bald Plattenkalke entstehen (Vortisch 1930, S. 474, 475).

Ungebankte und dünnbankige Knollenkalke. Die ersteren bestehen aus getrennten, die letzteren aus seitlich im Verhältnis zur Dicke der Knollen nur schwach verbundenen Knollen. Diese Knollen werden von mergeligem Zwischenmittel umflasert. Die Gestalt nähert sich der eines negativen Rotationsellipsoids, mit der (kürzeren) Rotationsachse senkrecht zur Schichtung. Ein Teil dieser Knollen können meist ebenfalls flachliegende Ammonitensteinkerne sein. Es handelt sich in unserem Gebiet gewöhnlich, aber nicht ausschließlich um rote Gesteine. Schrittweise kann man beobachten, wie diese Knollen aus ihrer Lage gedreht und zum Teil zerstückelt werden. Beides ist besonders an den Ammonitensteinkernen erkennbar. Die Mergelfasern verhalten sich hierbei wenigstens für die Beobachtung mit freiem Auge plastisch. Es entstehen Breccien, welche Konglomeraten ähnlich sehen können. Ich nenne sie Knollenbreccie. Dieser Ausdruck mag paradox erscheinen, da das Grundwort „Breccie“ an eckige Bruchstücke erinnert. Man darf sich aber bei der Bildung wissenschaftlicher Termini nicht so sehr an die ursprüngliche Wortbedeutung, als an ihren genetischen Sinn halten. Wenn ein tektonisches Bruchwerk überhaupt als Breccie bezeichnet wird, so muß auch dieses Gestein so genannt werden, in welchem die runden Umrisse des Ausgangsmaterials erhalten sind. Durch das Beziehungswort „Knollen“ wird diese Eigenschaft und ihre Herkunft ausgedrückt.

Das wichtigste Beispiel bilden die Knollenbreccien, in welche Oberlias ζ (mit Teilen des Liegenden und Hangenden) übergeht, besonders in den Gebirgsstücken 2, 5, 6. Daß trotz ausgeprägter Paralleltextur (erhaltener Schichtung) die Durchbewegung eine starke sein kann, beweisen fremde Einschlüsse, z. B. im obersten Unkenbach in 2 schwarzer Hornstein, welcher nur aus dem Hornsteinknollenkalk stammen kann.

Dickbankige Knollenkalke, Plattenkalke, Riffkalke, Plattendolomite, Plattenhornsteine. Die Breccienbildung schließt sich an Diaklasenbildung an. Oft regelmäßige, die Schichtung querende Kluffscharen werden dichter, die kantigen Bruchstücke allmählich aus ihrer Lage gedreht. Die Lücken füllen sich mit feinem Zerreibsel oder dem plastisch fließenden Zwischenmittel. Mörtelstruktur ist oft zu beobachten.

Das wichtigste und verbreitetste Beispiel ist der oberrhätische Riffkalk der Schubkeile 7, 8, 9, besonders mächtig und lange bekannt und mißdeutet in der Schwarzbergklamm und im Südostabschnitt. Eine gewisse grobe Paralleltextur durch Gleichorientierung der Trümmer in der Richtung der Schichtung des Hangenden und Liegenden ist verbreitet, aber nur dem geübten Auge kenntlich.

In Konsequenz des oben Gesagten muß ich dieses eckige Bruchwerk durch einen besonderen Namen unterscheiden. Ich nenne es Kantenbreccie. Der Pleonasmus schwindet, wenn man bedenkt, daß auch gerundete Trümmer Breccien bilden können.

Eine besonders auffallende Übergangsbildung zwischen beiden Breccienarten liefern ungebankte oder dünnbankige Knollenkalke mit einzelnen dickeren Kalkbänken. Deren kantige Bruchstücke schwimmen dann in der kleinknolligen Grundmasse. Beispiel: Lias δ , Fazies der Riffböschung.

Beide Breccienarten und ihre Übergänge können sowohl monomikt als auch polymikt vorkommen. Im letzteren Falle sind manchmal im stratigraphisch horizontalen oder vertikalen Sinne ursprünglich weit voneinander gelegene Gesteine vereinigt.

Ein verbreiteter Mischtypus der Kantenbreccie entwickelt sich im Hangenden des Riffkalkes des Gebirgsstückes 7 (+8+9?) am Schliefbach, in der Schwarzbergklamm und im Südostgebiet mit den darauf liegenden malmischen braunen Plattenkalken und Schiefern. Die Schichtung dieser Malmgesteine vererbt sich oft auf die Breccie. Diese Paralleltexuren sind sehr schichtungsähnlich. Zwischen lagenweise auf den weicheren Mergelzwischenlagen hineingewalzten Riffkalkhröckchen können Aptychen, Zweischaler und Belemniten der Plattenkalkbänke gut erhalten sein. Andererseits können zwischen intakte oder randlich zertrümmerte hankartige, vielleicht durch Schichtung (Mergelzwischenlagen) vorgebildete Riffkalkmassen dünne Plattenbänken geschoben sein. Sie wittern schichtfugenartig heraus. Die Vortäuschung exogener sedimentärer Erscheinungen hat damit ihren höchsten Grad erreicht.

Der ganzen Art nach, wie die bisher angeführten Breccien seitlich in ungestörte Gesteine übergehen und dabei ihr Niveau gegen das Liegende und Hangende einhalten, können sie nur von ungefähr schichtenparallel erfolgten Bewegungen in einem noch gänzlich ungestörten Gebirge erzeugt worden sein. Sie verdanken ihre Entstehung tektonischen Vorgängen, welche am Beginne der alpinen Orogenese liegen und den späteren tektonischen Vorgängen entgegengesetzt, d. h. nach S und O verliefen. Die Verfolgung dieser Bewegungen lieferte das bereits eingangs erwähnte überraschende Ergebnis, welches unten näher dargelegt werden soll.

Breccienbildung an Blattverschiebungen.

Den beiden beschriebenen Breccienarten steht die Breccienbildung an den zahlreichen Blattverschiebungen schroff gegenüber. Während hier grobe Rutschstreifen allgemein sind, kommt es dort an der Grenze der Bruchstücke höchstens zu einer stylolithischen Streifung. Die mechanischen Bedingungen der beiden Vorgänge müssen verschieden gewesen sein.

Strukturelle Gesteinsumwandlung.

Von der Breccienbildung überhaupt ist die strukturelle Gesteinsumwandlung zu trennen, welche trotz der geringen Tiefenstufe der Umwandlungsvorgänge des Gebietes auch vorkommt. Die hohe Mobilität, d. h. Einschaltung sehr leicht beweglicher toniger Gesteinslagen zusammen mit der leichten Löslichkeit des Kalkspats verringert die

notwendige Belastung. Am Ende dieser Reihe stehen Mineralien der Salzlagerstätten, deren tektonisches Verhalten oft das des Quarzes und der Silikate der kristallinen Schiefer nachahmt. Die strukturelle Umwandlung ist bisher nur am Kalkstein beobachtet. Nahe den Bewegungsfächen kommen wachsglänzende Bänke vor, ohne die geringste Spur von organischen Resten. Auch Krinoidenglieder fehlen. Das Gestein ist bereits vom Fonsjoch erwähnt worden (Vortisch 1926, S. 32, 33). Es besteht aus wirren Kalzitfasern mit undulöser Auslöschung. Die wirrfaserige Textur ist die Ursache der außerordentlichen Festigkeit des Gesteins. Naheliegend ist der Vergleich mit Nephrit, dessen Entstehung ebenfalls tektonischen Kräften zugeschrieben wird. Es ist aber auch Gefügeregelung der neugebildeten Kristalle, Wälzung und abermalige Mylonitisierung zu beobachten. Beispiel: Suturknollenkalk Lias δ , von Hahn z. T. fälschlich als Lumaschelle angesehen, Hahn 1910, S. 368.

Wir erhalten die im Inhaltsverzeichnis angegebene Übersicht der Gesteinsumwandlung in der Kammerker-Sonntagshorn-Gruppe.

Tektonik.

Die Aufschlüsse, deren Untersuchung nun bald zu Ende geführt sein wird, gehören eigentlich nur zwei im großen und ganzen N-S verlaufenden Profilen an. Das eine liegt am Westrande der „Schüsselmulde“, das andere geht weiter östlich durch ihren Kern.

Westrand der Schüsselmulde.

Westabsturz des Scheibelberges: Zwischen Radiolarienhornstein und Hornsteinknollenkalk sind rote Knollenkalkte erhalten, welche am Nordende unter- (β) und mittelliassische (γ) und weiter gegen S oberliassische (ϵ) Fossilien führen. Ihre Mächtigkeit nimmt in der gleichen Richtung von 8 m auf zirka 1 m ab.

Die Aufschlüsse zeigen stratigraphische Besonderheiten. α_4 (*Armioceras ceratitoides* Qu) fehlt bisher, vielleicht beginnt die rote Sedimentation erst mit β . Der Suturknollenkalk ist nicht typisch entwickelt. Zwischen δ und ϵ fehlt die sonst im roten Gestein weit verbreitete, durch Bildung von Fe-reichen Rinden und Konkretionen angedeutete Sedimentationsunterbrechung.

Da Oberlias nirgends mehr als einige Dezimeter mächtig ist, kann man wirklich, wie Hahn 1910, S. 366, 367, sagt, in dunkelrotbraunen Mergelkalken „direkt unter dem überlagernden Radiolarit *Amaltheus spinatus* . . . sammeln“. Nur beweist das nicht etwa mittel-oberliassisches Alter des Radiolarienhornsteins, sondern starke Bewegungen. Die dunkeln Mergel mit zahlreichen Radiolarien, welche Hahn 1910, S. 372, 373 und Fig. 9, vom Gschaidgraben angibt, sind keineswegs altersgleich mit denen unter dem Radiolarienhornstein des Scheibelberges, sondern entsprechen unseren malmischen braunen Plattenkalken und Schiefern. Beide Gesteine sind in der Tat recht ähnlich. Die „Konglomeratbank“ Hahns darüber ist die Riffkalkbreccie des Gebirgsstückes 7 (siehe unten).

Auf der Nord- und Nordostseite des Kogels fehlt der Oberlias unter dem Radiolarienhornstein gänzlich. Lias δ ist verdoppelt (übereinandergeschoben) und eine nur hier vorhandene dickbankige Fazies von α_4 aufgestaucht

und zertrümmert. Der Einfluß der Böschung des unterlagernden oberrhätischen Riffkalkes, welche aus den Faziesverhältnissen der oberrhätischen Gesteine erschließbar (Vortisch 1926, besonders Abb. 4 und Tafel I) ist, wird hierbei deutlich, insofern hier Zusammenschub und tektonische Wirrnis ihren höchsten Grad erreicht.

Auf der gegen N gerichteten Rückfallkuppe K. 1551 ist ein kleiner Fetzen Oberlias erhalten.

Am Westrande der „Schüsselmulde“ ergibt sich also starke Bewegung an der Liegendgrenze des Radiolarienhornsteins und tiefer hinab bis an die obere Grenze der Hornsteinknollenkalke. Höher (Radiolarienhornstein-Aptychenkalke) und tiefer (Hornsteinknollenkalke) sind die Aufschlußverhältnisse ungünstig. Aus diesem Grunde und wegen des Fehlens zwischenliegender Aufschlüsse war bisher keine sichere Verbindung zu dem weit besser enthüllten Überschiebungsbau im Profil durch die zentrale Großmulde zu gewinnen. Hingegen bieten sich hier wie im zentralen Profil zahlreiche Beobachtungen über tektonische Breccienbildung, welche bereits zusammengefaßt wurden.

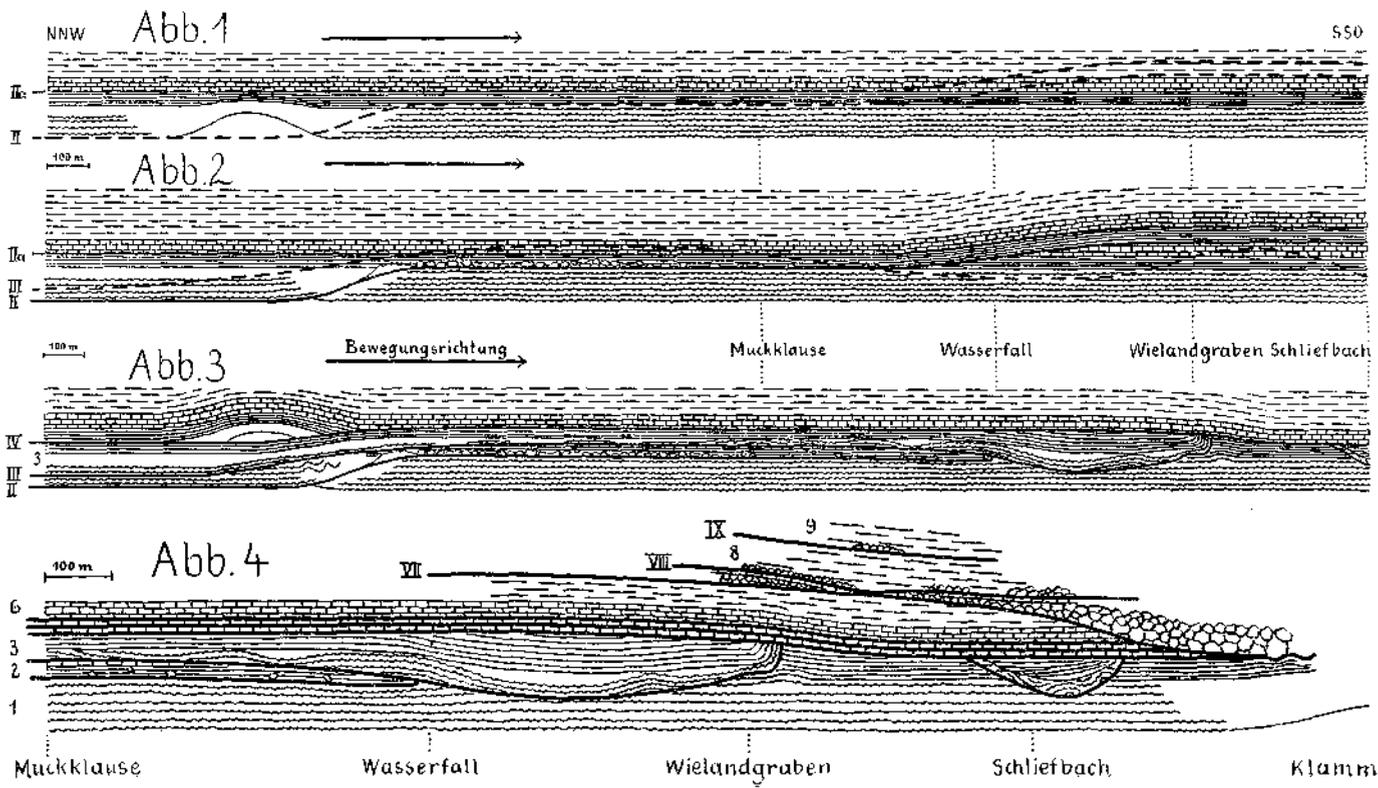
Kern der „Schüsselmulde“.

Das bisher für wenig gestört gehaltene Gebirge besteht aus flachen, dünnen Schubkeilen.

Alle Gebirgsstücke können stark tektonisch reduziert sein, ja stellenweise oder endgültig aufhören, was einer Scharung oder gegenseitigem Abschneiden der Bewegungsflächen gleichkommt. Die schichtenparallele Lagerung kann innerhalb beschränkter Aufschlüsse eine so vollkommene sein, daß die Berührungsstelle von einer gewöhnlichen Schichtfuge nicht mehr unterscheidbar ist. Fehlt überdies der Faziesunterschied und geeignete Versteinerungen, so können einheitliche Sedimentfolgen vorgetäuscht werden, wo in Wirklichkeit weit voneinander sedimentierte Gesteine tektonisch in Berührung gebracht sind. Öfter jedoch erkennt man bei genauerer Betrachtung an den Bewegungsflächen spitzwinkliges Abstoßen der Schichten. Schließlich wechseln in allen Gebirgsstücken intakte Abschnitte mit in Breccien umgewandelten unter entsprechenden seitlichen Übergängen. Die Umwandlung ergreift besonders dünnere Gebirgsstücke oder dünnere Teile, z. B. nahe dem keilförmigen Ende. Oft sind nur besonders geeignete Schichten von der Umwandlung ergriffen, am öftesten die fast ungebaukten Knollenkalke des Oberlias und oberen Mittellias.

Dieser Überschiebungsbau verhält sich gegen die Verbiegung der „Schüsselmulde“, gegen die Blattverschiebungen und Senkverwerfungen wie ein ungestörtes Gebirge, ist daher älter. Das fordert auch die Mechanik des Überschiebungsvorganges, bei welcher wie am Kogel die dem liegendsten (autochthonen) Gebirgsstück angehörende Böschung des oberrhätischen Riffkalkes (SE) gegen das heteropische Gebiet der riesenknolligen (Kössener) Kalke (NW) eine wichtige Rolle spielt.

Das Profil quert diese Böschung, welche ungefähr SW—NE streichend zu denken ist, in der als Ausflugsziel bekannten Schwarzhergklamm. Es zerfällt dadurch in zwei Teile (A, B).



Erläuterungen zu den Abbildungen 1 bis 4.

Längenmaßstab: Abb. 1—3: 1 : 16.700, Abb. 4: 1 : 11.400. Überhöhung in allen Abbildungen reichlich vierfach.

Ohne Signatur: oberrhätischer Untergrund, besonders in das Niveau der Jurakalke aufragender oberrhätischer Riffkalk (vgl. Vortisch 1926, Abb. 4, S. 45), rote Kalke des unteren und mittleren Lias über dem Riffkalk (Fazies des Riffrückens) und über tieferliassischen Hornsteinknollenkalke (Fazies des Rifffußes).

Trümmersignatur: Bruchstücke von oberrhätischem Riffkalk, gelegentlich auch von Unterlias der Fazies des Riffrückens.

Wellenlinien: graue Hornsteinknollenkalke, unter- und mittelliassisch, einschließlich der tiefstliassischen Krimoiden- und obermittelliassischen Suturknollenkalke.

Einfache Linien: roter tonreicher Oberlias-Dogger (und daraus hervorgegangene Breccien) in 1 einschließlich der schwarzen bituminösen Schiefer an der Basis.

Quadersignatur: Radiolarienhornstein, tieferer Malm. Striche: mergelige Plattenkalke und Schiefer, Malm.

Arabische Ziffern: Gebirgsstücke 1—9, S. 90, 91. Römische Ziffern: Bewegungs(Überschiebungs)flächen, unterbrochen vor, voll nach der Bewegung.

Die römischen Ziffern ohne Index bezeichnen die Hauptüberschiebungsflächen der mit arabischen Ziffern gleichbenannten Gebirgsstücke. Es fehlt also I, da 1 als autochthon angesehen wird. Mit Index *a* ist die Bezeichnung der Bewegungsflächen zweiter Ordnung an der Basis der Radiolarienhornsteine der entsprechenden Gebirgsstücke versehen.

Bei allen Abbildungen ist das Hangende auf ein Vielfaches der Profilhöhe nach oben fortgesetzt zu denken. Es ist der eigentliche Träger der Bewegung.

Die Abbildungen dienen der Veranschaulichung der Entstehung des allein zur Beobachtung gelangten Profils im oberen Unkenbach von der Muckklause bis zum Schliefbach, ohne daß auf Einzelheiten außerhalb des beobachteten Gebietes Wert zu legen ist.

Abb. 1. Ungestört. Von rechts nach links: Liasfazies des Außengebietes über oberrhätischem Knollenkalk, in die jurassischen Gesteine emporragendes oberrhätisches Riff mit seiner Liasfazies, Fazies des Rifffußes. Anlage zweier Bewegungsflächen II und II_a.

Abb. 2. Durch Überschiebung an II gelangt 2 (Riffkalk mit liassischer Hülle) über die Hornsteinknollenkalke 1. Gleichzeitig wird der Riffkalk und seine tieferliassische Hülle durch starken Vorschub des Hangenden an der Bewegungsfläche II_a zur Breccie angewalzt und mit dem Oberlias-Dogger des Riffbereiches über die Hornsteinknollenkalke ausgebreitet. Anlage einer neuen Bewegungsfläche III.

Abb. 3. Durch Überschiebung an III gelangt die Fazies des Rifffußes 3 über die Breccien 2. Der mitbezogene Radiolarienhornstein 2 wird zusammen mit den Breccien 2 weiter vorgewalzt und deren Fortsetzung weggeschoben. An der Basis der Radiolarienhornsteine entsteht eine neue Bewegungsfläche IV, an welcher durch die Bewegung des Hangenden die Fortsetzung des Gebirgsstückes 3 abgeschnitten und ein Teil isoliert wird, unter gleichzeitiger Vorwärtsschleppung und Stauchung. Auch ein neues Riff ist herangeschoben, welches mit seiner Lias-hülle durch Überschiebung V auf ähnliche Art zwischen Radiolarienhornstein gelangt, wie das erste Riff zwischen Hornsteinknollenkalke.

Abb. 4. Durch Fortsetzung solcher Überschiebungen gelangen auch die Gebirgsstücke 6—9 über die tieferen Teile. Die Knollenbreccien in 5, 6 konnten wegen ihrer geringen Mächtigkeit nicht dargestellt werden. Da in den Breccien der Gebirgsstücke 7—9 Riffkalk vorherrscht, entstammen sie vielleicht einem ursprünglich weiter N gelegenen größeren Riff, von welchem die kleinen Riffe in Abb. 1 und 3 nur die Vorläufer bilden.

Die weitere tektonische Entwicklung des Profils, im wesentlichen Großfaltung, Blattverschiebungen und Senkverwerfungen, ist nicht dargestellt. Daher können die heutigen morphologischen Verhältnisse darin auch nicht zum Ausdruck gebracht werden.

Wem die Mechanik der Bewegung an den stark gestuften und gebogenen Bewegungsflächen unwahrscheinlich vorkommt, der bedenke folgendes: Aus Gründen des Formates mußte der ganze Vorgang auf einer viel kürzeren Strecke dargestellt werden, als der Wirklichkeit entspricht. Dazu kommt noch die mehr als vierfache Überhöhung. Zusammengekommen bedeutet das eine starke Hochdehnung der Profile. Wird diese rückgängig gemacht, so weichen die Trassen der Bewegungsflächen nur noch ganz unbedeutend von den Trassen der Schichtenflächen ab und verlieren ihre Unwahrscheinlichkeit.

A. Möserbach, oberer Unkenbach bis zum Schliefbach (Abb. 4).

Hier sind zwischen Liegendem und Hangendem mindestens sieben Schubkeile vorhanden, zusammen also neun Gebirgsstücke (mit den Ziffern 1—9 bezeichnet, die Überschiebungsfäche jedes Gebirgsstückes mit den gleichen römischen Ziffern [Abb. 1—4]). Die Fazies der Gebirgsstücke geht aus der Tabelle S. 83 hervor. Die Lagerungsverhältnisse, annähernd auch die Mächtigkeit, gibt Abb. 4.

1. Im Autochthonen ist die Fazies des Außengebietes entwickelt. Wo Gebirgsstück 2, 3 darauf liegt, fehlen die höheren Teile der Hornsteinknollenkalke und jüngeres, erst wo 3 aufhört, vom Wielandgraben bis zum Schliefbach, folgt noch Soturknollenkalk, der bituminöse Schiefer und roter Oberlias. Auch im Möserbach schaut Soturknollenkalk unter ausgewalztem Oberlias zweifelhafter Zugehörigkeit fensterartig heraus.

2. Besteht hauptsächlich aus meist in Knollenbreccie umgewandeltem Oberlias mit einzelnen Riffkalk-Unterliasbrocken an der Basis und im Möserbach und obersten Unkenbach einem dünnen Belag von Radiolarienhornstein. Auch Hornsteinknollenkalk kommt vor. Mächtigkeit 1 bis 8 m. Das Ende beim Wasserfall ist durch die Hangendbewegungsfäche abgeschnitten.

3. Darüber liegen wieder Hornsteinknollenkalke, gelegentlich aus diesen sich entwickelnde rote Kalke mit *Arnioceras ceratitoides* (a₄, ob. T.) an der Basis. Tiefermittelliassische Teile fehlen fast überall, selten ist Lias δ (Knollenbreccien und Soturkalk) unter dem, starkem Mächtigkeitswechsel unterworfenen Oberlias erhalten. Hier und da liegt auf dem Oberlias auch Dogger. In der Regel besteht das Gebirgsstück aus Hornsteinknollenkalken und Oberlias. Mechanische Gründe mögen bewirken, daß über dem Radiolarienhornstein 2 im Möserbach und obersten Unkenbach die ersten Hornsteinknollenkalkbänke fast nur aus Hornstein bestehen, welcher wegen seiner roten Farbe vom Radiolarienhornstein kaum unterscheidbar ist. Dieses aus so altersverschiedenen Teilen gebildete Hornsteinband von höchstens 1 m Dicke zeigt besondere tektonische Umwandlungserscheinungen, welche auch sonst im Gebiete bisweilen beobachtet wurden. Es entstehen flache, ellipsoidische, glatte, 1 dm bis 1 m große Stücke, an deren Entstehung (vielleicht wirbelartige) Drehbewegungen beteiligt sein müssen, und für welche daher die Bezeichnung „Drehling“ zutreffender wäre als Quetschling. Das Gebirgsstück endigt unter Radiolarienhornstein 4 mit einer Art Stirnfaltung beim Wielandgraben, unter welcher sattelartig der Soturknollenkalk 1 mit etwas bituminösem Schiefer hervorkommt, Abb. 4. Ein verschleppter Rest des Gebirgsstückes, vollständig in Breccien umgewandelte Hornsteinknollenkalke, graue und rote Knollenkalke, darauf stark ausgewalzter Oberlias, liegt am Schliefbach auf den Hornsteinknollenkalken 1, in beschränktem Aufschluß im Wasserriß links ist auch bituminöser Schiefer 1 zwischengeklemt.

4. An der durch Breccienbildung im Oberlias 3 und 1 und starke Klüftigkeit im darüber folgenden Radiolarienhornstein überall ausgeprägten Bewegungsfäche muß ebenfalls Fernschub stattgefunden haben, denn sie setzt über die tieferen tektonischen Einzelheiten (Stirnfaltungen in 3

und abgetrennte Partie 3 beim Schliefbach) rücksichtslos hinweg. Wir erhalten ein Gebirgsstück, welches nur aus höchstens 2 m Radiolarienhornstein besteht, aber vielleicht ist weiter nördlich, außerhalb der bearbeiteten Strecke, ein reicherer Schichtbestand verhüllt oder abgetragen.

5. Einige Dezimeter schichtenparalleler oder brecciöser, auch gelegentlich ausetzender Oberlias mit Riffkalk-Unterlias-Nebengesteins-Brocken, darauf einige Dezimeter mächtiges Band von Radiolarienhornstein.

6. Oberlias mit fremden Einschlüssen, wie in 5, 0—2 m mächtig, darauf Radiolarienhornstein (8 m), übergehend in mergelige Plattenkalke und Schiefer (zirka 8 m). An einer schwer zugänglichen Stelle der linken Talseite des oberen Unkenbaches, bald unterhalb des Wasserfalles, ist die Oberliasknollenbreccie dieses Gebirgsstückes unter dem Radiolarienhornstein seitlich mit Hornsteinknollenkalk verarbeitet, welcher sie schließlich bachaufwärts, teilweise als schichtenparalleles Paket, teilweise in Breccie umgewandelt, in ihrer ganzen Mächtigkeit ersetzt. Die Gesteinspartie bildet nahe ihrem Ende einen Sattel mit fast flachem, nordostfallendem und fast saigerem, südwestfallendem Schenkel und roten Lias-Dogger?-Kalken im Kern. Die Entstehung dieser Besonderheit wird verständlich, wenn man annimmt, daß Überschiebungsfäche 6 durch verschiedene Liasfazies schnitt. Vgl. Abb. 3, Gebirgsstück 2, links, wo die rote Liasfazies an zusammengestauchte Hornsteinknollenkalk grenzt.

7. Kantenbreccie, vorwiegend aus oberhätischem Riffkalk, mit roten liassischen und Nebengesteinsbrocken, 0—2 m. Radiolarienhornstein und braune Plattenkalke und Schiefer auf einige Dezimeter reduziert oder fehlend.

8. Sehr harte Kantenbreccie von Riffkalk und anderen Gesteinen, 0 bis einige Dezimeter, tektonische Lücke, grünliche Plattenkalke 15 m.

9. Kantenbreccie mit fremden Einschlüssen ähnlich 7, 0 bis einige Dezimeter, braune mergelige Plattenkalke und Schiefer, übergehend in grünliche Plattenkalke und Schiefer, diese übergehend in graue Plattenkalke.

Gebirgsstück 2 im Möserbach und obersten Unkenbach macht zwischen dem Hornsteinknollenkalk von 1 und 3 oft den Eindruck einer unbedeutenden exogenen Zwischenlage. Hahn 1910 meint sie vielleicht, wenn er S. 366 und 368 von mittelliasischen Fossilnestern spricht. Viel Versteinerungen kann er nicht gefunden haben, da er kein Verzeichnis gibt. Einzelne Mittelliasformen sind zu erwarten, da alle Gesteine der Riffazies vom oberhätischen Riffkalk bis zum Dogger in der Breccie tektonisch aufgearbeitet wurden. Das Abschneiden des Gebirgsstückes 2 beim Wasserfall durch die hangende Bewegungsfäche wäre eben dann als linsenförmiges Auskeilen gedeutet.

Ganz ähnlich bildet der Oberlias der Gebirgsstücke 5, 6, meist in Knollenbreccie mit Riffkalkbrocken usw. umgewandelt, stellenweise scheinbar auskeilende Zwischenlagen im Radiolarienhornstein, der den Gebirgsstücken 4, 5, 6 angehört.

Am Unkenbach, unterhalb des Wasserfalles, ist die Bewegungsfäche III, welche Gebirgsstück 2 abschneidet, noch eine Strecke weit an Schleppungen und Breccienbildung kenntlich; schließlich hören auch diese Bewegungsanzeichen auf und die Bewegungsbahn versteckt sich bis zum Wielandgraben in scheinbaren Schichtenfugen, große Mächtigkeit der Hornsteinknollenkalk (gemessen 30 m) vortäuschend. An diese Art des Mächtig-

keitsgewinnes ist bei der Angabe Hahns 1910, S. 366, zu denken. 100 m ist wohl trotzdem eine etwas reichliche Schätzung.

Auch die Radiolarienhornsteine der Gebirgsstücke 4, 5, 6 erscheinen dort, wo die beiden Breccien (= Riffkalk bis Oberlias-Dogger) der Gebirgsstücke 5, 6 aussetzen, als einheitliches Profil, welches einige Meter mächtiger geworden ist als der Radiolarienhornstein des Gebirgsstückes 6. Dieser allein hat die fast unverkürzte sedimentierte Mächtigkeit behalten.

Versteinerungsarmut und mangelnder petrographischer Gegensatz machen tektonische Wiederholungen in den Gesteinen über dem Radiolarienhornstein so schwer kenntlich, daß die Riffkalk-Kantenbreccie der Gebirgsstücke 7, 8, 9 leicht für sedimentäre Zwischenlagen gehalten werden könnte. Erst sorgfältige Beachtung der Faziesübergänge (man hat kein ungestörtes Vergleichsprofil) führte zu einer wahrscheinlichen Lösung der Tektonik.

Betrachtet man alle diese teilweise aussetzenden, teilweise durch intakte Schichtpakete ersetzten Breccieneinschaltungen (Gebirgsstücke 2, 5—9) für sich, so ergibt sich, daß eigentlich alle qualitativ meist dieselbe Zusammensetzung haben, nämlich Riffkalk bis Dogger in Rifffazies¹⁾ mit Nebengesteinsbrocken. Dagegen besteht ein quantitativer Gegensatz. In Gebirgsstück 2, 5, 6 ist die Hauptmasse eine aus Oberlias hervorgegangene Knollenbreccie, welche Riffkalk und die übrigen Gesteine nur als einzelne Brocken führt. In Gebirgsstück 7, 8, 9 ist die Hauptmasse eine aus oberrhätischem Riffkalk gebildete Kantenbreccie mit spärlicher Beteiligung der übrigen Gesteine. Dementsprechend wird bei der ersten Gruppe die Knollenbreccie oft durch schichtenparallele Oberliaspakete, bei der zweiten Gruppe, besonders in der Fortsetzung über Abschnitt A hinaus gegen S, durch schichtenparallele Riffkalktafeln (1—40 m mächtig!) ersetzt.

Besonders auffallend ist, daß stellenweise mehrere der brecciösen Zwischenlagen im selben Profil aussetzen können, so daß dann erst recht der Eindruck eines ungestörten Gebirges entsteht.

Andernorts besteht zwischen der Mächtigkeit übereinanderfolgender Schubmassen wieder eine gewisse Wechselbeziehung. Die eine wird auf Kosten der anderen mächtiger, aber die Gesamtmächtigkeit bleibt erhalten, als wenn der zur Verfügung stehende Raum immer ausgefüllt worden wäre.

B. Schliefbach, Schwarzbergklamm, Rottenbach, hinteres und mittleres Fußtal.

Der weitere Zusammenhang ist noch nicht völlig geklärt. Der z. T. brecciöse Riffkalk des Schubkeiles 7 wächst schon im Schliefbachausfluß auf einige Meter Mächtigkeit an. In der Schwarzbergklamm erreicht er 40 m Mächtigkeit. Das Gestein liegt schichtenparallel, trägt stellenweise noch einen Belag von rotem Unterliaskalk und geht nur randlich in Breccie über. Auch an dieser längst bekannten Stelle ist die tektonische Entstehung vollständig klar. Weiterhin bis ins mittlere Fußtal wechseln Riffkalk-Kantenbreccien (mit Brocken der übrigen Gesteine) mit schichtenparallelen Schubkeilen.

¹⁾ In Lias-Dogger ist die Fazies gemeint, welche im Gebiete des oberrhätischen Riffkalkes auf diesen letzteren sedimentiert wurde, vgl. Tabelle S. 83.

Im untersten Teil des hinteren Fußtals¹⁾ besteht die Breccie fast ihrer ganzen Mächtigkeit nach aus einer schichtenparallelen, intakten Mittel-Oberlias-Masse mit entsprechenden Fossilien, welche seitlich mit Riffkalk-Kantenbreccie verarbeitet ist. Diese Erscheinung wiederholt sich anderwärts in bescheidenerem Ausmaße.

Die Mächtigkeit verringert sich im Unkenbach östlich der Klamm rasch, im Rottenbach allmählich auf 6 m oberhalb der Lochretalm. Gleichzeitig mit dem Mächtigkeitszuwachs gegen die Klamm von O und W verdünnt sich unter dem Riffkalk der Radiolarienhornstein (4, 5, 6) und hört schließlich mit einem einzigen, am Ende zerissenen Bänkchen auf. Im engeren Bereiche der Klamm liegt dann der Riffkalk 7 direkt auf autochthonem Oberlias, selbst Mittelias, da ja Gebirgsstück 2, 3 schon im oberen Unkenbach zu Ende gegangen ist. Im Rottenbach und hinteren Fußtal liegt der Riffkalk 7 auf Radiolarienhornstein (4, 5? 6?), unter welchem aber der autochthone Oberlias-Dogger im Rottenbach weggeschoben ist. Im unteren Teil des mittleren Fußtales²⁾ fehlt der Radiolarienhornstein und die „Breccie“ liegt direkt auf Mittelias, im oberen Teil des mittleren Fußtales endlich stellt sich unmittelbar unter der Breccie Oberlias-Dogger wieder ein.

Über der Breccie 7 (+8+9? siehe unten) liegen vom Schliefbach ab durch Klamm, Rottenbach und Fußtäler die braunen-grünlichen mergeligen Plattenkalle und Schiefer, welche in den grauen Plattenkalk überleiten. Die Bewegungsflächen im Hangenden des Gebirgsstückes 7 scheinen sich in eine gemeinsame Bahn über der „Breccie“ zu scharen. Jedenfalls ist bereits oberhalb des Schliefbaches das Aussetzen des Radiolarienhornsteins zwischen Breccie 7 und 8 zu beobachten, so daß die Breccie des Gebirgsstückes 8 mit der mächtigeren des Gebirgsstückes 7 stellenweise verschmilzt. Möglicherweise gliedert sich weiter gegen S auch noch die Breccie 9 an 7+8.

Jedoch deutet an obersten Ende des mittleren Fußtales in der Nähe der Loferer Alm eine 3 m mächtige Riffkalk-Kantenbreccie zwischen grauem Plattenkalk neuerliche Wiederholung der Schichtenfolge an, und es ist noch nicht zu entscheiden, ob dieses Gebirgsstück einem der bereits im Unkenbach festgestellten (8, 9) oder einem noch höheren entspricht.

Folgerungen.

Durch die vorstehende Synthese wurden nur die groben Züge der schichtenparallelen Bewegungsvorgänge erfaßt. Mancherlei versteckte, aber immerhin noch beträchtliche Bewegungen sind dabei vernachlässigt und werden teilweise auch infolge verschiedener Beobachtungsschwierigkeiten (mangelnder Gesteinsgegensatz und Versteinerungsführung, schlechte oder aussetzende Aufschlüsse) unerkannt oder wenigstens ihrer Bedeutung nach verborgen bleiben. Gelegentlich (S. 90—93) wurde auf Reduktion der Gebirgsstücke und Aussetzen gewisser Schichten hingewiesen.

Zweifellos starke Bewegungen haben überall an der Basis der Radiolarienhornsteine der Gebirgsstücke 2, 5, 6, 7 stattgefunden (vgl. IIa,

¹⁾ Als hinteres Fußtal bezeichne ich die zunächst gleichsohlige Fortsetzung des Rottenbaches bachaufwärts gegen SO.

²⁾ Dieses mündet unter steilem Gefälle von SW her in das hintere Fußtal-Rottenbach.

Abb. 1, 2). Die Ursache ist der starke Festigkeitsunterschied zwischen dem Hornstein und dem unterlagernden Gestein. Die Bewegung hatte zur Folge, daß die Mergel an der Basis der Radiolarienhornsteine im Bereiche der Aufschlüsse überall weggeschoben wurden. Die darunter folgenden harten Doggerkalke sind in Fetzen zerrissen und nur gelegentlich zu sehen. Dagegen sind die hochmobilen Knollenmergel des Oberlias in 2, 5, 6 die ganze Bewegungsstrecke entlang ausgebreitet und in Knollenbreccie umgewandelt. In 7, 8, 9 sind auch sie aus dem Bereich der Aufschlüsse geschoben und fast nur der Riffkalk als tiefstes Glied der Gebirgsstücke, in Kantenbreccie umgewandelt, erhalten. In 8 spielen harte graue Plattenkalke dieselbe Rolle wie Radiolarienhornstein in den tieferen Gebirgsstücken, nämlich als Walze. Wo solch hartes Gestein über dem Riffkalk fehlt, kann die Breccie mit dem Hangenden schichtungsartig verarbeitet sein (9?), vgl. S. 85.

Die Radiolarienhornsteine über 3 und 1 wurden als besonderes Gebirgsstück 4 angesehen. Darin liegt eine gewisse Willkür. Obwohl der Radiolarienhornstein der Gebirgsstücke 2, 5, 6 nirgends so auffallend tiefere tektonische Formen abschneidet wie der, welcher als Gebirgsstück 4 angesehen wird, könnten die Bewegungsflächen an seiner Basis auch als solche erster Ordnung angesehen werden und dadurch die Zahl der Gebirgsstücke vermehrt werden. Die Beeinflussung des Oberlias-Dogger 3 und 1 im Nordwestgebiet durch die Bewegungsfläche unter 4 ist im Gegensatz zu den Veränderungen unter den analogen Bewegungsflächen unter dem Radiolarienhornstein in 2, 5, 6 sogar eine weniger tiefgreifende. Meist sind nur einige Dezimeter Knollenbreccie vorhanden, gleichwohl harte Doggerkalke nur gelegentlich zu sehen. Im Südostgebiet dagegen ist teilweise (Rottenbach) der Oberlias-Dogger unter dem Radiolarienhornstein 4 vollständig entfernt, teilweise setzt der Radiolarienhornstein selbst aus (mittleres Fußtal). Hier (mittleres Fußtal) ist der einzige Ort im ganzen Arbeitsgebiet, wo in einem winzigen Aufschluß der Mergel über den harten Doggerkalke zu sehen ist, welcher durch allmähliche Zunahme des Kieselgehaltes in den Radiolarienhornstein überführt.

Ganz allgemein ist die durch die Festigkeitsverhältnisse bedingte starke Bewegung an der Basis der Radiolarienhornsteine die Ursache der tektonischen Lückenhaftigkeit und damit der ungenügenden bisherigen Kenntnis des Doggers unseres Gebietes. Vielleicht trifft dies auch für andere alpine Gebiete zu.

Zahllose Abstufungen führen von den Bewegungsflächen erster Ordnung zu denen geringsten Ausmaßes, welche die tektonische Gesteinsumformung erfordert. Auch diese werden in ihrem Betrage bisweilen unterschätzt, das beweisen fremde Einschlüsse in scheinbar wenig durchgearbeiteten Gesteinen, z. B. Hornsteine und Hornsteinkalke in der Oberliasknollenbreccie des Gebirgsstückes 2 im oberen Unkenbach.

Große Schwierigkeiten macht auch die Feststellung der Bewegungsrichtung. Da Rutschstreifen vollständig fehlen, kommt nur das allgemeine Bild des Gebirgsbaues und gleichzeitig mit den schichtenparallelen Bewegungen entstandene Schleppungen und Faltungen in Betracht. Die Wirkungsart der Faziesböschung von Riffkalk zu Knollenkalk im autochthonen oberen Rhät (Kogel und Klamm!) auf die höheren Schubkeile

macht eine beträchtliche Komponente senkrecht zur südwest-nordöstlichen Streichrichtung dieser Böschung wahrscheinlich. Ebenso deuten die Schleppungen und Falten am Kogel und in tieferen Teilen des Zentralprofils auf S-SO-Bewegung. Höhere Teile dieses Profils deuten eher auf SO-NO-Bewegung (immer des Hangenden relativ zum Liegenden). Soviel ist sicher, daß diese am Beginn der alpinen Orogenese vor sich gegangenen Bewegungen eine vorwiegende Komponente entgegengesetzt den jüngeren hatten.

Die zeitliche Stellung am Beginn der alpinen Orogenese wird durch die Mechanik der Bewegungsvorgänge gefordert. Diese weitreichenden, annähernd schichtenparallel vor sich gehenden Gleitungen fordern ein flachliegendes, ungefaltetes, unzerbrochenes Gebirge. Bei der Reihenfolge der Schübe untereinander scheint im allgemeinen die Bewegung an den höheren Bewegungsflächen später vor sich gegangen zu sein als an den tieferen, da die tieferen von den höheren abgeschnitten werden, z. B. Fläche II durch III, III durch IV usw. Das kann aber nur ausnahmsweise direkt beobachtet werden (II durch III), sondern folgt mehr aus der Kombination der Aufschlüsse.

Die unerläßliche Voraussetzung der Entstehung so langer und dünner Schubkeile ist aber die Mitbewegung des Hangenden. Es bildet sich eine Ablösungsfläche, welche streckenweise mit einer, durch Festigkeitswechsel der Schichten vorausbestimmten Schichtfläche zusammenfiel. Das ganze darüber folgende Gebirge wanderte nach S—O. Die Entwicklung einer höheren Ablösungsfläche machte der Bewegung des darunter liegenden Gebirges ein Ende. Ein Schubkeil nach dem anderen wurde so vom Hangenden eine Strecke weit mitgenommen und auf den tiefer folgenden gelagert. Die Bewegungsflächen schnitten dabei teilweise durch ursprünglich im N gelegene, in die Juraschichten aufragende ober-rhätische Riffe, wodurch Riffkalk und seine jurassische Deckfazies in den Schichtbestand der Keile einbezogen wurden.

Es ist begreiflich, daß sich der Schichtbestand dieser Schubkeile auch innerlich, je nach der Beweglichkeit der Schubglieder, zerlegte, daß Riffkalk zurückblieb, während Lias, besonders der leicht bewegliche Oberlias, weiter vorwärtsgetragen wurde, so daß heute der untere Abschnitt der Schubkeile 2, 5, 6 vorwiegend aus Oberlias, der untere Abschnitt in 7, 8, 9 vorwiegend aus Riffkalk besteht. Vielleicht spielen sich in diesem Gegensatz auch die Faziesveränderungen des ursprünglich weiter N gelegenen, jetzt hereingeschobenen Gebietes wieder. Ebenso geriet im unteren Teil des Gebirgsstückes 6 (nordwestlicher Gebietsteil, S. 91) Hornsteinknollenkalk neben Oberlias mit Riffkalkbrocken und in 7 (südöstlicher Gebietsteil, S. 93) schichtenparalleler Mittel-Oberlias neben Riffkalk. Endlich sind stratigraphische Abschnitte der Keile (Riffkalk 7, 8, 9; Oberlias 5, 6) ganz unterhrochen. In diesem Falle wurde der Hangendabschnitt des Keils vom Liegendabschnitt abgelöst und allein weiterbewegt, während der Liegendabschnitt zerriß. Schließlich können auch ganze Schubkeile (3, Wielandgraben-Schliefbach) oder Schubkeilfolgen (4, 5, 6, Schliefbach-Klamm) durch das Hangende ausgewalzt und zerrissen werden, vgl. Abb. 4. So kann das hangende Gebirgsstück tiefer hinabschürfen.

Diese Bewegung brandete gegen die 100 m betragende Aufragung des oberrhätischen Riffes im Südostgebiet über das Gebiet der heteropischen bituminösen Knollenkalke im NW. Daher lagerten sich die mächtigen Riffkalkmassen des Gebirgsstückes 7 vor diesen Hang, 8 und vielleicht auch höhere Gebirgsstücke blieben davor stecken. Es ist möglich, daß der verwickelte Überschiebungsbau des Nordwestgebietes nichts als die Vervielfältigung einer großen Überschiebung vor diesem Hindernis darstellt. Höher gelegene Bewegungsbahnen wurden vielleicht nicht mehr davon beeinflußt. Das Ganze vollzog sich in der Tiefe unter einer mächtigen Hülle von Sedimenten, welche durch die Abtragung noch nicht verringert worden war. Ob diese Bewegungsflächen in ihrem weiteren Verlauf bis an die damalige Oberfläche aufstiegen und so zu Überschiebungen im Sinne der Deckenlehre wurden, ist nicht erwiesen.

Betrachten wir die über 1 km lange Aufschlußreihe des Nordwestabschnittes (Abbildung 4). Als Mindestbetrag der Bewegung an jeder der Überschiebungsflächen II—IX kann die Länge des Profils angesehen werden. Das ergibt für das Hangendste, als einheitlich angenommene Gebirgsstücke 9, welches wie erläutert alle diese Bewegungen mitgemacht haben muß, einen Mindestbetrag von 10 km. Die zufällige Begrenztheit des Aufschlusses, viele nicht erfaßbare Bewegungen lassen das 5- oder 10fache viel wahrscheinlicher erscheinen. Wenn sich die Bewegungen gegen S in eine einheitliche Überschiebung scharen, würde dieser mit einem Betrage von 50—100 km der Rang eines deckentheoretischen Fernschubes zukommen.

Das als autochthon bezeichnete Gebirgsstück spielt diese Rolle nur im Bereiche der vorliegenden Untersuchung. Von Hauptbewegungsflächen im unteren Rhät und tieferen Triasstufen ist vorläufig nichts bekannt, aber sie sind immerhin wahrscheinlich. Es ist doch nicht anzunehmen, daß ein so starke Bewegungen verratender Überschiebungsbau gerade mit dem bisherigen Untersuchungsgebiet aufhört. Leicht bewegliche Gesteine sind auch tiefer in der Trias vorhanden.

Dasselbe gilt für die jüngeren Gesteine des Malm und der unteren Kreide. An hundert Meter über der obersten Riffkalkeinschaltung (Gebirgsstück 9) wurden im grauen Plattenkalk brecciose Lagen beobachtet, an welchen Fernschübe (in meinem Sinne!) vor sich gegangen sein könnten. Hier sind die Aussichten für weitere Arbeit schlechter, da zusammenhängende Aufschlüsse fehlen und Zonenfossilien viel zu selten sind.

Schriftenverzeichnis.

Ampferer, O.: Beiträge zur Morphologie und Tektonik der Kalkalpen zwischen Inn und Saalach. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 75, S. 19—44, Wien 1925.

Ampferer, O.: Über den Westrand der Berchtesgadener „Decke“. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 77, S. 205—232, Wien 1927.

Hahn, F. F.: Geologie der Kammerker-Sonntagshorn-Gruppe, I. II. Teil, mit geologischer Karte. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 60, S. 311—420, 637—712, Wien 1910.

Vortisch, W.: Oberrhätischer Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen, I. Teil. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 76, S. 1—64, Wien 1926.

Vortisch, W.: Oberrhätischer Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen, II. Teil. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 77, S. 93—122, Wien 1927.

Vortisch, W.: Ursache und Einteilung der Schichtung. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 80, S. 453—496, Wien 1930.

Zur Kenntnis der ersten Fossilfunde vom steirischen Erzberge, nebst einigen neuen Beobachtungen über petrographische Verhältnisse und Fossilführung des Sauberger Kalkes.

Von Dr. F. Czermak (Graz).

(Mit 4 Textfiguren.)

Die in jüngster Zeit durchgeführte Katalogisierung der Sammlungsbestände des Museums der Geologischen Bundesanstalt in Wien lenkte neuerdings die Aufmerksamkeit auf eine Reihe von Fossilfundstücken aus dem Altpaläozoikum der nordalpinen Grauwackenzone, welche die ältesten bestimmbareren Fossilfunde vom steirischen Erzberge und seiner näheren Umgebung darstellen. Im Jahre 1865 machte D. Stur die erste, aufsehenerregende Mitteilung von der Auffindung „obersilurischer Petrefakte“ am Erzberg bei Eisenerz und kurze Zeit hindurch waren jene Funde Gegenstand lebhaften Interesses, wie verschiedentliche Erwähnungen in der Literatur zeigen.

Die neuerdings im Brennpunkte des Interesses stehenden stratigraphischen Probleme einerseits, die Auffindung weiterer Fundpunkte paläozoischer Fossilien in den nördlichen Ostalpen andererseits ließen eine Überprüfung und Neubearbeitung jener ersten Funde geboten erscheinen, deren Kenntnis speziell für die Stratigraphie des steirischen Erzberges, darüber hinaus jedoch auch in allgemein-regionaler Hinsicht von grundlegender Bedeutung erscheint. Insbesondere die verschiedentlich aufgetauchte Version, daß die fraglichen Versteinerungen nicht vom Erzberge stammen, sondern z. T. Funde außeralpiner Herkunft seien und nur durch Verwechslung irrigerweise als Funde vom Erzberg angeführt wurden, erforderte eine Überprüfung des alten, im Museum der Geologischen Bundesanstalt vorgefundenen Materials, namentlich mit Hinsicht auf die petrographischen Merkmale der Begleitgesteine, mit den Gesteinsverhältnissen an Ort und Stelle, vor allem an dem seinerzeitigen Hauptfundpunkte, dem Kalksteinbruche „am Sauberger“, an dem oberen SSW-Gehänge des Erzberges. Zweifel an der Herkunft der Fundstücke schienen in gewissem Grade hinsichtlich der Trilobiten, besonders aber bezüglich eines Fundes von *Favosites* berechtigt, dessen ungewöhnlich guter Erhaltungszustand eine fremde Herkunft nicht ausgeschlossen erscheinen ließ, zeigten doch die Begleitgesteine jener Funde sehr auffällige Unterschiede des Gesteinscharakters gegenüber jenem der typischen feinkristallinen, rötlichen Sauberger Kalke vom Erzberge.

Es ist dem weitgehenden Entgegenkommen der Direktion der Geologischen Bundesanstalt in Wien zu verdanken, daß diese wichtigen Versteinerungen nach jahrzehntelanger Unberührtheit einer Neubearbeitung zugeführt werden können, wofür der genannten Direktion an dieser Stelle der Dank ausgesprochen sei.

Über die Versteinerungen des Erzberges gibt es — von deren späteren Erwähnungen abgesehen — folgende wichtige Literatur (die in den gesamten nachstehenden Erörterungen unter ihren römischen Ziffern angeführt wird):

I. D. Stur, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt in Wien, XV, 1865, S. 267.

II. D. Stur, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt in Wien, XV, 1865, Verhandlungen, S. 260.

III. D. Stur, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt in Wien, XVI, 1866, Verhandlungen, S. 57.

IV. D. Stur, Geologie von Steiermark, Graz, 1871, S. 93—95.

In der Folge soll zunächst eine kurze chronologische Übersicht der Fundesgeschichte gegeben werden, sodann eine Übersicht und kurze Charakteristik der Fundstücke selbst erfolgen und abschließend über das Ergebnis des Vergleiches an Ort und Stelle sowie über einige neue Beobachtungen hinsichtlich der petrographischen Verhältnisse und Fossilführung des „Sauburger Kalkes“ berichtet werden.

Abgesehen von der bereits 1854 erfolgten mehrfachen Auffindung von Krinoiden im „Grauwackenkalkstein“ durch Schouppe¹⁾, fand zuerst 1860 Schichtmeister J. Haigl nächst dem sogenannten „Gloriett“ im Erz den Rest einer *Rhynchonella*, welcher an Professor Miller der Bergakademie in Leoben gelangte und von letzterem 1863 D. Stur vorgelegt wurde (I, S. 267).

Der Fundpunkt am Gloriett²⁾, der zunächst durch Haldenberge gänzlich überrollt, später auf Veranlassung von Stur abgeräumt worden war, wurde 1864 von Stur noch zweimal besucht, jedoch ohne Erfolg. Aus dem Material vom Gloriett wurde nebst der nicht näher bestimmbareren *Rhynchonella* — nach E. Suess zur Gruppe der *Rh. princeps* oder *Rh. cuboides* zugehörig — sowie einigen anderen, unbestimmbaren Brachiopodenresten noch ein Exemplar von *Spirifer* festgestellt, welches letzteres nachmalig von J. Barrande als *Sp. heteroclytus* v. Buch bestimmt wurde.

Bei dem gleichen Anlaß stellte Stur in der Privatsammlung des Vordernberger Radwerksbeamten Josef Haberkelner von diesem schon früher mehrfach gesammelte Fossilien vom Erzberge und seiner Umgebung fest, u. zw.:

1. einen kleinen *Orthoceras* aus dem schwarzen graphitischen Schiefer des Erzbaches, in einer Pyritkonkretion eingeschlossen;

2. ein Pygidium eines *Bronteus*, in lichtgelblichgrauem Kalke des Erzberges;

3. *Orthoceren*-Durchschnitte aus einem schwarzen Kalk vom „Krumpalhl“, im Gebiete des Reichenstein (I. S. 268).

¹⁾ A. v. Schouppe, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt in Wien, V. 1854, S. 399.

²⁾ Auf den tieferen Etagen der Westseite des Erzberges gelegen, heute infolge des fortschreitenden Abbaues verschwunden.

Anschließend erfolgte unter Führung Haberfeldners eine Besichtigung der Fundpunkte in dem Steinbruche am Sauberg, in welchem Haberfeldner den ersten Trilobitenrest gefunden hatte, sowie im Erzbach, am Fuße des Erzberges. Die auffällige Übereinstimmung der fossilführenden Schichten des letzteren Punktes mit jenen des Silurs von Dienten wurde bereits erkannt. Auf die Stursche Darstellung der Lagerungsverhältnisse sowie der örtlich beobachteten Schichtenfolge in dem Steinbruch am Sauberge wird in der Folge näher verwiesen. Hier wurden von Stur und Haberfeldner gemeinsam aufgesammelt: aus hellgelblichgrauem Kalk im Hangenden der roten, „glimmerreichen“ Krinoidenkalke, aus den gleichen Lagen wie der erste Haberfeldnersche *Bronteus*-Fund, mehrere weitere Trilobitenreste (Pygidien); ein fraglicher *Phragmoceras*-Durchschnitt sowie Durchschnitte von Orthoceren; weiters aus den dunkelgrauen Kalken der hangendsten, im mittleren und vorderen Teil des Steinbruches anstehenden Schichten der Durchschnitt eines fraglichen *Ascoceras*, ferner eine dem Genus *Favosites* zugehörige Koralle (I, S. 270). Besonders hinsichtlich dieses Stückes erscheint die Feststellung wichtig, daß es von Stur gemeinsam mit Haberfeldner aufgesammelt wurde. Die vorstehend angeführten Funde Haigls, Haberfeldners und Sturs wurden in der Folge von E. Suess näher untersucht und bestimmt, worüber Stur näher berichtet (I, S. 271—273). Suess bezeichnete die fossilführenden Schichten des Erzberges als „in den Bereich der dritten Fauna des Herrn Barrande's“ fallend.

1865 berichtet Stur (II, S. 260) über eine neue Einsendung von Petrefakten, z. T. auch von entfernteren obersteirischen Fundorten stammend, durch Herrn Haberfeldner, welche nebst den früher aufgesammelten Stücken Herrn J. Barrande zur Durchsicht und Bestimmung übergeben wurden. Desgleichen berichtet Stur 1866 (III, S. 58) über eine weitere, von Haberfeldner gesammelte Folge von Versteinerungen vom Erzberge, u. zw. Reste von vier Pygidien eines *Bronteus*, Fragmente von Gastropoden nebst Durchschnitten von Trilobiten und Bivalven, welche ebenfalls J. Barrande zur Bestimmung vorlagen.

Über die Ergebnisse der paläontologischen Untersuchung und Neubestimmung wird von F. Heritsch im Anschlusse berichtet und es sei hier auf diese Veröffentlichung hingewiesen.

Die der neuerlichen Bearbeitung unterzogenen Fossilien vom Erzberge und seiner nächsten Umgebung umfassen das nachstehend angeführte Material:

I. Anthozoa.

Favosites bohemicus Barr. (= *Chaetetes bohemicus* Barr. = *Favosites Forbesi* M. Edw. Reuss bei D. Stur). Von dem Material liegen zwei Stücke vor, wovon das eine nur Reste, das andere den größten Teil der ausgezeichnet erhaltenen Koralle enthält und nach einem Längsschnitt angeschliffen ist.

Petrain belatula Poëta. Bisher nicht beschrieben, von Heritsch in dem vorliegenden Material festgestellt und neu bestimmt. Es liegt ein kleineres Stück vor, auf welchem ein Teil des Querschnittes, durch rostige Anwitterung kenntlich, sowie ein deutlich sichtbarer Längsschnitt zu sehen ist.

Der dunkelgraue, fast dichte, splitterig brechende Kalk, welcher beide Korallen enthält, stammt nach Stur (I, S. 269, 270) aus den hangenden Lagen des Steinbruches am Sauberge, welche im nördlichen Teil des Steinbruches aufgeschlossen waren, u. zw. 4—5 Fuß von der hangendsten Schichte entfernt. Das Gestein zeigt häufig feine, gelbliche Äderung. vielfach sind feine, bläulichgraue Ausscheidungen toniger Substanz oder stärkere gelblichbraune bis grünliche tonige Bestege vorhanden. Häufig sind kleine dunkle Querschnitte von Krinoiden erkennbar.

II. Crinoidea.

Es liegen ein Stück eines hellgelblichen, feinkörnigen Kalkes vom Sauberg mit rot gefärbten Krinoidenstielgliedern und ein Stück roter Krinoiden führender Kalk vor. Schouppe führt das Vorkommen von Krinoiden von verschiedenen Lokalitäten am Erzberge, u. a. im Sauburger Steinbruche, sowie in einem Steinbruch im „Gsoll“ an, D. Stur aus den roten Basisschichten des Sauburger Steinbruches und in lichtgrauem Kalk aus dem Cäcilienstollen. Über den Sauburger Krinoidenkalk im besonderen siehe ds. Abh. S. 106.

III. Brachiopoda.

a) Aus den schwarzen, graphitischen Kieselschiefern des Erzgrabens und Sauerbrunngrabens gibt Stur keinen Brachiopoden an, doch wird ein solcher Fund von G. Stache¹⁾ kurz angeführt.

Spirigera obovata Sow. Es liegt ein freigelöstes Exemplar mit beiden Klappen nebst dem Abdruck einer Klappe im Lydit vor, welcher letzterer noch die Querrippen der Klappe erkennen läßt.

b) Mit der Fundortsbezeichnung „im Erz, südlich am Gloriett“, d. i. von dem durch J. Haigl 1860 festgestellten Fundpunkt, liegen mehrfache kleine Brachiopodenreste vor:

Rhynchonella sp. Zwei als Druck und Gegendruck zueinander gehörige Stücke mit mehreren scharf hervortretenden radialen Rippen.

Cyrtina heteroclyta v. Buch (= *Spirifer heteroclytus* v. Buch bei D. Stur), u. zw. ein gut erhaltenes, losgelöstes Stück; außer diesem noch mehrfache, schlecht erhaltene, nicht näher bestimmbare Fragmente.

Die Brachiopoden stammen aus einem feinkörnig-spätigen, gelblich bis gelblichgrau gefärbten Gestein, welches im Handstück bereits deutlich die beginnende Ankeritisierung erkennen läßt. Die Zusammensetzung ist nach der durch C. v. Hauer durchgeführten Analyse (IV, S. 94):

Fe CO ₃	10·2
Ca CO ₃	54·2
Mg CO ₃	33·2
Unlöslich	2·4

100·0

Stur bezeichnet das Gestein als einen eisenschüssigen Dolomit. Dem Magnesiumgehalte entsprechend, steht es einem Eisendolomit näher als

¹⁾ G. Stache, Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 36. Bd., 1884, S. 286.

einem Ankerit, abgesehen von dem niedrigen Eisengehalt; dem bergmännisch-praktischen Sprachgebrauch entspräche die Bezeichnung „Röhwand“. In den vorliegenden Stücken ist mehrfach dunkelrotes Pigment, von feinverteiltem Hämatit herrührend, in Form feiner Trümchen und Adern zu beobachten. Im speziellen soll auf diese Erscheinung an anderer Stelle noch näher eingegangen werden.

IV. Gastropoda.

Es sind drei Stücke mit Gastropodenresten vorhanden:

1. Durchschnitt eines unbestimmbaren Gastropoden, von Stur als *Euomphalus?* bezeichnet, in rötlichgelb geädertem, feinkörnigem Kalk vom Typus des Sauberge Krinoidenkalkes, mit der Fundbezeichnung „Erzberg“. Der Querschnitt des Gehäuses ist nebst einigen Schnitten von Krinoiden auf einer angeschliffenen Fläche sichtbar.

2. Fragment eines unbestimmbaren Gastropoden, desgleichen als *Euomphalus?* bezeichnet, z. T. limonitisch ausgewittert, in einem dunkelgrauen, dichten Kalkstein vom Sauberge. Das Fragment des Gehäuses wird teils von einer Verwitterungsfläche, teils von einer quer dazu verlaufenden, frischen Bruchfläche geschnitten. Das Gestein ist vollkommen ident mit jenem der beiden Korallen aus dem Saubergsteinbruch, mit feinen, gelblichgrauen tonigen Ausscheidungen.

3. Der Hohldruck eines fraglichen Gastropoden in einem dichten, dunkelgrauen Kalkstein, mit der Fundortsbezeichnung „In der Nähe des Sauerbrunnens hinter dem Erzberge“, d. i. vermutlich aus dem Sauerbrunngraben, von Haberfelner gesammelt. Es ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden, ob tatsächlich der Rest eines Gastropoden vorliegt oder nur eine zufällig entstandene, der Form eines Gehäuses ähnliche Hohlform. Das Gestein läßt stärkere tektonische Zerlegung erkennen und zeigt Bestege von annähernd ebenflächigen, parallel gefältelten, matt glänzenden Serizithäuten. Diagonal zu der angedeuteten tektonischen Zerlegung verläuft eine feine, suturartige Äderung, welche plastisch herauswittert. Der gleiche Gesteinstypus wurde am Erzberg im Bereiche des Sauberge Kalkes beobachtet.

V. Lamellibranchiata.

Es sind nur unbestimmbare Reste, in der Form von Durchschnitten, in mehrfachen Stücken des hellen, gelb geäderten Kalkes vom Sauberge vorhanden (III, S. 57), desgleichen werden solche aus den hangenden, dunkelgrauen Kalklagen vom gleichen Ort erwähnt (IV, S. 95).

Zwei Stücke des hellgrauen Kalkes, welche facettenartig auf mehreren Flächen angeschliffen sind, erscheinen dicht durchsetzt mit Schnitten verschiedener, nicht näher bestimmbarer Fossilreste, darunter dem Durchschnitt eines Triboliten sowie eines Nautiliden, vermutlich *Orthoceras*.

VI. Nautiloidea.

a) Aus den schwarzen Kieselschiefern des Erzgrabens liegt der von Haberfelner gefundene Rest von *Orthoceras* sp. vor. (Siehe Textfigur 1—3.) Von dem ursprünglich in einer Pyritkonkretion eingeschlossenen

Fossil sind derzeit vier Bruchstücke vorhanden, welche in zweifacher Vergrößerung abgebildet wurden: zwei kleinere Stücke sind Fragmente der Pyritkonkretion, von welchen das kleinere ein 4 mm langes verkiestes Fragment des *Orthoceras* nebst dem Hohlabdruck eines fehlenden Stückes zeigt; das größere Stück enthält einen 5½ mm langen Hohlabdruck des Fossils, u. zw. anscheinend des Endstückes, welches annähernd in der Längsachse der Konkretion liegt.

Sowohl an der Außenseite des Steinkernes wie auch auf dem Hohlabdruck erscheint die Kammerscheidewand als scharf hervortretender Strich. Zwei weitere, sich ergänzende Stücke enthalten je einen verkiesten Steinkern, welcher von radialstrahligem Pyrit umschlossen wird. In den Pyrit dringt von zwei Seiten Quarz ein, der z. T. als dünne Hülle den Steinkern umschließt. Die Außenhülle des quergespaltenen Pyritknollens bildet ein Quarzhoft, dessen Außenrand noch kleinere Einsprünge und Kriställchen von Pyrit enthält. An dem größeren der beiden Stücke ist an der Oberseite der zentrale Siphon deutlich erkennbar.

Ähnliche Konkretionen nebst feinen, einsprenglingartigen Imprägnationen von Pyrit sind in den schwarzen Schiefen häufig zu beobachten. Sie zeigen im Innern stets radialstrahliges Gefüge, meist — wie in vorliegendem Falle — um einen Einschluß als Kristallisationsmittelpunkt. Die Oberfläche der Konkretionen, welche eine unregelmäßige, nur angenähert sphärische, knollenartige Form zeigen, wird von den Flächenelementen spießbeckig aneinandergereihter Kristallindividuen, zum Teil auch unter Beteiligung größerer, Zwillinglamellierung zeigender Kristallflächen von Pyrit gebildet. In der Regel werden sie von einer Außenhülle von Quarz umschlossen.

Auch der Charakter der Fossilisation zeigt auffällige Übereinstimmung mit jener der schwarzen Silurschiefer von Dienten.

b) Aus den hellen Kalklagen des Sauberger Kalkes werden mehrere nicht näher bestimmbare Reste von Nautiliden beschrieben (siehe I, S. 269, II, S. 260).

1. Ein Stück eines fraglichen Nautilidenrestes, vermutlich *Orthoceras* sp. (mit der alten Bezeichnung *Phragmoceras*? Suess, *Orthoceras* oder *Cyrthoceras* sp. Barr.), aus den mittleren Schichten des Sauberger Kalkes. Die Verwitterungsfläche des Gesteinsstückes zeigt den stark verzerrten Längsschnitt einer gekammerten, schwach gekrümmten Schale, mit stark gebogenen Kammerscheidewänden (I, S. 272). Das Gestein ist der typische, lichtgrau gefärbte, gelb geäderte und gefleckte, dichte Kalk der „mittleren“ Schichten, stellenweise mit grünlichgelben tonigen Ausscheidungen.

2. *Cyrthoceras* sp. (mit der alten Bezeichnung *Cyrthoceras*? sp. Barr. *Ascoceras* sp. Suess.) aus den mittleren Schichten des Saubergeres. Das vorliegende Gesteinsstück zeigt nahe dem Rande einer Verwitterungsfläche, den bei Stur (I, S. 272) von E. Suess abgebildeten Querschnitt des Fossils, der in der Textfigur 4 in natürlicher Größe, mit genaueren Einzelheiten wiedergegeben ist. Die mittlere der angeschnittenen Kammern mit dem zentralen Siphon, dessen Wandung deutlich erkennbar ist, wird von weißem, strahligem Kalzit erfüllt, die Ausfüllung der äußeren Kammerteile wird von dunkelgrauem bzw. gelblich gefärbtem Kalkschlamm

Fig. 1--3b. Abbildungen zu *Orthoceras* sp.
Erzgraben bei Eisenerz. (Zweifach vergrößert!)

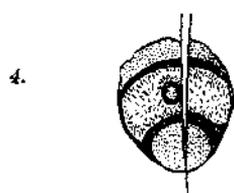
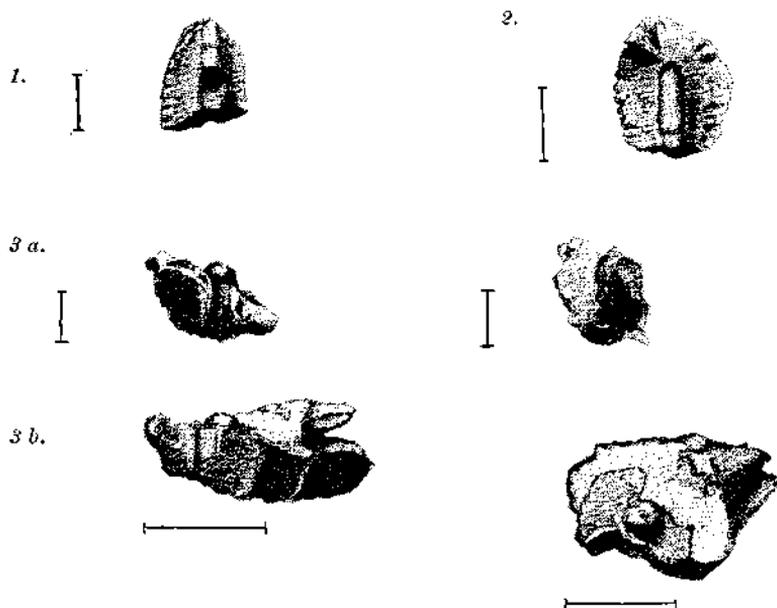


Fig. 4. Abbildung zu *Cyrtoceras* sp. Sauberger
Kalk. (Natürliche Größe!)

Fein punktiert: grauer und gelber Kalkschlamm;
gestrichelt: strahliger, weißer Kalkspat; dunkel
schraffiert: schwarze Kalksubstanz der Scheide-
wände; weiß: schmale, keilförmige Spatader.

gebildet. In dem schmalen Querbruch des Gesteinsstückes sieht man eine Ader von grobspätigem Kalzit mit dunkelrot gefärbten Salbändern den Kalkstein durchziehen, eine zirka senkrecht dazu verlaufende, schmalere Spatader durchsetzt den Fossilquerschnitt.

3. *Orthoceras* sp. Aus dem hellen, gelblichgrauen, dichten Kalk von gleichem Habitus wie das Gestein des Stückes 1 liegen drei zusammengehörige Gesteinsbruchstücke vor, deren unregelmäßige Bruchflächen mehrfache Schnitte der Außenschale und mehrerer stark gekrümmter Kammerscheidewände eines nicht näher bestimmbar Exemplares zeigen. Auf einer der Bruchflächen ist ein Teil der gewölbten Oberfläche einer Kammerscheidewand freigelegt. Die Schalenwandungen bestehen aus dunkelgrauer Kalkspatsubstanz, eine der gekrümmten Kammerscheidewände wird von dem häufig zu beobachtenden roten Pigment erfüllt. Die sonstigen Gesteinsmerkmale dieses Stückes stimmen völlig mit dem Stück 1 überein.

Ein schlecht erkeubarer, nicht näher erwähnter Schnitt eines Nautiliden ist ferner auf einem zu dem Fund von *Favosites* gehörigen Gesteinsstück aus dem dunkelgrauen Kalkstein des Sauberges zu sehen.

VII. Trilobitac.

Sämtliche der hier angeführten Stücke, welche zu den interessantesten der ganzen Folge gehören, stammen aus den Kalken des Steinbruches am Sauberge und wurden von J. Haberfeiner aufgesammelt.

1. *Scutellum paliferum* Beyr. Es liegen zwei Stücke vor: das größere (von Stur als *Bronteus* sp. und als *Bronteus cf. palifer* Beyr. bezeichnet), zeigt auf einer Seite drei Reste von großen Pygidien, von welchen besonders der mittlere das Relief deutlich erkennen läßt. Auf der glatt gescheuerten Verwitterungsfläche an der Rückseite des Stückes sind ebenfalls Durchschnitte von Versteinerungen, darunter mehrere Schnitte von Trilobiten sichtbar. Das kleinere der beiden Stücke zeigt den bedeutend schlechter erhaltenen Rest eines Pygidiums (bei Stur als *Bronteus cf. palifer* Beyr. bezeichnet). Beide Stücke stammen aus dem hellen, gelb gefleckten und geäderten Kalkstein der „mittleren“ Schichten am Sauberge.

2. *Scutellum formosum* Barr. (= *Bronteus cf. formosus* Barr. *Br. rhinoceros* Barr. der alten Bezeichnung). Es liegt ein einziges, gut erhaltenes Exemplar mit dem Fragment eines Pygidiums aus dem typischen, hellen, gelblichgrauen Kalk des Sauberges Steinbruches vor; Stache (loc. cit. S. 289), erwähnt *Br. rhinoceros* Barr., während Stur den Fund nicht anführt.

3. *Scutellum cognatum* Barr. (= *Bronteus cognatus* Barr. bei D. Stur). Zu dem Material dieser Art gehören die besterhaltenen Trilobitenreste vom Erzberge. Sämtliche, aus dem Kalk des Steinbruches am Sauberge stammenden Stücke gehören nach Stur (III, S. 58) nicht den gleichen Lagen an, in welchen *Bronteus palifer* gefunden wurde, sondern stammen aus dunkler gefärbten Kalken „und gehören wohl hangenderen Schichten an, demselben Niveau etwa, in welchem der *Chaetetes bohemicus* Barr. gesammelt wurde“.

Das begleitende Gestein ist ein dunkelgrauer, stark gelb gefleckter, dichter Kalk, wie er schon bei den Korallen beschrieben wurde; das hier stärker auftretende gelblichbraune Pigment rührt vermutlich von fein verteilten Limonitausscheidungen her. An Trilobitenresten liegen hieraus vor:

1. ein vollständiges, ausgezeichnet erhaltenes Exemplar eines stark gewölbten Pygidiums, mit dem Ende der Spindelachse. Die Rückseite des Gesteinsstückes zeigt Schnitte von mehrfachen, nicht näher deutbaren Fossilresten;

2. ein kleines, losgelöstes Stück eines weniger vollständigen Pygidiums, zirka die Hälfte der linken Seite fehlend, ebenfalls mit erhaltenem Achsenrudiment. Der zugehörige Hohlabdruk befindet sich auf einem größeren Stück; dasselbe trägt ein weiteres fragmentarisches Pygidium von *Scutellum* sp., welches ursprünglich als *Bronteus palifer* Beyr. bestimmt wurde. Auch dieses Stück zeigt auf der Rückseite weitere Fossildurchschnitte;

3. *Scutellum* sp. Nebst dem früher erwähnten, auf dem Stück mit *Sc. cognatum* befindlichen Exemplar ein kleineres Stück des analogen Gesteins mit dem schlecht erhaltenen Fragment eines Pygidiums. Die wellige Verwitterungsfläche auf der Rückseite des Stückes zeigt nebst feinen, suturartigen Strukturlinien des Gesteins zahlreiche unbestimmbare Schnitte von Fossilresten nebst plastisch ausgewitterten Krinoiden.

Im August 1930 konnten gelegentlich einer gemeinsam mit Herrn Professor F. Heritsch durchgeführten Exkursion auf den Erzberg die Fossilfundstätte in dem alten Steinbruch am Sauberge besucht sowie auch weiter gegen den obersten Teil des Erzberges, die Aufschlüsse im Sauberger Kalk (hinsichtlich der petrographischen Verhältnisse und der Fossilführung) studiert werden. Der Bergdirektion Eisenerz der Österreichischen Alpine-Montan-Gesellschaft sei hier für die freundlich erteilte Bewilligung zur Begehung der Aufschlüsse bestens gedankt. Ein Vergleich der Gesteinsverhältnisse mit jenen der alten Fossilfundstücke ergab z. T. gänzlich neue, überraschende Ergebnisse, über welche im nachstehenden berichtet sei.

Stur (I, S. 269, 270) beschreibt die Lagerungsverhältnisse und die örtlich beobachtete Schichtenfolge in dem alten Sauberger Steinbruche wörtlich folgendermaßen: „Der Steinbruch am Sauberge, gegenwärtig verlassen, hat eine bedeutende Reihe von Kalkschichten aufgeschlossen, deren Aufeinanderfolge deutlich zu verfolgen ist. Die Schichten stehen steil, fast senkrecht aufgerichtet, mit nördlichem Einfallen. Die tiefste südlichste Schichtengruppe besteht aus rothgefärbten, glimmerreichen Crinoidenkalken.“

„Weiter im Hangenden folgen ebenso rothgefärbte, aber dichte, glimmerreiche, dünn-schichtige Kalke. An diese reiht sich ein sonst ganz gleicher, aber hellgelblichgrauer Kalk an; er ist stellenweise voll von Durchschnitten von Petrefacten. Aus dieser Schichtengruppe rührt auch der Block, bei dessen Zertrümmerung Herr Habermayer den *Bronteus*-Rest entdeckte.“ Im Anschlusse schreibt Stur weiter: „Diese Schichtengruppe ist insbesondere im vorderen mittleren Theile des Steinbruches unmittelbar an der vorüberführenden Eisenbahn

gut entblößt. Der hangendste Theil der durch den Steinbruch aufgeschlossenen Kalkschichten ist im nördlichsten Theile des Steinbruches entblößt und besteht aus dunkelgrauen Kalken. Dieser Theil des Steinbruches ist überdies treppenförmig ausgeweitet und hierdurch am besten zugänglich, so daß man im Streichen 4—5 Klafter hoch jede der Schichten genau zu untersuchen in der Lage ist. Aus dieser hangendsten Gruppe der Kalkschichten haben wir einen Durchschnitt eines *Ascoceras*?, eine Koralle, die zum Genus *Favosites* gehört, und mehrere minder werthvolle Durchschnitte von Orthoceren erbeutet, u. zw. die beiden ersteren Funde in einer 4—5 Fuß von der hangendsten Schichte entfernten Kalklage. Untersucht man weiter das Hangende des ganzen Kalkschichten-Complexes, so findet man, daß die hangendsten Schichten von Spateisenstein und Brauneisenstein überlagert werden. Im Liegenden des tiefsten rothen Crinoidenkalkes findet man ebenfalls überall das Erz anstehen. Nach aufwärts im Streichen brechen in einer Höhe von beiläufig 8—10 Klaftern über der Bahn die Kalkschichten plötzlich ab und sind rundherum vom Erz eingefaßt, so daß man noch höher von Kalkschichten keine Spur mehr findet.

Nach diesen Beobachtungen ist es ziemlich klar, daß der Sauburger Kalk in der Erzberger Eisensteinmasse entweder als eingelagert oder als eine im Erze eingeschlossene, steilstehende Scholle des Liegendkalkes zu betrachten ist.*

Der alte Sauburger Steinbruch, an der Südwestlehne des oberen (Vordernberger) Erzberges gelegen, befindet sich knapp oberhalb der Etage Zauchen, an der vom Vordernberger Wiesmat gegen Zauchen führenden Förderbahn. Der größere Hauptaufschluß des ehemaligen, schon zur Zeit Sturs aufgelassenen Steinbruches liegt knapp südlich des jetzigen Sprengmittelmagazins, ein zweiter, wesentlich kleinerer Aufschluß, von ersterem durch einen Felsriegel getrennt, befindet sich wenig weiter nördlich, ebenfalls knapp an der Förderbahn gelegen. Nach der sehr übersichtlichen, klaren Darstellung der Lagerungsverhältnisse durch Kern¹⁾ gehört der hier aufgeschlossene Schichtenkomplex des Sauburger Kalkes dem steil aufgerichteten Teil der Hangendkalkscholle des oberen Erzberges an.

In dem größeren Aufschluß ließen sich zunächst die von Stur beschriebenen Verhältnisse nicht nachweisen: die anstehenden Kalkbänke oberhalb der an der Basis des Steinbruches auflagernden Schuttzone erscheinen in höherem Grade tektonisch gestört, besonders fällt im höheren Teil des Aufschlusses ein saiger stehendes, annähernd O—W streichendes Störungsblatt auf. Es sind fast ausschließlich hellrote oder rot geäderte und geflammte, faserige, feinkörnige Kalke aufgeschlossen, von welchen besonders die helleren Lagen feinkristallines Korn zeigen und sich in dieser Hinsicht von den grauen, dichten Kalken der Fossilfunde wesentlich unterscheiden. Jene ungemein charakteristischen, rot gefärbten Kalke fallen sogleich — besonders an angewitterten Flächen — durch das häufige, stellenweise massenhafte Auftreten von Krinoidenstielgliedern auf, so daß es örtlich zur Aushildung von Krinoidenbreccien

1) A. Kern, Zur geologischen Neuaufnahme des steirischen Erzberges, 1925 bis 1926, Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, Bd. 75, Heft 1 und 2.

kommt, welche geradezu an Krinoidenkalke der Hierlatzschichten oder an die roten „Fludergraben“-Kalke der Klaussschichten des Salzkammergutes erinnern. Das stets mehr oder minder verbreitete, charakteristische, hellrote Pigment ist nach Angel¹⁾ auf feinverteilte Hämatitflitter zurückzuführen, die gleiche Ursache bedingt die rote Färbung des Steinsalzes im alpinen Haselgebirge. Es wurde schon eingangs mehrfach darauf hingewiesen, daß auch die grauen, dichten Kalkvarietäten der vorliegenden Versteinerungen örtlich das rote Pigment der Krinoidenkalke enthalten. Die Krinoidenreste und auch andere Fossileinschlüsse der roten Kalke bestehen häufig aus grobspätigem, weißem Kalzit, während die rote Färbung auf den zentralen Nahrungskanal und den Außenrand der Krinoidenstiele beschränkt erscheint. Feine, tonig-serizitische Ausscheidungen infolge von Entmischung, erscheinen teils regellos in feinen Flittern und Anflügen im Gestein verteilt, teils bilden sie stärkere flächenhafte Bestege auf Bewegungsfächen im Gefüge oder ausgesprochenen Gleitflächen und können als charakteristisches Merkmal für den gesamten Gesteinskomplex bezeichnet werden. Schon in dem erwähnten ersten Aufschluß konnten jedoch in abgerolltem Material vereinzelte Lagen von hellen gelblichen bis dunkelgrauen Kalken beobachtet werden, welche sich durch wesentlich geringere Kristallinität von den feinkörnigen roten Kalken unterscheiden. Dem Zuge des Sauberger Kalkes gegen die oberste Bergspitze, über die Abbausohlen Kogel, Rosina, Altenberg bis Huberti folgend, konnte in der ganzen Zone das Vorherrschen der roten, sehr mächtig entwickelten Krinoidenkalke beobachtet werden, welche als charakteristisches Leitgestein des Sauberger Kalkzuges bezeichnet werden können. Neben örtlich massenhaft auftretenden Krinoidenstielen konnten an zwei oberflächlich verwitterten Stücken eines Blockes aus der Zone zwischen den Sohlen Altenberg und Eva mehrfache Durchschnitte von Brachiopoden oder Bivalven sowie mehrere — allerdings unbestimmbare — Korallen festgestellt werden. Auf dem höchsten erreichten Punkt, dem Abbau der Nordwestseite der Hubertisohle, sind die saiger fallenden, dickbankigen Lagen des Sauberger Kalkes z. T. bereits stark ankeritisiert und vererzt. Hier fielen sogleich unter dem Abraum mehrfache Knauern eines dunkelgrau gefärbten, dichten, lagenweise schwarz geäderten oder geflammten Kalkes auf, welche mitten unter dem Material der roten Krinoidenkalke lagen. Ein genaues Absuchen des anstehenden Abbaustofes ergab hier die überraschende, bisher nicht beachtete Tatsache, daß inmitten der roten, die Hauptmasse des Schichtenkomplexes bildenden Krinoidenkalke lagenweise Putzen und Linsen von weniger kristallinen bis dichten, gelblichgrau bis dunkelgrau gefärbten Kalken eingelagert erscheinen. Die dunkle Kalkvarietät ließ die vollständige Übereinstimmung mit den von Stur beschriebenen, dunklen Kalklagen im Hangenden des Sauberger Steinbruches, welche den *Chaetetes bohemicus* Barr. und *Bronteus cognatus* Barr. enthielten, erkennen. Der Übergang des dunkelgrauen, dichten Kalkes in höherkristalline, feinkörnige Lagen kann z. T. bereits in einzelnen Handstücken beobachtet werden.

¹⁾ F. Angel, Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, Bd. 64/65, 1929, S. 93.

Im neuerlichen Abstiege wurde noch der eingangs erwähnte kleinere Steinbruchaufschluß ober der Zauchensohle untersucht. Er erwies sich bis zu beträchtlicher Höhe von Schutt überrollt, nur am Oberrand fanden sich einige spärliche Aufschlüsse, welche ein Beurteilen der Lagerungsverhältnisse gestatteten. Am nördlichen Oberrand des Aufschlusses, d. i. im hangenden Teil, sind einzelne, steil nach N einfallende Bänke des rot geäderten Krinoidenkalkes zu sehen, dann folgt gegen S eine breitere Zone mit Schuttüberlagerung, worauf gegen den südlichen Rand wieder steil fallende Bänke von lichtgrauem, gelb geädertem Kalk entsprechend den „mittleren“ Schichten des Sturschen Profils anstehen. Seitlich und nach oben werden die Kalkbänke von Erz, bzw. limonitisch verwitterten Rohwandmassen abgeschnitten, was auch der Sturschen Beschreibung entspricht. In der Schuttbedeckung im mittleren Teil des oberen Aufschlusses treten örtlich reichlich Trümmer von Werfener Schiefen auf, u. zw. sandig-toniger, rotvioletter Schiefer mit rundlichen Einschlüssen von Organismenresten, feinkörniger dunkelroter Sandstein und gelblichgrüner, glimmerhältiger, lagenweise serizitischer Werfener Quarzit mit Rippelmarken. Ob hier örtlich Werfener Schiefer als schmaler Keil anstehen oder zufällig hieher transportiert wurden, konnte nicht mit Sicherheit entschieden werden. Versucht man die erwähnten hellen Kalke auf die ursprüngliche Sohle des Steinbruches zu projizieren, so zeigt sich, daß sie ihrer Lage nach ganz gut den mittleren Schichten des Sturschen Profils entsprechen könnten, von den hangenden dunklen Kalken ist infolge der Schuttdecke nichts zu sehen und im hangendsten Teil müßten neuerdings, am äußersten Nordrande, rötliche Krinoidenkalken folgen. Immerhin scheinen hier die allgemeinen Lagerungsverhältnisse der Sturschen Beschreibung zu entsprechen, es kann an diesem Punkte, wenn auch nicht mit Sicherheit, so doch mit einiger Wahrscheinlichkeit die ehemalige Fossilfundstätte angenommen werden. Hierbei ist zu berücksichtigen, daß nach Sturs Angabe die Aufschlüsse im mittleren, vorderen Teil des Steinbruches, knapp an der vorbeiführenden Eisenbahn lagen. Sie wären somit heute durch eine über 2 m hohe Stützmauer entlang des Bahnkörpers verbaut, hinter welcher der Raum in bedeutender Höhe mit Schutt aufgefüllt ist. Es ist daher heute der größte Teil der Breite und ein großer Teil der Höhe des ehemals sichtbaren Aufschlusses nicht mehr zugänglich.

Aus den angeführten Beobachtungsergebnissen geht mit Sicherheit hervor, daß über die Herkunft der vorliegenden altpaläozoischen Versteinerungen vom Erzberge keinerlei Zweifel mehr bestehen kann, die Herkunft der Funde aus den grauen, dichten Kalkeinlagerungen der roten Sauberger Kalke wurde durch Vergleich des Gesteinsmaterials einwandfrei erwiesen.

Für eine Erklärung des eigenartigen Gesteinswechsels innerhalb des Sauberger Schichtenkomplexes auf tektonischem Wege, etwa durch Verschuppung von Kalklinsen, ließen sich keinerlei Anhaltspunkte gewinnen. Es müssen vielmehr hiefür in erster Linie primär-sedimentogene Ursachen angenommen werden, welche örtlich beschränkte, fazielle Unterschiede innerhalb der Schichtenfolge bedingen. Als solche kämen besonders lokale Einschwemmungen von fremdem

Sedimentmaterial aus benachbarten Ablagerungsbezirken in Frage. In zweiter Linie müssen zur Erklärung Unterschiede in dem Grade der Metamorphose und wohl auch der Durchbewegung herangezogen werden.

In einer älteren, vorsideritischen Kristallisationsphase haben Teile des Schichtenpaketes eine wenn auch relativ geringe Metamorphose, z. T. mit differentieller Durchbewegung erlitten, während andere Schichtenlagen hievon mehr-weniger verschont blieben und ihren vormetamorphen lithologischen Charakter besser erhalten konnten. Derartig geschützte Gesteinslagen behielten dementsprechend wesentlich günstigere Erhaltungsbedingungen für Fossilreste. Die von Stur angeführte, in dem Sauburger Steinbruch beobachtete Schichtenfolge muß auf Grund der vorstehenden Feststellungen dahin eingeschränkt werden, daß es sich um einen örtlich beschränkten, lagenförmigen Gesteinswechsel, nicht aber um eine stratigraphische Schichtenfolge im Sinne einer mehr-minder gleichförmig, auf größere Erstreckung geltenden, regelmäßigen Lagerungsfolge innerhalb des Schichtenkomplexes handelt. Zugleich erscheint es geboten, die Bezeichnung „Sauburger Kalk“ nicht als stratigraphischen Begriff anzuwenden, sondern auf eine Bezeichnung örtlicher Faziesverhältnisse zu beschränken.

Die geringer metamorphen, grauen Kalkeinlagerungen der roten Sauburger Kalke, aber auch die Fossilführung der letzteren selbst lassen bei einigermaßen systematischer Nachlese weitere Fossilfunde sehr aussichtsreich erscheinen. Es eröffnen sich für die Zukunft neue Ausblicke für eine weitere paläontologische Auswertung, damit auch für eine erweiterte Kenntnis der altpaläozoischen Fauna des steirischen Erzberges und in weiterem Sinne der ostalpinen Stratigraphie.

Graz, im August 1930.

Versteinerungen vom Erzberg bei Eisenerz.

Von Franz Heritsch.

(Mit 1 Tafel und 14 Textfiguren.)

Dem großzügigen Entgegenkommen der Direktion der Geologischen Bundesanstalt in Wien verdanke ich die Möglichkeit, die fast schon legendär gewordenen Versteinerungen des steirischen Erzberges beschreiben zu können, sie nach fünfundsiebziger Ruhe in der Sammlung aus ihrem Dornröschenschlaf erwecken zu dürfen. Dafür sei der Direktion der Bundesanstalt der herzlichste Dank gesagt.

Hinsichtlich der Fundgeschichte und der anderen, nicht das paläontologisch-stratigraphische Gebiet betreffenden Fragen sei auf die vorhergehende Abhandlung von Dr. Fritz Czermak verwiesen. Wie in dieser Abhandlung wird in den folgenden Auseinandersetzungen die Literatur in der angegebenen Weise angeführt:

I. D. Stur, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1865, Bd. XV, S. 268.

II. D. Stur, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1865, Bd. XV, Verhandlungen, S. 260.

III. D. Stur, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1866, Bd. XVI, Verhandlungen, S. 57.

IV. D. Stur, Geologie von Steiermark, Graz, 1871, S. 93—95.

Die folgenden Erörterungen gliedern sich in einen paläontologischen und einen stratigraphischen Teil.

Paläontologischer Teil.

Anthozoa.

Von Anthozoen befinden sich im Material der Geologischen Bundesanstalt eine Tetrakoralle und eine Tabulate. Die Tetrakoralle fand in der bisherigen Literatur, obwohl sie eigentlich gar nicht schlecht erhalten ist, keinerlei Erwähnung, während über die tabulate Koralle verschiedentliche Äußerungen vorliegen.

Petraia belatula Poëta.

Petraia belatula Poëta in Barrande, Systême Sil. VIII, 2. Teil, S. 204, Taf. 68, Fig. 1 — 21, Taf. 112, Fig. 8, 9.

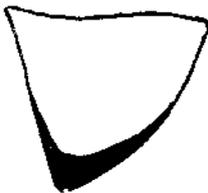
Aus dem grauen Kalk des hangendsten Teiles des Steinbruches am Sauberg, d. i. aus demselben Gestein wie der nachstehend beschriebene *Favosites bohemicus*.

Auf einem kleinen Gesteinsstück war ein Teil des Querschnittes (beiläufig die Hälfte) und ein in den Konturen sehr deutlich sichtbarer Längsschnitt zu sehen. Der Längsschnitt ist in der Textfigur 1, der Querschnitt, welcher durch eine rostige Anwitterung sehr deutlich war, in der Textfigur 2 dargestellt; er dürfte nicht ferne von dem Kelch liegen.

Von dem Äußeren der Koralle ist leider nichts zu sehen. Die Abbildungen bei Barrande eine scharfe Skulptur, welche wahrscheinlich aus Pseudocostae besteht.

Die Gestalt der Koralle ist konisch; sie verbreitert sich von ihrer Basis an sehr rasch. Die Maße sind folgende:

Halber Durchmesser, an dem halben erhaltenen Querschnitt gemessen	9 mm
Ganzer Durchmesser senkrecht darauf, am Oberrande des Längsschnittes gemessen	12 mm
Gesamte Höhe	10 mm



Textfig. 1. *Petraia belatula* Pošta. Längsschnitt, zweimal vergrößert, mit sklerenchymatischer Kalkablagerung an der Basis.



Textfig. 2. *Petraia belatula* Pošta. Oberster Querschnitt, zweimal vergrößert.



Textfig. 3. *Petraia belatula* Pošta. Querschnitt, 2 mm tiefer als der in Fig. 2 dargestellte Schnitt, zweimal vergrößert.

Aus den beiden ersten Zahlen ergibt sich, daß die Koralle einen elliptischen Umriß hatte. Die Größenmaße sind etwas geringer, als sie Pošta für sein Exemplar angegeben hat (wozu bemerkt sei, daß in der Grazer Universitätsammlung Vergleichsmaterial vorliegt); allerdings ist das Exemplar vom Erzberg nur ein Fragment, über dessen wirkliche Höhe keine Vorstellung gewonnen werden konnte.

Die Zahl der Septen beträgt im linken Quadranten des Querschnittes (Fig. 2) 8, daher in beiden Quadranten 16.

Ein zweiter Anschliff (Textfigur 3), der 2 mm tiefer gelegt wurde, hat 7, beziehungsweise 14 Septen.

Man darf diese beiden Zahlen aber nicht einfach mit 2 multiplizieren, um die Gesamtzahl der Septen zu erhalten; denn die abgebildeten Querschnitte umfassen etwas mehr als die Hälfte des gesamten Umfanges und es ist fraglich, wie die andere, nicht erhalten gebliebene Hälfte der Koralle ausgesehen hat. Es ist wahrscheinlich, daß die vorliegende Koralle nicht mehr als 24 Septen hatte.

Die Septen sind im oberen Anschliff, der nicht weit vom Kelchrande entfernt gewesen sein kann, kurz und keilförmig. Im zweiten Anschliff sind sie feiner und manchmal etwas gebogen und gedreht.

Blasengewebe und Säulchen fehlen. Die Mauer ist dick. Der Längsschnitt zeigt, daß die Koralle zu den *Inerpleta* Dyb. gehört. Nur an der Basis gibt es eine sklerenchymatische Kalkabsonderung.

Petraia belatula kommt in der Stufe *ga* von Hlubočep vor. Die Koralle wurde nach der Darstellung von Počta bestimmt und die Spezies selbst keiner kritischen Erörterung unterzogen, da dazu ein größeres Material nötig wäre. Daher kann auf die Frage der eventuellen Beziehungen zu *Kuntia* Schlüter nicht eingegangen werden.

Vergleiche mit *Petraia confinis* Charlesworth aus dem Devon der Karnischen Alpen und mit *Petraia undulata* Römer aus dem Devon des Harzgebirges zeigten, daß die vorliegende Form etwas anderes ist.

Favosites bohemicus Barr.

Calamopora bohémica Barrande, 1865, Defense des Colonies, III, S. 51.

Calamopora bohémica Barr. Bigsby, Thes. Silur, S. 10.

Beaumontia venelorum Maurer, N. Jahrb. Min., Geol. u. Pal. 1880, II, S. 64, Taf. IV, Fig. 16.

Beaumontia venelorum Sandberger, Jahrb. des Nassauischen Vereines für Naturkunde, 1889, S. 66.

Favosites bohémica Barr. Maurer, N. Jahrb. Min., Geol. u. Pal., Beilageband X, S. 632, Taf. XV, Fig. 1.

Favosites bohemicus Barr. Počta in Barrande, Syst. Silur, VIII, 2. Teil, S. 241, Taf. 85, Fig. 1—9, Taf. 106, Fig. 3, 4.

Die Koralle stammt aus dem hangenden Teil des Steinbruches am Sauberg, also aus den dunklen Kalken. Stur (I, S. 269, 270) sagt darüber: „Der hangende Teil der durch den Steinbruch aufgeschlossenen Kalkschichte ist im nördlichsten Teil des Steinbruches entblößt und besteht aus dunkelgrauen Kalken. Dieser Teil des Steinbruches ist überdies treppenförmig ausgebreitet, so daß man im Streichen 4 bis 5 Klafter hoch jede Schichte genau zu untersuchen in der Lage ist. Aus dieser hangendsten Gruppe der Kalkschichten haben wir eine *Ascoceras*?, eine Koralle, die zum Genus *Favosites* gehört, und mehr oder weniger wertvolle Durchschnitte von *Orthoceren* erheutet, und zwar die beiden ersteren Funde in einer 4 bis 6 Fuß von der hangendsten Schichte entfernten Kalklage.“

In seiner Geologie von Steiermark (IV, S. 95) erwähnt Stur neben dem Fund der Koralle eine größere Zahl von Durchschnitte von *Orthoceren*, von *Gastropoden* (der sogenannte *Euomphalus*, siehe S. 122), von *Trilohiten* und von *Bivalven*.

Es scheint die Feststellung wichtig zu sein, daß Stur gemeinsam mit Haberfelner die Koralle gefunden hat.

E. Suess hat in seinem Bericht über die Versteinerungen vom Erzberg (bei Stur, I, S. 272) eine Notiz über die Koralle gebracht, welche ihm Prof. Reuss zur Verfügung gestellt hat. Er schreibt: „Die Koralle bildet einen unregelmäßigen Knollen, von dessen Unterseite die prismatischen Zellröhren gegen die Oberseite ausstrahlen. Sie sind mit ihren sehr dünnen Wandungen unmittelbar fest verwachsen und lassen sich nicht trennen. Man ist daher nicht imstande, die Zahl und

Anordnung der Verbindungsporen nachzuweisen, wenn man gleich ihre Gegenwart mit Gewißheit stellenweise erkennt. Die Mündungen der Röhrenzellen an der Oberfläche sind sehr ungleich groß, die größten haben $3\frac{1}{2}$ bis 4, die kleinsten 1 bis $1\frac{1}{2}$ mm im Durchmesser. Ebenso veränderlich ist ihre Form. Einzelne sind zwar ziemlich regelmäßig hexagonal, die meisten werden jedoch polygonal oder rundlich, die kleinen sehr unregelmäßig, meistens vierseitig. Die Quersepta sind sehr zahlreich und dünn, beinahe regelmäßig horizontal und stehen sehr gedrängt. Die Innenseite der Mündungen zeigt deutliche, in Gestalt feiner Spitzen vorragender Spuren von Septallamellen, deren Zahl in den größeren Kelchen zwölf übersteigt. Die in Rede stehende Koralle, die unzweifelhaft der Gattung *Favosites* angehört, steht insbesondere dem *Favosites Goldfussi* d'Orb., *Favosites gotlandica* Lam. und *Favosites Forbesi* M. E. H. nahe. Von den ersteren zwei unterscheidet sie sich offenbar durch die viel ungleicheren, unregelmäßigeren Sternzellen. Dieser Charakter wird von Milne Edwards und Haime ebenfalls bei der silurischen *Favosites Forbesi* angegeben. An unserem Exemplar scheinen sie aber größer und weniger gerundet zu sein. Auch sind die Quersepten noch zahlreicher und gedrängter. Ob dadurch ein Speziesunterschied bedingt wird, kann bei der unvollständigen Erhaltung des einzigen vorliegenden Exemplares nicht mit Sicherheit entschieden werden. Jedenfalls kommt unsere Species der silurischen *Favosites Forbesi* am nächsten.*

Joachim Barrande hat die Koralle auch in der Hand gehabt und Stur (II, S. 260) berichtet über die diesbezügliche Äußerung des großen Paläontologen: „Ferner hält Herr Barrande die Koralle, die dem *Favosites Forbesi* M. E. H. sehr nahe stehend angegeben wurde, für ident mit *Chaetetes bohemicus* Barr., welcher letztere in Böhmen bei Hlubočep, in den Etagen G_1 und G_3 vorkommt.“

Die neue Untersuchung der Koralle ergab eine so weitgehende Übereinstimmung mit *Favosites bohemicus*, daß an der Identität nicht gezweifelt werden kann. Dazu möge erwähnt sein, daß als Vergleichsmaterial sowohl die umfangreiche Sammlung von Favositen des Grazer Geologischen Universitätsinstitutes als auch ebenfalls dort befindliche ausgezeichnete Exemplare des *Favosites bohemicus* von Svagerka bei Hlubočep zur Verfügung standen.

Der *Favosites* vom Sauberge liegt in zwei Stücken vor. Das eine ist ein Gesteinsstück, von dem Trümmer abgesprengt worden waren, welche im Anschliff kleine Reste der Koralle zeigen. Auf dieses Stück wird in der folgenden Beschreibung nicht weiter eingegangen werden, da das andere wesentlich besser ist.

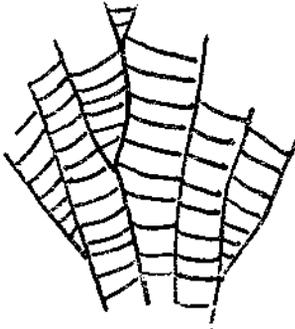
Das zweite Stück ist zweifellos jenes, auf welches sich die verschiedenen Literaturstellen beziehen. Es trägt auf dem beiliegenden Zettel von der Hand Sturs die Bezeichnung *Chaetetes bohemicus* Barr. — *Favosites Forbesi* M. E. H. Das Stück ist auseinandergeschnitten. Das größere Trum läßt in einem seitlichen Anschliff einen ausgezeichneten Längsschliff mit den dichtgedrängten und aneinanderliegenden, von einem Punkt nahe der Basis auseinanderstrebenden Zellröhren sehen. An der oberen Seite des Stückes sieht man die Querschnitte der Zellröhren in ungleicher Größe und in recht guten Erhaltungszustande.

Der ganze Stock bildet einen Knollen von folgenden Größenmaßen:

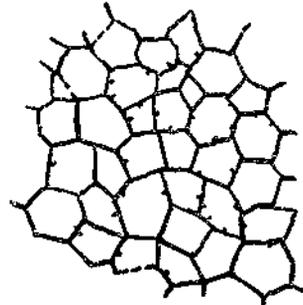
Höhe von der Basis an 36 mm
Breite des Anschliffes 63 mm

Die dritte Dimension ist, da sie zum größten Teile im Gestein verhüllt ist, nicht zu messen; sie muß aber mehr als 60 mm betragen haben.

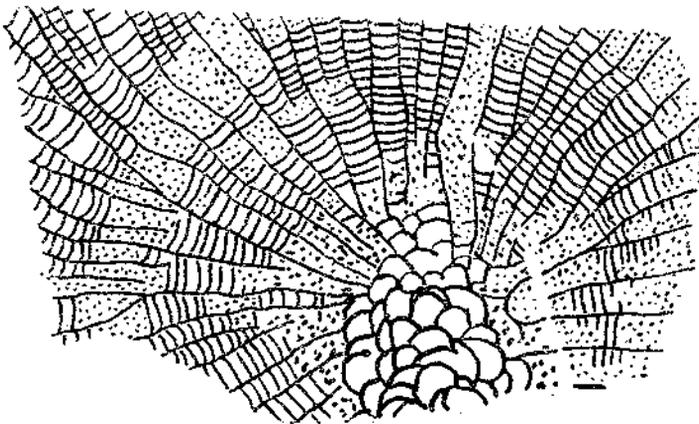
Der Erhaltungszustand der Koralle ist geradezu vorzüglich — wenigstens für die normalen alpinen Verhältnisse. Daher wurde zuerst an



Textfig. 4. *Favosites bohemicus* Barr. vom Erzberg, Längsschnitt, vergrößert.



Textfig. 6. *Favosites bohemicus* Barr. vom Erzberg, Querschnitt, vergrößert.



Textfigur 5. *Favosites bohemicus* Barr. vom Erzberg, vergrößert.

eine Verwechslung mit böhmischen Funden gedacht. Das Studium des Dünnschliffes aber zeigte, daß die böhmischen Exemplare einen ganz anderen Erhaltungszustand haben, der noch wesentlich besser ist als der des Erzberger Stückes. Daher und auch wegen der Angabe von Stur, daß er selbst mit Haberfelner das Stück gefunden habe, ist an der Herkunft vom Erzberge nicht zu zweifeln. Überdies genügt auch der Name Haberfelners, um einen Zweifel auszuschließen.

Von dem zweiten Trum des zweiten Stückes ist nur ein kleines Stück vorhanden; von diesem Stück wurden die in den Textfiguren abgebildeten Dünnschliffe angefertigt.

In den folgenden Zeilen wird eine Übersicht über die Größenmaße gegeben.

Favosites bohemicus Barr. vom Erzberg.

Weite der größten Zentröhren des Dünnschliffes . . .	3·0 und 3·2 mm
Weite der größten Zentröhren der Oberfläche . . .	3·8 und 3·8 mm
Durchschnittliche Weite der Zentröhren im Querschliff	
	2·0 mal 2·0, 2·5 mal 2·0, 2·5 mal 2·5 mm
Durchschnittliche Weite der Zentröhren im Längsschliff . .	2·0, 2·5 mm
Durchschnittlicher Abstand der Böden voneinander	0·5 mm.

Favosites bohemicus Barr. von Svagerka.

Durchschnittliche Weite der großen Zentröhren im Querschliff	
	4·2 mal 3·2, 4·0 mal 3·0, 3·5 mal 2·0, 3·0 mal 3·0 mm
Durchschnittliche Weite der großen Zentröhren im Längsschliff	
	4·0, 3·5, 2·5 mm
Größte Breite der Zentröhren an der Oberfläche des Stockes .	6·0 mm
meist aber viel weniger — in den Abbildungen bei Počta	
nicht mehr als	4·5 mm
Abstand der Böden voneinander	1·0 bis 1·5 mm

Favosites eifelensis Nich. aus der Eifel.

Durchschnittliche Größe der großen Zentröhren im Querschliff	
	2·5 mal 2·0, 2·5 mal 2·5, 2·0 mal 2·0.

In der Sammlung des Geologischen Institutes der Universität in Graz liegt ein *Favosites bohemicus* von Svagerka, der ein sehr schön erhaltener, knollenartiger Stock ist. Die Durchmesser betragen 85 beziehungsweise 62 mm, die Höhe 53 mm. Messungen an den Zentröhren der Oberfläche ergaben das Resultat, daß eine größere Zentröhre immer von einer Reihe kleinerer umgeben ist — wie das die folgenden Zahlen zeigen:

4 mal 3·5, umgeben von Röhren mit 3 mal 3, 3 mal 2, 3 mal 2·5 mm;
4 mal 3·5, umgeben von Röhren mit 2·5 mal 3·0, 3·0 mal 3·0, 2·0 mal 2·0, 2·0 mal 2·5 mm.

An anderen Stellen sind die Zentröhren ziemlich gleich groß, etwa 3 mal 4 oder 3·5 mal 4·0; daneben gibt es noch große Poren, welche von lauter kleinen umgeben sind, deren Durchmesser kaum 2 mal 2 beträgt.

Der Korallenstock vom Erzberg besteht aus dicht aneinander liegenden, zylindrischen Röhren; die Röhren lassen sich in zwei Gruppen bringen: die großen Zentröhren und die kleinen. Zwischen den beiden Typen scheint es direkte Übergänge zu geben.

Von der Basis wachsen die Röhren unter fortwährender Vermehrung ihrer Zahl empor, indem sie unter einer leichten Biegung auseinander streben und dabei ihr Lumen sehr wesentlich vergrößern (Textfigur 4). Aus diesen Tatsachen resultiert einmal das knollenartige Wachstum, aber auch der recht verschiedene Anblick, den Schliffe nahe der Basis und solche an der Oberfläche des Stockes ergeben — die letzteren zeigen ein beträchtlich größeres Lumen der Zentröhren.

Die Art der Zusammensetzung der Röhren aus solchen mit größerem und solchen mit einem kleineren Lumen zeigt, daß *Favosites bohemicus* in die Gruppe des *Favosites Forbesi* gehört. Auch bei *Favosites bohemicus* ist Verteilung der großen Zellröhren unregelmäßig; doch sind sie bei dem Erzberger Exemplar und bei vielen böhmischen Stöcken zahlreicher als die kleineren Zellröhren. Der in der Textfigur 6 abgebildete Dünnschliff des Stückes vom Erzberg zeigt, daß die großen Zellröhren recht oft deutlich hexagonal sind, während die kleineren unregelmäßig im Umriß, aber auch häufig vier- bis sechseckig sind. Eine Regel läßt sich nicht aufstellen.

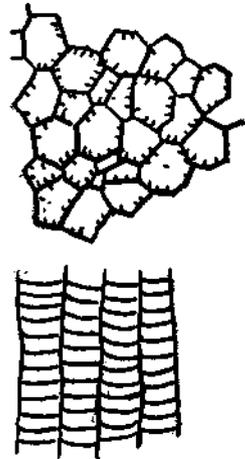
Von der Größe der Zellröhren war schon die Rede, soweit es sich um die großen Polypieriten handelt. Die kleineren Zellröhren haben sehr verschiedene Größen.

Die Untersuchung der böhmischen Exemplare ergab das Fehlen einer Epithek. Das Exemplar vom Erzberg ist nicht soweit erhalten, um eine solche Untersuchung zu ermöglichen.

Die Mauer ist sehr dünn, was bei der beträchtlichen Größe der Zellröhrenlumina besonders bemerkenswert ist. Sehr oft ist in der Mitte der Mauer das sogenannte primäre Mauerblatt zu sehen — Počta spricht davon, daß die in der Mitte der Mauer liegende „ligne de demarcation“ in der Form eines schwarzen Striches die Trennung der einzelnen Zellröhren anzeigt.

Von den böhmischen Exemplaren sagt Počta — und die Untersuchung von Dünnschliffen böhmischer Stöcke kann seine Feststellung nur hekräftigen — daß Septaldornen nicht entwickelt sind oder nur sehr wenig markiert sind. Um die Beschaffenheit der Septaldornen der böhmischen Exemplare richtig zu verstehen, muß auf die Verhältnisse eines Dünnschliffes von Svagerka zurückgegriffen werden. Dieser im Besitze des Geologischen Institutes der Universität in Graz befindliche Querschiff zeigt den schwarzen Strich des sogenannten primären Mauerblattes und auf seinen beiden Seiten angelagert eine gelbbraune, scheinbar sklerenchymatisch abgelagerte Kalkmasse, welche bedeutend dicker ist als das Mauerblatt. Diese sklerenchymatische Kalkmasse zeigt, wie die Textfigur 9 darstellt, unregelmäßige, stumpf-dornige Ausbuchtungen. Das sind jene Einrichtungen, welche Počta als Septaldornen angesprochen hat. Sie unterscheiden sich aber auf das Lebhafteste von der Art der Septaldornen, wie sie etwa *Favosites eifelensis* Nich. hat (Textfigur 8), und lassen es begreiflich erscheinen, daß Barrande von einem *Chaetetes bohemicus* gesprochen hat.

Das Exemplar vom Erzberg zeigt den Bau der Wand nur in sehr unvollkommener Weise — entsprechend dem schlechteren Erhaltungszustande. Es sind aber die septaldornenartigen Ausbiegungen sehr wohl zu sehen (Textfigur 10); nur sind sie etwas schlanker als bei dem

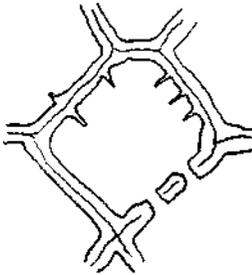


Textfig. 7. *Favosites eifelensis* Nich. Längsschnitt und Querschnitt, vergr.

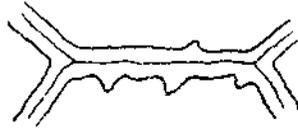
böhmischen Exemplar. Es sind überdies recht wenige vorhanden — nicht „mehr als zwölf“, wie Reuss ohne Betrachtung eines Dünnschliffes gemeint hat —, es gibt zahlreiche Querschnitte, die gar keine solchen Ausbiegungen zeigen. Bei der Betrachtung des Dünnschliffes darf man sich nämlich nicht durch die kleinen Gebilde täuschen lassen, welche zwar senkrecht von der Wand wegstehen, aber zur sedimentären Ausfüllungsmasse der Zellröhren gehören und den Bestand von Septen nur vortäuschen.

Die Böden sind sehr wohl entwickelt und komplett. Sie sind meist horizontal. Es gehen 15 bis 20 auf einen Zentimeter Höhe. Bei den böhmischen Exemplaren stehen die Böden — den vorliegenden Stücken nach zu urteilen — etwas weiter voneinander ab.

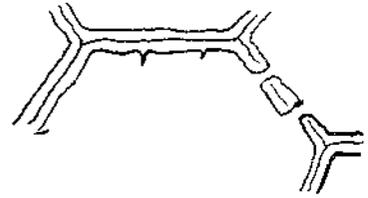
Im Querschliff sieht man zwei Porenreihen ziemlich häufig durch die Unterbrechung der Wände angedeutet. Die beiden Poren scheinen



Textfig. 8. Eine Zellröhre von *Favosites eifelsenis* Nich., stark vergrößert.



Textfig. 9. Eine Zellröhre von *Favosites bohemicus* Barr. von Svagerka, stark vergrößert.



Textfig. 10. Eine Zellröhre von *Favosites bohemicus* Barr. vom Erzberg, stark vergrößert.

fast horizontal nebeneinander zu stehen; sie liegen aber doch nicht ganz horizontal nebeneinander, wie das gelegentliche Vorkommen von einer Pore mit seitlicher Lage in der Mauer anzeigt.

Favosites bohemicus kommt in Böhmen im α von Svagerka bei Hlubočep in Kalken vor. Ferner führt ihn Poëta aus der Etage γ_7 von Hlubočep an. Auch in der Stufe f von Konjeprus kommt er vor.

Maurer hat den *Favosites bohemicus* aus den Orthocerasschiefern des Rupbachtals beschrieben. Es kann nach der Beschreibung und Abbildung kein Zweifel an der Identität mit der böhmischen Form sein. Als größten Durchmesser der Zellröhren gibt er 5 mm an. Die von Maurer 1880 als *Beaumontia venelorum* bezeichnete Koralle aus dem Greifensteiner Kalk gehört auch zu *Favosites bohemicus*. Maurer fand den *Favosites bohemicus* in den Orthocerasschiefern der Grube Königberg. Diese Schiefer führen den *Anarcestes lateseptatum*. In dieselbe Stufe gehört der Greifensteiner Kalk und beide sind Äquivalente des α von Böhmen.

Dem Erzberger Exemplar ist von den böhmischen Favositen noch am ähnlichsten der *Favosites Barrandei* Poëta, der in der Etage e vorkommt und nach Poëta mit seinen Varietäten bis α aufsteigt. Er unterscheidet sich von *Favosites bohemicus* durch seine zahlreichen

Septaldornen und durch seine dreireihig angeordneten Poren, ferner auch durch die Wachstumsform und die geringere Größe der Zellröhren.

Es liegt natürlich nahe, an einen Vergleich mit den anderen bekannten Arbeiten des Mitteldevons zu denken. In erster Linie kommt — wegen seines allgemeinen Vorkommens im Mitteldevon der Alpen — *Favosites eifelensis* Nich. in Betracht (siehe dazu Nicholson, *Tabulate Corals*, S. 61, Taf. II, Fig. 3, Taf. III, Fig. 1).

Favosites eifelensis Nich. oder wie Nicholson schreibt, *Favosites Forbesi* var. *eifelensis* hat mit *Favosites bohemicus* die Art des Wachstums gemeinsam, wie eine Reihe von Exemplaren aus dem Eifeler Devon zeigt (aus dem Grazer Geologischen Universitätsinstitutes, Textfigur 7). Die Art der Zellröhren, ihre verschiedene Größe, das Vorwiegen der größeren Zellröhren gegenüber den kleineren stimmt auch mit der böhmischen Art überein. Aber die Größe der Zellröhren ist durchschnittlich geringer. Nicholson gibt als durchschnittliche Größe 2 mm an. An einen Vergleich oder an nähere Beziehungen des *Favosites eifelensis* mit dem *Favosites bohemicus* ist aber auf keinen Fall zu denken, weil die ausgezeichnete Entwicklung der Septen bei der weitverbreiteten, im Mitteldevon der Eifel so wunderbar erhaltenen Art die Möglichkeit einer näheren Verwandtschaft ausschließt.

Die Beschaffenheit der Mauern, die Art der Septen, nicht aber die durchschnittliche Größe der Zellröhren hat *Favosites tuberosus* Rom. aus dem Devon von Amerika mit dem *Favosites bohemicus* gemeinsam (siehe Nicholson, S. 62). An einen direkten Vergleich ist aber auch nicht zu denken.

Von den mitteldevonischen Favositen kann noch *Favosites Goldfussi* d'Orb. herangezogen werden. Ich habe bereits einmal auf den unbefriedigenden Zustand unserer Kenntnisse dieses oft angeführten Favositen verwiesen (Sitzungsberichte der Wiener Akademie der Wissenschaften, math.-nat. Kl., Abt. I, 1929, Bd. 138, S. 199) und fand, daß dieser Zustand auch nicht durch die Beschreibung der Art aus dem Mitteldevon der Karnischen Alpen (Vinassa de Regny, *Pal. ital.* XXIV, 1918, S. 91) verbessert worden ist. Jedenfalls bleiben die Durchmesser der Zellröhren des *Favosites Goldfussi* weit unter dem, was bei *Favosites bohemicus* üblich ist. Ein sicher unterscheidendes Merkmal wäre die Zahl der Porenreihen — Vinassa de Regny gibt eine einzige an, wozu bemerkt sei, daß *Favosites bohemicus* deren zwei besitzt.

Favosites Goldfussi d'Orb. var. *major* Frech (siehe Loczy, *Ostasien*, S. 232, Taf. VIII, Fig. 1) kann nicht dem *Favosites bohemicus* nahestehen, da er sehr zahlreiche und feine Septen hat. In der Größe der Zellröhren scheint Übereinstimmung zu herrschen.

Crinoidea.

Stielglieder von Krinoiden gibt Stur aus dem roten Kalk an der Basis der Schichtenfolge des Steinbruches am Sauberg, dann aus einem lichtgrauen Kalk aus dem Cäcilienstollen an (IV, S. 93, 94).

In den rotgeflamnten Kalken, welche an verschiedenen Stellen des Erzbergprofils auftreten, sind Krinoidenstielglieder nicht selten. Diese

Gesteine haben eine gewisse Ähnlichkeit mit den krinoidenreichen Gesteinen der Stufe *f* in der Umgebung von Bad Vellach in den Karawanken.

In dem Material der Geologischen Bundesanstalt liegt ein Stück von einem hellgelblichen Kalk vom Sauberg, in welchem die Krinoidenstielglieder rot gefärbt sind. Es ist wahrscheinlich, daß es sich um dieselbe Erscheinung handelt (Auftreten von Hämatitblättchen), die Angel vom Erzberg beschrieben hat (Mitteil. Naturwissensch. Verein f. Steiermark, Bd. 64/5, 1929, S. 93).

Ferner liegt in dem Material der Geologischen Bundesanstalt ein roter Kalk mit vielen Krinoidenstielgliedern.

Brachiopoda.

I.

Bei Stur wird von einem Brachiopoden aus den Schiefen des Sauerbrunngrabens keine Erwähnung getan. Wohl ist das aber in der Zusammenstellung der damaligen Kenntnisse des alpinen Paläozoikums durch Stache (Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellsch., 1884, S. 286) der Fall. Dieser Brachiopode wird in den folgenden Zeilen beschrieben.

Spirigera obovata Sow.

Spirigera obovata Sow. Heritsch, Abhandl. d. Geol. Bundesanstalt in Wien, Bd. XXIII, Heft 2, 1929, S. 34, 84, Taf. II, Fig. 110—134, Taf. III, Fig. 135.

Spirigera obovata Sow. Heritsch, Jahrbuch d. Preußischen Geol. Landesanstalt, Bd. 50, 1930, S. 524, Taf. 34, Fig. 60—63.

Es liegt ein trotz der Verdrückung und Beschädigung des Frontalrandes gut erhaltenes Exemplar aus dem schwarzen Lydit des Sauerbrunngrabens bei Eisenerz vor. Es handelt sich um die beiden Klappen der ganz freien Versteinerung und den Abdruck einer Klappe im Lydit.

Die Versteinerung ist im Gebiet des Stirnrandes so weit beschädigt, daß die Umrißformen etwas beeinträchtigt werden. Die etwas quer verlängerte Gestalt kommt daher nicht sehr gut zum Ausdruck; wohl aber ist das der Fall, wenn man — ohne die Beschädigung zu berücksichtigen — die Klappen zeichnerisch zu rekonstruieren versucht. Die Versteinerung gleicht am besten den Abbildungen Barrandes 8c im Umriß und 9 hinsichtlich der Dicke (siehe Barrande, Taf. 84, I). Die Länge des Exemplares aus dem Sauerbrunngraben beträgt 10 mm; als Breite wurden 13.5 mm gemessen.

Die große Schale ist kräftig gewölbt; das Maximum der Wölbung liegt dem Wirbel näher als dem Stirnrande. Von diesem Maximum senkt sich die Schale sehr gleichmäßig gegen den Frontalrand ab. Der Wirbel ragt nur unbedeutend über die andere Schale vor. Auf der großen Klappe ist eine sehr feine Anwachsstreifung zu sehen, welche auf der kleinen Klappe nicht so ausgeprägt ist. Die kleine Klappe erreicht ihre größte Wölbung nahe dem Schloßrande. Sinus und Sattel sind nur schwach ausgeprägt.

Spirigera obovata ist aus dem *ea* und *eß* von Böhmen, aus Elbersreuth (*eß*), der Fauna des Wiedatales (*eß*), aus dem Kokkalk (*ea*2) und dem Cardiolaniveau (*ea*3) der Karnischen Alpen, ferner aus England, Podolien und Gotland bekannt geworden.

II.

Die bisherige Literatur hat sich, allerdings nicht beschreibend, sondern nur die Arten anführend, mit den Brachiopoden beschäftigt, welche an der Gloriette in jenem Gestein gefunden worden ist, von welchem Dr. Czermak in der vorhergehenden Abhandlung gesprochen hat.

D. Stur sagt (II, S. 260): „In dem bekannten Stück Spateisenstein vom Gloriette ist außer der nicht näher bestimmbar *Rhynchonella* auch ein *Spirifer* enthalten, den Herr Barrande als *Spirifer heteroclytus* v. Buch bestimmte, welche Art in Böhmen in der Etage *f*, sonst aber auch in devonischen Ablagerungen gefunden wird.“

Stur hat die von Haberfelner gefundenen Versteinerungen Professor E. Suess vorgelegt, der sich über die Brachiopoden von der Gloriette in folgender Weise ausgesprochen hat (I, S. 273): „Ein Fragment von Spateisenstein zeigt nebst mehreren Krinoidenstielen auch Bruchstücke einer Anzahl von Brachiopoden, unter denen ich einen *Spirifer* und eine *Rhynchonella* aus der Gruppe der *Rhynchonella princeps* oder *Rh. cuboides* zu unterscheiden vermag, wie man sie in obersilurischen und devonischen Schichten antrifft.“ (Siehe dazu auch Stur, IV, S. 94.)

Cyrtina heteroclyta v. Buch.

Bezüglich der Synonyma und der Verbreitung dieser häufigen Art siehe Leidhold, Abhandlungen d. Preußischen Geol. Landesanstalt, N. F. 109, 1928, S. 90. Ferner Heritsch, Denkschriften d. Wiener Akademie d. Wissensch., math.-nat. Kl., Bd. 92, 1915, S. 587. Vergleiche auch Kayser, Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellsch., 1871, S. 575.

Es liegt ein recht gut erhaltener Rest und mehrere schlechte Stücke vor. Die folgende Auseinandersetzung bezieht sich auf den gut erhaltenen Rest.

Es liegt eine große Klappe vor. Sie hat die Form eines von der Spitze zur Basis halbierten Kegels, der nach der abgeflachten Seite überhängt und dieser gegenüber einen schmalen und relativ flachen Sinus aufweist. Die große Klappe hat daher sozusagen eine hochpyramidale Form. Die Länge beträgt 6 mm, die Breite 11 mm. Die größte Breite liegt an der geraden Schloßlinie. Die Area ist durch den nur in geringem Maße überhängenden Wirbel nur schwach übergebogen. Der Sinus ist trotz seiner relativ geringen Tiefe scharf markiert; er stellt eine gleichmäßige Einbiegung dar, welche knapp unter der Spitze des Wirbels als eine schmale Furche beginnt. Auf jeder Seite des Wirbels liegen drei gut erkennbare flache Falten.

Es ist klar, daß die vorliegende Versteinerung der gewöhnlichen Ausbildungsform der Art angehört. Bekanntlich hat Kayser drei Abänderungen unterschieden, von welchen zwei im Devon von Graz vor-

kommen. In den Karnischen Alpen kommt die Art im Unterdevon des Seekopfsockels und im oberen Mitteldevon des berühmten Fundpunktes Casera Monumenz vor; von beiden Stätten wurde sie durch Gortani beschrieben. Die sonstige Verbreitung möge bei Heritsch (l. c.) nachgesehen werden.

Stratigraphisch ist die Art wertlos, da sie vom Unterdevon bis in das Oberdevon aufsteigt. Ihre größte Verbreitung hat sie im Mitteldevon.

Rhynchonella sp.?

In dem Material von der Gloriette sind zwei als Druck und Gegen-
druck zueinander gehörige Reste eines ziemlich großen Brachiopoden
vorhanden. Die Reste zeigen zwei bis drei scharf hervortretende Rippen.
Es kann sich nur um einen in sehr bedeutendem Maße scharf radial
gerippten Brachiopoden handeln, so wie es etwa *Rhynchonella princeps*
Barr. ist. Aber es ist nicht sicherzustellen, ob es überhaupt eine Rhy-
chonella ist.

Gastropoda.

Mehrfach werden in der Literatur Reste von Gastropoden erwähnt.
Stur (III, S. 57) meint, daß zwei Gastropodenreste einem *Euomphalus*
angehören könnten.

Ein Rest ist der Hohldruck eines „Gastropoden“, wobei es nicht
einmal sicher sein kann, ob hier wirklich eine Schnecke die Ursache
der Erscheinung sein kann. Das Gesteinsstück zeigt einen etwas schiefe-
rigen, schwarzgrauen Kalk und wurde in der Nähe des Sauerbrunn-
grabens gefunden.

In einem hellen Kalk liegt ein Durchschnitt einer Schnecken-
windung vor, der natürlich ganz Verschiedenes sein kann. Mehr läßt
sich nicht sagen. Wie der beiliegende Zettel besagt, ist das der eine
als *Euomphalus* bezeichnete Rest.

Ebenso sieht man in einem schwarzgrauen Kalk den Durchschnitt
einer Schneckenwindung. Sicher handelt es sich um einen Gastropoden
-- mehr läßt sich nicht sagen. Der beiliegende Zettel bezeichnet dieses
Stück als *Euomphalus*. Stur (IV, S. 95) hat sich darüber geäußert;
„Im nördlichsten Teile des Steinbruches am Sauberge ist der hangendste
Teil jener Scholle (sc. von Kalk) ein dunkelgrauer Kalk entblößt, in
welchem außer einer großen Zahl von Orithocerenschnitten, von Gastro-
podenresten, insbesondere *Euomphalus*, Durchschnitten von Trilobiten
und Bivalven eine Koralle entdeckt wurde, die Herr Barrande für
ident hält mit *Chaetetes bohemicus*.“

Lamellibranchiata.

Derartige Reste sind nur in der Form von Durchschnitten in dem
hellen Kalk des Sauberges bekanntgeworden (III, S. 57). Sie sind wie
die Gastropoden unbestimmbar. Ebenso werden auch Durchschnitte von
Bivalven aus dem Hangenden dunkelgrauen Kalken des Sauberges
erwähnt (IV, S. 95).

Nautiloidea.

Reste von Nautiloideen liegen aus den Schiefeln des Sauerbrunngrabens und aus den Saubergerkalken vor. Sie sollen gesondert betrachtet werden.

Orthoceras sp.

Die Exemplare stammen aus einer Pyritkugel aus dem schwarzen Schiefer des Sauerbrunngrabens. (Siehe die Textfiguren 1—3 bei Czermak.)

Stur (I, S. 271) bringt eine Äußerung von E. Suess über diese Versteinerung: „Einschlüsse von Quarz und Kiesen im schwarzen Tonschiefer. Man erkennt in denselben nur Bruchstücke eines kleinen Orthocerasiten mit rundem Querschnitt, zentralem Siphon und in mäßiger Entfernung auf einander folgenden Scheidewänden. Spuren einer Zeichnung der Oberfläche sind nicht erkennbar und eine spezifische Bestimmung ist nicht möglich. Dieses Vorkommen erinnert an jenes von Dienten.“

Später (IV, S. 93) hat Stur folgendes über die kleine Versteinerung geschrieben: „Diese Bruchstücke, verglichen mit dem Vorkommen von Dienten, zeigen vollkommene Übereinstimmung sowohl des Fossils als auch des dasselbe führenden Gesteins. In dem schwarzen Tonschiefer darf man daher wohl aus dem Vorkommen der *Cardiola interrupta* bei Dienten einen Repräsentanten der Etage E in Böhmen voraussetzen.“ (Siehe dazu I, S. 268.)

Es liegen im Material der Geologischen Bundesanstalt drei, beziehungsweise vier Reste, welche in den folgenden Zeilen kurz erörtert werden sollen.

Die Exemplare 1 und 1a (Fig. 1 und 2 bei Czermak) haben einen Durchmesser von 1·8 mm und eine Länge von 5 mm. Von dieser Länge ist nur die Hälfte erhalten, die andere Hälfte ist als Abdruck im Gestein vorhanden. Es muß aber einmal die ganze Länge vorhanden gewesen sein, wie das Negativ zeigt, das der Abdruck der ganzen 5 mm ist. Die Kammerhöhe beträgt etwa 1 mm. Die Kammercheidewand erscheint auf der Außenseite des ganzen als Pyrit erhaltenen Steinkernes als ein scharfer, sehr deutlich hervortretender Strich.

Das Exemplar 2 hat eine Länge von 4 mm und einen Durchmesser von 2·3 mm. Der Siphon liegt zentral und die Kammercheidewand, welche am unteren Ende des Bruchstückes sichtbar ist, ist recht schwach durchgebogen. Die Höhe der Kammern ist nicht festzustellen.

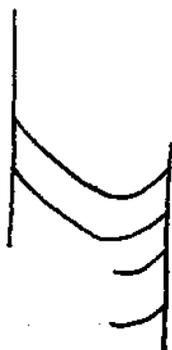
Das Exemplar 3 hat einen Durchmesser von 2·5 mm. Man sieht an dem Bruchstück den zentral gelegenen Siphon. Die Kammerhöhe ist nicht feststellbar. Die Kammercheidewand, welche am unteren Ende sichtbar ist, ist nur wenig gewölbt.

Bei allen drei Exemplaren ist der Apikalwinkel scheinbar sehr klein, soweit man das an den Bruchstücken feststellen kann. Die Bruchstücke sind zu klein, um auf sie die bekannte rechnerische Methode der Bestimmung des Apikalwinkels anzuwenden; denn selbst die im Mikroskop mit Hilfe des Mikrometerokulares durchgeführten Messungen waren zu ungenau für eine solche Berechnung.

Mit Recht hat D. Stur die Bruchstücke hinsichtlich ihres Erhaltungszustandes und der sie umgebenden mineralischen Masse mit dem berühmten Vorkommen von Dienten verglichen. Die Übereinstimmung muß für jeden, der die prächtigen Versteinerungen von Dienten in den Händen gehaht hat, geradezu verblüffend sein. Eine gewisse Ähnlichkeit besteht mit dem aus Dienten bekanntgewordenen *Orthoceras conoideum*, der dort auch in einer sehr kleinen Form vorhanden ist (siehe Heritsch, Abhandl. der Geologischen Bundesanstalt, XXIII, 2. Heft, 1929, S. 21, Taf. V, Fig. 578—580).

Fossilreste aus dem Kalk des Sauberges.

Stur (I, S. 269) erwähnt aus dem hellgelben Kalk des Sauberges, in welchem auch Trilobiten gefunden worden sind, *Orthoceras* und einen fraglichen *Phragmoceras*-Schnitt, ferner aus dem dunkelgrauen Kalk, in dem der *Favosites bohemicus* gefunden wurde, einen fraglichen *Ascoceras*.



Textfig. 11.
Der angebliche
Phragmoceras
aus dem Sauberg-
er Kalk.

Stur legte die Versteinerungen Joachim Barrande vor und berichtet über das Ergebnis (II, S. 260): „Die Cephalopoden aus den silurischen Schichten der Steiermark, so wie sie gegenwärtig in der Sammlung vorliegen, hält Herr Barrande für unbestimmbar und für wahrscheinlich, daß neben *Orthoceras* nur die Sippe *Cyrtoceras* vertreten sein könnte.“

E. Suess (in Stur, I, S. 272) schreibt: „Ein zweites Stück verrät den Längsschnitt einer gekammerten und etwas gekrümmten Schale, vielleicht zu *Phragmoceras* gehörig.“ Auf dem der Versteinerung beigelegten Zettel steht von der Hand Sturs geschrieben: *Orthoceras* sp? *Cyrtoceras* sp.? Stur hat also die Bezeichnung als *Phragmoceras* angezweifelt.

Die Textfigur 11 zeigt alles, was an der vorliegenden Versteinerung zu sehen ist. Man beobachtet eine kaum merkbare Krümmung der Schale. Die Kammerscheidewände sind sehr schief, so daß sie auf der linken Seite wesentlich höher an der Wand ansetzen als auf der rechten. Bemerkenswert ist die starke Durchbiegung der Kammerscheidewände. Vom Siphon ist keine Spur zu sehen. Es läßt sich daher auch nicht annähernd angeben, zu welchem Genus der Rest gehört. Mit Sicherheit kann nur gesagt werden, daß ein Nautilide vorliegt.

Die Größenmaße sind folgende:

Breite unten	18 mm
Breite oben	26 mm
Höhe der Luftkammer am rechten Rand gemessen	7,7,6 mm
Höhe der Luftkammer in der Mitte gemessen . .	7,7·5,6 mm

In der Literatur findet sich, wie früher angeführt worden ist, die Nachricht vom Vorkommen von *Ascoceras* (Textfigur 4 bei Czermak). E. Suess (in Stur, I, S. 272) schreibt darüber; „Ein Stück Kalkstein

von dunklerer Farbe bietet den Querschnitt eines Cephalopoden den ich, wenn es überhaupt gestattet wäre, aus einem so unvollkommenen Rest eine Schlußfolgerung zu ziehen, zu Barrandes Sippe *Ascoceras* rechnen möchte. Es sind zwei Umgänge sichtbar, der eine von kleinerem Querschnitt nach außen hin eine stumpfe Kante bildend, und mit der Gesteinsmasse erfüllt, und der zweite größere den ersten zum Teil umfassend, nicht mit Gestein, sondern mit Kalkspat angefüllt und mit dem Querschnitt eines ziemlich großen Siphos in der Nähe seiner Mitte. Dieser Siphos ist mit Kalkschlamm von etwas mehr gelblichem Stiche ausgefüllt, mehr dem umschließenden Gestein entsprechend. Von einer dritten Linie, welche eine zweite Luftkammer von *Ascoceras* verraten würde, konnte ich mich davon nicht mit voller Sicherheit überzeugen, ob sie derselben Schale wirklich angehöre. Ich möchte zur Vergleichung auf Barrandes Fig. 24 (Bull. Soc. geol. 2, ser. XII, Pl. V) und Salters Fig. 3 (Quart. Journ., vol. XIV, pl. XII) verweisen.“

Barrande war, wie die früher zitierte Äußerung zeigt, mit der Bestimmung als *Ascoceras* nicht einverstanden und spricht nur von dem Auftreten von *Orthoceras* und *Cyrtoceras*.

E. Suess hat seine oben angeführten Auseinandersetzungen über den angeblichen *Ascoceras* mit einer Textfigur erläutert (l. c. S. 272). Es kann der Textfigur und der Beschreibung von Suess kaum etwas hinzugefügt werden. Suess spricht von einer dritten Linie, hinsichtlich deren Zugehörigkeit zur Versteinerung er nicht klar geworden ist. Die neuerliche Untersuchung des Restes ergab, daß sie sicher zu dem Bestande des Fossils gehört, denn ohne sie hätte die Versteinerung eine ganz unbegreifliche Umrißlinie.

Es ist nun die Frage, ob wirklich ein *Ascoceras* vorliegen kann. Der Vergleich mit den Tafeln bei Barrande hat ergeben, daß man wohl kaum an *Ascoceras* denken kann. Dagegen sind bei stark gekrümmten *Cyrtoceras* derartige Schnitte möglich. Daher ist der Ausspruch Barrandes richtig, daß nur *Orthoceras* und *Cyrtoceras* (in seinem Sinne!) vorliege. Die Bezeichnung *Cyrtoceras* ist hier natürlich in der Auffassung von Barrande und nicht in jener der modernen Literatur genommen. Wohin die vorliegende Versteinerung zu stellen ist, läßt sich nicht sagen, denn es ist weder über die Krümmungsverhältnisse noch über sonstige Einrichtungen und besonders nichts über den Siphos zu beobachten. Man kann die Versteinerung nur als „*Cyrtoceras*“ sp. bezeichnen.

Aus dem gelblichen Kalk liegen verschiedene Reste von „*Orthoceras*“ sp. vor. Es sind nur Durchschnitte, darunter einer mit zwei Luftkammern. Der Siphos ist nicht zu sehen.

Trilobita.

Neben den Favosites und den Brachiopoden sind die Trilobiten der wichtigste, sicher aber überhaupt der interessanteste Teil der kleinen Tiergesellschaft vom Erzberg.

Es entspricht wohl am besten einer Einführung in die Fragestellung, welche sich hinsichtlich der Trilobiten ergibt, wenn Sturs Worte aus seiner Geologie von Steiermark (IV, S. 94/5, dazu I, S. 268) wörtlich

angeführt werden: „In jener rundherum von Spateisenstein eingeschlossenen Kalkscholle, welche hoch oben im obersten Teil des Erzberges, im Sauberger Kalksteinbruch, entblößt ist, wurden noch weitere Funde von Petrefakten gemacht, und zwar sind im liegendsten Teile dieser Kalkmasse, im rotgefärbten, glimmerreichen Kalk zahlreiche Krioidenreste bekanntgeworden. Im mittleren und vorderen Teil des Sauberger Bruches wurden im hellgelblichgrauen Kalk durch Herrn Haberkfelner *Bronteus*-Reste entdeckt. In einem kleinen Stück dieses Gesteins liegen drei große Pygidien vor, die Herr Barrande dem *Bronteus palifer* als ganz nahestehend betrachtet. *Bronteus palifer* erscheint in Böhmen im mittleren Teil der Kalke der Etage F.

Aus diesem Niveau stammen wohl auch die in neuester Zeit in einem dunkelgrauen Kalk aufgefundenen vier Pygidien eines *Bronteus*, den Herr Barrande als neu erklärt und *Bronteus cognatus* benennt. Derselbe nähert sich den Arten *Bronteus Brongniarti* Barr. und *Bronteus Dormitzeri* Barr. durch die deutliche Wölbung der Pygidien, ist aber verschieden durch ihre Achse und durch ihre mehr ausgesprochenen Rippen und durch das Vorhandensein von Querstreifen. Dieser *Bronteus* scheint sehr gewuchert zu haben in diesem Fundort, da er in allen gesammelten Stücken zu finden ist, und bildet ein neues Element, das die in Rede stehende Partie des Sauberger Kalkbruches, namentlich der Etage G, und zwar G₁ nähert, welche außer dem *Bronteus Brongniarti* noch elf Bronteusarten enthält.*

Scutellum paliferum Beyr.

• (Taf. III, Fig. 1, 2.)

Bronteus palifer Beyr. Barrande, Syst. Silur, I, 1852, S. 859, Taf. 8, Fig. 31, Taf. 45, Fig. 1—21.

Bronteus palifer Beyr. Barrande, Syst. Silur, Suppl., 1872, S. 129, Taf. 16, Fig. 21, 22.

Bronteus palifer Beyr. Novak, Böhmisches Trilobiten, Beiträge zur Pal. und Geol. Österreich-Ungarns und des Orients, III. Bd., 1884, S. 48, Taf. XII, Fig. 10.

Die zwei vorliegenden Bruchstücke stammen aus dem gelblichgrauen Kalk des Saubergeres.

E. Suess (in Stur, I, S. 271) hat sich zu den beiden Bruchstücken geäußert: „Ein weißer bis lichtgrauer, von fleischroten oder gelblichen Schnüren durchzogener Kalkstein verrät durch die zahlreichen, an seinen abgewitterten Flächen hervortretenden Durchschnitten einen nicht geringen Gehalt an organischen Resten. Unter den mitgeteilten Stücken zeichnet sich eines besonders aus, welches nebeneinander die Ränder dreier großer Pygidia eines *Bronteus* zeigt. Die Art steht dem *Bronteus palifer* Beyr. jedenfalls sehr nahe; der obere Rand mit dem Ende der Leibachse ist nirgends erhalten.“

Stur (II, S. 260) legte die Versteinerungen auch Joachim Barrande vor und berichtete über das Ergebnis von dessen Untersuchung: „Herr Barrande bestätigt vollkommen die Bestimmung als dem *Bronteus palifer* ganz nahestehend.“

1. In den folgenden Auseinandersetzungen wird das Gesteinsstück mit den von E. Suess als *Bronteus palifer* bezeichneten Pygidien erörtert (Taf. I, Fig. 1). Auf der einen Seite sind drei Reste von Pygidien zu sehen, von welchen das größte in Fig. 1 auf Taf. III abgebildet ist. Auf der anderen Seite des flachen Gesteinsstückes sind mehrere Durchschnitte von Trilobiten zu sehen und daneben ein kleiner Durchchnitt, welcher vielleicht eine *Monticulipora (Monotrypa)* ist.

Der abgebildete Rest umfaßt den hintersten Teil der Medianrippe mit der Teilung und rechts davon vier seitliche Rippen. Hinter der Medianrippe ist ein kleines Stück des Randes des Pygidiums zu sehen. Die randliche Aufbiegung ist gerade noch angedeutet.

Zweifellos war der vorliegende Rest ein großes Exemplar — die größten böhmischen Pygidien erreichen eine Länge von 10 cm. Ausgezeichnet ist der Rest durch seine Oberfläche. Auch die Rippen sind an der Oberfläche ganz flach und unterscheiden sich dadurch von jenen des *Scutellum formosum* Barr.

Zu den in folgenden Zeilen gegebenen Größenmaßen ist zu bedenken, daß das vorliegende Bruchstück eine Art eines rechtwinkligen Dreieckes darstellt, dessen Hypotenuse von dem Rest des Randes des Pygidiums und dem weiter in der Fortsetzung desselben liegenden Bruchrandes, dessen zweite Seite von dem Rande der Medianrippe dargestellt wird, während die dritte Seite des Dreieckes ein reiner Bruchrand ist. Die Zahlen sind folgende:

	Medianrippe	7. Rippe	6. Rippe	5. Rippe	4. Rippe
Länge	27 mm	23	20	12	8
Breite unten	18	6	5	5	—
Breite oben	10	5	4.5	—	—
Breite der Teilung der Medianrippe am Rande 7 mm					
Entfernung des Beginnes der Teilung vom Hinterrande 21 mm					
Rekonstruktion der Länge des Pygidiums mehr als 50 mm (etwa so groß wie Barrandes Abbildung im Suppl. Bd., Taf. 16, Fig. 21).					

Die Teilung der Medianrippe liegt daher unter der Hälfte des Pygidiums. Es ist zu vermuten, daß das Vorhandensein der Teilung von den bisherigen Beobachtern übersehen worden ist.

2. Ein zweiter, schlecht erhaltener Rest ist auf dem beiliegenden Zettel mit der Handschrift Sturs als *Bronteus cf. palifer* Beyr. bezeichnet worden. Es ist in Fig. 2 auf Taf. III abgebildet und zeigt zwei linke seitliche Rippen, und zwar die siebente und sechste, dann die Medianrippe mit der Teilung, ferner einen Rest der siebenten Rippe. Zur Aufklärung der Zugehörigkeit der vorliegenden Versteinerung zu einer bestimmten Art kann der Rest keineswegs etwas beitragen. Zweifellos ist es aber dieselbe Sache wie der unter 1 beschriebene Trilobit.

Um zur artlichen Bestimmung zu kommen, ist festzustellen, daß nur der von Barrande so genau und schön aus dem böhmischen Paläozoikum beschriebene *Bronteus palifer* Beyr. in Betracht kommen kann. Alle anderen, eventuell zum Vergleich heranzuziehenden Arten von *Scutellum* haben die Teilung der Medianrippe mehr gegen den Rand zu.

Scutellum paliferum wurde von Barrande aus der Stufe *f* beschrieben. Gortani (Pal. ital., XII, 1915, S. 168) beschreibt eine Varietät *carnicus* aus dem Unterdevon des Seekopfssockels im Wolaier Abschnitt der Karischen Alpen.

Scutellum formosum Barr.

(Taf. III, Fig. 8.)

Bronteus formosus Barrande, Syst. Sil., I, 1852, S. 851, Taf. 46, Fig. 14, Taf. 47, Fig. 1—5.

Bronteus formosus Barrande. Gortani, Eodevónico del Capo Lago, Pal. ital., XXI, 1915, S. 167, Taf. XVI, Fig. 20, 21.

Das einzige Exemplar stammt aus dem grauen Kalk des Sauberges und ist recht gut erhalten.

Das Exemplar wird merkwürdigerweise bei Stur nicht erwähnt. Der der Versteinerung beiliegende Zettel trägt die Bezeichnung „coll. Haberfelner“ und weiterhin „*Bronteus cf. formosus* Barr. = *Bronteus rhinoceros* Barr.“ — scheinbar von der Hand Staches geschrieben. Stache führte in seiner Übersicht über die damaligen Kenntnisse vom Silur der Ostalpen (Zeitschrift d. Deutsch. Geol. Gesellsch., 1884, S. 289) auch *Bronteus rhinoceros* Barr. vom Sauberge an.

Der vorliegende Rest ist ein Fragment und zeigt ein Stück der gespaltenen Mittelrippe, ferner größere Teile der siebenten und sechsten Rippe und ein kleines Stück der fünften Rippe.

Die Rippen sind im Vergleich zu den Furchen breit; sie sind etwas gewölbt, sie zeigen ein nur sehr geringes Maß von Breitenzunahme gegen den Rand hin (siehe Taf. 46, Fig. 14, bei Barrande). Die beiden Teilungen der Mittelrippe sind nicht stärker als die der benachbarten Rippen, während die Mittelrippe ober der Teilung die doppelte Breite der seitlichen Rippen hat.

Das wichtigste Merkmal ist die Skulptur, welche an einer Stelle deutlich zu sehen ist und vollkommen der Beschreibung bei Barrande entspricht. Die Streifung der Skulptur ist schief und nicht senkrecht auf die Längserstreckung der Rippen; Teilungen der Streifen sind angedeutet.

Meiner Meinung nach kann es sich nur um ein großes Exemplar von *Scutellum formosum* Barr. handeln. In der Sammlung des Geologischen Instituts der Universität in Graz liegt neben anderen Stücken der Art auch ein großes Pygidium, welches in seinen Dimensionen einer Rekonstruktion des Restes vom Erzberg gleichkommen würde. Das Erzberger Stück gehört zu einem großen Exemplar — Pygidien von *Scutellum formosum* können eine Länge von 60 mm erreichen.

Es liegt nahe, bei dem vorliegenden Stück auch an *Scutellum paliferum* zu denken. Das führt zu einer Erörterung, wie sich *Scutellum paliferum* und *Scutellum formosum* unterscheiden lassen, wobei das Hauptgewicht auf die bruchstückweise Erhaltung des Erzberger Exemplares zu legen ist. Wir vergleichen in den folgenden Auseinandersetzungen die Pygidien der beiden genannten Arten.

Beide gehören in Barrandes Gruppe der *Brontei* mit einem gestreiften Gehäuse.

Beide variieren in der Form derart, daß man eine lange und eine breite Ausbildung zu erkennen vermag.

Der Umriß der Pygidien ist sehr verschieden, besonders in der Nähe der Artikulationslinie. Doch kommt dieses Merkmal wegen der Erhaltung des Erzberger Stückes hier nicht in Betracht.

Scutellum formosum ist in seiner zentralen Partie sanft gewölbt; dann sieht man einen flachen Übergang zum Rand und eine dem Rande parallele Mulde. *Scutellum paliferum* ist ebenfalls in der Mitte flach gewölbt; dann verflachen sich die Gehänge des Pygidiums gegen den Rand zu, um sich dort zu erheben und eine dem Rande parallele Mulde zu bilden. Durch die Wölbungsverhältnisse sind also die Pygidien der beiden Arten, wenigstens in Bruchstücken, nicht zu unterscheiden.

Die Artikulationslinie beginnt sich bei *Scutellum formosum* in geringer Entfernung von der Achse auf jeder Seite zu biegen. Bei *Scutellum paliferum* ist diese Linie auf vier Fünftel ihrer Länge gerade und erscheint erst am äußersten Rand abgebogen. Dieser sich so ergebende ausgezeichnete Unterschied der Pygidien kommt für die Erzberger Stücke nicht in Betracht.

Aus der Art des Verlaufes der „ligne d'articulation“ ergibt sich, daß *Scutellum formosum* das Maximum der Breite des Pygidiums im ersten Drittel, von oben her gerechnet, hat, während *Scutellum paliferum* das Maximum der Breite in geringer Entfernung vom Thorax hat.

Ebenso ergibt sich aus dem Verlauf der Artikulationslinie, daß die erste, also die äußerste Rippe von *Scutellum formosum* eine sehr lange und kräftig gebogene Krümmung bildet, deren äußerste Tangenten einen rechten Winkel bilden. Leider kommt auch dieses sehr charakteristische Merkmal wegen der fragmentären Erhaltung des Erzberger Stückes nicht in Betracht.

Das Rudiment der Achse ist bei den beiden in Vergleich stehenden Arten sehr verschieden gebaut, was aber auch nicht für unsere Erläuterungen in Betracht kommen kann.

Die Medianrippe hat bei *Scutellum paliferum* eine Breite, welche beinahe doppelt so groß als jene der benachbarten Rippen ist. Die Medianrippe ist beiläufig von der Mitte ihrer Länge an geteilt. Bei *Scutellum formosum* ist die mediane Rippe ebenfalls doppelt so breit als die benachbarten seitlichen Rippen; sie verbreitert sich langsam nach hinten zu und teilt sich erst im letzten Drittel der Länge der Rippe. Das Profil der Medianrippe, das in der Quere gerundet ist, überragt an Höhe jenes der anderen Rippen. Dieses Merkmal bedeutet einen kleinen Unterschied gegenüber *Scutellum paliferum*.

Die sieben anderen Rippen des *Scutellum formosum* sind einander gleich, mit Ausnahme der ersten Rippe, von deren Besonderheit schon die Rede gewesen ist. Die Rippen sind nur wenig in der Quere gewölbt und sind auf den Seiten scharf durch flache Furchen abgeschnitten. Die Furchen sind sehr viel schmaler als die Rippen.

Auch bei *Scutellum formosum* sind die sieben seitlichen Rippen einander beiläufig gleich; auch hier sind sie viel breiter als die dazwischen liegenden Furchen. Die Oberfläche der Rippe ist sehr flach.

Rippen und Furchen verschwinden bei den beiden Arten in einer geringen Entfernung vom Rande.

Im allgemeinen kann man nicht sagen, daß sich die beiden Arten durch die relative Breite von Furchen und Rippen unterscheiden. Das zeigen sowohl die Abbildungen bei Barrande als auch die zahlreichen Vergleichsstücke aus der Sammlung des Grazer Geologischen Universitätsinstitutes. Doch scheinen die Furchen bei *Scutellum formosum* im allgemeinen etwas enger zu sein als bei der anderen Art.

Sehr bemerkenswert ist die Ornamentierung des Pygidiums von *Scutellum formosum*. Die feine Streifung, welche die Art besonders auszeichnet, erscheint auf den hervorragenden Rippen und auf der Achse. Die Streifen stehen sehr schief und stehen eng gedrängt. Einzelne Streifen teilen sich zwei- oder dreimal und queren die Richtung der anderen Streifen.

Die Streifung des Pygidiums von *Scutellum paliferum* hat eine ganz andere Beschaffenheit. Auch hier fehlt sie nur in den Furchen. Die Streifung ist unregelmäßig, aber in der Haupttrichtung dem Rande parallel angeordnet. Sie ist so fein, daß sie mit freiem Auge schwer wahrgenommen werden kann, während sie bei *Scutellum formosum*, wie die Exemplare in der Grazer Sammlung zeigen, sofort zu sehen ist.

Daß Barrande im Supplementband (S. 129) eine besondere Art der Ornamentik des *Scutellum paliferum* beschreibt, sei hier nur erwähnt, da diese Auseinandersetzung für unsere Erörterungen keinerlei Bedeutung hat.

Die Streifung ist bei Stücken von der Art, wie sie vom Erzberg vorliegen, das einzige wirklich sichere Merkmal zur Trennung der beiden Arten.

Bei einem Vergleich der eben gegebenen Erörterungen mit der früheren Beschreibung wird es klar, daß für den Rest vom Sauberg nur *Scutellum formosum* in Betracht kommen kann.

Man könnte nun auch — wie Stache — an *Scutellum rhinoceros* Barr. denken. Es scheint — gleichsam in Parenthese bemerkt — eigentlich unnötig zu sein, auf die früher erwähnte Bemerkung einzugehen, daß *Scutellum formosum* und *Scutellum rhinoceros* idenisch seien. Daber sei nur bemerkt, daß die Wölbungsverhältnisse, der Verlauf der Artikulationslinie, das Rudiment der Achse, die hoch oben liegende Teilung der Medianrippe und die glatte Oberfläche scharfe Unterschiede ergeben.

In den folgenden Zeilen wird die Charakteristik des *Scutellum rhinoceros* hinsichtlich des Pygidiums im Vergleich zu dem vorliegenden Erzberger Stück durchgegangen (Barrande, Supplement, S. 132, Taf. 9, Fig. 12—19).

Das Pygidium von *Scutellum rhinoceros* hat einen halbelliptischen Umriss. Das mittlere Verhältnis von Länge zu Breite ist gleich 4 : 5. Das kommt für unsere Verhältnisse nicht in Betracht.

Die Oberfläche ist in der Mitte flach gewölbt, biegt sich dann ein, um eine breite, dem Rand parallele Einmuldung zu bilden, welche sich viel stärker emporrichtet als bei *Scutellum paliferum*. Das ist ein ausgezeichnetes Merkmal. Das Erzberger Exemplar hat einen ganz flachen Rand.

Die Linie der Artikulation ist derart leicht nach hinten gebogen, daß das Maximum der Breite sich in geringer Entfernung vom Thorax befindet. Diese Verhältnisse sind an unserem Erzberger Exemplar nicht zu sehen.

Das Rudiment der Achse ist bei *Scutellum rhinoceros* ein stark erhobenes Dreieck. Es nimmt ein Fünftel der größten Breite ein. Es ist durch zwei der Achse parallele Furchen trilobiert. Die Furchen begrenzen einen mit einem starken Relief ausgestatteten Medianlobus. Der Medianlobus ist schmaler als die Mittelrippe bei ihrem Beginn. Der Lobus ist deswegen bemerkenswert, weil er sich in seinem vorderen Ende teilt, was man bei keiner anderen Art sehen kann. Für unsere Erörterungen kommen diese Verhältnisse nicht in Betracht.

Die mediane Rippe hat in ihrem vorderen Teil eine Breite, welche beiläufig doppelt so groß ist als jene der anstoßenden seitlichen Rippen. Sie teilt sich nach dem ersten Drittel ihrer Länge in zwei Hälften, welche den benachbarten Rippen in der Breite gleich sind. Diese Verhältnisse sind nicht mit Sicherheit auf unserem Erzberger Exemplar zu sehen.

Die sieben lateralen Rippen zeigen eine beiläufig gleiche Breite, welche etwa doppelt so groß ist als jene der Furchen, welche sie trennen. Auf unserem Erzberger Exemplar sind die Furchen viel schmaler.

Die Oberfläche aller Rippen ist deutlich gewölbt, aber der Grund der Furchen ist flach. Die Rippen und Furchen verschwinden in einiger Entfernung vom Rande.

Die Oberfläche des Pygidiums ist glatt in allen Teilen, was ein weiterer Unterschied gegenüber dem Exemplar vom Erzberg ist.

Aus dem Vergleich wird es klar, daß unser Erzberger Exemplar nicht das *Scutellum rhinoceros* sein kann.

Barrande hat in seinem großen Trilobitenwerk (S. 854, Taf. 47, Fig. 32, 33) einen Trilobiten beschrieben, den er *Bronteus Kutorgai* genannt hat. Es lagen ihm nur Bruchstücke von Pygidien vor. Novak (Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients, III. Bd., S. 53, Taf. XI, Fig. 15—28, Taf. XII, Fig. 3—9) hat den Nachweis erbracht, daß diese Pygidien zu *Bronteus viator* Barr. gehören. Der Name *Bronteus Kutorgai* Barr. ist daher zu streichen und für die von Barrande beschriebenen und abgebildeten Pygidien (Taf. 47, Fig. 20—22) ist ein neuer Name aufzustellen, da sie nicht zu *Bronteus viator* gehören. In den folgenden Zeilen wird eine kurze Charakteristik des Pygidiums von *Scutellum viator* gegeben, welche eine Kombination der Angaben von Barrande und Novak und von Beobachtungen an einem Exemplar darstellen.

Die Oberfläche des Pygidiums von *Scutellum viator* ist im Zentrum mäÙig gewölbt. Gegen den Rand zu tritt Abflachung ein. Die Artikulationslinie ist anfangs gerade, dann ist ein flacher Bogen nach rückwärts vorhanden, so daß die größte Breite des Pygidiums nahe dem Thorax liegt.

Das Rudiment der Achse ist dreieckig und ziemlich erhaben. Seine Breite beträgt etwas mehr als ein Viertel der größten Breite des Pygidiums. An der Oberfläche bemerkt man zwei fast parallele Furchen,

durch welche die Achse in drei Loben zerlegt wird. Der mittlere der drei Loben ragt stärker hervor und ist vorne so breit wie die unpaare Rippe an ihrem Ursprung.

Die Medianrippe ist doppelt so breit wie die anstoßenden seitlichen Rippen. Sie verbreitert sich von dem Achsenrudiment an langsam und teilt sich erst sehr weit unten, nahe dem Hinterrande. Diese Teilung geschieht am Anfang des letzten Drittels der Länge des Pygidiums.

Von den sieben Rippen sind die fünf inneren gleich breit, die beiden äußeren aber wesentlich breiter.

Alle Rippen sind stark gewölbt und sehen geradezu halbzyklindrisch aus. Ihr Profil ist etwa ein Kreisbogenstück.

Die Furchen, welche die Rippen trennen, sind im Grunde flach und erreichen gegen den Rand zu eine Breite gleich jener der Rippen. Im oberen Teil sind sie sehr schmal. Die Rippen sind aber hinten nicht wesentlich breiter als die sie trennenden Furchen.

Die Oberfläche der Rippen und Furchen ist mit starken Streifen verziert, welche mit freiem Auge sehr deutlich zu sehen sind und beinahe dem Rande parallel verlaufen. Doch gibt es auch Exemplare, auf welchen die Skulptur so schwach ist, daß sie fast glatt erscheinen.

Auf den Rippen sind die Streifen sehr gedrängt und ein wenig unregelmäßig. Die meisten Streifen erstrecken sich über die ganze Breite einer Rippe, aber dazwischen gibt es andere, welche kürzer sind. Teilweise anastomosieren sie auch. Vielfach sind die Furchen glatt.

An der Oberfläche der Furchen sieht man nur kurze, zerstückelte und unterbrochene Streifen in der Art, daß zwei bis vier die Furche einnehmen.

Die größten Pygidien erreichen 80 mm Länge und 100 mm Breite, gleichen also in dieser Richtung dem *Scutellum paliferum*.

Die starke Wölbung, die Skulptur und die breiten Furchen des *Scutellum viator* zeigen, daß diese Art nicht mit dem vorliegenden Trilobiten des Erzberges verglichen werden kann.

Scutellum formosum Barr. kommt in Böhmen in der Stufe *g α* vor und ist aus dem Unterdevon des Seekopfsockels im Wolaier Gebiete bekannt geworden.

Scutellum cognatum Barr.

(Taf. III, Fig. 3, 4, 5.)

Stur berichtet, daß Habertelner nach dem Fund, den er im Jahre 1865 gemacht hat, neuerlich vier Pygidien von *Scutellum* fand. Das Gestein wird als dunkelgrauer Kalk angegeben. Die Fundstätte ist der Sauberger Kalk des Steinbruches am Sauberge.

Stur berichtet ferner über die Äußerung von Barrande, welchem die Versteinerungen vorgelegt worden waren (II, S. 57): „Die Pygidien des *Bronteus* nähern sich jenen der Arten *Bronteus Brongniarti* Barr. und *Bronteus Dormitzeri* Barr. durch ihre deutliche Wölbung; sie sind aber verschieden durch ihre Achse und ihre mehr ausgesprochenen Rippen und durch das Vorhandensein von Querstreifen. Diese Form scheint neu zu sein und könnte *Bronteus cognatus* Barr. genannt werden.

An ihrem Fundort scheint sie gewuchert zu haben, da sie in allen Stücken zu finden ist. Es ist dies ein neues Element, das die Schichten vom Erzberg der Etage *F* oder *G* Barrandes näherbringt, welche beiden den *Bronteus Brongniarti* enthalten.“

Stur fügt hinzu, daß „die Stücke mit dem *Bronteus cognatus* Barr. nicht demselben Kalk angehören, in welchem *Bronteus palifer* gefunden worden ist. Sie sind dunkel gefärbt und gehören wohl hangenderen Schichten an, demselben Niveau, in welchem der *Chaetetes bohemicus* gesammelt wurde“.

Von dem höchst interessanten Trilobiten liegen vor:

1. ein ausgezeichnet erhaltenes Exemplar eines Pygidiums, an welches die folgende Beschreibung anknüpft; in den folgenden Auseinandersetzungen wird es als Exemplar 1 bezeichnet (Taf. III, Fig. 4, 5);

2. ein nicht so vollständig erhaltenes Pygidium (Taf. III, Fig. 3) mit dem zugehörigen negativen Abdruck; in den folgenden Auseinandersetzungen als Exemplar 2 bezeichnet, doch wird es nur erwähnt, wenn die Beschreibung nur an dieses Exemplar anknüpft; wenn nichts weiter gesagt wird, bezieht sich die Beschreibung auf das Exemplar 1.

Neben dem Exemplar 2 liegt ein Pygidium, das im folgenden als *Scutellum* sp. beschrieben wird. Dieses Pygidium scheint früher für *Scutellum paliferum* gehalten worden zu sein.

Das Exemplar 2 ist etwas abgerieben und zeigt alle Konturen recht stark verflacht.

In den folgenden Zeilen werden einige Größenverhältnisse gegeben:

	Ex. 1	Ex. 2	<i>Sc. Brongniarti</i>		<i>Sc. Dornitzeri</i>			<i>Sc. campanifer</i>	
			Inst.	Taf. 46	Inst.	Taf. 48		Inst.	Taf. 44
						F. 45	F. 39		
Länge	26	17	28	35	35	36	43	50	53
Breite	24	—	32	40	42	43	52	62	60
Größte Höhe	11	—	14	17	15	—	—	21	—
Länge: Breite	1·1	—	0·9	0·9	0·8	0·8	0·8	0·8	0·9
Länge: Höhe	2·4	—	2·0	2·0	2·3	—	—	2·4	—
Breite: Höhe	2·2	—	2·3	2·3	2·8	—	—	3·0	—

Die mit Inst. bezeichneten Zahlen wurden an Exemplaren des Geologischen Institutes der Grazer Universität gemessen. Die Bezeichnung Taf. und F. bezieht sich auf Tafeln und Figuren in Barrandes Werk.

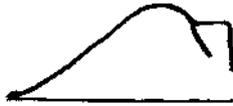
Breite und Länge wurden in der Ebene der betreffenden Projektion gemessen.

Die Zahlen zeigen, daß *Scutellum cognatum* mit *Scutellum Brongniarti*, *Scutellum Dornitzeri* und *Scutellum campanifer* nicht vereinigt werden kann. Trotzdem wird in den folgenden Zeilen der Vergleich durchgeführt werden.

Die größte Breite des Pygidiums von *Scutellum cognatum* liegt nahe dem Thorax. Die Artikulationslinie ist nur wenig kürzer; sie

mißt 22 mm. — Das sind Verhältnisse, welche dem *Scutellum Brongniarti*, *Scutellum Dormitzerei* und *Scutellum campanifer* ähnlich sind.

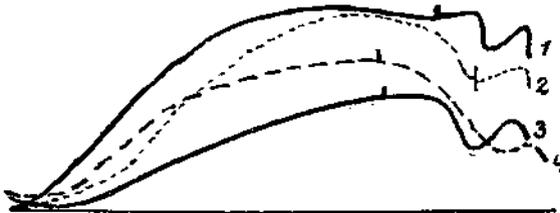
Die größte Wölbung (Textfiguren 12, 13) liegt an der Grenze des ersten und zweiten Drittels des Pygidiums. Von dieser Höhe senkt sich das Profil gegen den Hinterrand in gleichmäßiger, flacher Biegung



Textfig. 12. *Scutellum cognatum*, Längsprofil des Pygidiums.



Textfig. 13. *Scutellum cognatum*, Querprofil des Pygidiums an der höchsten und breitesten Stelle.



Textfig. 14. Längsprofillinien von 1. *Scutellum Brongniarti*, 2. *Scutellum cognatum*, 3. *Scutellum Dormitzerei*, 4. *Scutellum campanifer*. Der senkrechte kurze Strich zeigt die Lage des hinteren Endes des Achsenrudimentes.

herab; gegen die Artikulationslinie aber findet zuerst ein steiler Abstieg statt, der dann mit einem stumpfen Winkel zum Achsenrudiment aufbiegt. Der Vorderrand des Achsenrudimentes setzt gegen die Artikulationsfläche mit einem rechten Winkel ab (Textfigur 12).

Wegen der Lage und der Verhältnisse der Wölbung kann das Pygidium nicht mit einem Viertel eines Ellipsoides verglichen werden.

Die Wölbung sinkt, was nur in der Richtung der größten Länge zu beobachten ist, gleichmäßig gegen den Rand herab. Am Rande liegt eine kleine Umkehr in der allgemeinen Gefällsrichtung des Pygidiums; der Saum ist nämlich nicht aufgebogen, aber horizontal. Der Limbus des Randes scheint hinter der Medianrippe etwas breiter zu sein als bei den anderen Rippen.

Bei *Scutellum Brongniarti* Barr. ist die Wölbung weniger scharf und die Profilinie geht gegen das Achsenrudiment in flacher Biegung herab, um dann plötzlich gegen das „genou articulaire“ abzusteiigen. Diese Verhältnisse sind ganz anders als bei *Scutellum cognatum*.

Bei *Scutellum Dormitzerei* ist das Achsenrudiment der kulminierende Teil der Wölbung; bei *Scutellum cognatum* liegt es unter der größten Wölbung. Daher sind die Wölbungsverhältnisse vollständig verschieden.

Scutellum cognatum hat mit *Scutellum Brongniarti* die starke Wölbung des Pygidiums gemeinsam, aber die Wölbungsverhältnisse sind ganz andere. Bei *Scutellum Brongniarti* ist die größte Wölbung sehr weit hinten gelegen und sie geht dann in eine fast gerade Profilinie über, welche auch noch das Rudiment der Achse umfaßt. Daher ist *Scutellum Brongniarti* auf der Höhe des Pygidiums geradezu abgeplattet und es sind die Wölbungsverhältnisse vollständig von *Scutellum cognatum* verschieden. Auch ist der horizontale Limbus des Randes bei *Scutellum Brongniarti* wesentlich breiter.

Bei *Scutellum campanifer* liegt die größte Wölbung nahe dem Vorderende und sie steigt von da an flach zum Hinterrande ab, aber in die größte Wölbung ist noch das Rudiment der Achse eingeschlossen. Daher besteht zu *Scutellum cognatum* keine Beziehung.

Die Artikulationslinie ist nur im rechten Teil des Exemplars 1 so gut erhalten, daß man etwas mehr als die Hälfte davon sieht. Sie ist gerade und hat nur ganz am seitlichen Rande eine bogenartige Begrenzung, welche nur einen kleinen Radius haben kann und in die seitliche Begrenzung übergeht (wie bei *Scutellum Dormitzeri*).

Aus diesen Verhältnissen ergibt sich, daß die größte Breite des Pygidiums sehr nahe dem Thorax liegt. Die Artikulationslinie ist 22 mm lang.

Auch bei *Scutellum Brongniarti*, *Scutellum Dormitzeri* und *Scutellum campanifer* ist die Artikulationslinie gerade.

Das Rudiment der Achse erscheint auf dem Exemplar 2 als ein erhaben hervortretender, hinten rundlicher, vorne durch die gerade Artikulationslinie begrenzter Knopf.

Das Exemplar 1 zeigt dieselben Verhältnisse, nur tritt das Achsenrudiment sowohl in der Draufsicht als auch im seitlichen Profil sehr scharf hervor. Es fehlt jede Spur einer Furche und damit auch einer Lobation. Die Größenmaße sind folgende:

Breite des Achsenrudimentes	7 mm
Länge des Achsenrudimentes	3 mm
Länge der Artikulationslinie	22 mm

Die Breite des Achsenrudimentes ist daher ein Drittel der Länge der Artikulationslinie.

Scutellum Dormitzeri hat auch keine Lobation des Achselrudimentes, aber dieses hat eine andere Form.

Bei *Scutellum Brongniarti* sind ganz andere Verhältnisse vorhanden. Das Rudiment der Achse liegt in der Höhe der Wölbung und tritt daher im seitlichen Profil nur wenig hervor. Dasselbe ist bei *Scutellum campanifer* der Fall.

Die Zahl der Rippen beträgt 7 + Medianrippe + 7. Alle Rippen treten sehr scharf hervor, was einen großen Gegensatz zu den drei in Vergleich stehenden Arten Barrandes bedeutet. Alle Rippen und Furchen verschwinden kurz vor dem Limbus des Randes.

Die Medianrippe mißt vom Hinterende des Achsenrudimentes bis zum Hinterrande 20 mm. Sie ist auf ihrem ganzen Verlauf mindestens doppelt so breit wie die benachbarten Rippen. Ähnliche Verhältnisse

zeigen *Scutellum Brongniarti* und *Scutellum Dormitzeri*; bei dem ersteren ist nur eine Spur von Bifurkation zu sehen.

Die Medianrippe ist geteilt. Bei dem Exemplar 2 beginnt die Teilung nach dem ersten Drittel der Länge von oben her gerechnet, ist aber auch im ersten Drittel, fast bis zum Rudiment der Achse in Spuren zu sehen. Die beiden geteilten Äste haben dieselbe Breite wie die anstoßenden Rippen.

An dem Exemplar 1 sieht man den Beginn der Teilung nach dem ersten Drittel der Länge; im weiteren Verlauf nach unten zu ist nichts mehr zu sehen, da das Exemplar beschädigt ist. Der oberste Teil der Medianrippe ist, abgesehen von jener spurenweisen Einmündung im ersten Drittel, flach.

An dem Exemplar 1 sind alle sieben seitlichen Rippen auf der linken Seite des Pygidiums deutlich zu sehen. Auf der rechten Seite sind nur sechs Fragmente zu sehen.

An dem Exemplar 2 sind auf der rechten Seite sechs, auf der linken Seite 5 Rippen zu sehen.

Die seitlichen Rippen 7, 6, 5 und 4 gehen unter einer sehr geringen Zunahme der Breite gegen den Rand in einer fast geraden Linie herab.

Die Rippen 2 und 3 aber nehmen von oben gegen den Rand fast um die doppelte Breite zu. Sie verlaufen ebenfalls gerade.

Die Rippen 7 bis 2 haben eine gewölbte Oberfläche und sinken so gegen die scharfen Furchen herab. Die Rippen zeigen auf der Oberfläche kleine Höckerchen.

Die Rippe 1, also die äußerste, zeigt im zweiten Drittel ihres Verlaufes einen starken und sehr markierten Höcker. Zwischen der Rippe 1 und der Ecke des Pygidiums (bei der Umbiegung der Artikulationslinie in die seitliche Begrenzung) liegt ein kleines, flaches, etwa dreieckiges Stück der Oberfläche.

Eine im Gegensatz zu den anderen flachen Rippen angeschwollene erste Rippe haben auch *Scutellum Dormitzeri* und *Scutellum Bogniarti*.

Die Furchen sind auf ihrem ganzen Verlauf sehr deutlich. Sie sind gegenüber der Breite der Rippe sehr schmal und erscheinen daher als scharfe Einschnitte, obwohl sie einen flachen Grund haben.

Auch bei den drei in Vergleich stehenden Barrandeschen Arten sind die Furchen ebenfalls schmal. Bei *Scutellum Brongniarti* treten sie gar nicht deutlich hervor.

Die Skulptur der Oberfläche ist sehr bemerkenswert. An dem Exemplar 1 sieht man die schon erwähnten kleinen Höckerchen auf den Rippen. Daneben gibt es eine sehr feine Punktierung, die unregelmäßig zu sein scheint.

Das Exemplar 2 läßt es nicht sicher erkennen, ob nicht eine Streifung vorhanden ist.

Die Oberflächenskulptur der zu vergleichenden Barrandeschen Arten ist ganz anders. *Scutellum Dormitzeri* hat eine aus Streifen bestehende Skulptur und *Scutellum Brongniarti* hat Einhöhungen und Streifen.

Hinsichtlich der Skulptur gehört *Scutellum cognatum* zur Gruppe 7 Barrandes, nämlich zu den *Brontei* mit granulierter Oberfläche.

Es ist in dieser Richtung an den bekannten und weit verbreiteten *Bronteus granulatus* anzuschließen¹⁾.

Die Skulptur des *Scutellum granulatum* wurde von Whidborne in folgender Weise charakterisiert: „Ribs marked with more or less fine tubercles irregularly arranged, averaging four on the whit of the rib near the margin, divided by smooth flat grooves, much narrower than the ribs, and terminating suddenly near the margin.“

Scutellum sp.

Taf. III, Fig. 6, 7.

Diese Form ist ein Bruchstück eines Pygidiums (Taf. III, Fig. 7), das auf demselben Gesteinsstück liegt, wie das Exemplar 2 des *Scutellum cognatum*. Es ist auf dem beiliegenden Zettel als *Bronteus palifer* bezeichnet.

Auf den ersten Blick könnte es beinahe den Anschein haben, daß ein Innenabdruck des *Scutellum paliferum* vorliegt — solche hat Barrande in seinem Hauptwerk auf Taf. 45, Fig. 11, und im Supplementband auf Taf. 16, Fig. 21, abgebildet. Aber die Biegungsverhältnisse des vorliegenden Restes zeigen, daß es sich nicht um einen Innenabdruck handeln kann.

Ferner ist noch ein zweites kleines Stück vorhanden (Taf. III, Fig. 6), das nur mit einiger Wahrscheinlichkeit an den abgebildeten Rest angeschlossen werden kann.

Der größere Rest zeigt links die mediane Rippe als ein kurzes Bruchstück. Daß es sich um die mediane Rippe handelt, wird durch ihre Breite nachgewiesen, welche doppelt so groß ist als die der anderen. Der Abschnitt mit der Teilung ist nicht erhalten. Rechts davon liegen drei dünne, sich nur mäßig verbreiternde Rippen. Der Zwischenraum zwischen ihnen und zwischen der innersten und der medianen Rippe ist sehr wesentlich breiter als die Breite der seitlichen Rippen.

Links unten ist ein Stück des Außenrandes erhalten. Es zeigt sich, daß der größte Teil des Fragmentes horizontal ist und daß das Pygidium dann gegen den Rand ziemlich unvermittelt hinabbiegt. Von einer Skulptur ist nichts zu sehen.

Die Hauptfrage an diesem Rest ist die Beschaffenheit des Randes. Es sieht stellenweise so aus, als ob er Zacken gehabt hätte. Dann wäre es *Thysanopeltis*, wofür auch die Breitenverhältnisse von Furchen und Rippen sprechen. Eine Entscheidung darüber wage ich nicht zu treffen.

Hinsichtlich des Breitenverhältnisses von Rippen und Furchen kommen folgende Trilobiten Barrandes in Betracht:

Scutellum elongatum Barr., (Taf. 44) — hat andere Wölbungsverhältnisse und ist zu klein.

¹⁾ Hinsichtlich des *Scutellum granulatum* siehe Holzapfel, Abhandl. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F. 16, 1895, S. 13. — Paeckelmann, Abhandl. Preuß. Geol. Landesanstalt, N. F. 71, S. 168; 91, S. 15. — Whidborne, Pal. Soc. 42, S. 40. — Gortani, Pal. ital. XVII, 1911, S. 214. — R. Richter, Abh. Preuß. Landesanstalt, N. F. 99, S. 120, 121; Senckenbergiana, 1925, S. 239.

Scutellum caelebs Barr. (Taf. 44, 46) — hat etwas gebogene Rippen, während der Erzberger Trilobit gerade Rippen hat.

Scutellum furcifer Barr. (Taf. 48 und Suppl. Bd., Taf. 11) — hat etwas gebogene Rippen und andere Wölbungsverhältnisse.

Scutellum Billingsi Barr., (Taf. 11 des Suppl. Bd.) — hat etwas gebogene Rippen und eine gekörnelte Oberfläche.

Das in Erörterung stehende Exemplar vom Sauberg ist zu fragmentarisch erhalten, um wirklich bestimmbar zu sein. Da die Hauptfrage, nämlich die Frage nach dem Vorhandensein oder Fehlen von Dornen an Rande, nicht zu entscheiden ist, wird die Versteinerung als *Scutellum* sp. bezeichnet, unter Hinweis auf die Abbildungen von *Thysanovettis* bei Barrande (Taf. 47, Suppl. Bd., Taf. 16, 31).

Stratigraphische Bemerkungen.

D. Stur (IV, S. 95) hat aus den Versteinerungen des Erzberges den richtigen Schluß gezogen. Sie zeigen, daß „die drei Hauptetagen der obersilurischen oder dritten Fauna Barrandes *E*, *F* und *G* in den nordöstlichen Alpen angedeutet“ sind. Diesen Schluß hat Barrande ebenfalls gezogen, wie Sturs Bemerkung (II, S. 57) zeigt: „Übrigens ist Herr Barrande ebenfalls der Meinung, daß die bisherigen Funde von Silurpetrefakten aus der Steiermark der dritten silurischen Fauna angehören.“

Auch E. Suess (in Stur, I, S. 273) ist der Meinung, daß die dritte Fauna Barrendes vorliege, und er schreibt: „Ob diese Gesteine mehr der Stufe *E*, ob sie mehr *F* entsprechen, ob beide Stufen vertreten seien oder ob die untergeordneten Glieder der alpinen Silurbildungen überhaupt den böhmischen Gruppen so genau entsprechen, alles das läßt sich heute noch nicht feststellen.“

Die im folgenden gegebene tabellarische Übersicht zeigt, daß die Bestimmung der Etagen *e*, *f* und *g* zurecht besteht.

Es ist wahrscheinlich, daß es sich bei der Vertretung der Stufe *g* um deren untersten Teil, um *g* α , handelt.

Die Untersuchungen des Erzberges nach dem Jahre 1866 haben sich zwar mit der Frage der Genesis des Erzlagers und mit dem tektonischen Bau beschäftigt, ohne auch nur den Versuch zu machen, stratigraphisch und damit auch tektonisch die Bedeutung der bekannten Versteinerungen auszunützen — ganz in Verkennung der Tatsache, daß eine gesicherte Stratigraphie die einzig mögliche Grundlage einer gesunden Tektonik sein kann.

So sehen wir in den Darstellungen K. A. Redlichs (Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, IX, 1916, XV, 1922) die Stratigraphie nicht einmal in der Rolle eines Statisten, eher in jener einer dekorativen Kulisse! Wir sehen, daß Redlich sich mit der Folge Porphyroid—Tonschiefer und Quarzitgruppe—Kalk begnügt.

Auch die schönen Untersuchungen von Kern (Berg- und hüttenmännisches Jahrbuch, 75, 1925) haben keine Stratigraphie und keine Auswertung bekannter stratigraphischer Daten gebracht.

	Gloriette	Schiefer u. Lydit des Sauer- brunngr.	hell- gelblicher Kalk	dunkel- grauer Kalk	Böhmen				Karnische Alpen	Sonstige wichtige Vorkommen
					ea	eß	f	g		
<i>Petraia belatula</i> Pošta	+	.	.	.	ga		
<i>Favosites bohemicus</i> Barr.	+	.	.	+	ga gγ		Orthoceras-Schiefer des Ruppachtales
<i>Spirigera obovata</i> Sow.	+	.	.	+	+	.	.	Kokkalk, Car- diolahorizont	Wiedatal im Harz
<i>Cyrtina heteroclyta</i> v. Buch.	+	+	.	Mitteldevon	Unter-, Mittel- und Oberdevon
<i>Rhynchonella</i> sp.	+		
Gastropodenschnitte	+	+		
Bivalvenschnitte	+		
<i>Orthoceras</i> sp.	+		
„ <i>Cyrtoceras</i> “ sp.	+		
„ <i>Orthoceras</i> “ sp.	+		
<i>Scutellum paliferum</i> Beyr.	+	.	.	.	+	.		
<i>Scutellum formosum</i> Barr.	+	.	.	.	ga	Unterdevon	
<i>Scutellum cognatum</i> Barr.	+		
<i>Scutellum</i> sp.	+		

Spengler hat in den Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte, Blatt Eisenerz—Wildalpe (Wien, 1926), folgende Glieder unterschieden:

1. Silurschiefer, darin die schwarzen Schiefer mit dem *Orthoceras* (= Dienten); er rechnet auch hieher die Sandsteine, in denen ich später *Caradoc* nachgewiesen habe.

2. Erz-führender Kalk des Silur und Devon.

Den Porphyroid, den Spengler überall zwischen den Silurschiefern und dem Kalk fand, stellt er in das Silur.

Wesentlich weiter ist Hiesleitner auf demselben Wege gekommen (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1929, S. 207). Er unterscheidet:

a) Schichten unter dem Porphyroid, d. s. Tonschiefer, Sandsteine, Kieselschiefer, graphitische Kalkschiefer, Kalke.

b) Porphyroid, den er als Angehörigen der silurischen Schichtenfolge ansieht.

c) Tonschiefer, Sandstein und Quarzit zwischen Porphyroid und Kalk.

d) Erz-führender Kalk.

Vor kurzer Zeit haben Redlich und Preclik (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1930, S. 235) den Porphyroid — nebenbei gesagt, das einzige Schichtenglied, das nicht mit der Schichtenreihe der Karnischen Alpen und Karawanken vergleichbar ist — als Liegendes einer Schichtenfolge von sandig-schiefrigem Charakter festgestellt und haben damit die Beobachtungen Hiesleitners bestätigt; in dieser Schichtenfolge liegen einerseits Kieselschiefer, andererseits aber, wie die schöne Karte von Hiesleitner zeigt, jener Sandstein, aus welchen ich vor kurzem *Caradoc*-Versteinerungen bekanntgemacht habe. Über dieser sandig-schiefrigen Folge liegt der Erz-führende Kalk mit einer Schubfläche (siehe dazu Heritsch, Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 1910, S. 697). Die von Heritsch ausgeführte Auffassung, daß hier eine Bewegungsfläche liege, wird bestärkt durch die sogenannten Kalkschiefer (Redlich-Preclik, S. 237) und durch Angels Beschreibung der „Erze mit den Jahresringen“ als tektonische Produkte.

Am Erzberg scheint — vielleicht infolge der erwähnten Bewegungsfläche — das kalkig entwickelte Obersilur zu fehlen, das sonst in dem Gebiete vorhanden ist, wie die dunklen Kalke des Krumpalpels auf der Südseite des Reichensteins zeigen, welche gleich dem Kokkalk sind.

Damit wäre eigentlich schon der Vergleich mit der normalen Stratigraphie des südalpinen Altpaläozoikums durchgeführt. Wir haben eine Vertretung der Kieselschieferfazies in den Gesteinen des Sauerhrunngrabens als tektonisch tiefste Schichtengruppe des Gebietes, so wie in den Karnischen Alpen die mächtige Entwicklung der Graptolithenschiefer von der kalkreichen Serie getrennt ist.

Darüber liegt der Porphyroid als Unterlage einer Schichtenreihe, die mit dem *Caradoc* beginnt, spärlich entwickelte Kieselschiefer des Obersilur und dunkle Kalke desselben Alters enthält und mit dem kalkig entwickelten Devon weitergeht.

Damit ist auch der Schubmassenbau nachgewiesen, an dem man nach den schönen Profilen von Hiesleitner nicht mehr zweifeln konnte.

Bemerkenswert ist der Bestand der sogenannten Zwischenschiefer, in welchen Redlich und Preclik (l. c. S. 242) folgende Glieder nachgewiesen haben: grobe und feine Sandsteine, sandige Kalke, serizitreiche, feingeschlemmte Tonschiefer, graphitreiche Tonschiefer, schwarze Kiesel-schiefer, Kalke (darunter auch dunkle Kalke von der Art wie am Krumpalpel [= Kalkkalk]). Die sogenannten Zwischenschiefer, die ein Komplex der lebhaftesten Durchbewegung und der Erzbergbasis gleich sind, können mit ihrem dem Caradoc-Obersilur vergleichbaren Bestande als Beweis für die von mir 1910 ausgesprochenen Annahme einer Schuppenbildung im Körper des Erzberges gelten.

Die Versteinerungen vom Erzberg haben aber nicht nur eine stratigraphisch-tektonische Bedeutung im Sinne einer Aufklärung lokaler Verhältnisse. Es kommt ihnen auch eine regionale Bedeutung zu.

Im benachbarten Paläozoikum von Graz fehlen Kalke von der Art des Sauberger Kalkes als Vertreter der Stufen f und $g\alpha$; denn diese Schichten sind in einer anderen Fazies entwickelt.

Es wird daher schwierig sein, im Sinne gewisser tektonischer Spekulationen das Altpaläozoikum der Grauwackenzone an jenes von Graz direkt anzuschließen, was Stauh nicht getan hat, da er das Paläozoikum von Graz zu seiner steirischen Decke zählt.

Das Sedimentationsgebiet der Grauwackenzone bei Eisenerz ist in der Zeit der Stufe f und des untersten Mitteldevons in direkter Verbindung mit Böhmen gewesen, da Gesteine abgelagert wurden, welche gleichsam dem Slivenetzer Kalk vergleichbar sind. Erst im Mitteldevon (über $g\alpha$) werden Verhältnisse hergestellt, welche dem Paläozoikum von Graz gleich sind. Das Paläozoikum von Graz, das im Unterdevon eine der Konjegrusfazies ähnliche Fauna enthält, gleicht sich im Mitteldevon — so wie die Karnischen Alpen — der rheinischen Entwicklung an, so daß also von Mähren über die Grauwackenzone und das Grazer Gebiet in die Karnischen Alpen ein gleichartiges Sedimentationsgebiet vorhanden ist.

Ein direkter Anschluß des Gebietes von Eisenerz an das Unterdevon und unterste Mitteldevon der Karawanken und Karnischen Alpen ist nicht einfach anzunehmen. Das einzige, auf den ersten Blick vielleicht in Betracht kommende Gestein ist der rote Kalk des Pasterk bei Bad Vellach, der das *Scutellum transversum* Barr. führt (hinsichtlich der Fauna siehe Heritsch, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1927, S. 166). Aber das Gestein ist doch ganz anders als der Sauberger Kalk. Dagegen ist der rote Krinoidenkalk des Gebietes von Bad Vellach dem Sauberger Kalk, wenn man von der Durchbewegung des letzteren absieht, sehr ähnlich (bezüglich der Fauna siehe Heritsch, l. c. S. 167).

Mit dem Devon der Karnischen Alpen besteht keine direkte Parallele, da das Mitteldevon als Riffkalk oder Goniatitenkalk, die Stufe f als ein dem Kalk von Konjegrus sehr ähnliches Sediment entwickelt ist.

In den höheren Teilen der altpaläozoischen Schichtenfolge des Eisenerzer Gebietes scheint sich der Gegensatz, soweit die heutigen

Kennnisse reichen, zu den anderen Devongebieten auszugleichen, da Riffkalke mit *Heliolites porosus* entwickelt sind.¹⁾ Es herrschen in Mitteldevon der Alpen uniforme Verhältnisse.

So ergeben die paar Versteinerungen vom Erzberg Ausblicke auf große Zusammenhänge, aber sie eröffnen auch die Sicht auf ein weites Arbeitsfeld: die stratigraphische Gliederung der Reichenstein-Wildfeldgruppe, auf deren Lösung hinzusteuern die Aufgabe der nächsten Zeit sein wird.

¹⁾ Dazu auch die Kalke der Vordernberger Mauer mit *Syringopora eifelensis* Schlüter (Heritsch, Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1927, S. 68).

Tafelerklärung.

- Fig. 1. *Scutellum paliferum* Beyr. Großes Exemplar.
 Fig. 2. *Scutellum paliferum* Beyr. Kleines Exemplar.
 Fig. 3. *Scutellum cognatum* Barr. Exemplar 2.
 Fig. 4. *Scutellum cognatum* Barr. Exemplar 1 von oben.
 Fig. 5. *Scutellum cognatum* Barr. Exemplar 1 von der Seite.
 Fig. 6. *Scutellum* sp. Schlecht erhaltenes Stück.
 Fig. 7. *Scutellum* sp. Exemplar, das mit *Scutellum cognatum* (Fig. 3) zusammen auf einem Gesteinsstück liegt.
 Fig. 8. *Scutellum formosum* Barr.
-



1



3



2



4



5



6



7



8

Die Vererzung der Zink-Bleierz-Lagerstätte von Raibl (Cave del Predil).

Von A. Tornquist, Graz.

(Mit 3 Tafeln.)

I. Einleitung.

Die Zink-Bleierz-Lagerstätte von Raibl (Cave del Predil) bei Tarvis (Tarvisio) in den Julischen Alpen gehört seit langem zu den bestbekanntesten, bereits durch die Untersuchung von Pošepny¹⁾ klassisch gewordenen Erzlagerstätten der Ostalpen. Ihre geologischen und bergbaulichen Verhältnisse in der an Verwerfungen in die Tiefe eingebrochenen Triasscholle des Kleinen Königsberges westlich Raibl sind im Jahre 1873 von Pošepny und im Jahre 1913 wiederum in ausführlicher Weise von Maximilian Kraus²⁾ beschrieben worden.

Die nachfolgende Studie stellt eine Ergänzung unserer Kenntnisse von dieser Lagerstätte in zweifacher Richtung dar. Durch die Anwendung der modernen chalkographischen Untersuchungsmethoden an Raibler Erzstufen konnte der Vererzungsvorgang, welcher die Raibler Lagerstätte geschaffen hat, in die Einzelheiten hinein verfolgt werden und auf Grund der Untersuchung von älteren Erzstufen der oberen Abbauhazonte der Erzkörper sowie der durch die derzeitigen Tiefbaue geförderten Erzstufen aus den tiefsten Abbauhazonten die Veränderung der Lagerstätte mit der Tiefe erkannt werden.

Die Resultate dieser Untersuchungen lassen eine Eingliederung des Vererzungsvorganges von Raibl in das bisher ermittelte Bild der Vererzung der Ostalpen einerseits zu, andererseits bieten sie vom Gesichtspunkt der reinen Lagerstättenforschung einen Beitrag zur Kenntnis jenes Typus von Blei-Zinkerz-Lagerstätten, welcher in den Ostalpen durch Bleiberg-Kreuth, Miess und Raibl repräsentiert ist, eines Typus, welchem die reichsten Blei-Zinkerz-Konzentrationen der Welt, wie die Lagerstätten des Mississipibeckens in U. S. A., angehören. Da in Ermittlung dieser Probleme die Veranlassung zur Ausführung der nachfolgenden Untersuchung gelegen war, so habe ich mich auf die Untersuchung der primären — durch azzendente Mineralisatoren entstandenen — Lagerstättenteile in Raibl beschränkt und vor allen die in Raibl sehr ausgedehnten, durch deszendente Faktoren aus der primären entstandenen sekundären Lagerstättenteile — vor allen die Galmeierzkörper, welchen gerade Pošepny sein besonderes Interesse zugewandt hatte — von der

1) F. Pošepny, Die Blei- und Galmei-Erzlagerstätten von Raibl in Kärnten. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt Wien, XXIII, 1873.

2) M. Kraus, Das staatliche Blei-Zinkerz-Bergbau terrain bei Raibl. Berg- und Hüttenm. Jahrbuch, Band 61, 1913.

Untersuchung ausgeschlossen. Pošepny hat besonders auch die Röhren-
erze wiederholt in der vortrefflichsten und in erschöpfender Weise be-
schrieben.

Die bisherige Annahme, daß die Raibler Lagerstätte derjenigen von
Bleiberg-Kreuth in den Gailtaler Alpen analog ist, konnte bestätigt werden.
Die Ausscheidungsfolge der Lagerstättenminerale sowie das Alter beider
Lagerstätten sind der Hauptsache nach die gleichen, trotzdem beide
durchaus verschiedenen tektonischen Zonen der Ostalpen angehören,
ja die erstere in den Dinariden, die letztere in den Alpiden gelegen ist.
Im Gegensatz zu dem 160 km langen vererzten Zuge der Gailtaler
Alpen und der Karawanken ist die Raibler Lagerstätte in den Julischen
Alpen aber anscheinend durchaus auf ein sehr kleines Gebiet um Raibl
beschränkt, wenigstens hat sich bisher trotz eifrigen Suchens keine
Fortsetzung im ost-westlichen Streichen auffinden lassen.

Bei der Ausführung der Untersuchung wurde ich durch Überlassung
besonders geeigneter Erzstufen aus den neuen Tiefenanbrüchen im
Raibler Bergbau von der Direktion des Bergbaues, besonders von Herrn
Ing. Schwendbauer und Herrn Dr. Anelli, in dankenswerter Weise
unterstützt.

Da die Position und die Form der Raibler Lagerstätte in den vor-
genannten Beschreibungen von Pošepny und Kraus bereits eine sehr
detaillierte Darstellung gefunden haben und die seither getätigten
Aufschlüsse nichts wesentlich Neues ergeben haben, so wird die Lager-
stätte selbst im folgenden nur so weit charakterisiert, als es für die
nachfolgende chalkographische Untersuchung ihrer Erzassoziationen und
deren Deutung und wie es zur Anstellung eines Vergleiches mit anderen
Lagerstätten dieses Typus notwendig erschien.

Die Untersuchung von Raibler Erzstufen in Dünnschliffen, durch
chemische qualitative Analysen und besonders auf dem Wege
der modernen Untersuchung von Anschliffen mit Hilfe des C.
Reichert'schen Opakilluminatormikroskopes E. M. und seiner photo-
graphischen Ausrüstung hat eine große Anzahl neuer Erscheinungen
erkennen lassen und sowohl die Sukzession der Lagerstättenminerale
als auch den Vorgang der Vererzung der Lagerstätte ins Detail auf-
klären lassen, Verhältnisse, welche in Raibl bisher nicht untersucht
oder von den älteren Autoren, welchen die moderne Untersuchungs-
apparatur nicht zur Verfügung stand, nicht erfaßt werden konnten.

II. Die geologische Position und die Form der Erzkörper.

Die Raibler Erzkörper besitzen im Triaszug der Julischen Alpen die
gleiche geologische Position wie die Bleiberger in der Trias der Gail-
taler Alpen. Sie sind in beiden Fällen an das Liegende der schwarzen
bituminösen Raibler Schiefer gebunden und treten im hangendsten
Niveau des Wettersteinkalkhorizontes auf. In Bleiberg ist der Erzkalk
als Träger der Erzkörper ein dichter, lichter Wettersteinkalk, in Raibl
ist der Träger des Erzkörpers ein feinkristalliner, schwach bituminöser
mattgrauer Dolomit, der Erzdolomit. Dieser Erzdolomit geht im Liegen-
den ebenfalls in einen Kalk unter allmählicher Abnahme des Mg-Gehaltes
über. Die primäre, azsendente Erzlagerstätte von Raibl befindet sich

aber stets im Dolomit, nur sekundär umgelagerten, deszendenten Erze, wie die Galmeikörper, treten auch im Kalk auf.

Im Gegensatz zu Bleiberg reichen die Erzkörper von Raibl bis unmittelbar zur Grenzfläche Wettersteindolomit/Raibler Schiefer und erstrecken sich sogar noch als „Schiefererz“ in die letzteren hinein. In Bleiberg vertauben die Erzkörper dagegen meist 30 m unter dem Raibler Schiefer, eine Erscheinung, welche auf das Vorhandensein kaum merkbarer mergeliger Einlagerungen in dieser Entfernung vom Raibler Schiefer zwischen den hangendsten Bänken des Wettersteinkalkes von Bleiberg zurückzuführen ist.

Die Raibler Erzkörper sind ebenso wie diejenigen von Bleiberg als „Scharungslagerstätte“¹⁾ anzusprechen. Sie treten an Scharungszonen auf, welche durch den Schnitt der in SW geneigten Grenzebene Raibler Schiefer/Wettersteindolomit mit Verwerfersystemen bedingt sind. Da diese im allgemeinen ein nord-südliches Streichen mit wechselndem steilen östlichen oder westlichen Einfallen zeigten, verlaufen die Scharungszonen mit zirka 45° Neigung und um die Südrichtung in die Tiefe. Die Erzkörper bilden demnach „Erzsäulen“, für welche eine anhaltende Vererzung bisher auf zirka 1300 m schräger Erstreckung nachgewiesen worden ist und welche nach der Angabe von M. Kraus eine Breite — in der Richtung der Grenzebene Raibler Schiefer/Wettersteindolomit — bis zu 230 m und eine Mächtigkeit von 40 m erreichen können.

Die Form der Raibler Erzsäulen zeigt mit derjenigen der Bleiberger Erzsäulen eine große Übereinstimmung, nicht so ihre Struktur. Die Raibler Erzsäulen sind weniger einheitlich, da jede Erzsäule, deren Erz fast allein aus einer metasomatisch in den Erzdolomit eingedrungenen Erzmasse besteht, von einem Kluftsystem aus in das Gestein eingetreten ist und dieses Kluftsystem aus zahlreichen benachbarten parallelen N-S-Spalten mit einer Schar unregelmäßig verlaufender querer Verbindungsspalten besteht. Das Bild eines jeden Kluftsystems ist das einer Verwerfung mit begleitender Zerrüttungszone. In Bleiberg sind dagegen die O-W-Spalten einheitlich und die Struktur der Erzkörper einfacher, da sie durch die von der einheitlichen Spalte erfolgte metasomatische Erweiterung bedingt ist. Erzstufen von Raibl und Bleiberg-Kreuth lassen sich daher meist voneinander leicht unterscheiden.

Die Raibler Erzsäulen, welche den Hauptzerreißungszonen des Gebirges folgen, liegen zwischen zwei von N gegen S streichenden Hauptverwerfern, zwischen dem westlichen Rinnengraben-Bärenklamm-Verwerfer und dem östlichen Fallbach-Verwerfer. Die vererzten Verwerferzonen sind parallel diesen Hauptverwerfern Bewegungsflächen zweiter Ordnung, entstanden beim Einbruch des Kleinen Königsberges zwischen den Hauptverwerfern.

Es sind fünf große Erzzüge als Erzsäulen durch den Bergbau verfolgt worden. Im W befinden sich das Abenderzsystem (Abendblatt genannt) und das Morgenerzsystem (Morgenblatt), beide als Haupterzkonzentration des gesamten Bergbaues. Beide divergieren gegen N und

¹⁾ Tornquist, Die Blei-Zinkerz-Lagerstätte von Bleiberg-Kreuth. Wien, J. Springer, 1927, S. 29.

nähern sich gegen S einander, bei gleichzeitiger stärkerer Zersplitterung beider Erzzüge. Ihr Einfallen ist unter der Talsohle einheitlich in W. Gegen O folgen das Struggli- und Vincenci-Aloisi-System (Josefi-Ignatzi-) ebenfalls mit N-S-Zügen, welche aber von einem flach in NO fallenden Verwerfer gekreuzt werden, welcher im weiteren Verlauf in N umschwenkt, wodurch die Form dieser Erzzüge eine besonders verwickelte wird. Auch ihre ganz überwiegende und dichte Blendevererzung besitzt ein anderes Aussehen als diejenigen der westlichen Erzsysteme. Noch weiter östlich, u. zw. schon östlich des Seebachtales, befindet sich das Luschari-Rauscherblatt-System. Der Verlauf aller dieser Erzzone ist der Beschreibung von M. Kraus und den dieser beigegebenen Grabenkarten im einzelnen zu entnehmen.

Die Verwerferflächen, von denen die Vererzung des Erzdolomits aus stattgefunden hat, sind im Bergbau meist nur als feinste Gesteinsablösungen zu erkennen, in den Erzkörpern selbst, in denen die Erze weit in dem benachbarten Dolomit metasomatisch eingedrungen sind, können sie überhaupt nicht mehr ermittelt werden. Im oberen Teil der Lagerstätte, im Bergmassiv des Kleinen Königsteins, teilweise bis 100 m über dem Talboden, enthalten die Zerrüttungssysteme aber offene Klüfte, welche durch deszendente Auslösung des Erzdolomits entstanden und auch in großem Ausmaße schon von der Vererzung vorgefunden worden sind. Hier treten reine und bedeutende Kluftausfüllungen durch Erze auf, welche die bekannten und von Pošepny wiederholt beschriebenen¹⁾ stalaktischen Erzbildungen der „Röhrenerze“ beherbergen. Da an diesen neben Bleiglanz auch Blende und Markasit Anteil haben, so hat Pošepny mit gutem Recht gefolgert, daß sie unter Ausschluß der Luft in Wasser erfüllten Räumen gebildet wurden, wobei allerdings wohl weniger an Grundwasser als an Thermenwässer der Mineralisatoren zu denken wäre. Diese Erze sind ohne Zweifel wie die Hauptlagerstätte primär-azsender Entstehung.

In den Raibler Erzkörpern ist im Gegensatz zu denen von Bleiberg-Kreuth eine Abwandlung mit der Tiefe feststellbar. Die Erfahrung des heutigen Bergbaues geht dahin, daß sich die Erze mit der Tiefe empfindlich vermindern. Von lagerstättenkundlicher Bedeutung ist es, daß sich die Menge des Eisenkies im Verhältnis besonders zur Blende immer mehr vergrößert.

Schon das Vorhandensein der soeben genannten primär vererzten offenen Klüfte im Bergmassiv des Kleinen Königsteins läßt die Raibler Lagerstätte als eine recht junge Bildung erkennen. Derartige offene Kluftsysteme sind in den Ostalpen auf freistehende Bergmassive bis zu geringer Tiefe unter der Talsohle beschränkt, und reine Gangformation ohne metasomatische Verbreiterung, als Füllung offenstehender Gangklüfte gehören zu den Seltenheiten,²⁾ sie fehlen den Ostalpen in größerer Tiefe unter den tiefeingesenkten Talsohlen.

¹⁾ G. Pošepny, Die sogenannten Röhrenerze von Raibl. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1873, S. 84 ff. und S. 170 ff.

²⁾ Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien, 1928, S. 236.

Bleiberg-Kreuth bietet auch in diesen Verhältnissen ein Analogon zu Raibl. Der alte Bleiberger Bergbau hat in der Höhe des Bleiberger Erzberges auch im Gegensatz zum späteren Tiefbau Erze als offene Klufatabsätze angetroffen. Die in allen Sammlungen verbreiteten Bleiglanzstufen, auf denen Bleiglanzoktaeder von Barytosen überkleidet sind, stammen aus diesen Aufschlüssen. Der Tiefbau hat solche Bildungen neuerdings nur in geringer Tiefe unter dem Bleiberger Tal an der Grenze des Kreuther gegen das Bleiberger Revier, in den Kasseler Erzügen, als Seltenheit angetroffen.

Diese Befunde in Raibl wie in Bleiberg-Kreuth lassen nun den Schluß zu, daß die Vererzung in beiden Fällen eine so junge ist, daß das heutige Oberflächenrelief des Kleinen Königsberges und des Bleiberger Erzberges, wenn auch nicht im heutigen Ausmaß, zur Zeit der Vererzung schon bestanden hat.

Der Vererzungsvorgang hat demnach die Anlage der orographischen Gestaltung des Raibler Gebirges in seinen Hauptzügen schon vorgefunden.

III. Die Mineralfüllung der Lagerstätte.

Von den Haupterzen in Raibl, der Schaleublende und dem Bleiglanz überwiegt die erstere bedeutend. Es hat sich auch bis in die neueste Zeit mit dem nach der Tiefe zu — bis 260 m unter dem Talboden — fortschreitendem Abbau keine Änderung im Verhältnis beider Erze gezeigt. In Raibl beträgt das Verhältnis der durch den Bergbau geförderten Blende zum Bleiglanz 10:1, während in Bleiberg das Verhältnis 0·2:1 herrscht. Die westlichen Erzkörper im Abend- und Morgensystem führen reichlicheren Bleiglanz, während die östlichen Systeme, Struggli- und Aloisiblätter, sehr wenig Bleiglanz, aber besonders dichte und reichliche Blende führen. Überall nimmt der Bleiglanz unter starker Abnahme der Blende am Schieferkontakt zu, und ist im Schiefer der Bleiglanz in ganz überwiegender Menge vorhanden.

Neben diesen Sulfiden spielt Markasit eine Rolle. Er tritt in zwei Generationen auf, welche nach der Tiefe zu an Bedeutung gewinnen; das gilt besonders für die östlichen Züge, wie schon Kraus angegeben hat. Da die Hauptmarkasitgeneration in den Abschluß der Blendebildung fällt, so ist dieses Verhalten aus der im O überwiegende Blende erklärlich.

Der Raibler Bleiglanz ist wie der Bleiberger praktisch silberfrei. Der Raibler Bleiglanz hat ebenso wie der Bleiberger wegen seiner Reinheit und besten Eignung zur Weichbleierzzeugung einen besonders hohen Wert.

Alle anderen in Raibl vorkommenden Erze treten in den normalen Erzkörpern in überaus geringer Menge auf; so registriert M. Kraus ein lokales und in verschwindenden Mengen auftretendes Vorkommen von Kupferkies. „Seine Anwesenheit dokumentieren noch am meisten seine Zersetzungsprodukte, welche sich in Form kleiner Malachitstalakmiten und Sinterbildungen in alten Zechen finden.“ Bei der mikroskopischen Untersuchung sehr zahlreicher Erzstufen habe ich nirgends das Vor-

handensein des in Anschliffen leicht erkennbaren Kupferkieses bestätigen können, dagegen ist ein sehr kleiner Kupfergehalt des Raibler Bleiglanzes nachweisbar, von dem später die Rede sein wird und welcher in alten Zechen zur Malachitbildung Veranlassung gegeben haben kann.

In A. Brunlechner: „Die Minerale des Herzogtums Kärnten“ wird Kupferkies von Raibl nicht angeführt.

Von besonderem lagerstättenkundlichen Interesse ist dagegen das gelegentliche Vorkommen von As-hältigem Pyrit und Arsenkies und von Magnetkies, welche Vorkommen genauer behandelt werden sollen. Von Kraus wird auch Zinnober angegeben, doch wird auch dieser nicht von Brunlechner genannt. Bestätigt ist ferner das Auftreten von Wulfenit.

In den primären Lagerstättenteilen sind als Gangart Dolomit, dieser in zwei Generationen mit je verschiedenem Mg- und Fe-Gehalt, ferner Baryt und Fluorit enthalten. Der Fluorit kommt in Raibl nur lokal vor, auf seine Anwesenheit konnte bisher nur aus den gelegentlich festgestellten Fluorgehalt der Raibler Blende geschlossen werden. Nach Kraus wurde durch chemisch-analytischen Nachweis in der Raibler Blende 0.02% F festgestellt.

Tatsächlich bildet aber der Flußspat im Sebastmizug der Raibler Erzkörper breite, derbe Züge, welche nur wegen ihrer dunkelgrauen, dem Dolomit ähnlichen Färbung bisher — ebenso wie früher in Bleiberg — nicht erkannt und für Dolomit gehalten worden sind. Derartige Flußspatzüge sind in den Erzstufen sichtbar, welche M. Kraus in seinen Fig. 17, 29 und 37 abgebildet hat. Schließlich findet sich in den Arsenkiesstufen auch Quarz als Gangart.

Mit Bleiberg sehen wir im Auftreten von Baryt und Flußspat sowie in dem Vorkommen von Wulfenit eine weitgehende Übereinstimmung, diese ist aber auch mit den Nordtiroler Blei-Zink-Lagerstätten vorhanden. Dagegen steht das Vorkommen von Arsenkies in Raibl im Gegensatz zu Bleiberg.

Sekundäre Erze der stellenweise tief reichenden Oxydationszone der Raibler Erzkörper sind ferner: Galmei, Hydrozinkit, Smithonit, Cerussit, Anglesit, Malachit usw.

Von Interesse ist ferner die Angabe von M. Kraus, daß in Raibl auf einem Handstück eines Röhrenerzes einmal Krokoit, das Bleichromat, gefunden wurde, ferner daß die Analyse eines Galenits von Raibl einmal 0.15% gediegen Blei erkennen ließ, u. zw. wahrscheinlich in einer aus der Oxydationszone stammenden Probe, ferner sind nach ihm Spuren von Lithium und Thallium in der Schalenblende nachgewiesen worden.

IV. Der Vererzungsvorgang und die Sukzession der Ausscheidung der primären Lagerstättenminerale.

Die Raibler Lagerstätte läßt in höherem Maße als die derzeit in Bleiberg-Kreuth im Abbau stehende Lagerstätte ihre Entstehung im Zuge von Bewegungsflächen im Erzdolomit erkennen. Wie in Bleiberg erfolgte von diesen aus eine metasomatische Erweiterung der Lagerstätte in

den benachbarten Dolomit hinein. An der Raibler Lagerstätte ist die metasomatische Ausscheidung der Blende zum erstenmal durch Pošepny festgestellt worden, und in den schönen Bildern, welche vor allem das Vordringen der Raibler Schalenblende in den Wettersteindolomit hinein bietet, gehört die Raibler Lagerstätte auch heute noch zu den klassischen Beispielen für metasomatische Erzausscheidung. In diesem Belange zeigt Raibl, genau so wie Bleiberg-Kreuth, ein besonders klares Beispiel für „Schichtungsmetasomatose“.¹⁾ Der Grund für die schönen und klaren Verdrängungsbildern in der Raibler Lagerstätte liegt hier wieder in der durch die Jugendlichkeit der Lagerstätte bedingten guten Erhaltung dieser Vorgänge. Resorptionserscheinungen, welche in älteren, bewegten oder metamorphen Lagerstätten ganz überdeckt sind,²⁾ zeigen sich an diesen jungen unveränderten Lagerstätten wunderbar klar.

Die Bildung der Lagerstätte erfolgte auch hier in einzelnen bestimmt erkennbaren Phasen, welche auf chemische Änderung der aus der Tiefe aufgedrungenen Mineralisatoren zurückzuführen ist. Diese Phasenvererzung regelte die Bildung der einzelnen Lagerstättenminerale nacheinander genau so in der Tiefe der Lagerstätte, wo die Metasomatose überwiegt, wie in Kluftausscheidungen bei der Bildung der Röhrenerze oben am Berg, also ganz unabhängig von den äußeren Bedingungen, unter denen die einzelnen Teile der Erzlagerstätte gebildet worden sind.

Trotz der Gleichartigkeit ihrer Anlage ist die Struktur der Raibler Lagerstätte von derjenigen in Bleiberg-Kreuth wesentlich verschieden. Die Ursache dieser Erscheinung ist schon auf S. 145 auseinandergesetzt worden. Sie ist nicht durch Unterschiede in den Mineralisatoren begründet, aus denen beide Lagerstätten ausgefällt wurden, sondern durch die Verschiedenheit der Zufuhr- und Zirkulationswege, welche als die Zubringer der Lagerstätte anzusehen sind. In Raibl ging die Vererzung von einem System von Zerrüttungsklüften und in Bleiberg von einheitlichen Spalten mit ost-westlichem Streichen aus.

Die Strukturen sind in beiden Fällen so verschieden, daß sie schon an einzelnen Erzstufen aus beiden Lagerstätten auffallen und es in den meisten Fällen möglich ist, die Raibler Erzstufen von den Bleibergen leicht zu unterscheiden. In den Vererzungen offener Klüfte herrschen in Bleiberg krustenförmige Auskleidungen und in Raibl stalaktitische Bildungen vor. In der metasomatisch entstandenen Region der Bleiberg Lagerstätte überwiegt ebenschichtige metasomatische Ausbreitung; die Raibler Lagerstätte ist dagegen von nach allen Richtungen gewundenen metasomatisch entstandenen Erzbändern durchzogen. Die Erzsäulen erhalten dadurch eine Gekrösestruktur. In kleineren Sichtbildern, vor allem in den einzelnen Erzstufen, erscheinen die Erzbänder dann als „echte“ oder als „falsche“ Kokarden oder „Netzerze“, wie sie kürzlich E. Clar an Erzstufen der analog entstandenen Nordtiroler Blei-

¹⁾ Vgl. Tornquist, Bleiberg-Kreuth, S. 39 und Abb. 50 und 57.

²⁾ Ich betone das besonders, weil neuere Forscher, wie Ramdohr sich (Neue Jahrb. f. Min. Geol. B. B. 57, S. 1030) den Erzverdrängungen gegenüber skeptisch verhalten. Der auf S. 1030 bei Ramdohr gesperrt gedruckte Satz ist in seiner allgemeinen Fassung auf die jungen alpinen Erze nicht anwendbar.

Zinkerz-Lagerstätte von St. Veit bei Imst beschrieben hat.¹⁾ (Taf. IV, Abb. 1.) Während als „echte“ Kokarden Umkrustungen von Mineralausscheidungen um einen älteren Kern zu bezeichnen sind, welche in ihrem Zentrum häufig noch einen Auflösungsrest des dichten Wettersteindolomits besitzen, um welchen sich nach außen hin die Sphären der Mineralausscheidungen der einzelnen Vererzungsphasen anschließen, stellen die „falschen“ Kokarden, welche den echten Kokarden auf den ersten Blick sehr gleichen können, in Raibl keine Hohlraumausfüllungen, sondern metasomatische Erzausbreitungen dar, welche von allen Seiten gegen einen älteren Kern fortgeschritten sind und bei denen die letztgebildeten Minerale gegen diesen Kern zu gelegen sind. Bei Betrachtung der kolloidal angelegten schichtigen Schalenblende ist die Wachstumsrichtung des Erzes und damit die Unterscheidung der beiden Kokardenarten leicht zu treffen. Entsprechend dem kolloidofornen Wachstum der Schalenblende sind die konkaven Segmente der Schalenblende bei den echten Kokarden gegen das Zentrum und bei den falschen Kokarden nach außen vom Zentrum des Gebildes weg gewendet. (Vgl. Taf. IV, Abb. 1.)

Das Vorrücken der Vererzung während der einzelnen Vererzungsphasen in das Gestein erfolgte meist nicht auf einem einzigen Außenrand, sondern zeigt stets alle Anzeichen der schichtigen Metasomatose, wie ich sie in Bleiberg erkannte. Die Vererzung vollzog sich gleichzeitig auf verschiedenen hintereinander gelegenen Ebenen, zwischen denen zunächst unvererzte Züge verschont blieben; die nächste Vererzungsphase mit anderer Mineralbildung ergriff dann von diesen bisher unvererzt gebliebenen Zwischenschichten Besitz. Auf diese Weise sind in Raibl wie auch in Bleiberg Erzbilder entstanden, welche rhythmisch gebildeten Zonen, bei denen die jeweilig äußere Bildung auch die jeweils jünger gebildete ist, sehr ähnlich werden können. Erst eine sehr genaue mikroskopische Untersuchung der an den Grenzflächen der Erzzonen stattgefundenen Resorptionen der älteren Erze gegen die später gebildeten Erzzonen läßt den tatsächlichen Vorgang der Vererzung erkennen.

Dem sehr verbreiteten echt rhythmischen Schichtenaufbau der einzelnen Schalenblendeschichten, in denen es auch zu einem rhythmischen Wechsel des Absatzes kolloidalen Zinksulfids und kolloidalen Eisenbisulfids gekommen sein kann, stehen wechselnde Erzbänder von Blende und Bleiglanz gegenüber, welche nicht durch den rhythmisch zeitlich wechselnden Absatz dieser Sulfide zustande gekommen sind (Taf. VI, Abb. 10).

Die Aufklärung der Bildungsgeschichte der Raibler Lagerstätte war nur auf Grund einer großen Anzahl von An- und Dünnschliffen möglich, aber auch die makroskopische Beobachtung großer Erzstufen lieferte daneben wichtige Aufschlüsse. Es zeigte sich, daß die auf bestimmten Oberflächen von Erzstufen wahrnehmbaren Bilder von echten Kokarden mit ihrer nicht rhythmischen durch schichtige Metasomatose komplizierten Bildung sich bereits auf kurze Entfernung in ein unentwirrbares Auseinandergehen der einzelnen Erzsichten aufzulösen pflegen.

¹⁾ E. Clar, Über die Blei-Zinkerz-Lagerstätte von St. Veit usw. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien, Bd. 79, 1929, S. 342.

Echte und falsche Kokarden sind in dem Raibler Erzkörper demnach im Grunde nur gelegentliche Strukturbilder, sie setzen sich zu einer im Raum sehr uneinheitlichen Gekrösestruktur zusammen (Taf. IV, Abb. 1).

Neben den Erscheinungen der schichtigen Metasomatose spielt die in bestimmten Teilen der Lagerstätte stattgehabte starke tektonische Zerreißung der Lagerstätte und ihre spätere Ausheilung durch späte Mineralausscheidung eine Rolle. Es können dadurch Erzbreccien in großer Ausbreitung entstehen. Es muß aber schon hier betont werden, daß eine große Anzahl der brecciösen Strukturen in der Lagerstätte nicht auf Gesteinsbewegung, sondern auf die bei bestimmter Metasomatose vorgekommenen starken Auflösungsvorgänge zurückzuführen sind, es kommt dann in der Feinstruktur der Lagerstätte zur Bildung ähnlicher Auflösungsbreccien, wie sie in Bleiberg-Kreuth vorkommen und welche nicht quer zur Erzstruktur verlaufen, sondern auf bestimmte gewundene Erzbänder im wesentlichen beschränkt sind.

Sehr klar tritt beim Studium der Lagerstätte hervor, daß das Gebirgsmassiv des Kleinen Königsberges bereits beim Einsetzen der Vererzung im gesamten Teil des Wettersteindolomits tektonisch zerrüttet war, daß sich die Haarspalten (unter der Talsohle) und Klüfte (von 100 m über der Talsohle) aber nur in geringer Ausdehnung in die plastischen hangenden Raibler Schiefer hineingezogen haben und ferner, daß eine weitere starke Zerklüftung nach dem Abschluß der Vererzung eingetreten ist, welcher in den tiefelegenen Teilen der Lagerstätte eine vollständige Verheilung durch einen spät gebildeten Dolomit II folgte. Während der in drei verschiedenen Phasen erfolgten Vererzung selbst ist es dagegen zu einem Verbruch der Lagerstätte nicht gekommen. Es erscheint hieraus der Schluß unabweislich, daß sich die gesamte dreiphasige Vererzung in einer, geologisch gesprochen, verhältnismäßig kurzen Zeit abgespielt haben muß.

Die vorbeschriebenen an den Raibler Erzstufen zu beobachtenden Strukturen sind auf den Abbildungen, welche M. Kraus seiner Lagerstättenbeschreibung beigegeben hat, sehr gut zu verfolgen. Seine Abbildungen 17, 29, 25 und 26 zeigen gute Beispiele schichtiger Metasomatose, die beiden letzteren in der Gestalt einer echten Kokarde. Die Abbildungen 35, 37 und 42 geben falsche Kokarden wieder, und 38 zeigt das Verfließen echter und falscher Kokardestruktur in den für Raibl bezeichnenden, nach allen Richtungen mäandrisch verbogenen und gewundenen Verlauf der Erzschichten, das sogenannte Schnürlerz. Die von Kraus in den Abbildungen 13, 15, 16, 18 und 36 abgebildeten Erzstufen stammen aus Zonen, in denen nach der Vererzung eine tektonische Zerreißung mit darauffolgender Ausheilung durch den Dolomit der Endphase stattfand.

I. Phase der Vererzung: Bildung von Eisendolomit.

Das Verstehen der Erzstufen von Raibl wird außerordentlich durch die richtige Bestimmung der in ihnen enthaltenen Dolomite erleichtert. Es ist beim Beginn der Erzfüllung der Lagerstätte zur Bildung eines ersten kristallinen Dolomits und nach Abschluß des Vererzungsvorganges zur Bildung eines zweiten Dolomits gekommen. Beide sind in

der Lagerstätte schneeweiß und deutlich spätig, demnach schwer voneinander zu unterscheiden. Die Dolomite unterscheiden sich voneinander stets deutlich durch ihren Eisengehalt. Der erste Dolomit enthält über 1% Fe CO₃ und kann als Eisendolomit angesprochen werden, der letzte Dolomit zeigt nur Spuren von Eisen unter 0.01%. Die folgenden beiden Analysen lassen die Unterschiede besser erkennen:

	Dolomit I der I. Phase	Dolomit II der Endphase
Mg CO ₃	48.83%	41.02%
Ca CO ₃	49.74%	57.64%
Fe CO ₃	1.04%	Spuren
	<u>99.61%</u>	<u>99.97%</u>

Folgen wir Doelter¹⁾, welcher Dolomite von mehr als 5% Fe O als Ankerite abtrennt, so sind beide vorliegenden Karbonate noch als Dolomit zu bezeichnen. Der Dolomit II mit seinem höheren Ca-Gehalt gegenüber dem Mg-Gehalt entspricht dabei in höherem Maße einem Dolomit von allgemeinerer Verbreitung. Die Zusammensetzung des Dolomits II entspricht auch der Zusammensetzung des triadischen Erzdolomits in Raibl, wie aus den von Pošepny (cit. o. Raibl, S. 343) mitgeteilten Analysen hervorgeht.

Es unterliegt keinem Zweifel, daß der Dolomit I sowohl durch seinen Eisen- als auch durch seinen höheren Magnesiumgehalt einem bedeutend weniger verbreiteten Typus angehört und sich sowohl vom Raibler triadischem Erzdolomit als vom Dolomit II erheblich unterscheidet. Man wird dem Dolomit I, wenn auch sein Mg und Ca zu allergrößtem Teil durch die mineralisierenden Wässer dem Wettersteindolomit selbst entnommen worden sind, doch wegen des Fe und höheren Mg azendente Charaktere zusprechen müssen. Dieser zuerst gebildete Dolomit ist das metasomatische Umlagerungsprodukt azendenter, primär Fe- und Mg-haltiger Thermen im Wettersteindolomit, der Dolomit II dagegen eine junge deszendente Kluftausfüllung.

Um die Unterscheidung von Dolomit I und II in der Lagerstätte vorzunehmen, bedarf es nicht einer jedesmaligen chemischen quantitativen Analyse. Aus der Lösung von 1 g Dolomitpulver in Salzsäure genügen bei dem Dolomit I schon 2 bis 3 Tropfen Kaliumferrocyanid, um eine deutliche Fällung von Berlinerblau hervorzubringen, während die Lösung des Dolomits II farblos bleibt.

Der erst gebildete Dolomit erscheint makroskopisch in den Erzstufen als Umrandung von dichten Wettersteinpartien. Dünnschliffe zeigen aber schon bei schwacher mikroskopischer Vergrößerung, daß die Verdrängung des dichten, zumeist aber feinst kristallinen Wettersteindolomits durch den spätigen Dolomit I nicht nur von der Oberfläche, sondern inmitten des Wettersteindolomits an zahlreichen untereinander von unverändertem Wettersteindolomit getrennten Schichten erfolgt ist. Diese Umwandlung erfolgte schon als Schichtungsmetasomatose. Der gröber kristalline Dolomit I läßt inmitten seines Aggregates vielfach rhomboedrisch kristalline

¹⁾ Handbuch der Mineralchemie, I, 1912, S. 363.

Umgrenzung erkennen, meist sind aber die Dolomitindividuen von bestimmten Kernen aus gegeneinander bis zur Berührung angewachsen und bilden dann ein allotriomorphes Gemenge. Der Wettersteindolomit läßt im Dünnschliff ein reichlich in ihm eingeschlossenes, braun erscheinendes organisches Pigment erkennen. Die Dolomit-I-Individuen sind dagegen teilweise ziemlich klar durchsichtig oder bedeutend ärmer an diesem Pigment. Bei der metasomatischen Verdrängung des Wettersteindolomits ist es zu einer Verdrängung des Pigments gegen die Grenzfläche des unveränderten Wettersteinkalkes gekommen, welche auch dunkelbrauner gefärbt erscheint. Bei einzelnen Kristallen des Dolomits I ist das verdrängte Pigment aber auch dem rhomboedrischen rhythmischen Anwachsen derselben entsprechend in pigmentierten Zonen inmitten des Kristalls angeordnet.

Wir finden in dem Zuge des Dolomits I nicht selten eingeschlossen Reihen von gleichzeitig gebildeten Bleiglanzwürfeln. Wenn auch die Hauptausscheidung des Bleiglanzes in der Lagerstätte in einem etwas späteren Stadium erfolgte, so fand anscheinend doch, auch eine Paragenese beider Lagerstättenminerale statt (Taf. V, Fig. 4).

II. Phase der Vererzung: Bildung von Bleiglanz.

Der Bleiglanz tritt in den verschiedenen Teilen der Erzkörper in verschiedener Ausbildungsform auf. Grobkristallin und in derben Massen findet er sich besonders, wenn auch nicht ausschließlich, am Schieferkontakt und im Schiefer. In derben, kleinen Zügen und in Form von immer noch größeren isolierten Partien bis zum kleinsten mikroskopischen Korn, allermeist mit deutlich abgelösten Rändern, tritt er in den westlich gelegenen Erzsäulen auf. In den östlichen Struggli- und Aloisi-Blättern ist er dagegen spärlich, vielfach in Form sehr feiner Verteilung und in Form feinstzerfiederter Resorptions skelette enthalten. (Taf. IV, Fig. 3, oben.)

Schließlich kommt er als ganz junges Umkristallisationsprodukt und Ausfüllung von Klüften vor, welche nach dem Vererzungsvorgang aufgerissen sind und von welchem später die Rede sein wird (vgl. Taf. V, Fig. 5, links).

Am Schiefer und in den westlichen Erzsäulen ist in dem Bleiglanz stets noch reichlich Dolomit I enthalten. In den östlichen Erzsäulen ist dagegen nur noch wenig vom Dolomit I vorhanden.

Die Unterschiede im Auftreten des Bleiglanzes in den verschiedenen Erzkörperteilen beruht darauf, daß die ursprüngliche Bleiglanz-Dolomit-I-Bildung durch die in Raibl überaus reichlich eingewanderte Zinkblende mehr oder weniger resorbiert worden ist. Die Resorption des Bleiglanzes während der Phase der Zinkblendevererzung erfolgt am Schieferkontakt in geringstem und in den östlichen Erzteilen (Struggli-Aloisi) in intensivstem Ausmaße. Auf diese später erfolgte, meist sehr starke Wiederaufführung des Bleiglanzes ist es zurückzuführen, daß die Bildungsverhältnisse des Bleiglanzes an den Raibler Erzstufen nur selten klar zu erkennen sind. Sein Verhältnis zum Dolomit I ist am besten in Erzstufen aus dem Schieferkontakt zu ermitteln.

Es gibt hier Stufen, welche dicht von Resorptionsresten des Dolomits I durchsetzt sind (Taf. IV, Fig. 1), aber auch Bleiglanzzüge, welche, von

spätigen Dolomitschichten getrennt, mehrfach übereinander liegen. Diese beweisen seine Entstehung in schichtiger Metasomatose. Wahrscheinlich ist der Bleiglanz den vorbeschriebenen, schichtig metasomatischen Bändern des spätigen Dolomits I im Wettersteindolomit gefolgt, während gleichzeitig die zwischengelagerten Wettersteindolomitschichten nunmehr ebenfalls in schneeweißen, spätigen Dolomit umgewandelt wurden. An Bleiglanzanschliffen, welche mit HNO_3 angeätzt wurden, kam die kristalline Struktur sehr klar zum Vorschein, es tritt ein dichtes System von nach den Würfelflächen verlaufenden Anwachsstreifen zum Vorschein (Taf. IV, Fig. 2); über die primär kristalline Ausscheidung des Bleiglanzes kann kein Zweifel bestehen (Taf. V, Fig. 4).

Gegenüber Bleiberg-Kreuth ist der Raibler Bleiglanz durch einen höheren As- und durch einen Cu-Gehalt ausgezeichnet. Daneben fand in den tieferen Abbausohlen nach Abschluß der Bleiglanzbildung eine ausgiebige Bildung von Eisenbisulfid statt. Die As-Bestimmung nach der Gutzeit-Eidenbenzschenschen Arsenprobe¹⁾ wurde an 1 g-Bleiglanzproben aus verschiedensten Tiefenstufen der Raibler Lagerstätte, ferner an solchen vom Schieferkontakt und fern vom Schieferkontakt vorgenommen. Es konnte keine regelmäßige Zunahme des As nach der Tiefe der Lagerstätte festgestellt werden. Bleiglanz aus der Tiefe von 240 m unter der Talsohle zeigte teilweise einen relativ sehr hohen, teilweise einen schwächeren As-Gehalt, solcher aus hohen Abbauhorizonten einen mäßig hohen As-Gehalt. Dagegen ist in jedem Bleiglanz aus der Nähe des Schieferkontaktes oder aus dem Schiefer ein sehr hoher As-Gehalt gefunden worden. Die Proben waren peinlichst von jedem Eisenkies und jeder Blende befreit worden, teilweise aus den Stufen ausgebohrt, bevor sie untersucht worden sind.

Der Raibler Bleiglanz enthält ferner eine äußerst geringe Menge von Cu. M. Kraus erwähnt Kupferkies von Raibl „lokal und in verschwindenden Mengen“. Die chalkographische Untersuchung ließ aber in der sehr großen Anzahl der von mir untersuchten Anschliffe in keinem Fall Kupferkies erkennen. Der Kupfergehalt des Raibler Bleiglanzes konnte nur durch die chemische Analyse der Schachtofenschlacke der Bleihütte von Gailitz festgestellt werden, in welcher Bleiglanz von Bleiberg und von Raibl regelmäßig verschmolzen werden. In der Schachtofenschlacke aus Bleierz von Bleiberg-Kreuth ist Kupfergehalt schwankend, maximal aber nur 0,005 %, dagegen enthält die Schlacke von Raibler Erzen 0,21—0,10 % Cu, also etwa 20—40mal mehr Kupfer.

Von erheblichem lagerstättenkundlichen Interesse ist die Feststellung ergiebiger Eisenbisulfidbildungen in der Bleiglanzphase. Das Eisenbisulfid erscheint primär stets kolloidal ausgeschieden, meist aber kristallin körnig umgewandelt.

Es wurden sehr verbreitet an Stufen aus Lagerstättenteilen tief unter der Talsohle an den äußeren Rändern der Bleiglanzpartien, aber auch in

¹⁾ Die Anwendung dieser Probe geschah nach H. Schueiderhöleu, Chemie der Erde, Bd. V, 1930, S. 304; vgl. auch A. Tornquist, Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien, 1930, S. 199.

ihrem Inneren, in ersterem Fall entweder an Blendepartien oder an solchen des jungen Dolomits II angrenzend Bänder von kolloidal ausgeschiedenem Eisenbisulfid beobachtet (Taf. VI, Fig. 11). Diese Überzüge finden sich im Schiefer, am Schieferkontakt, aber auch an Stufen fern des Schiefers. Die Ausscheidung des kolloidalen Eisenbisulfids ist nicht als Auftakt der Bildung der Blende anzusprechen, denn an Resorptionsrändern des Bleiglanzes gegen die Blende sind inmitten der in den Bleiglanz vorrückenden Blende sowohl isolierte Eisenbisulfid- als auch Bleiglanzreste eingeschlossen. Diese Eisensulfidbildung erfolgte in der Phase der Bleiglanzbildung, denn abgesehen von den gelegentlich noch in dem Bleiglanz eingeschlossenen Bändern des Eisensulfids erscheinen die dem Bleiglanz aufgesetzten FeS_2 -Säume durch ihre auf kolloidale Ausscheidung hinweisende gebänderte und aus Kugelsegmenten bestehende Ausbildung stets dem Bleiglanz so aufgesetzt, daß die konkaven Seiten der Kugelsegmente dem Bleiglanz zu gelegen sind (vgl. Taf. VI, Fig. 11). Die als Gel ausgeschiedenen Eisenbisulfidschichten sind später allerdings zum größten Teil wenigstens kristallin geworden. Diese kristalline Struktur wird besonders durch Ätzung mit HNO_3 unter starker Vergrößerung unter dem Opakilluminator sehr deutlich, die äußeren Schichten der Eisenbisulfidsäume zeigen strahlige Markasitkristallinität mit wolkiger Aufhellung unter + Nicol. Der untere, dem Bleiglanz aufliegende Teil der Säume offenbart bei stärkerer Ätzung dagegen eine körnige, kristalline Struktur, welche wegen der allerdings nur schwachen Aufhellung unter + Nicol ebenfalls aus Markasitkristallen bestehen muß. Diese ragen mit mehr minder spitzen Pyramidenenden in die über ihnen gelegenen feingebänderten Eisenbisulfidschichten hinein (Taf. VI, Fig. 11, unten). Die Kristallinität muß frühzeitig erfolgt sein, denn die aufliegenden Eisensulfidbänder schmiegen sich um die Oberflächen der Markasitpyramiden. Zumindest muß das Eisensulfid-Gel noch nachgiebig, nicht verfestigt, gewesen sein, als die Markasitpyramiden aufgesproßt sind. Ein Teil der feinen Bänder läßt auch keinerlei Aufhellung oder Faserung beobachten, sie stellen demnach wohl noch amorph verbliebenes Eisenbisulfid (Melnikowit¹⁾) dar.

Der Umstand, daß diese Markasitsäume nur an Erzstufen aus größerer Tiefe unter der Talsohle beobachtet werden konnten, läßt die Vermutung aufkommen, daß die Eisenbisulfidbildung der Bleiglanzphase mit dem gegen die Tiefe vorschreitenden Abbau der Lagerstätte weiter auf Kosten des Bleiglanzes an Masse zunimmt.

Der Markasit des Saumes am Bleiglanz erreichte an den untersuchten Stufen eine Breite bis zu 2 mm, er ist also stellenweise schon mit bloßem Auge gut wahrnehmbar. An einem aus ihm herausgebohrten Pulver wurde nach der vorerwähnten Gutzeit-Eidenbenzschens Methode ein noch höherer As-Gehalt festgestellt als der höchste im Raibler Bleiglanz beobachtete.

¹⁾ Über die Unsicherheit dieser Bezeichnung vgl. Doelter, Handbuch für Mineralchemie, Bd. IV, 1. Hälfte, 1926, S. 583, und Ehrenberg, Jahrbuch für Mineralogie und Geologie, B. B. 57, II, 1928, S. 1303.

III. Vererzungsphase: Bildung von Zinkblende und Baryt, lokal von Flußspat, Neubildung von Dolomit I

Die eingangs hervorgehobene überwiegende Blendeführung der Raibler Lagerstätte gegenüber der überwiegenden Bleiglanzführung der Bleiberg-Kreuther Lagerstätte hat seinen Grund in der außerordentlich viel reicheren Schwernmetallzufuhr in Raibl während dieser III. Vererzungsphase. Es kam bei ihr in Raibl zugleich zu einer viel intensiveren Resorption des vorher gebildeten Bleiglanzes, dessen Menge ursprünglich in Raibl durchaus dasselbe Ausmaß erreicht haben kann wie in Bleiberg, oder dieses auch noch übertroffen haben könnte. In Raibl ist überall ersichtlich, daß die Resorption des Bleiglanzes und damit zugleich die Blendebildung am Schieferkontakt und im Schiefer in bedeutend geringeren Maße erfolgt ist als fernab vom Schiefer inmitten des Wettersteindolomits. Eine Erklärung dieser Erscheinung dürfte kaum darin zu suchen sein, daß die Tonkolloide der Schiefer auf Bleiglanz stärker fällend gewirkt haben als auf das Zinksulfid, vielmehr hatte der Bleiglanz bereits fast alle vorhandenen primären Dolomiteile und auch den Dolomit I im Schiefer verdrängt, so daß der Blendebildung, welche vorwiegend metasomatisch im Wettersteindolomit unter vorangegangener Umwandlung desselben in Dolomit I vor sich ging, im Schiefer enge Grenzen gezogen waren.

Nirgends sind die geringsten Anzeichen vorhanden, daß das Gebirge während oder nach den Vererzungsphasen I und II eine neuerliche Zerrüttung erfahren hätte; wenn das der Fall gewesen wäre, so müßte Blende zumindest als Kluftausfüllung in den derben Bleiglanzmassen oder im Schiefer auftreten.

Im Bereich des Wettersteindolomits zeigen dagegen Partien von Dolomit I und Bleiglanz verbreitet inmitten der Blenden Lösungsbreccien, welche mit energischer Resorption dieser älteren Bildungen durch Blende verbunden sind. Ebenso wie in Bleiberg wurde die Ausdehnung der Vererzung in Raibl während der Blendevererzung weit in den Wettersteindolomit vorgetragen. Hierbei wurden auch Teile des Gebirges in die Vererzung einbezogen, welche von der Bleierzvererzung noch verschont geblieben waren. Dieser Vererzung ging neuerdings die Bildung eines Dolomits I aus dem primären triadischen Erzdolomit voraus.

Die Ausscheidung des Zinksulfids ist in dreierlei verschiedenen Formen erfolgt:

a) In feinsten Verteilung in dem Dolomit I, ursprünglich kolloidal, später kristallin geworden. Im Schieferbereich (Taf. V, Fig. 5).

b) Als Schalenblende, in kolloidal ausgeschiedenen Zügen, welche in Bändern rhythmisch in den teilweise erst in dieser Vererzungsphase in Dolomit I umgewandelten Erzdolomit vordringen, ebenfalls später meist Kristallin umgewandelt, aber in dünnen, dunkelbraun bis braunrot gefärbten Lagen noch in Gel-Form verblieben. Haupterscheinungsform. In gleicher Weise auch in falschen Kokarden ausgeschieden (Taf. IV, Abb. 1, und Taf. VI, Abb. 10).

c) In primär kristalliner Ausbildung, als dichte bis schütterere Imprägnation in Flußspat.

Reine Gangfällung ist nicht mehr nachweisbar, weil auf ihr stets sofort die metasomatische Erweiterung des Erzkörpers in die benachbarten Dolomite gefolgt ist, worauf schon Pošepny (S. 371) hingewiesen hat.

In späteren Stadien der Blendeausscheidung wurde mit ihr in weiter Verbreitung Baryt und in geringerer Verbreitung Flußspat ausgeschieden. In der Endphase der Blendebildung stellt sich eine zunehmende Bildung kolloidal ausgeschiedenen Eisenbisulfids ein, welche die Blendebildung noch überdauert. Dasselbe liegt heute ausnahmslos als Markasit vor.

a) Blende in feinsten Verteilung im Dolomit.

Die erste Phase der Zinksulfidausscheidung ist in den Raibler Erzstufen nur seltener wahrnehmbar, da die spätere überreichliche Ausscheidung des Erzes diese überdeckte. Erzstufen vom Schieferkontakt zeigen inmitten der Bleiglanzmassen braun gefärbte dichte Partien, welche sich im Anschliff u. d. M. als ein feines Gemenge von Dolomit I und Blende herausstellen. Das Vererzungsbild (Taf. V, Abb. 5) zeigt das Vorhandensein von mehr oder minder dicht gedrängten Blendekernen ohne kristalline Begrenzung, teilweise mit deutlichen Anzeichen kolloidaler Bildung zwischen kristallinen Individuen des Dolomits I. Es sind hier bestimmte Dolomitkörner von Zinksulfid verdrängt worden. Bei der Verdrängung kam es zum seitlichen Abdrängen des im Dolomit enthaltenen Bitumens, welches in unregelmäßigen sehr feinen Zügen an den Grenzen zwischen größeren Blendepartien gegen das Karbonat zu verfolgen ist und sich auf Anschliffen durch stärkere Ausrisse bemerkbar macht. Die für Raibl ungewöhnliche makroskopisch gelbgraubräunliche Färbung dieser Blendestufen dürfte im wesentlichen auf diese Bitumina zurückzuführen sein. Beim Vergleich der Fig. 4 und 5 auf Tafel V fällt der große Unterschied zwischen der kristallinen Ausscheidung des Bleiglanzes und der kolloidalen Ausscheidung der Blende inmitten des Dolomits I in Raibl außerordentlich deutlich auf.

b) Die Bildung der Schalenblende.

In dieser Form ist das Zinkerz in der weitaus größten Menge ausgeschieden. Die Struktur ist in allen Teilen der Lagerstätte dabei eine sehr ähnliche. Schon makroskopisch läßt die Raibler Blende durch ihre Zusammensetzung aus abwechselnd lichten, gelbbraun und braunrot gefärbten Bändern die charakteristischen Merkmale kolloidal ausgebildeter Kugelformen erkennen. Dadurch, daß die einzelnen Kugelsegmente ihre konkaven Flächen den Ausgangsflächen ihrer Bildung, dagegen ihre konvexen Flächen der Richtung ihres Vordringens zuwenden, ist die Richtung und die Art ihres Anwachsens deutlich zu erkennen (Taf. IV, Fig. 1). In vielen Fällen ist das Bildungsverhältnis von Bleiglanz und Blende nur an diesem Merkmal festzustellen.

Das Stadium von Dünnschliffen ergab die Regel, daß sich als erste Ausscheidung von Zinksulfid unmittelbar am Bleiglanz eine ganz lichte bis weiße Blende vorfindet. Dort, wo braune oder braunrote Blende an Bleiglanz stößt, läßt sich meist nachweisen, daß die Berührung erst im

späteren Stadium der Zinksulfidausscheidung, auf dem Wege der metasomatischen Ausdehnung der Zinkvererzung gegen die betreffende Bleiglanzmasse hin eingetreten ist. Auffallend erscheint, daß die älteste lichte Blende auch dann vorhanden ist, wenn sie nicht direkt dem Bleiglanz, sondern, wie das häufig der Fall ist, dem im vorigen Abschnitt beschriebenen Markasitsaum aufsitzt. Schneiderhöhn¹⁾ hat es neuerdings in Zweifel gezogen, daß die mehr oder minder intensive Färbung der Blende, wie bisher allgemein angenommen, vom Eisengehalt abhängig ist. Die überaus schöne Kornätzung, welche die Raibler Schalenblende mit Hilfe von schwefelsaurem Kalpermanganat erhält (Taf. IV, Fig. 3), zeigt in der Tat starke strukturelle Verschiedenheiten der lichten und der rotbraunen Blendeblätter, wie sie Dünnschliffen nicht entnommen werden können. Die lichten Blätter sind stets durchwegs kristallin, und zwar zeigen sie reguläre isotrope Kristallkörner, welche aber noch undeutlich eine ursprünglich vorhanden gewesene strahlige Kristallinität, welche heute überdeckt erscheint, erkennen lassen. Die rotbraunen Blendeblätter zeigen dagegen ein völlig anderes Bild im geätzten Anschliff. Wie auf Taf. IV, Fig. 3 (vergr. 60 fach) sichtbar, treten in diesen Blättern noch strahlige Kristallelemente inmitten einer selbst unter Immersion nicht völlig auflösbaren Grundmasse auf. Diese Grundmasse erscheint unregelmäßig feinst granuliert, die Kornätzung hat relativ große Zwischenräume zwischen den kleinen Elementen geschaffen. Es hat durchaus den Anschein, daß das Zinksulfid hier noch in kolloidalen Kernen vorliegt, welche von verhältnismäßig breiten Säumen umhüllt sind. Wenn auch die Natur dieser Säume schwer festzustellen ist, so dürfte bei ihrer starken Reaktion auf das schwefelsaure Ätzmittel besonders in den braunroten Blättern mit großer Wahrscheinlichkeit auf Fe_2O_3 zu schließen sein, während die geringe Reaktion in den braungefärbten Blättern Schlüsse auf Vorhandensein von aus dem Erzdolomit stammendem Bitumen am wahrscheinlichsten erscheinen lassen. Die Scheidung gelbbrauner und rotbrauner Blätter ist aber häufig nicht ganz scharf.

Daß die braunrote Raibler Blende die eisenreichste und schwefelärmste Modifikation in Raibl darstellt, die braune Blende wenig Eisen, aber viel Schwefel enthält, die gelbe Blende dagegen die eisenärmste Modifikation bildet, konnte Pošepny (o. c. Raibl, S. 367) bereits durch Analysen nachweisen und würdigen seine Befunde auf das beste mit meiner Auffassung von der Verteilung von Bitumen und Fe_2O_3 in Einklang stehen.

Es scheint bei der starken kristallinen Umsetzung, welche in den lichten Blendeblättern aus dem primären kolloidalen Zustand, über die hexagonal strahlige Kristallinität zur regulär-körnigen Kristallinität, zur Abwanderung von Eisensulfid in jene Blätter gekommen zu sein, welche bei der Vererzung einen Teil des Bitumens des Erzdolomits angereichert hatten. Die Umhüllung der feinsten Eisensulfidelemente mit Bitumen und Roteisenstein verhinderte in ihnen den Eintritt der kristallinen Umwandlung, bzw. verzögerte dieselbe in den dunkeln

1) Ob. Zitat. Chemie der Erde, Band X, 1930, S. 388.

Bändern so sehr, daß in diesen nur erst vereinzelte hexagonale Fasern von Wurtzit entstanden sind. Die Beobachtung an guten Dünnschliffen bestätigt diese Deutung durchaus. Zunächst erscheinen in diesen rotbraune feinste Bänder, welche allerdings nur in Anschliffen, nicht aber in den Dünnschliffen aufzulösen sind, wie Pigmentzüge inmitten der Bänder lichter, kristalliner Blende, ferner zeigen lediglich die dunkeln Bänder unter + Nicol eine schwache, wolkig über das Band hinziehende Aufhellung. Diese kann wegen ihrer allgemeinen, weithin zu verfolgenden Verbreitung nicht auf eine in diesen dunkeln Bändern vorhandene Spannung zurückgeführt werden. Sie beweist vielmehr die hexagonale Wurtzinnatur der Faserkristalle inmitten der amorph-kolloidalen Grundmasse. Auf Grund dieser Beobachtungen bin ich geneigt, die Bänderung der Raibler Schalenblende, soweit sie den verschiedenen intensiven Einschluß von Bitumen beinhaltet, als primär, dagegen die Verteilung der die verschiedene Färbung hervorrufenden Gemengteile als sekundär aufzufassen. Die deutlich verschiedene Feinstruktur der lichten und rotbraunen Bänder beruht auf verschiedene Grade postumer Umkristallisation.

Die As-Bestimmung an Raibler Blenden mit Hilfe der Gutzeit-Eidenbenzschens Arsenprobe ergab in allen Erzkörpern und in allen Teufen der Raibler Lagerstätte einen so großen (relativen!) As-Gehalt, daß Unterschiede nicht mehr feststellbar waren.¹⁾

Das Zentrum der Schalenblendmassen kann entweder von einem Bleiglanzfragment von winzigster bis zu bedeutender Größe oder von einem Rest des Dolomits I oder von einem an seiner Oberfläche gegen die Blende allerdings weitgehend in kristallinen Dolomit I umgewandelten Erdolomitrest eingenommen werden. Sehr schöne Strukturbilder zeigen wie in der Abb. 1 auf Taf. IV Dünnschliffe von Erzstufen, in welchen mit winzig kleinen Bleiglanzkernen viele kleine Schalenblendekokarden nebeneinander liegen und mit den äußeren Blendeschichten in gegenseitige Berührung und Verschmelzung kommen. Die Bleiglanzkkerne zeigen oft noch teilweise idiomorphe Gestalt (Abb. 1, Mitte, und Abb. 3, rechts unten), sie sind aber wohl stets an irgendeiner ihrer Stellen auch von der Blende resorbiert, welche dann schnell in ihr Inneres vorgedrungen ist. Die guten Wiedergaben solcher Stufen bei Pošepny (l. c., besonders seine Fig. 18) lassen diese Verhältnisse schon erkennen. Die Erklärung dieser Strukturen ist darin zu erblicken, daß hier aus der I. und II. Vererzungsphase Züge des Dolomits I vorgelegen haben, in denen idiomorphe Bleiglanzkristalle mehr oder minder isoliert aufgesproßt waren (Taf. V, Abb. 4). Bei der beginnenden Blendevererzung, welche an der Grenze zwischen den Bleiglanzkörpern und dem Dolomit I einsetzte, fand eine leichtere und intensivere Verdrängung des Dolomits statt, so daß die Bleiglanzkörper selbst mehr oder minder resorbiert verblieben und als Zentrum der weiter in dem Erzkörper sich ausbreitenden Blendemassen erscheinen. Bei dieser Ausbreitung der Schalenblende-vererzung landete diese dann auch gelegentlich an neuen Bleiglanz-

¹⁾ Während beim Bleiglanz mit einem Pulver von 1 g gearbeitet wurde, wurde von der Blende nur 0.3 g genommen.

partien, welche mit deutlicheren Resorptionserscheinungen — genau so wie in Bleiberg — in bestimmten äußeren Blendescheiden eingeschlossen verblieben. Sie dürften, so wie ich es auch für Bleiberg (l. c., Bleiberg, S. 53) angenommen habe, teilweise durch das sich kolloidal ausscheidende Zinksulfid nach außen mit vorgetragen worden sein.

Nicht selten kam es inmitten der Schalenblende auch zu so energischer Resorption des Bleiglanzes, daß vielverzweigte Bleiglanz-Resorptionsskelette verblieben (vgl. Taf. IV, Abb. 3, oben im Anschliff), wie sie auch Pošepny in seiner Fig. 7 abgebildet hat. Wegen der größeren Widerständigkeit des Bleiglanzes auf seinen Würfelflächen sind diese stellenweise während des Vorganges herausgearbeitet worden. Auf der Fig. 2, Taf. IV, ist die Resorption des Bleiglanzes nach den Zonen der Würfelflächen an einem mit HNO_3 angeätzten Bleiglanz gut zu verfolgen. Die Blende rückt hier von Zone zu Zone des Bleiglanzes vor, sie hat hier in dem unteren Teil des geätzten Bleiglanzes eine in diesen eingeschlossene Markasitzzone (lichtest weiß) erreicht. Rechts oben ist die Grenze der Blende gegen nicht geätzten Bleiglanz zu verfolgen. In der Abb. 3 auf Taf. IV ist ein Bleiglanz-Resorptionsrest rechts unten sichtbar, welcher ebenfalls eine schnelle Tiefenresorption nach Überwinden der Kristallfläche anzeigt.

Während an diesen Strukturen das jüngere Alter der Schalenblende gegenüber dem Bleiglanz ganz klar ist, treffen wir in Raibl auch auf andere Bildungen, welche zunächst eine mehrfache alternierende Bildung von Bleiglanz und Blende vortäuschen.

Nicht selten zeigen Raibler Erzstufen ein Bild ähnlich der Fig. 10 auf Taf. VI, auf welchem als Kokarde rings um einen Kern von Erdolomit oder Dolomit I drei oder mehr Schalenblenderegionen, durch Bleiglanzregionen voneinander getrennt, zu verfolgen sind. Dieser Aufbau der Erzstufe macht zunächst den Eindruck, als ob die übereinanderliegenden Bleiglanz- und Blendescheiden vom Innersten der Kokarde nach außen in regelmäßiger Folge nacheinander gebildet seien. Die eingehende Untersuchung ergibt aber das folgende: Die Bleiglanzschiebt 1 ist sowohl an ihrem Innen- als an ihrem Außensaum von jenem feinen Markasitsaum umgeben, welcher für die Endphase der Bleiglanzvererzung charakteristisch ist und durch die Richtung der konkaven Kolloidbögen jeweils gegen den Bleiglanz beweist, daß diese Bleiglanzschiebt bei ihrer Entstehung nicht allein nach außen gewachsen ist, sondern sich sowohl nach außen als auch nach innen zur Kokarde ausgebreitet hat. Die Mikrophotographie, Fig. 11 auf Taf. VI, ist dem Saum der Bleiglanzschiebt B bei „m“ entnommen. Besonders der innere Markasitsaum zeigt nun eine starke Resorption durch das erste Blendeband, welches sich auch stellenweise hinter diesem Saum tief in den Bleiglanz hineingefressen hat, so daß dann kleine Resorptionsreste von Markasit und Bleiglanz von der Blende eingeschlossen sind. Die mehr nach außen gelegene zweite Bleiglanzschiebt zeigt die Resorption an ihrer Außenseite in noch viel intensiverer Weise, während an ihrer Innenseite noch eine Zone von Dolomit I erhalten ist, in welcher sich der Bleiglanz gebildet hat.

Während nun der Bleiglanz von der Mitte jeder Zonen beiderseits gegen innen und außen bei seiner Bildung bis zur beiderseitigen

Bildung von kolloidalen Eisenbisulfids (Markasit) vorgedrungen ist, lassen die Kolloidformen der Schalenblende in allen drei Blendezonen erkennen, daß diese überall von innen nach außen einseitig und nicht symmetrisch vorgedrungen ist und überall bei Berührung mit Bleiglanz und Markasit diese resorbiert. Erzstufen wie diese bilden ausgezeichnete Beispiele für „schichtige Metasomatose“, wie ich sie auch aus Bleiberg-Kreuth ähnlich beschrieben habe (vgl. l. c., Bleiberg, S. 55) und schon dort erkannte, daß die Reihenfolge der Überlagerung der Erzstufen keineswegs die Altersfolge ihrer Bildung wiedergibt. Der Bleiglanz ist stets die ältere und die Schalenblende die jüngere Bildung. Die verschiedenen Bleiglanzzonen sind in schichtiger Metasomatose gleichzeitig in mehreren Schichten im Dolomit zur Ausbildung gekommen, die Blende rückte dann später in die zwischen den Bleiglanzschiechten verbliebenen Dolomitschichten ein. Auch sie dürften annähernd gleichzeitiger Bildung sein.

Alle Stufen unserer Sammlung, welche offenbar nicht aus Tiefbauen stammen, zeigen durchaus analoge Verhältnisse, wenn ihnen auch die Markasitsäume am Bleiglanz fehlen. In ihnen finden wir den schichtigen Wechsel von Bleiglanz- und Blendeschichten übereinander genau so wie an der obenbeschriebenen Stufe, auch in ihnen ist die Wachstumsrichtung der Blende meist einseitig nach außen an den Kolloidformen sichtbar, es finden sich aber auch Blendezonen, welche zwischen zwei Bleiglanzschiechten von den beiderseitigen Bleiglangsgrenzen gegen die Mitte der Schalenblendezone gewachsen sind. Meist ist an diesen Stufen wegen des Fehlens der Markasitsäume die innere Fläche der Bleiglanzschiechten durch die gegen sie im Vorrücken gewesene Blende stärker resorbiert.

Ebenso wie zur Endphase der Bleiglanzbildung kam es auch vor dem Abschluß der Blendebildung zur Ausscheidung nunmehr besonders in den neuen Stufen des Raibler Tiefbaues sehr reichlichen Eisenbisulfids in kolloidaler Beschaffenheit. Es ist an den äußeren Randzonen der Schalenblende gegen den Dolomit zunächst zu einer wiederholten Wechselausscheidung von Zinksulfid und Eisenbisulfid gekommen, bis das letztere in Zonen bis zu einer Breite von 10 cm allein gebildet wurde (Taf. V, Abb. 6). Diese Eisenbisulfidzonen erscheinen bei makroskopischer Betrachtung in ihren kolloidformen Kugelsegmenten und in ihrer Bänderung nach den vom Zinksulfid angelegten Kugelsegmenten weitergewachsen, ebenso wie die zwischen die Blendeschichten eingeschalteten Eisenbisulfidbänder genau wie jene gewachsen sind. Makroskopisch lassen sie schon ihre kristallin gewordene Beschaffenheit an der prismatisch-radialen Faserstruktur erkennen. Im Anschliff (Taf. V, Abb. 6) unter dem Opakilluminatormikroskop tritt unter + Nicol sehr deutlich Aufhellung auf, so daß Markasit vorliegt. Die zwischen Blendebändern eingeschalteten Markasitbänder zeigen ausnahmslos bei 60facher Vergrößerung bereits grobe kristallin-körnige Struktur ohne prismatische Anordnung. Pyramidenende ragen in das nächstgelegene jüngere Blendeband hinein, so daß dieser Markasit bereits kristallin geworden sein muß, als das Zinksulfid-Gel noch nachgiebig war. Die Grenze des Markasitbandes gegen das nächstgelegene

ältere Blendeband zeigt dagegen eine ebene Aufwachsfläche. Die Außenzonen des Markasits zeigen ebenfalls zumeist eine grobe Kristallinität, in welcher die Radialfaserigkeit aber ersichtlich ist. Es treten aber auch sehr feine Bänder von Einschlüssen im Markasit auf, welche häufig dicht gedrängt stehen und die kolloide Anwachsform an Einschlüssen zeigen; diese letzteren setzen auch quer durch die nebeneinander gelegenen Markasitkristalle ganz unabhängig von den Kristallgrenzen hindurch. Selbst bei Immersion nicht auflösbar, kann es sich hier nur um Einschlüsse handeln, welche im ursprünglichen Eisensulfid-Gel vorgetragen, bei der kristallinen Umwandlung des letzteren in Markasit an ihrem Ort verblieben und wieder nur Bitumen sein können, welches aus dem metasomatisch verdrängten Dolomit stammt.

In der Lagerstätte kam es öflich zur Ausscheidung größerer Züge von großkristallinem Baryt, in welchen immer Imprägnationszonen von gelber Blende enthalten sind. Die Barytzüge sind den äußersten Flächen von Schalenblendemassen vorgelagert, jedoch tritt mit dem Baryt kein Markasit auf. Inmitten der Barytmassen sind Bleiglanzstücke auch von Faustgröße vorhanden, diese sind gegen den Baryt stark resorbiert und von Barytadern durchzogen. Reste des Dolomits I sind im Baryt ebenfalls in wechselnder Größe eingeschlossen. Über die Ausscheidungsfolge und Ausscheidungsart des Baryts gibt das mikroskopische Bild eine genaue Auskunft (Taf. V, Abb. 7.) Im kleinen makroskopisch vom Dolomit wegen seiner ebenfalls schneeweißen Farbe schwer unterscheidbar, findet sich Baryt verbreitet, u. zw. stets zwischen spät ausgeschiedenen äußeren Schichten der Schalenblendekokarden. Der Baryt tritt zunächst in isolierten Nadeln inmitten des Dolomits I in einem Dolomitband zwischen Blendeschichten auf und nimmt dann in den nach außen folgenden Schichten zu, so daß dann schließlich auch reine Barytschichten den äußeren Blendeschichten eingeschaltet sind. Der Baryt ist eine Bildung der späteren Blendeausscheidung, sein Absatz war aber vor dem Absatz des kolloidalen Eisenbisulfids bereits beendet. Wo die Ausscheidung des Baryts beginnt, wird die Blendebildung teilweise stark vermindert und führt zur Bildung isolierter Blendepartien, welche entweder isolierte lichtgelbe Blendekristalle oder Kristallaggregate darstellen, welche anscheinend primär-regulär-kristallin entstanden oder zuniudest bereits beim Absatz des Baryts ihre Kristallbegrenzung schon besaßen. Die Barytbildung erscheint als eine Ausscheidung aus etwas höher temperierten Mineralisatoren. Der Baryt erscheint überall (Taf. V, Abb. 7) in langspitzen Nadeln, welche die Neigung erkennen lassen, senkrecht zur Kolloidform der Schalenblende aufzuwachsen. Die Schiffe zeigen auch die bei der Barytbildung erfolgte Verdrängung des Dolomits I.

In den zahlreichen untersuchten Erzstufen aus den Neuaufschlüssen habe ich keinen Flußspat gefunden, wohl aber zeigt ein sehr altes Sammlungstück einer Stufe vom Sebastiani-Barbara-Schlag eine überaus starke Flußspatführung. Der Flußspat tritt hier innigst von gelben Blenderrhombendodekaeden imprägniert in genau der dunkeln Varietät auf wie in Bleiberg, so daß er auch hier für Karbonat gehalten worden ist (vgl. Bleiberg, S. 51 ff.). Eine derhere, stark korrodierte Bleiglanzmasse ist

von einem makroskopisch graugelb erscheinenden Gemenge von Flußspat mit reichlicher Blende überzogen und durchtrümmert. In Schichten, in denen die Blende spärlich auftritt, stellt sich in feinsten Verteilung ein nicht nadelförmiges, sondern körniges Gemenge von Baryt ein. Nach außen folgt sodann ein makroskopisch schwarzgrau erscheinendes, ebenfalls dichtes, feinkörniges Gemenge von Baryt und Flußspat. Das Vorkommen von lichtem Flußspat und Baryt außerhalb des Erzkörpers in Klüften des Wettersteindolomits wurde ferner in Raibl wiederholt beobachtet, lediglich seine metasomatische Entstehung ist in Raibl im Gegensatz zu Bleiberg-Kreuth sehr beschränkt.

4. Bitumenanreicherung im Schiefer.

Wie aus der vorstehenden Besprechung des Dolomits I, des Markasits der Bleiglanzphase und der Schalenblende hervorgeht, spielt die Verteilung von bituminösen Beimengungen im Erzkörper auch in der Ausbildung der Erze eine besondere Rolle. Sie ist größer als in Bleiberg, da der Bitumengehalt des in Raibl metasomatisch verdrängten Triasdolomits primär ein höherer ist als in dem in Bleiberg verdrängten Wettersteinkalk. Innerhalb der Schiefer ist es in Raibl infolge der Verdrängung des Bitumens bei der Vererzung, u. zw. wohl überwiegend bei der Bleiglanzvererzung, auf diesem Wege zur Bildung von derhen, tiefschwarzen, pechglänzenden Bitumenmassen gekommen. In einer mir vorliegenden Stufe ist es zu bis 1 cm anschwellenden, nahezu reinen Bitumenschichten gekommen. Es handelt sich um mit Erdpech verwandte Massen, welche, in Röhren erhitzt, blähen, einen gelben Rauch geben, aus welchem gelbe Tröpfchen sublimieren. Der Rauch riecht nach Naphtha, das Sublimat ist in kaltem Schwefelkohlenstoff leicht löslich, beim Verdunsten bedeckt sich diese Lösung mit einer wachsartigen Haut eines Paraffins. Im Dünnschliff (Taf. V, Afb. 8) erscheint das Gestein als ein normaler kristalliner Dolomit I, in welchem unregelmäßig begrenzte Reste des Erzdolomits schwimmen, das Bitumen ist in Zügen in diesem Erzdolomit verteilt. Diese Züge können unter Bildung von mit Bitumen ausgefüllten Hohlräumen zu den vorerwähnten dickeren Zügen reinen Bitumens anwachsen. Da die Kristalle des Dolomits I auch hier wie allgemein Bitumen, u. zw. teilweise in zonarer Anordnung eingeschlossen, enthalten, so dürfte die Entstehung der derben Bitumenzüge kaum zur Zeit der Bildung dieses Dolomits, wahrscheinlich eher bei der Bleiglanzvererzung unter gleichzeitiger Lösung von Erzdolomit, entstanden sein. Bei der Wanderung aus dem letzteren bis in die dichten Bitumenzüge dürfte es sich noch um flüssige Bitumina gehandelt haben, welche aber später, besonders bei der Zertrümmerung des Gesteins während der Ausbildung der Dolomit-II-Klüfte, unter Abgabe der leichtflüchtigen Bestandteile zu der erdwachsartigen Masse zusammengeschrunpft sind.

5. Der junge kristalline Dolomit und die junge Wanderung des Bleiglanzes.

Die Lagerstätte von Raibl ist nach der Bildung der Schalenblende neuerdings zerrissen worden und durch einen schneeweißen, jungen

Dolomit verheilt worden. Dieser Dolomit II ist makroskopisch vom Dolomit I nicht zu unterscheiden, er ist genau so schneeweiß und spätig wie jener und auch wie der Baryt. Er enthält aber nicht jenen Fe- und Mg-Überschuß, welcher für den Dolomit I auf S. 152 als charakteristisch bezeichnet wurde. Sein Ca-Mg-Gehalt, ebenso wie sein geringer Fe-Gehalt entspricht der Zusammensetzung des triadischen Erdolomits, des Trägers der Lagerstätte. Auch mikroskopisch ist er im Dünnschliff durch seine klare Durchsichtigkeit gegenüber dem meist mit zonar eingeschlossenem Bitumen versehenen, trübbräunen Dolomit I zu erkennen.

Da in ihm keine aszendenten Elemente vorhanden sind, so kann seine Bildung nur aus dem Erdolomit selbst durch deszendente Wasser aufgefaßt werden.

Er kommt in den tieferen Lagerstättenteilen nur als Kluftausfüllung vor. Seine Kluft- und Spaltengänge durchtrümmern den Erzkörper. Nicht einmal die aus weißem Dolomit bestehenden Zentren der falschen Kokarden bestehen aus ihm, wie die auf S. 152 angegebene chemische Untersuchung wiederholt ergab, bei dieser Bildung liegt, wie auf S. 150 betont wurde, eben auch keine Hohlraum- oder Drusenausfüllung vor, sondern eine gegen ein Zentrum von allen Richtungen aus vorrückende Metasomatose in einen in Dolomit I umgewandelten Erdolomitkern hinein.

Die Bildung des jungen Dolomits II fand jedenfalls mindestens teilweise zu jener Zeit statt, als in den oberen Lagerstättenteilen im Kleinen Königsberg durch deszendente Auslösung offene Klüfte entstanden bzw. erweitert wurden und die Galmei-Anglesit-Bildung stattfand. Der Dolomit II gehört der Oxydationsphase der Lagerstätte an.

Es ist von Interesse, daß mit seiner Bildung eine randliche Wiederlösung von Markasit, Blende und Bleiglanz stattfand. Unter dem Opak-Illuminator ist dies an den Grenzen dieser Erze gegen den Dolomit II deutlich wahrnehmbar (Taf. VI, Fig. 10, oben). Dabei kam es außerhalb der Oxydationszone auch zur Rekristallisation von Bleiglanz an den Klüften. Besonders Stufen aus dem Schiefer lassen eine Durchtrümmernung mit jungen Bleiglanzadern erkennen, welche durch Bleiglanz- und Blendezonen gerade, in mehrfach parallelem Verlauf hindurchsetzen. Eine solche junge Bleiglanzkluft, vermenget mit Dolomit II durch eine Blenderegion, ist in der Abb. 5, Taf. V, links, ersichtbar. Eine Rekristallisation von FeS_2 oder von Blende wurde dagegen nicht beobachtet.

Die durch den Verlauf der jungen Dolomit-II-Gänge verfolgbare Zerreißen der Erzlagerstätte zeigt sich in den jüngsten Schalen der Schalenblende in jenen Zügen, in denen diese durch die letzte Markasitbildung abgelöst wird, in einer besonderen Form. Hier sehen wir, wie eine mechanische Zerreißen der Erze nicht nur an quer zu den Blendeschalen gestellten Zerreißenflächen eingetreten ist, sondern die stattgehabte Bewegung ist auch den Grenzflächen der einzelnen Schalen gefolgt, und zwar sind es ganz vorwiegend die den letztgebildeten Blendeschalen eingelagerten und aufgesetzten Markasitschichten, welche, in ihrer Schicht zerrissen, mit dem jungen Dolomit ausgeheilt, als Markasitbreccie erscheinen; an dem Verlauf ihrer kolloidformen Struktur erkennt man sie als zerrissen und räumlich gedreht und ungelagert.

Da sich eine stärkere Resorption des Markasits gegenüber der Blende sonst nicht erkennen läßt, kann nur die Vermutung bestehen, daß die strahlig struierten Markasitschichten bei der eingetretenen Bewegung leichter zerrissen wurden als die zäheren Blendeschichten.

Bei dieser jungen Bewegung der Lagerstätte kam es auch lokal zu so großen Druckäußerungen (lokale Verklemmungen), daß der Bleiglanz stark deformiert wurde. Es entstanden stengelig-griffelförmig struierte Bleiglanzpartien, welche mit den „Röhrenerzen“ Pošepnys nicht zu verwechseln sind. Derartige Partien enthalten ebenfalls in ihnen eingeschlossene Dolomit-I- und Blendemassen. Der Anschliff solcher Stufen zeigt die Deformation des Bleiglanzes an der gestreckten und meist auch nicht mehr ebenflächigen Gestalt der durch den Anschliff entstandenen Würfelaustritte. Es ist aber auch eine chemische Reagenz der Erzmasse wahrzunehmen. Die Ränder Bleiglanz/Blende zeigten wiederholt eine deutliche Resorption der Blende gegen den Bleiglanz. Der Bleiglanz ist in Täschchen und engen Zügen in die Blende eingedrungen, wobei wohl kaum an eine mechanische Einpressung gedacht werden kann. Diese und die vorstehend beobachteten jungen Bleiglangzüge durch die Erzkörper der Schieferregion bilden einen Beweis für die — übrigens lange bekannte — leichte Wanderung dieses Erzes in Lagerstätten.

Die Zerreißen der Lagerstätte nach ihrer Bildung ist, wie zahlreiche, schon von Pošepny und von Kraus beschriebene Erzhamische beweisen, auf einen weiteren in die Tiefe gerichteten Einbruch der Scholle des Kleinen Königsberges an den bestanden Verwerfersystemen zurückzuführen, welcher an die jungen N-S-Klüfte der Bleiberg-Kreuther Lagerstätte erinnert.

5. Pyrit-Arsenkies-Anreicherungen.

Im vorstehenden wurden die normal ausgebildeten apomagmatischen Erzassoziationen von Raibl behandelt. Es kommen bei Raibl aber auch Erzassoziationen von wesentlich abweichender Zusammensetzung mit perimagnetischen Elementen vor, welche ein besonderes lagerstättenkundliches Interesse verdienen. Die im nachfolgenden untersuchte Pyrit-Arsenkies-Stufe wurde im Jahre 1909 auf einer geologischen Exkursion bei Raibl gesammelt, leider ist ihr genauer Fundort nicht bekannt; ich vermute, daß sie aus Aufschlüssen östlich des Luscharisystems im Osten des Seebachtales stammt.

Die chalkographische Untersuchung der Erzstufen ergab die folgenden Einzelheiten:

Die Haupterze der Stufe bilden ein normalgelber Pyrit in grobkristalliner Ausbildung und lichtgelber Arsenkies in geringerer Menge. Makroskopisch sind ferner eisenreicher Dolomit, Bleiglanz und Quarz wahrnehmbar. Anschliffe zeigten ferner unter dem Opakilluminatormikroskop Blende und spärlichen Pyrrhotin und in größerer Menge Pyrit mit erhaltener primär-kolloidaler Struktur.

Der grobkristalline Pyrit besteht aus zirka 1 mm großen, unregelmäßig körnig gegeneinander begrenzten Individuen, welche nur selten Würfeligbegrenzung zeigen, in dieser aber stets idiomorph in kleine, in der Stufe

erhaltene Hohlräume hineinragen. In diesen Drusen stehen auf den Würfeln auch kleine sechsseitige Quarzprismen. Der ebenfalls harte Arsenkies erscheint unter dem Opakilluminatormikroskop stark lichter und heller als der Pyrit, er zeigt weniger Schlißknäpfehen als jener und springt gegen ihn mit Relief hervor. Der Arsenkies ist stellenweise innig mit Quarz durchsetzt. Da die Arsenkiesindividuen als Ausfüllung von Zwickeln zwischen dem Pyrit auftreten, dürften sie mit dem Quarz etwas jünger als dieser sein. Durch Ätzung mit HNO_3 , welche den Pyrit nicht angreift, erscheint schnell eine sehr schöne Strukturätzung, welche eine Anwachsstruktur nach dem rhombischen Prisma offenbart; zwischen den so sichtbar gewordenen Anwachsramellen sind Quarzzüge im Arsenkies eingefügt (Fig. 9, Taf. V). Ungeätzter und geätzter Arsenkies zeigt unter + Nicols deutliche Polarisationsfarben. Die beobachtete leichte Ätzung des Arsenkies steht im Gegensatz zu Schneiderhöhns Befunden an diesem Erz (Anleitung zur mikroskopischen Bestimmung usw., 1922, S. 197). Ich vermutete, daß das besondere Verhalten des Raibler Arsenkies auf einen gewissen Ni- oder Co-Gehalt zurückzuführen sein könnte, wegen der Empfindlichkeit des Kobaltins und Chloanthits gegen HNO_3 . Die daraufhin angestellte Prüfung mit Dimethylgloxim und Rhodanammon ergab aber weder eine Ni- noch eine Co-Reaktion.

Mit diesen vorwaltenden Erzen findet sich in ansehnlicher Menge noch Bleiglanz. Dieser ist in mehr oder minder großen Partien als ältere Bildung gegen Pyrit und Arsenkies stets sehr stark resorbiert. In seiner Nähe treten ebenfalls von Pyrit und Arsenkies stark resorbiert ansehnliche Mengen eines sehr feinkörnigen, noch kolloidale Struktur aufweisenden Pyrits auf, welcher aller Wahrscheinlichkeit ein pyritisiertes Umwandlungsprodukt des Markasits aus der Raibler Bleiglanzphase darstellt. Diese auf Taf. V, Fig. 9, in dem oberen Bildfeld sichtbaren Pyritmassen haben das gleiche Aussehen wie Bildungen, welche Ramdohr vom Rammelsberg beschrieben hat.¹⁾ Im Erz des Rammelsberges handelt es sich um durch Druckschmelzung überarbeitete Gelstrukturen von Blende und Kupferkies, in Raibl um durch einen hochtemperierten Mineralisator pyritisierten Markasit mit erhalten gebliebener Gelstruktur. Im Bleiglanz eingewachsen, stellenweise auch im kolloidoförmigen Pyrit, findet sich ein anderes, unter dem Opakilluminatormikroskop braunrosa gefärbtes, weiches Erz mit starker Polarisationsfärbung unter + Nicol. Es ist etwas lichter als Enargit unter dem Opakilluminatormikroskop, seine Polarisationsfarben sind grau, blaugrün bis gelb und gelbbraun, nie aber rot. Eine sichere Bestimmung als FeS erlaubte die Feststellung des Magnetismus an einem feinen ausgebohrten Pulver und der Ätzungsversuch mit KCN, welches keine Kornätzung wie beim Enargit, sondern lediglich einen farbigen, schwer zu entfernenden Überzug erzeugte. Resorptionsreste dieses Pyrrhotins schwimmen auch im Pyrit und Arsenkies. Er ist dem Bleiglanz in Form langer Prismen eingelagert, welchen die Resorption durch Pyrit und Quarz in den Bleiglanz hinein gefolgt ist. Da der Pyrrhotin dieser Resorption offenbar

¹⁾ F. Ramdohr, Über den Mineralbestand und die Strukturen der Erze des Rammelsberges. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., B. B. 57, besonders S. 1033, und Fig. 3.

leichter verfiel als der Bleiglanz, so dürfte seine Menge im Verhältnis zum Bleiglanz ursprünglich eine erheblich größere gewesen sein. Das Vorkommen von Magnetkies in dieser Paragenese erscheint gewiß sehr auffallend und deutet auf einen Überschuß an Fe gegen S im Mineralisator hin.

In geringerer Menge sind ebenfalls stark korrodierte Blendemassen inmitten der Pyrit-Arsenkieze vorhanden. Eine Anätzung mit schwefelsaurem Kalipermanganat ließ ausnahmslos eine sehr feine Kornstruktur erscheinen neben einer kolloidoförmigen Schichtung, ganz übereinstimmend mit der Struktur der Raibler Schalenblende (wie Fig. 3, Taf. IV). Die Blende zeigt auch unter dem Opakilluminatormikroskop rotbraune innere Reflexe, sie ist im Anschluß unter dem Opakilluminator wesentlich leichter als der Quarz, aber grauer als Bleiglanz und an der mittleren Härte und den Schliffnäpfchen leicht erkennbar. Mit ihr sind alle vorbesprochenen Lagerstättenminerale im Kontakt. Gegen Pyrit und Arsenkies ist die Blende sehr stark korrodiert, gegen den Bleiglanz zeigt sie einfachere Konturen und erst bei 200facher Vergrößerung erkennt man, daß die Blende in konvexen, für kolloidale Ausscheidung charakteristischen Formen in den Bleiglanz vorgedrungen ist. Der Bleiglanz enthält in der Nähe der Begrenzung wohl auch isolierte Einschlüsse der Blende, ungleich häufiger sind aber auch größere, nicht kristallin begrenzte Bleiglanzteile in der Blende. Das Altersverhältnis beider Sulfide wird dort klarer, wo Reste des Dolomits I auftreten. Solche sind bei starker Vergrößerung reichlich erkennbar. In dem anisotropen Dolomit schwimmen (ähnlich Abb. 4) viele kleinste Bleiglanzwürfel oder die Zwickel des Bleiglanzaggregates sind durch Dolomit ausgefüllt. In ein solches Gemenge rückt die Blende mit kolloidalen Köpfchen vor und verdrängt das Karbonat reichlicher, indem sie auch intakte Bleiglanzwürfel als Einschlüsse in sich aufnimmt. Diese Verhältnisse erweisen die Blende als deutlich jünger als der Bleiglanz.

Die Deutung dieser durch erstaunlichen Mineralreichtum ausgezeichneten Erzstufe ist die folgende:

Als älteste Bildung der I. und II. Vererzungsphase erscheinen wiederum Dolomit I, hier oft in innigem Gemenge mit Bleiglanz, in den Abschluß dieser Phase gehören die in der Erzstufe sehr verbreiteten, noch die äußere Form von Gel-Ausscheidungen zeigenden feinkristallinen Pyritpartien. Gegenüber den normalen apomagmatischen Raibler Erzstufen bildet nur der mit dem Bleiglanz gleichzeitig gebildete Magnetkies eine Abweichung, dessen Bildung mir nur aus dem Umstand verständlich erscheint, daß bei reichlicherem Gehalt von Fe ein gleichzeitiges Manko an S im Mineralisator vorhanden war. Dann wurde auch hier ein Zinksulfid-Gel metasomatisch gegen Bleiglanz und Dolomit I vorrückend ausgeschieden, welches bald feinkristallin wurde. Nun setzte aber wohl zur Zeit und an Stelle der Eisenbisulfid-Gel-Ausscheidung am Ende der Blendebildung eine grobkristalline Bildung von Pyrit und Arsenkies mit Quarz ein, welche auf alle vorgebildeten Erze stark korrosiv einwirkte. Diese Bildung, welche unter starker Zufuhr von As erfolgte, kann nur aus einem hoch temperierten Mineralisator, welcher die Ausscheidung des Eisenbisulfids als kristallinen Pyrit zur Folge hatte, verstanden werden. Wir sehen daher, daß in Raibl lokal in der allerletzten Vererzungsphase

ein Mineralisatorauftrieb von perimagnetischem Charakter erfolgt ist. Die Lagerstätte läßt erkennen, daß sowohl in ihrer rein apomagnetischen Ausbildung als auch in jener perimagnetischen Endphase, welche die Pyrit-Arsenkies-Stufe darstellt, die As-Zufuhr von der II. Phase ab ständig über die Bleiglanz- und Blendebildung bis zur Endphase zugenommen hat und in der letzteren ihr Maximum erreichte.

V. Zusammenfassung der Ergebnisse der chalkographischen Untersuchung. Der Vererzungsvorgang.

Das Hauptkennzeichen der Lagerstätte von Raibl ist die ausgezeichnete Erhaltung der Struktur der primären Erzausscheidung. Erz-bilder wie in Raibl und auch in Bleiberg sind in den Alpen nur bei sehr jungen Lagerstätten zu erwarten, welche keiner orogenetischen Pressung oder gar Metamorphose unterworfen gewesen sind. Nur in solchen Lagerstätten finden wir die unveränderten Bilder primärer Erzausscheidung, von Resorptionen und interner kristalloblastischer Mineralbildung und können den primären Vererzungsvorgang bis ins Detail aufdecken. In Raibl haben spätere Bewegungen in den bereits vor Beginn der Vererzung bestandenen Zerrüttungszonen nur sehr lokal genügt, Bleiglanz zu deformieren und von ihm einen Lösungsumsatz, sekundäre Einwanderung in winzige, die Lagerstätte durchsetzende Spalten zu bewirken.

Ein weiteres Kennzeichen der Lagerstätte bietet die überwiegende Gel-Ausscheidung des Zinksulfiderzes und des Eisenbisulfids. Bei der bis heute schon über 1000 m nachgewiesenen seigeren Höhe der in ihren Grundzügen unveränderten primären Erzbildung, unverändert in Füllung, As-Führung und in der Phasenvererzung, kann Raibl nur als rein azendent, hydrothermal-telemagnetisch aufgefaßt werden. Es müssen niedertemperaturierte Thermalwässer gewesen sein, welche die Schwermetalle, als Fluoride und Chloride, sowie Ba, Mo und zunächst H_2S und sodann SO_2 gebracht haben. Nur in der letzten Phase kamen — vermutlich an stärkeren offenen Verwerfern oder aktiv werdenden Verwerfern — auch hochtemperaturierte Thermalwässer, welche Pyrit, Arsenkies und Quarz absetzten und die vorgebildeten Markasitmassen in Pyrit verwandelten, ohne daß diese ihre Gel-Struktur bis zur Unkenntlichkeit verloren.

Eine gewisse Abwandlung der Mineralfüllung mit der Tiefe ist aber feststellbar. Die Bestimmung des in dem Raibler Bleiglanz enthaltenen As ließ keine Zunahme dieses perimagnetischen Elements mit der Tiefe erkennen, aber die Zunahme des Markasits gegenüber dem Bleiglanz und der Blende mit der Tiefe ist in Raibl gut feststellbar. Im Bergbau st neuerdings die „Verkiesung“ der Lagerstätte in der Tiefe recht unangenehm aufgefallen.

Das lokale Auftreten einer perimagnetischen Arsenkiesphase nach der rein apomagnetischen Blende-Phase bildet ein Analogon dazu, daß die Raibler Lagerstätte überhaupt auf die Umgebung von Raibl beschränkt ist, also im Zuge der Julischen Alpen einen lokalen Charakter besitzt. Offenbar sind gerade hier die Aufstiegsbedingungen für die

Mineralisatoren an den Verwerferbündeln von Raibl die günstigsten in dem ganzen Bereich der Julischen Alpen gewesen. Die Raibler Erze können nur auf die Tätigkeit des gleichen Magmas zurückgeführt werden wie diejenigen von Bleiberg. Beide sind die gleichzeitigen Bildungen aus dem gleichen telemagmatischen Vorgang eines gleichen Magmas. Man kann vermuten, daß das Magma, welches die flüchtigen, in den Erzen teilweise zum Absatz gekommenen Substanzen lieferte, unter dem Zug der Karawanken—Gailtaler Alpen in geringerer Tiefe gelegen sei als unter den Julischen Alpen, in denen der Aufstieg zu Tage nur an dieser einen Stelle besonders tief reichender Verwerfer mit Zerrüttungszonen möglich war, oder wäre es denkbar, daß der Einbruch an den Verwerfern bis zum Magma reichte und in diesem die hydrothermale Freigabe der flüchtigen Substanzen verursachte? Ich halte es für gut, die letzten Schlußfolgerungen aus der Untersuchung der ostalpinen Erzlagerstätten, als welche ich im Jahre 1927¹⁾ die Aufklärung der tiefenmagmatischen Vorgänge zur alpinen Tektonik bezeichnet hatte, erst nach weiteren Erfahrungen zu ziehen.

Die Sukzession, d. h. der Ablauf der Phasenvererzung in Raibl ist derjenigen Bleibergs nächstverwandt, dagegen eine völlig andere wie in den Blei-Zink-Lagerstätten vom Typus Litija (Littai) und Rabenstein-Haufenreith im Grazer alpaläozoischen Gebirge. Die folgende Zusammenstellung gewährt eine Übersicht über die ermittelten Vererzungsvorgänge.

Die Phasenvererzung in Raibl.

	Resorbierte Minerale	Neugebildete Minerale		Mineralisator
		a)	b)	
		apomagmatisch	perimagmatisch	
I. Phase	Triasdolomit	Fe-Mg-reicher Dolomit I		alkalisch mit Fe-Mg-Hydrokarbonat
II. Phase	Triasdolomit	a) Dolomit I + Bleiglanz	+ Magnetkies	alkalisch mit H ₂ S und Pb Cl ₂ H
	Dolomit I	b) Bleiglanz c) Fe S ₂ — Gel (Markasit I)		schwach sauer
III. Phase	Triasdolomit	a) Dolomit I	Pyrit, Arsenkies + Quarz	alkalisch mit H ₂ S + Fe-Mg-Hydrokarbonat und Zn F ₂ + Ba Cl ₂
	Dolomit I	b) Zn S — Gel (Schalenblende)		
	Markasit I Bleiglanz	c) Fluorit + Baryt Zn S — Gel d) Fe S ₂ — Gel (Markasit II)		schwach sauer

Tektonische Bewegung.
Bildung von Oxydationserzen und PbS-Rekristallisation.

¹⁾ Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien, 1928, S. 234.

Die Übereinstimmung des Vererzungsvorganges in Raibl mit dem in Bleiberg-Kreuth geht aus dem Vergleich mit der entsprechenden Zusammenstellung auf Seite 80 meiner Arbeit über Bleiberg-Kreuth hervor, es fehlt aber nicht an Unterschieden zweiter Ordnung. Vor allem fällt die am Ende der II. Vererzungsphase stattgefundene Eisenbisulfid-Gel-Ausscheidung (Markasitzzone I) und die am Ende der III. Phase beobachtete Bildung der Markasitzzone II auf. Nach Bernauer¹⁾ ist bei gleichzeitiger Anwesenheit von Zn und Fe im H_2S -haltigen Mineralisator die Ausscheidung des ZnS bei alkalischer Lösung (und Anwesenheit von Dolomit) und bei saurer Lösung diejenige von FeS_2 bevorzugt. Da nun der Fe-Gehalt des Bleiberger Mineralisators in Anbetracht der Breunneritbildung in der I. Phase zur Zeit der Bleiglanzbildung kaum geringer gewesen sein dürfte als derjenige des Raibler Mineralisators, so dürften Unterschiede in der Azidität die Ursache der von Bleiberg abweichenden wiederholten Ausscheidung von FeS_2 -Gel in Raibl sein. Diese Erklärung wird dadurch noch wahrscheinlicher, daß es zur Zeit der Bildung des Eisenbisulfids II nach der Blende in Raibl in Bleiberg zur Anhydritbildung gekommen ist.

Eine größere Bedeutung hat der höhere As-Gehalt des Bleiglanzes und wohl auch der Blende in Raibl und das gelegentliche Auftreten von Pyrit und Arsenkies, Erze, welche höher temperierte Mineralisatoren ebenso wie der mit ihnen paragenetische Quarz voraussetzen. Diese perimagnetischen Elemente in Raibl fehlen in Bleiberg vollständig.

Zugleich werden diese Lagerstätten der Julischen und Gailtaler Alpen durch diese Komponenten zu den Tauern-As-Au-Lagerstätten in Beziehung gebracht, worauf ich im Vorjahr bereits hingewiesen habe.²⁾

Aus der Annahme der Zugehörigkeit der Lagerstätten von Raibl und Bleiberg-Kreuth zur apomagnetischen Zone der perimagnetischen Tauern-As-Au-Lagerstätten würde die geologisch gleichzeitige Bildung aller dieser Lagerstätten zu folgern sein. In Raibl läßt sich das Alter der N-S-Verwerfer, an denen der Kleine Königstein eingebrochen ist und welche die Vererzung bereits vorgefunden hat, mangels Auftretens tertiärer Sedimente in diesem Gebirgszug nicht ermitteln. Daß die Vererzung eine junge ist, ergab sich aber aus der oben auseinandergesetzten Feststellung, daß zur Zeit der Vererzung das bestehende Gebirgsrelief um Raibl bereits in seinen Anfängen angelegt gewesen sein muß. Ferner ist eine weitere Bewegung an den Verwerfern wiederum nach der Vererzung erfolgt, und wie die Erfahrungen aus dem heutigen Bergbau lauten, werden auch heute noch Spannungsauslösungen in der Grube an Detonationen und rezenten Bewegungen beobachtet.

Die von mir für Bleiberg-Kreuth abgeleitete jungpliozäne Vererzung würde den Verhältnissen bei Raibl nicht widersprechen und auch auf die Tauern-As-Au-Vererzung anwendbar sein.

1) F. Bernauer, Die Kolloidchemie als Hilfswissenschaft der Mineralogie und Lagerstättenlehre, Berlin, 1924, S. 64.

2) Perimagnetische Typen ostalpiner Erzlagerstätten. Sitzungsbericht Wiener Akademie 139, 1930, S. 291.

Ich möchte der Feststellung, daß die Lagerstätte von Raibl keine Anzeichen enthält, daß eine Gebirgsbewegung während der gesamten Phasenvererzung stattgefunden hat, sondern daß nur vor und nach der Vererzung Bewegungen feststellbar sind, eine gewisse Bedeutung beilegen, und bin ich der Ansicht, daß aus dieser Feststellung nur gefolgert werden kann, daß der Ablauf der gesamten Vererzung geologisch gesprochen in einer relativ kurzen Zeit stattgefunden haben muß.

Unter der Annahme, daß die Tauern As-Au-Vererzung tatsächlich die perimagmatische Form der in Raibl-Bleiberg als apomagmatisch entwickelten Vererzung darstellt, wäre die von H. Michel¹⁾ im Siglitz-Pochart-Erzwieser-Gangzug erkannte Phasenvererzung zu der von mir in Raibl-Bleiberg ermittelten in Beziehung zu bringen. Beim Dionysgang stellte H. Michel die folgenden Phasen fest: 1. Phase: Pyrit-Löllingit, darauf Arsenkies mit Quarz als Gangart, sodann tektonische Bewegung auf den Gangspalten. 2. Phase: Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies. An diesen Erzen sind niemals Bewegungsspuren beobachtet worden. Als Verdrängungserscheinung wurde nur das Vorrücken von Bleiglanz in Arsenkies beobachtet. Die auf den ersten Blick gegenüber den Befunden in Raibl vollständig abweichende Phasenvererzung wird durch die sogenannte „teleskopische“ Zonengliederung verständlich. Es würde die in dem nachstehenden Schema wiedergegebene Beziehung bestehen, in welcher der Arsenkies gewissermaßen den Leithorizont darstellt.

perimagmatisch		apomagmatisch	
Au-As-SiO ₂ -Vererzung der Hohen Tauern		Pb-Zn-Vererzung Raibl-Bleiberg	
Generation B	Bleiglanz	—	
	Zinkblende/Kupferkies	—	
Bewegung			
Generation A	Arsenkies	(Arsenkies)	
	Pyrit	{ Pyrit-Markasit	
		{ Blende	
		{ Bleiglanz	

Die zweite Vererzungsgeneration (B) in den Hohen Tauern hat dort eine Bleiglanz-Blende-Vererzung mit Au gebracht, in die apomagmatische Zone ist aber kein Schwermetall mehr gelangt. In Raibl-Bleiberg ist die Vererzung im früheren Stadium zum Abschluß gekommen als im Gebiet der Au-As-Erzlagerstätten der Hohen Tauern. Dagegen hat sich während der Phase A in der perimagmatischen Zone anscheinend nur Pyrit gebildet, als in der apomagmatischen Zone zur gleichen Zeit die gesamte Blei-Zinkerz-Bildung in Raibl und Bleiberg erfolgt ist. Die auf Seite 165 beschriebene Pyrit-Arsenkies-Stufe von Raibl zeigt die Elemente der apomagmatischen und der perimagmatischen Zonen vereint, und die festgestellte Sukzession der vielen in ihr befindlichen Sulfide zeigt uns das jüngere Alter des Arsenkies gegenüber der gesamten normalen Raibler Vererzung. Wir

¹⁾ H. Michel, Die goldführenden Erze des Siglitz-Pochart-Erzwieser Gangzuges usw. Tschermaks Min.-petrograph. Mitteilungen 38, 1925, S. 341.

erkennen nunmehr erst die Bedeutung der andauernden Zunahme des As-Gehaltes in den Erzen der Raibler Lagerstätte von der jüngsten Vererzungsphase bis zur Markasitendphase nach der Blendebildung; diese entspricht durchaus einer gleichzeitigen Zunahme des As in der perimagnetischen Zone. Trotzdem zwischen dem Typus der jungen As-Au-Erzlagerstätten und demjenigen von Raibl-Bleiberg noch heute unbekannte Übergangstypen — vielleicht im Altpaläozoikum der Karnische Alpen oder der Karawanken — bestehen dürften,¹⁾ so sind wir auf Grund unserer heutigen Kenntnisse doch schon in der Lage, uns ein Bild von diesen zu machen und so zugleich eine Vorstellung darüber zu gewinnen, in welcher Weise sich die Erzkörper von Bleiberg und Raibl mit zunehmender Tiefe ändern dürften.

Bleiberg gehört mit dem geringeren As-Gehalt seiner Erze und des noch außerhalb der Schiefer seltenen Markasits in seiner Lagerstätte einer noch mehr telemagnetisch und noch mehr apomagnetisch gelegenen Erzzone an als Raibl. Es ist zu erwarten, daß die Bleiberger Erzkörper mit zunehmender Teufe immer mehr die Zusammensetzung der heute in Raibl abgebauten Erzkörper annehmen werden. In Raibl wird sich die Markasitmenge mit zunehmender Teufe ständig auf Kosten des Bleiglanzes und dann auch der Zinkblende vergrößern, in einer gewissen Tiefe wird der kolloid ausgeschiedene Markasit durch primär-kristallinen Pyrit ersetzt werden. Es werden Markasit-Pyrit-Übergangsbildungen erscheinen, wie sie H. Ehrenberg²⁾ kürzlich aus dem Aachener Revier beschrieben hat. Diese werden sodann in die rein körnig-kristallinen derben Pyrit-Arsen kies-Konzentrationen der perimagnetischen Zone unter gleichzeitiger Aufnahme von mehr As und Au übergehen, in denen der Bleiglanz und die Blende der Phase A völlig fehlen oder nur noch in seltenen Verdrängungsresten vorhanden sind.

VI. Die Verbreitung des Lagerstättentypus Bleiberg-Raibl.

Der Typus Bleiberg-Raibl besitzt in den Ostalpen die stärksten und anhaltendsten Konzentrationen von Blei- und Zinkerzen und damit die erzeichsten Lagerstätten. Es hat aber den Anschein, als ob zu diesem metasomatischen, extrem apomagnetischen (telemagnetischen) Typus, in welchem die Erze aus niedrig temperierten, aber azendenten Mineralisatoren abgesetzt worden sind, auch die reichsten und größten Pb- und Zn-Erz-Konzentrationen der gesamten Erde gehören. Ich habe bereits vor Jahren³⁾ auf die Übereinstimmung des Typus Missouri-Mississippi mit Bleiberg hingewiesen, wir sehen diese heute bedeutend klarer.

Die als azendent und deszendente vielumstrittene Blei-Zinkerz-Lagerstätte vom Mississippi-Missouri (National lead Co.) kann heute nach

¹⁾ Vgl. die Beschreibung der Erze des Monte Calisio. Sitzungsbericht der Wiener Akademie, 1931 (in Druck).

²⁾ Das Auftreten und die Eigenschaften ehemaliger FeS₂-Erze usw. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, B. B. 57, II. Hälfte, S. 10.

³⁾ Mitteilung der Geologischen Gesellschaft Wien, Bd. 21, 1928 (1930), S. 155.

W. H. Emmons¹⁾ wohl endgültig als azendent-primär angesehen werden, sie befindet sich, wie die unseren, auch unter einem inpenetrablen Schieferhorizont. Die Sukzession der Erze ist durch eine der unseren nächstverwandten Phasenvererzung gekennzeichnet. Nach Smith und Liebertal begann die Vererzung mit Galenit, es folgten Blende, Pyrit, Baryt und Markasit. Auch darin, daß der Bleiglanz von Missouri nur Spuren von Silber enthält, wird die Zugehörigkeit dieser Lagerstätte zu dem alpinen Typus Raibl-Bleiberg bekräftigt. Vielleicht gehört sie aber im Gegensatz zu unseren Lagerstätten einer perimagnetischen Antimonvererzung an. Der Hauptunterschied ist in dem Auftreten von Kupferkies in Mississippi-Missouri gelegen. Nach Emmons ist die apomagnetische Zone der Mississippi-Blei-Zinkerze wahrscheinlich noch von einer weiteren äußeren Zone ultraapomagnetischer Manganerze (Rhodochrosit) umgeben, welche in den Ostalpen bisher nicht festgestellt werden konnte.

Es würde naheliegen, auch an eine Verwandtschaft mit der Blei-Zinkerz-Region Oberschlesiens zu denken. Die vorzügliche Darstellung, welche Duwensee²⁾ kürzlich von der Lagerstätte in Deutsch-Bleischarley gegeben hat, läßt aber außer in der Mineralfüllung der Lagerstätte keine Merkmale des Typus Raibl-Bleiberg erkennen, auch befinden sich die Erze hier bekanntlich über einem Schieferhorizont. Manche Merkmale scheinen mir dafür zu sprechen, daß Deutsch-Bleischarley überhaupt keine primäre Lagerstätte ist, sondern ein durch Zementationsvorgänge, sekundär durch deszendente Lösungsumsatz umgewandelte, wenn auch die Möglichkeit besteht, daß die primäre Lagerstätte, aus welcher die heute vorhandene hervorging, dem Typus Bleiberg-Raibl entsprochen hat.

¹⁾ W. H. Emmons. The origin of the deposits of sulphide ores of the Mississippi valley. Econ. geol., 24, 1929, S. 221.

²⁾ Duwensee, Die oberschlesische Blei-Zinkerz-Lagerstätte usw. Metall und Erz, 26, 1929, S. 481.

Tafelerklärung.

Tafel IV.

Abbildung 1. Dünnschliff-Durchsicht. gew. Licht $8 \times$ vergrößert.

Gekrösestruktur des Erzkörpers. Schalenblende dringt in rhythmischen Schichten links oben von einem weißen Dolomit-I-Kern und in der Mitte und halbrechts oben von Bleiglanzkerne (schwarz) nach außen. Es entstehen „falsche Kokarden“ (weiß, rechts und links unten), in deren Mitte sich Dolomit-I-Reste befinden, welche von der gegen sie allseitig vordringenden Blende noch nicht resorbiert worden sind. Der große Bleiglanzkerne (Mitte) ist bis in sein Inneres teilweise von Blende verdrängt.

Abbildung 2. Geätzter Anschliff. u. d. O. J. $60 \times$ vergrößert.

Links Bleiglanz, in welchem durch HNO_3 -Ätzung die Würfelanwachsstruktur sichtbar wurde. In einigen Würfeln sind Markasitbänder (hell weiß) eingewachsen.

Blende (grauweiß) rückt von rechts in den Bleiglanz und hat einzelne Würfelschalen — bis zum Markasitband — resorbiert. Das Markasitband löst sich in einen Zug von Resorptionsresten (nach oben) in der Blende auf.

Oben ungeätzter Bleiglanz (weiß). Schalenblende rechts ungeätzt.

Abbildung 3. Angeätzter Anschliff. u. d. O. J. $60 \times$ vergrößert.

Struktur der Schalenblende durch Ätzung mit schwefelsaurem Kalipermanganat sichtbar gemacht. Genaue Erklärung Text S. 158 Als Kerne der Schalenblendekokarden oben rechts ein Bleiglanz-Resorptions skelet (weiß) und unten rechts ein stark resorbierter Bleiglanzkristall (weiß).

Tafel V.

Abbildung 4. Anschliff. u. d. O. J. $60 \times$ vergrößert.

Kristallines Wachstum des Bleiglanz. Bleiglanzkristall-Embryonen (weiß) wachsen im Dolomit I auf. Von links ist später Blende (grauweiß, Relief) besonders gegen Bleiglanz resorbierend in das Gemenge eingedrungen.

Abbildung 5. Anschliff. u. d. O. J. $60 \times$ vergrößert.

Kolloides Wachstum der Blende. Blende-Gel-Embryonen (grauweiß) sprossen im Dolomit I auf. Gegensatz von Abbildung 4.

Links von oben nach unten Kluft mit einem nach der primären Vererzung durch Umlösung rekristallisierten Bleiglanz (hellweiß) und Dolomit II erfüllt.

Abbildung 6. Anschliff. u. d. O. J. $65 \times$ vergrößert.

Markasitzone auf äußerster Schalenblendeschicht (unten tiefgran). Innerhalb des Eisenbisulfidgels kam es ab und zu noch zur Ausscheidung von Zinknisulfidgel (tiefgraue Kolloidmassen). Aus dem Eisenbisulfidgel entstanden mehr oder minder große kristalline Markasitmassen. Feine mit Bitumen vermengte Bänder zeigen unauffällbares, wahrscheinlich noch amorphes Eisenbisulfid.

Abbildung 7. Dünnschliff unter II Nicols $68 \times$ vergrößert.

Barytblenderegion. Unten Barytprismen in Dolomit I-Zügen zwischen Blendeschichten. Bei der Ausscheidung der reinen Barytzone (oberhalb der Mitte) kam die Blendeausscheidung zeitweise zum Stillstand, Blende beginnt körnig ausgeschieden zu werden.

Abbildung 8. Dünnschliff. gew. Licht $18 \times$ vergrößert.

Bitumenkonzentration. Inmitten kristallinen, Bitumen enthaltenden Dolomits I ein ungelöster Rest von Wettersteindolomit, in und an welchem sich die Anreicherung des Naphtha-Bitumens vollzogen hat.

Abbildung 9. Anschliff. u. J. O. J. $60\times$ vergrößert.

Arsen kies-Quarz in Pyrit. In Zwickel zwischen Pyrit (hellgrau) setzt sich Arsen kies (mit HNO_3 geätzt). In diesem ist durch Ätzung die prismatische Struktur und zwischen den Prismenschalen gleichzeitig ausgeschiedener Quarz sichtbar geworden. Oben pyritisierte Reste von Gel-Markasit (ungeätzt, grau-schwarz meliert) aus der Bleiglanzgeneration. Quarzkristalle (grau) in diese hineinwachsend. Weiß = ungeätzter Arsen kies.

Tafel VI.

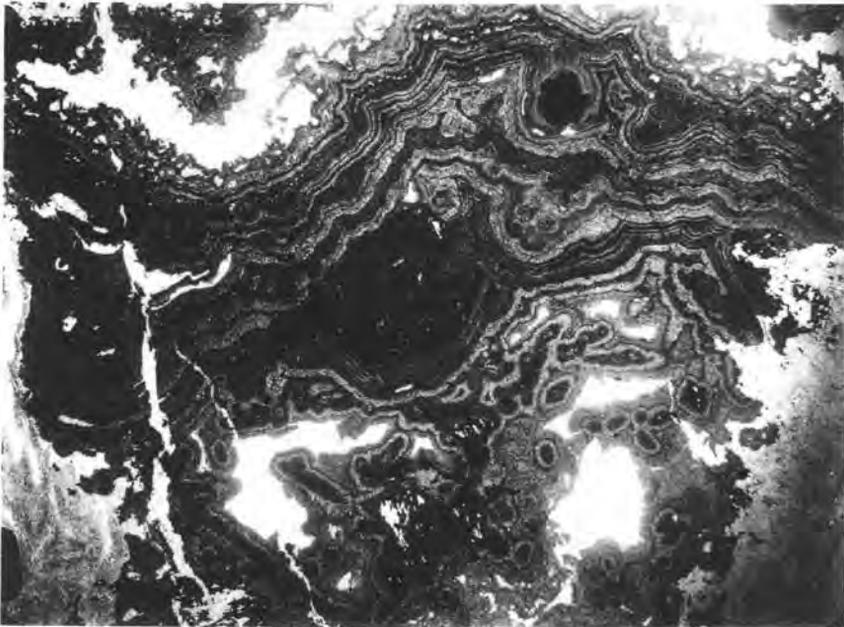
Abbildung 10. Anschliff. Natürliche Größe.

Schichtig-metasomatische Kokarde. Um einen Kern von Dolomit I (links unten) folgen alternierend drei Schalepblende- und drei Bleiglanz zonen. Die innerste und die äußerste Bleiglanzzone ist jeweils beiderseits von Markasitsäumen überzogen, welche auf den Bleiglanz sowohl gegen außen wie auch gegen innen angewachsen sind (Markasit der Bleiglanzgeneration). Die Blendeschichten haben sich später, die teilweise in Resten noch vorhandenen zwischengelagerten Dolomit-I-Zonen verdrängend, zwischen die Bleiglanz zonen abgesetzt. Sie sind im Gegensatz zum Bleiglanz mit den Markasitsäumen stets nach außen rhythmisch angewachsen und haben stellenweise den inneren und äußeren Rand der vorgebildeten Bleiglanz zonen, beziehungsweise Markasitschichten angelöst und in Resorptionsresten umschlossen.

Rechts oben Dolomit II auf schwach angelöstem Bleiglanz und Markasit. Abbildung 11 ist der Stelle *m* entnommen.

Abbildung 11. Anschliff der Stelle *m* der Abbildung 10 $80\times$ vergrößert.

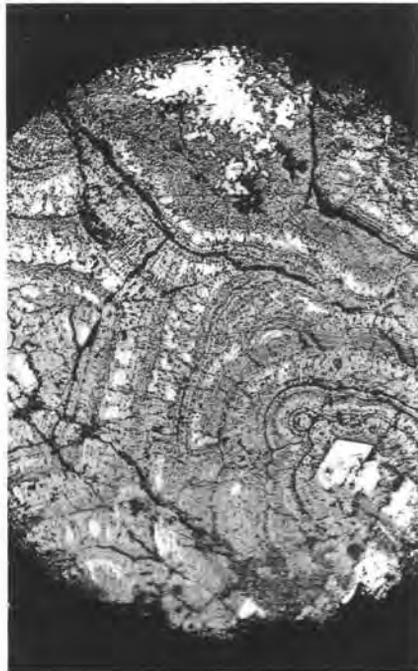
Markasitsaum auf Bleiglanz (unten grau). Eisenbisulfid wurde am Ende der Bleiglanz bildung auf diesem gebildet. Am Bleiglanz baldig eingetretene Markasit-Kristallinit, die aufsprossenden Pyramidenflächen haben die höheren Gelschichten, welche sie zu umfließen scheinen, in die Richtung ihrer Form verlegt. Die ganze Masse besteht heute aus Markasit, welcher in den äußeren Bändern strahlig ist.



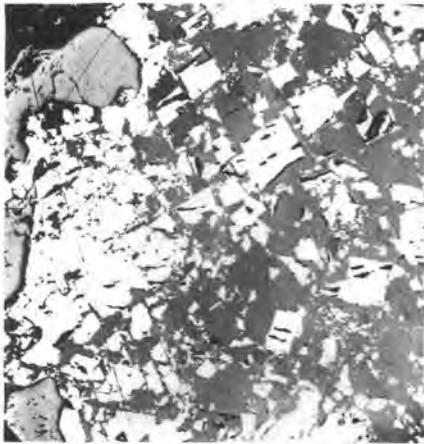
1



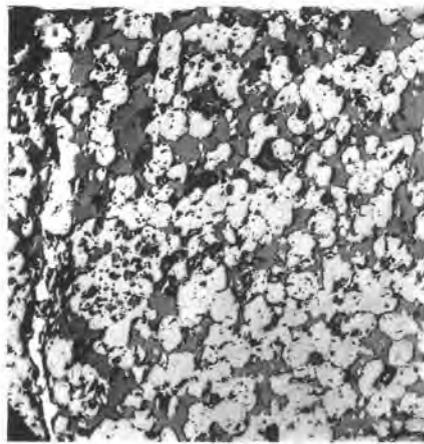
2



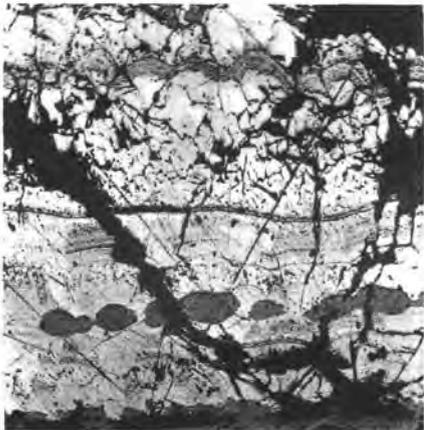
3



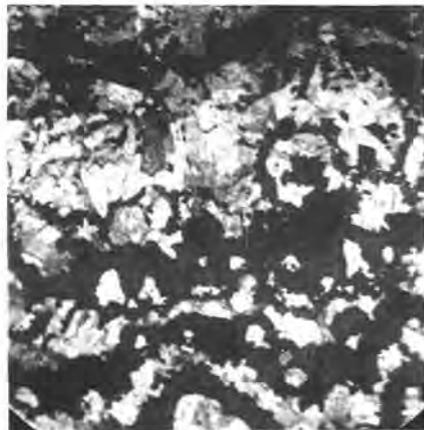
4



5



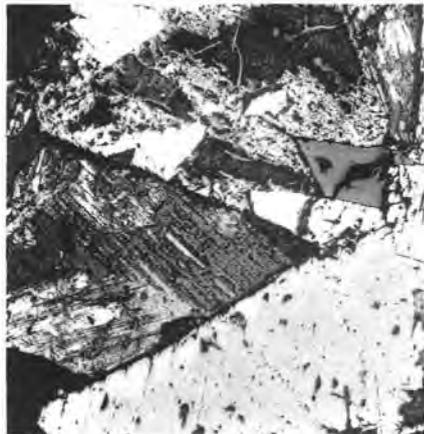
6



7



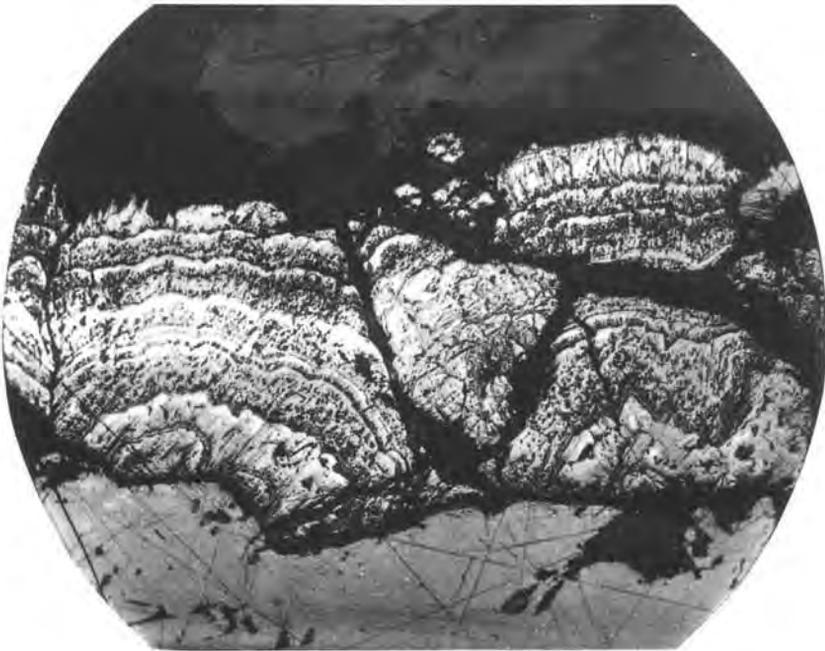
8



9



10



11

Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales und des Großen Walsertales.

Von Otto Ampferer.

(Mit 30 Zeichnungen.)

Diese Beiträge bilden eine unmittelbare Fortsetzung der im Jahrbuch 1930 abgedruckten Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales. Sie sind das Ergebnis der letztjährigen Aufnahmen, welche aus dem Gebiete des obersten Lechtales bereits in das Gebiet des Großen Walsertales übergegriffen haben.

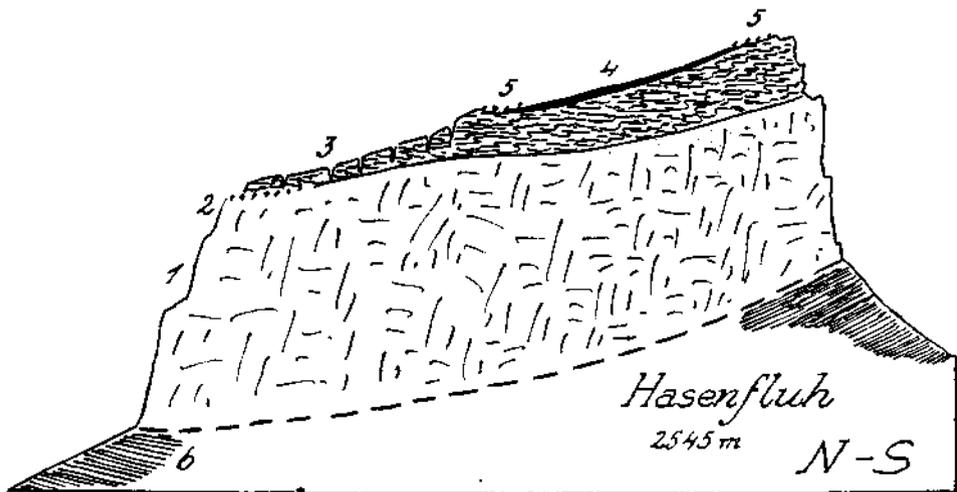


Fig. 1. 1 = Hauptdolomit. 2 = Breccie aus 1 und verschiedenen Kalken — wenig mächtig. 3 = scharfgewalzte Aptychenkalke mit gelbgrauen zerrissenen Hornsteinen. — 4 = weiche gelblichbräunliche, seidenglänzende Kreideschiefer mit Sandsteinen und Breccien. — 5 = rote und grüne Hornsteine mit Mangankrusten — nur in Trümmern. — 6 = Kreideschiefer.

Zunächst bringen diese Beiträge noch einige Ergänzungen zu den bisherigen Aufnahmen im Bereiche des obersten Lechtales.

Ich beginne auch diesmal wieder mit meiner Beschreibung und mit meinen Profilen am Flexenpaß.

Zu den Bergen, welche ihre geologische Struktur trotz ihres freimütigen Aufbaues mehr verhüllen als verkünden, gehört auch die Hasenfluh.

Ich habe dieselbe im Sommer 1930 wieder besucht und traf dabei das Gipfelplateau fast völlig schneefrei an.

In diesem Zustand ließ sich gleich feststellen, daß über den schon beschriebenen, ungemein scharf ausgewalzten Aptychenkalken noch in dünnen Überzügen oder in Trümmersaaten teils jüngere, teils ältere Schichten vorhanden sind. Fig. 1.

Die relativ größte Ausdehnung nehmen dabei weiche, gelblich-bräunliche, seidenglänzende Mergel sowie Sandsteine und feine Breccien ein, die offenkundig die Entwicklung der Lechtaler Kreideschiefer zeigen. Diese Gesteine sind in einer wenig mächtigen Lage über den Aptychenkalken ausgebreitet und reichen bis zum Ostgipfel empor.

Am unteren und am oberen Ende dieses dünnen Kreidelappens findet sich eine Saat von kleineren Trümmern von roten und grünen Hornsteinen, die vielfach mit blauschwarzen Mangankrusten überzogen sind.

Diese Hornsteintrümmer liegen auf den Kreideschiefern und sind an diese gebunden. Sie gehören wahrscheinlich ins Hangende der Kreideschiefer.

Die Reste der Hornsteintrümmer sind so weit aus ihren ursprünglichen Verbandsverhältnissen herausgerissen, daß sich dieselben nicht mehr mit Sicherheit ergänzen lassen.

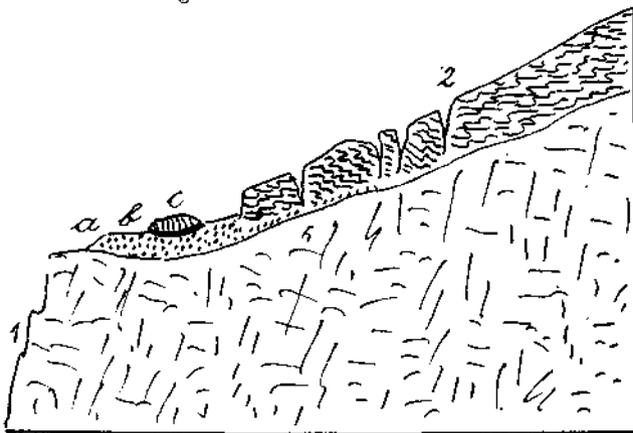


Fig. 2. 1 = Hauptdolomit. 2 = scharfgewalzte Aptychenkalk. a = Breccie aus Hauptdolomit und Kalken b = gelbe Fleckenmergel. c = rote Liaskalkbreccie.

Die eben geschilderten Schichtenreste sind aber nicht die einzige Merkwürdigkeit des hohen Plateaus der Hasenfluh.

Nahe oberhalb der Einstiegsstelle auf dieses Plateau findet sich hier die in Fig. 2 abgebildete Stelle.

Den Untergrund der kleinen ovalen Erhöhung bildet eine aus eckigen Brocken von Hauptdolomit bestehende, wenig mächtige Breccie.

Diese Breccie ist fest mit der Hauptdolomitscholle der Hasenfluh verkittet und findet sich auch in kleinen Resten noch an anderen Stellen.

Hier wird diese Breccie von einer schmalen Lage von schmutziggelben Fleckenmergeln und diese von einer kleinen Kappe von einer Breccie aus roten Liaskalken überlagert. Auch dieses Vorkommen liegt ganz isoliert. Knapp darunter bricht die Steilwand des Hauptdolomits in die Tiefe und knapp darüber beginnt die Decke der gewalzten Aptychenkalk.

Offenbar gehört aber dieser kleine Schichtenrest ins Liegende der Aptychenkalk hinein.

So bescheiden die oben geschilderten Schichtenreste auch ihrer Masse nach sind, so erweitern sie doch den Umfang der am Aufbau der Hasenfluh beteiligten Gesteine ganz wesentlich.

Die dicht verfalteten und intensiv ausgewalzten Aptychenkalke des Hasenfluhplateaus liegen dem Hauptdolomitsockel mit mäßiger Neigung gegen N zu auf. Trotzdem sind die untersten Teile dieser Aptychenkalke, wie Fig. 1 und 2 zeigt, von tiefen Zerrungsspalten zerschnitten. Diese Spalten werden wohl durch den Zug von kleinen Gleitbewegungen aufgerissen.

Eine weitere Ergänzung zu meinen früheren Berichten habe ich dann bezüglich der Eisenscharte nördlich von der Stuttgarter Hütte einzuschalten.

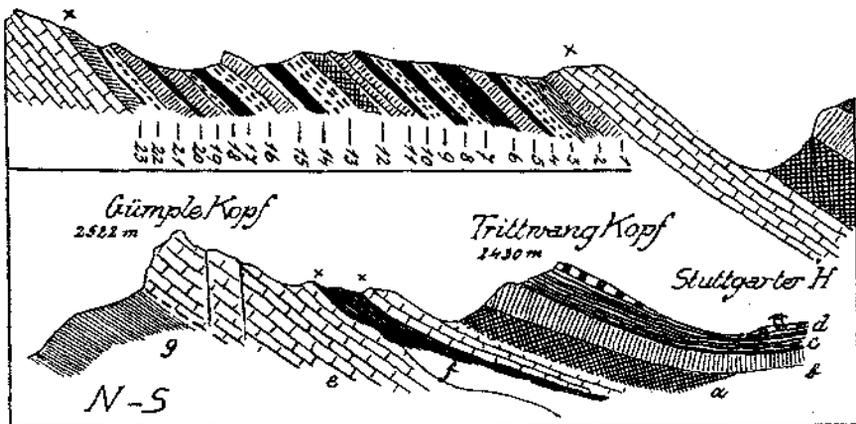


Fig. 3. a = Vererzungszone. b = Muschelkalk. c = Partnachschieben. d = Arlbergkalk. e = Hauptdolomit. f = Kössener Schichten. g = Kreideschiefer. X - X = Kössener Profil. 1 = schwarzer Kalk. 2 = schwarze, knollige Kalke und schwarze Mergel. 3 = Lumachelle. 4 = schwarze Mergel. 5 = schwarze, gelblich verwitternde Kalke. 6 = tiefschwarze, feinblättrige Mergel. 7 = Lumachelle. 8 = Schiefer. 9 = weiche schiefrige Lumachelle. 10 = Schiefer. 11 = feste, fossilreiche dunkle Kalke. 12 = bläulich-graue Kalke. 13 = feste, dichte, feinschmelige Lumachelle. 14 = Schiefer. 15 = graue, rauhe Kalke. 16 = feste Lumachelle. 17 = Schiefer. 18 = Lumachelle. 19 = blaugrauer Kalk. 20 = Schiefer. 21 = gelb verwitternder Kalk. 22 = gelbe Lage mit grauen gebogenen Kieien. 23 = sandiger Hauptdolomit.

Diese Scharte ist zwischen Trittwangkopf im S und Gümplekopf im N eingesenkt.

Wahrscheinlich liegt aber hier auf der Karte des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines vom Jahre 1913 eine falsche Namensgebung vor, da sich an der Eisenscharte dieser Karte keine Eisenerze befinden, wohl aber an der südlicher gelegenen unteren Wangscharte.

Ich wurde durch Professor Dr. W. Petrascheck auf diese Eisenscharte aufmerksam gemacht, die ich in früheren Jahren noch nicht besucht hatte.

Die Eisenscharte, 2462 m, der Alpenvereinskarte, Fig. 3, ist ganz in Hauptdolomit eingeschnitten und ohne geologisches Interesse.

An der unteren Wangscharte, 2362 m, streichen an der Südseite die auffallenden, rostigen, eisenreichen Lagen des Muschelkalks durch.

An der oberen Wangscharte, 2448 m, ziehen jedoch die Kössener Schichten in einer sehr fossilreichen Entwicklung durch.

Es sind dies dieselben Kössener Schichten, welche sich im Liegenden der Krabachjochdecke befinden und ihren ganzen Westrand von der oberen Wangscharte bis zum Gipfel der Erler Spitze einsäumen.

An der oberen Wangscharte sind diese Kössener Schichten, wie Fig. 3 zeigt, jedoch besonders reich entwickelt.

Auffallend ist dabei, daß die zahlreichen, recht fossilreichen Lagen keine stärkere tektonische Bearbeitung zeigen. Die Platten mit den zahlreichen Versteinerungen besitzen eine ganz normale Erhaltung der Skulpturen, obwohl sich die Kössener Schichten hier im Liegenden der Krabachjochdecke befinden.

Die Kössener Schichten der oberen Wangscharte lagern allerdings nicht unmittelbar unter dieser Schubmasse, sondern werden von derselben noch durch einen Keil von Hauptdolomit getrennt. Dieser Keil schaltet sich erst an der Westseite des Trittwangkopfes ein.

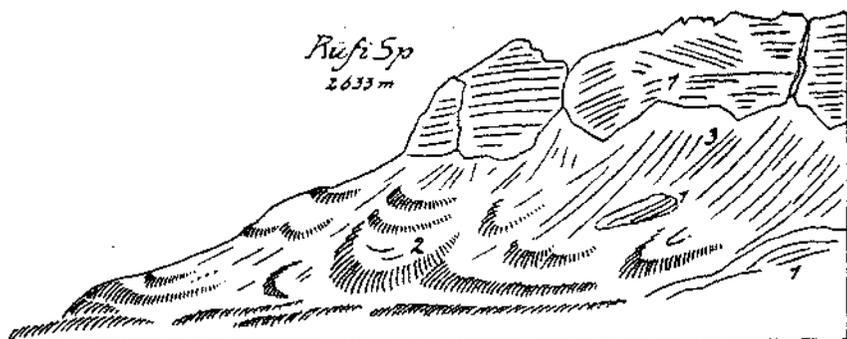


Fig. 4. 1 = Hauptdolomit. 2 = Endmoränenwälle der Schlußzeit. 3 = junge Schutthalden.

Er begleitet von dort unseren Zug von Kössener Schichten bis in eine Scharte zwischen Rauhem Kopf und Krabachspitze unmittelbar an den Abbruch ihrer Nordwand.

Die Krabachjochdecke liegt also nur im S unmittelbar auf den Kössener Schichten.

Dann stellen sich am Westrande der Krabachjochdecke der Reihe nach eine Scholle von Aptychenkalken, eine von oberrätischem Kalk und an der Wangscharte endlich eine Scholle von Hauptdolomit ein.

Diese Schollen treten nicht übereinander, sondern, soweit man sehen kann, nebeneinander auf.

Unter ihnen streichen die Kössener Schichten geschlossen durch und ober ihnen der Muschelkalk, der die Basis der Krabachjochdecke bildet.

Eine greifbare tektonische Verbindung besteht nicht zwischen diesen Schollen.

Es ist wahrscheinlich, daß dieselben durch den Vorschub der Krabachjochdecke aus ihren ursprünglichen Verbänden herausgerissen wurden und hier als „Schubstrandgut“ zur Ablagerung kamen. Sie sind nach ihrer Form und Lagerung entweder aus S oder aus SO herbeigefrachtet worden.

Bei der Hauptdolomitscholle ist nur eine Verschiebung aus geringer Entfernung zur Erklärung ihrer derzeitigen Lage nötig.

Die Kössener Schichten der Wangscharte gehören ins Hangende der Inntaldecke, deren Hauptmasse hier unter der Nordwestecke der Krabachjochdecke aus Hauptdolomit besteht.

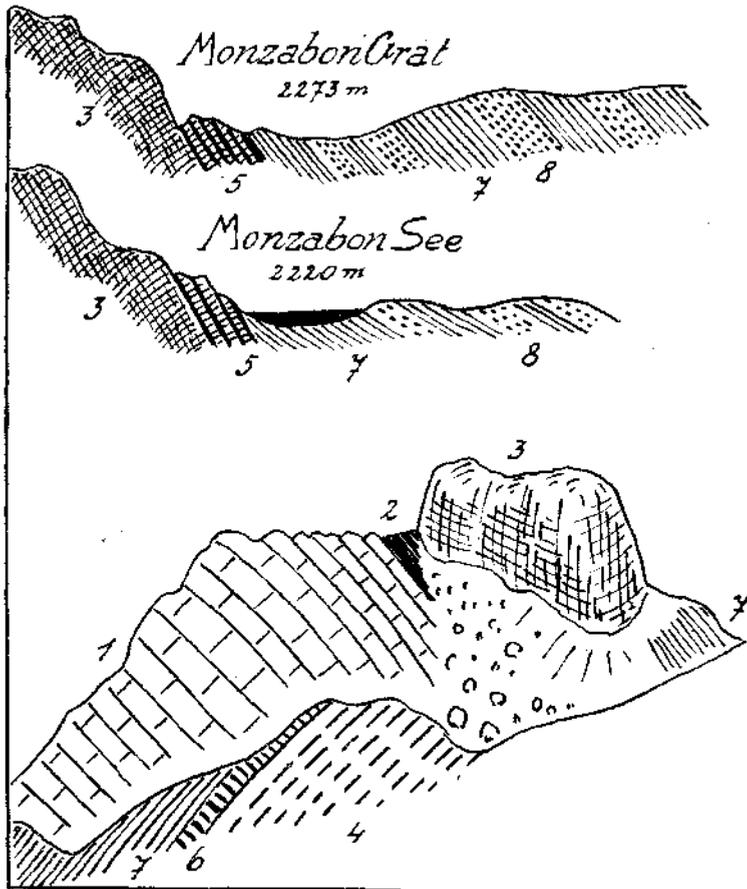


Fig. 5. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätischer Kalk. 4 = Hornsteinreiche Fleckenmergel. 5 = Tilhoufaserkalk — Kalkbreccien mit Hornsteinstücken. 6 = Fischzahnbreccie. 7 = Kreideschiefer. 8 = Fischzahnbreccie. 9 = poröse Kreidesandsteine.

Dieser Hauptdolomit formt auch den schroffen Gipfel der Rüfispitze, 2633 m, an dessen Südostseite sich ein reiches Gehänge von Moränenbogen, Fig. 4, erhalten hat.

Übersteigt man von der oberen Wangscharte aus den Kamm, welcher von der Rüfispitze über Gümplekopf—Rauhen Kopf zur Krabachspitze leitet, so gelangt man am Fuß der Steilwände zu der scharf geschnittenen Schubfläche mit der hier die Inntaldecke auf den Kreideschiefen der Lechtaldecke ruht.

In diese mächtigen und weichen Massen von Mergeln, Schiefeln, Sandsteinen und Breccien ist hier das schöne Kar des Ochsenzümples eingesenkt.

Die Anfschlüsse in den mit zirka 45° gegen S einfallenden Kreideschiefern sind von hervorragender Schönheit und leichter Zugänglichkeit.

Zwischen den weichen Seidenschiefeln und den verschiedenartigen Mergeln ragen hier zackige, kleine Mauern von bräunlichen Sandsteinen hervor. Diese Sandsteine sind von breiten Klüften krenzweise zerschnitten, die mit einer perlmutterschalenartigen Kalkmasse ausgeheilt sind.

Das Liegende der Kreideschiefer bilden Felskuppen von oberrätischem Kalk, die streckenweise von roten Liaskalken sowie von Tithonkalkbreccien überlagert werden. Sehr gute Aufschlüsse liefert hier die Umgebung des schön gelegenen kleinen Monzabonsees.

Der Monzabonsee, Fig. 5, liegt an der Südseite des Monzabonkopfes in einer Höhe von 2220 m noch ganz auf Kreideschiefern, grenzt aber mit seinem Nord- und Westufer unmittelbar an die roten Tithonkalke an. Am Monzabongrat legen sich die Kreideschiefer anscheinend konkordant auf die Tithonkalke. Diese letzteren stoßen unmittelbar an die ungeschichteten oberrätischen Kalke.

Die Tithonkalke in der Umgebung des Monzabonsees sind dunkelrote, schlierige, sandige Kalke, reich an Belemniten und teilweise aufgelösten, angefressenen Ammonitenschalen. Vielfach bestehen sie aus Kalkbreccien mit blauschwarzen Mangankrusten und vielen roten Hornsteinstücken.

Wir haben auch hier wieder zwei deutliche Transgressionen vor uns, die ältere des Tithons und die jüngere der Oberkreide.

Die Tithonkalke liegen auf einem scharf eingeschnittenen Relief. Sie transgredieren bis auf den oberrätischen Kalk. An anderen Stellen sind noch die mit dem Oberrätikalk verschweißten, blaßroten, dichten, muschelartig brechenden Liaskalke erhalten. An anderen Stellen sind auch noch Fleckenmergel und Hornsteinkalke vorhanden.

Diese Tithontransgression ist in der Umgebung des Flexenpasses recht deutlich ausgesprochen, verliert aber sowohl nach O als auch gegen W zu sehr rasch an Bedeutung.

Nördlich des Lechs treten diese typischen Tithonkalke nur noch in einem kleinen Rest an der Ostseite der Mohnenfluh auf. Sie setzen hier eine kleine Schubsholle zusammen, welche auf Kreideschiefern ruht, Kuppe 2135 m.

Diese Tithonkalksholle westlich oberhalb der Gaisbühelalpe hat nur etwa einen Durchmesser von 200 m und besteht aus hellgrauen und roten flaserigen Tithonkalken, die von grünen und roten Hornsteinkalken sowie von Fleckenmergeln unterlagert werden.

Die Fleckenmergel bilden die Sohle der Schubmasse unmittelbar über Kreideschiefern. Die Fleckenmergel haben eine wesentlich größere Verbreitung und reichen von hier bis in die Scharte zwischen Mohnenfluh und Juppenspitze hinein.

Dabei werden dieselben von jener eigenartigen Breccie überlagert, welche durch die Führung von hellen Phyllitstückchen ausgezeichnet ist. Ich habe diese Breccie, welche auch schon von Mylius und Benzinger erwähnt wurde, im Jahrbuch 1930 näher beschrieben.

Gegen SW verschwindet die Tithonschuppe samt ihrer Unterlage sehr rasch.

Hier finden wir, wie Fig. 6 angibt, auf derselben Basis von dunklen, weichen Kreideschiefern nur mehr eine Scholle von hellgrauer Rauh- wacke, die wohl in die Serie der Raibler Schichten hineingehört.

Diese Rauh- wacken setzen sich an der Südseite der Mohnenfluh über die Raacheggmälder bis zur Götzner Alpe fort und stehen dort dann mit den mächtigen Rauh- wacken an der West- und Nordseite des Kriegerhorns in geschlossenem Zusammenhang.

Die Scholle mit den Tithonkalken sowie eine ganze Reihe von kleinen südlich und östlich benachbarten Schollen von Aptychenkalken, Hornsteinkalken und Hauptdolomit gehören also ins Liegende der großen Schubmasse von Mohnenfluh—Kriegerhorn hinein.

Für die Tithonkalkscholle an der Ostseite der Mohnenfluh, Punkt 2135 m, ist dieser Befund insofern merkwürdig, als sich sonst diese Faziesausbildung hier nur in den Hangendschichten der Lechtaldecke

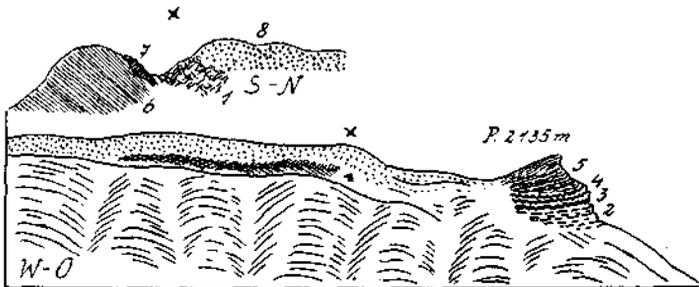


Fig. 6. 1 = gelbgraue Rauh- wacke. 2 = Fleckenmergel. 3 = rote Hornsteinkalke. 4 = grüne Hornstein- kalke. 5 = hellgraue und rote Tithonkalke. 6 = Kreideschiefer. 7 = Sandsteinblöcke mit Orbitalinien. 8 = Moränenwall.

in der Gegend des Flexenpasses findet. Man muß also wohl annehmen, daß die Tithonkalke doch aus dem Hangenden der Lechtaldecke stammen und vielleicht bei der Stürneinrollung dieser Schubmasse in ihr Liegendes gekommen sind. Die aufrechte Lage unserer Scholle stimmt allerdings mit einer Überrollung nicht überein. Vielleicht ist aber diese Scholle noch vom Rande abgeglitten, bevor es zu einer Überkipfung gekommen war.

Eine interessante Ergänzung zu diesen Schollen im O von Mohnen- fluh—Kriegerhorn liefern die neu aufgefundenen Schollen bei der Unteren und Oberen Partnomalpe im Großen Walsertal. Wir befinden uns hier zirka 14 km weiter westlich, aber noch immer am Rande derselben großen Schubmasse, welche die mächtigen Gipfel von Braunarlenspitze—Hochlichtspitze—Johannesköpfe—Hirschenspitze—Misthaufen—Betteltritt zusammensetzt. Bei der unteren Partnomalpe (1554 m, Fig. 7) tritt nun einerseits eine schmale längere Scholle von lichtem, grünlichgrauem Aptychenkalk auf, anderseits rote Hornsteinkalke sowie eine buntstückige Kalkbreccie, ganz ähnlich jener an der Ostseite der Mohnenfluh. Ein- schlüsse von Phyllit habe ich keine gesehen.

Die Aptychenkalke bilden eine 200—250 m lange, schmale Scholle von ostwestlichem Streichen. Am Ostende dieser Scholle stellen sich dann die bunten Kalkbreccien ein.

Der lichte, muschelrig springende Aptychenkalk zeigt sich von violetten Suturen durchzogen und enthält stellenweise massenhaft kleine Aptychen.

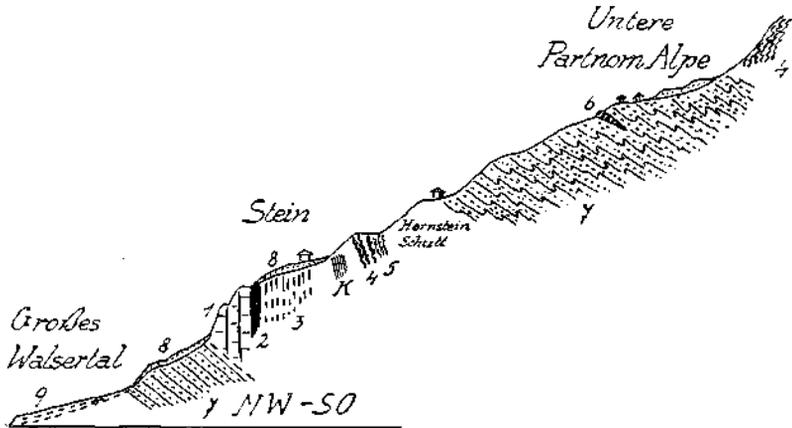


Fig. 7. 1 = Hauptdolomit. 2 = Küssener Schichten. 3 = Flockenmergel. 4 = Hornsteinkalke. 5 = Aptychenkalke. 6 = Scholle von lichte, grünlichgrauem, muschelrig brechendem Kalk mit violetten Suturen und vielen kleinen Aptychen. 7 = Flysch. 8 = Moränen. 9 = Schuttkegel. K = lichte, milde, hellgraue Mergel.

Er erinnert in seinem Aussehen sehr an die lichten Tithonkalke der Gegend nördlich von Tannheim.

Unter und ober diesen Schollen der Unteren Partnomalpe begegnen wir Aufschlüssen von typischem Flysch.

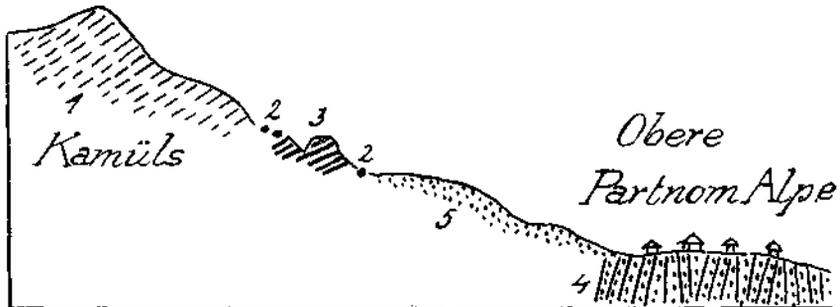


Fig. 8. 1 = Flockenmergel. 2 = rote Kalke und rote Hornsteine in Trümmern. 3 = weißer, feinstreifiger Gips mit Doline. 4 = Flyschsandsteine und Schiefer. 5 = Moräne.

Der Flysch läßt sich von der Unteren Partnomalpe nun geschlossen in südlicher Richtung etwa $1\frac{1}{2}$ km zur Oberen Partnomalpe verfolgen.

Das Streichen bleibt dabei ostwestlich, das Fallen wechselt jedoch häufig seine Richtung. Es ist dies der Ausdruck für eine lebhaftige Kleinfaltung, welche hier offenbar die obersten Flyschschichten beherrscht. Zwischen der Unteren und Oberen Partnomalpe lagert auf dem Flysch eine kleine Scholle von Hauptdolomit.

Südöstlich von der Oberen Partnomalpe, 1693 m, tritt nun oberhalb eines Moränenwalles, Fig. 8, eine Scholle von feingebändertem Gips auf, der flach gegen S zu einfällt. In diese Gipsscholle ist ein tieferer Trichter eingefressen. Rings um die Gipsscholle liegen Trümmer von roten Hornsteinen und roten Jurakalken herum.

Die Gipsmasse gehört höchstwahrscheinlich in die oberen Raibler Schichten hinein. Etwa 1 km weiter südlich tritt ja die große Gipsmasse der Lagutzalpe auf, die von Rauhdecken begleitet wird.

Wir finden also hier bei den Partnomalpen wiederum die tektonische Verknüpfung von Schollen des oberen Jura und des Hauptdolomits mit typischen Gliedern der Raibler Schichten.

Am Nordrande unserer großen Schubmasse fehlen solche Schollen. Dafür tritt hier einerseits die Einrollung der Schubstirne, andererseits die Aufschürfung des Untergrundes in prachtvoller, großzügiger Entwicklung dem Beobachter entgegen.

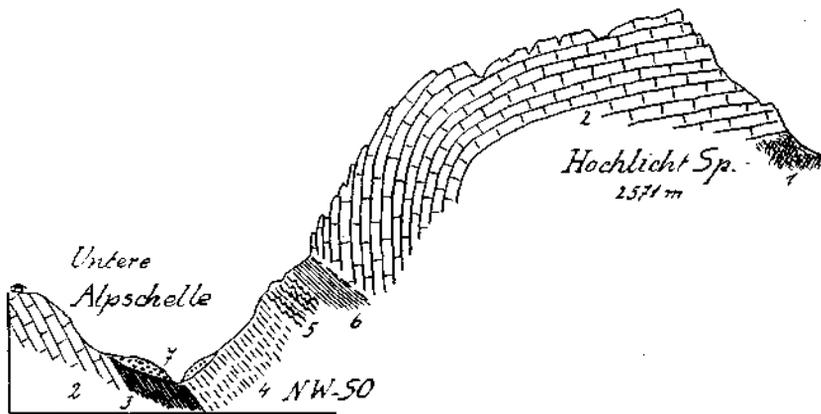


Fig. 9 a. 1 = Rauhdecken der Raibler Schichten. 2 = Hauptdolomit. 3 = Kössener Schichten. 4 = Meckenmergel. 5 = Hornsteinkalke und Aptychenkalk. 6 = Kreideschiefer. 7 = Moränen.

Das schöne Profil der Braunarlenspitze habe ich bereits in diesem Jahrbuch, 1925, zur Abbildung gebracht.

An dieses Profil schließt sich im O jenes der Mohnenfluh, im W die hier folgenden Profile von Hochlichtspitze—Alpschelle, Johanneskopf—Mutterwang—Feuerspitze, Misthaufen—Gaadentalpe und Madonnakopf—Wangspitze an. Fig. 9 a, b, c.

Diese Profile bringen alle die kraftvolle Gestaltung der Schubstirne eindrucksvoll zur Geltung. In der Natur ist der Eindruck und die Lebendigkeit dieser Bewegungsformen geradezu überwältigend. Die hochaufragenden Felsbauten sind von einem derartigen inneren Schwung ihrer Architektur durchdrungen, daß man sich nicht wundern würde, wenn dieselben aufs neue ihren Marsch fortsetzen würden.

Eine riesenhafte Bewegung hat hier mit monumentaler Gebärde Halt gemacht. Dazu kommt noch, daß die Nordfront der Schubmasse durch reiche Quellen aufs schönste verziert wird.

Die steil abgebogenen Schichten des Hauptdolomits sammeln die Niederschläge, welche dann an der Schubbahn unmittelbar über den

dichten Kreideschiefern als prächtige, vielstrahlige Quellen hervorbrechen. Besonders schöne derartige Quellen treten bei der Alpe Gaaden und bei der Alpe Alpschelle auf. Ihre Lage ist im ganzen Schichtengebäude wunderbar klar vorgezeichnet.

Die Einheitlichkeit der Stirnbiegung erscheint an dem Profil des Madonnakopfes, Fig. 9 c, von sekundären Schubflächen zerschnitten. Diese Schubflächen zerlegen die Schubstirne in drei keilförmige Stücke mit

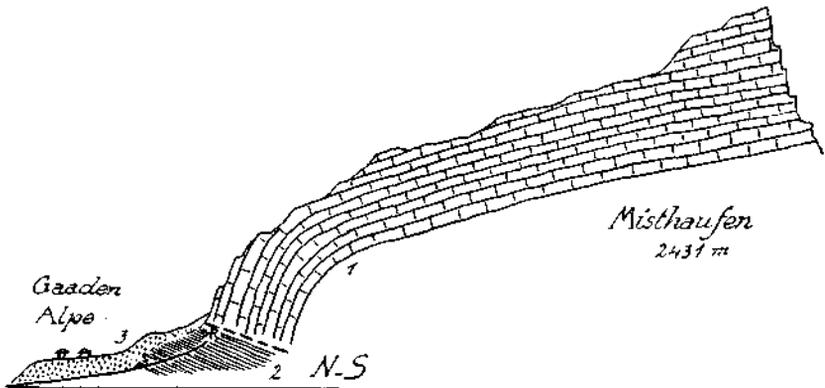


Fig. 9 b. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kreideschiefer? — Fleckenmergel? 3 = Moränenwülfe.

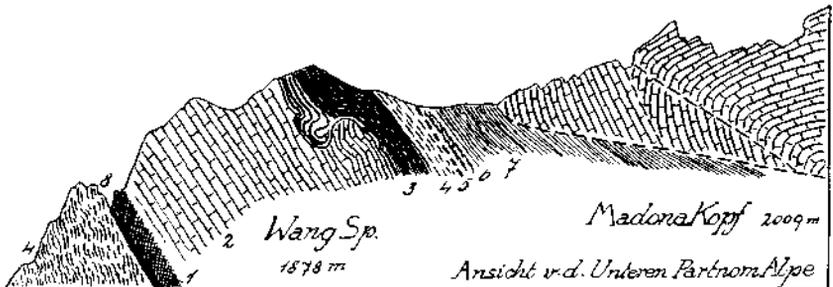


Fig. 9 c. 1 = Rauhacken der Raibler Schichten. 2 = Hauptdolomit. 3 = Kössener Schichten. 4 = Fleckenmergel mit schmaler Lage von Manganschiefer. 5 = rote und grüne Hornsteinkalke. 6 = lichtgrane Aptychenkalke. 7 = Kreideschiefer und Sandsteine. 8 = verdrückte Zone von Flysch — schwarze glimmerige Sandsteine — Fukoidenmergel — bunte Quarzbreccie.

geringer gegenseitiger Verschiebung. Sie sind ebenfalls wieder ein sinnfälliger Ausdruck für die große Gewalt, mit welcher hier die Bewegung der Gesteinsmassen zum Stillstand gebracht wurde.

Nach der Form der Stirnbiegung ist es am wahrscheinlichsten, daß die Bewegung an einer Gegensteigung des Untergrundes zur Abbremsung kam.

Die Stirne der Lechtaldecke wird zwischen Mohnenfluh und Madonnakopf von Hauptdolomit gebildet. Es gibt aber eine Stelle, welche uns beweist, daß in die Stirnbildung unserer Decke wenigstens streckenweise auch noch die jüngeren Schichten mit einbezogen wurden. Diese Stelle ist an dem kühnen Gipfel der Feuerspitze, Fig. 9, erhalten geblieben.

Dieser Gipfel stellt eine heftig zusammengeknäuelte Mulde vor, mit einem Kern von Fleckenmergeln und Aptychenkalk. Die Fleckenmergel sind reich an Hornsteinen und bilden infolgedessen außerordentlich steile Wände.

Die unter den Fleckenmergeln liegenden oberrätischen Kalke und Kössener Schichten sind in wunderbar lebhafte Faltungen geworfen. Diese Kössener Schichten bilden den milden Mutterwangsattel und stellen hier die sedimentäre Verbindung mit der südlichen Faltenstirne von Hauptdolomit her. Die Kössener Schichten des Mutterwangsattels sind sehr reich entwickelt mit prächtiger, gut erhaltener Fossilführung.

Im N ist die Mulde der Feuerspitze auf einen Streifen von Kreideschiefern aufgeschoben.

Die Mulde des Gipfels der Feuerspitze greift nicht in die Tiefe der benachbarten Täler hinab. Sie wird durch eine Schubfläche von den unter ihr liegenden jüngeren Schichten getrennt.

Diese Trennung des Gipfelaufbaues von dem Unterbau hat auch bereits schon J. Gubler auf seinem Querschnitte, Prof. VI, zur Darstellung gebracht.

Seine Zeichnung der Feuerspitzenmulde ist aber zu steil ausgefallen. Dies erkennt man besonders deutlich an der Westseite der Feuerspitze, welche gegen das Rothenbrunner Tal zugekehrt ist und auf der Zeichnung, Fig. 10, dargestellt erscheint.

Die Wirkung der machtvollen Vorbewegung der Lechtaldecke ist aber keineswegs auf die Bildung der Stirnfalte beschränkt.

Durch den Vordrang der riesigen Gesteinsmassen wurde auch der Untergrund in Mitleidenschaft gezogen.

Dies äußert sich in verschiedener Weise. An manchen Stellen wurden die böheren Schichten des Unterbaues von den tieferen abgeschert.

Dieser Fall ist besonders deutlich östlich von der Feuerspitze bei der Alpschelle ausgebildet.

Fig. 11 legt das hierhergehörige Profil vor. Wir sehen, daß die ganze obere Schichtenserie von ihrem Untergrund abgeschert und etwas gegen N zu vorgeschoben wurde. Es liegen die Fleckenmergel unmittelbar auf den steilgestellten Schichten des Hauptdolomits.

Die Fleckenmergel enthalten hier eine Zone von Manganschiefern. Die Schichten reichen geschlossen bis zu den Kreideschiefern. Diese letzteren zeigen jedoch eine merkwürdige tektonische Beschaffenheit. Sie führen nämlich viele meist kleine Einschlüsse von Aptychenkalk und grünem Hornstein.

Es sind dies einerseits kleine, flache Scherben, anderseits flache Schollen von Aptychenkalk und Hornstein, die parallel zur Schichtung der Kreideschiefer eingeschichtet sind.

Es macht den Eindruck, als wären diese Schollen wie Muster in den Stoff der Kreideschiefer eingewebt. Jedenfalls hat hier eine sehr intensive mechanische Vermischung der Gesteine stattgefunden.

Eine andere Form der Einwirkung des Vorstoßes der großen Masse tritt uns an dem schönen Profil vom Madonnakopf zur Wangspitze entgegen.

Es handelt sich hier um einen Vorstoß des obersten Teiles des Hauptdolomits. Ohne die Auflagerung der tektonisch hochempfindlichen

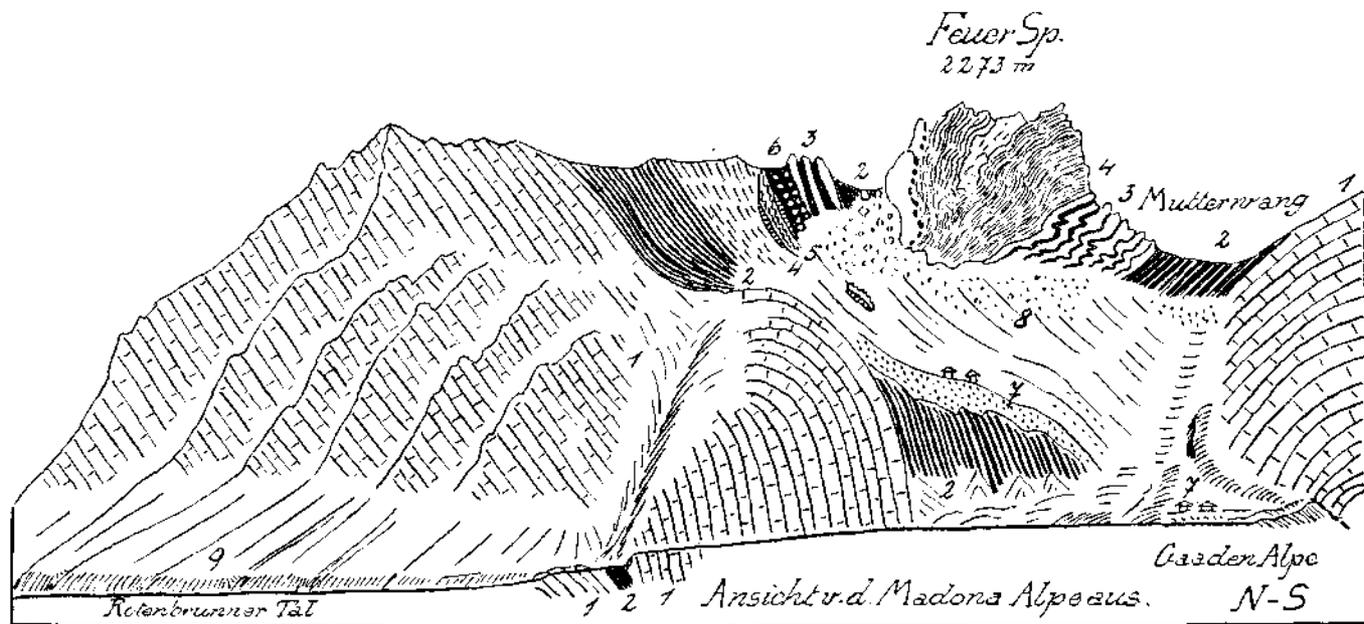


Fig. 10. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten mit oberrätischen Kalken. 3 = oberrätische Kalke mit roten Liaskalken. 4 = Hornsteineiche Fleckenmergel. 5 = Hornsteinkalke und Aptychenkalke. 6 = Kreideschiefer. 7 = Moränen. 8 = Blockhalden. 9 = Hangschutthalden.

Kössener Schichten würde man diesen teilweisen Vorstoß der Hauptdolomitschichten kaum bemerken. So aber bilden die Kössener Schichten den an sich ziemlich kleinen Vorstoß der hangenden Teile des Hauptdolomits sehr hübsch ab.

An der Westseite der Wangspitze ist dieser Vorstoß nur ziemlich geringfügig. In der Richtung gegen O zu gewinnt er aber an Bedeutung. Wir sehen hier auf der Zeichnung der Feuerspitze denselben Vorstoß schon viel beträchtlichere Dimensionen annehmen.

Wir erkennen aus diesen Befunden, daß durch den Vorschub und die Abbremsung einer schweren Schub- oder Gleitmasse auch noch im tieferen Untergrund eine Art von unterdrückter Faltenbildung angeregt werden kann.

Die Lechtaldecke, deren Stirrand wir soeben eingehender betrachtet haben, wird gegen W zu von tiefgreifenden Verwerfungen zerstückelt

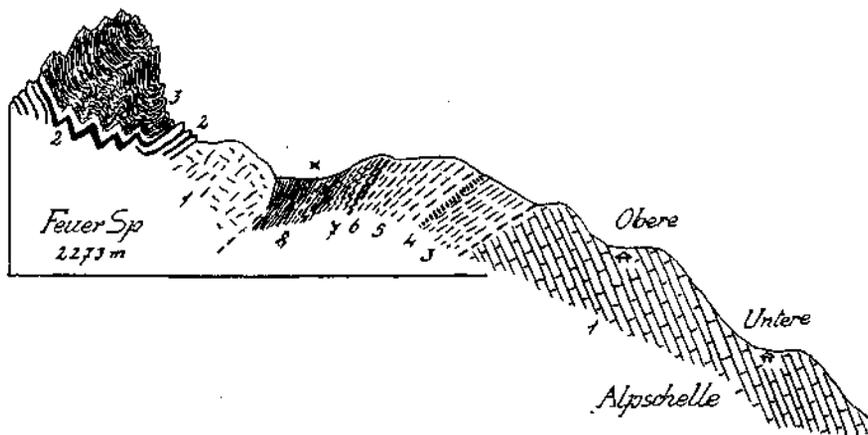


Fig. 11. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten und oberrätische Kalke. 3 = Fleckenmergel. 4 = Manganerzone. 5 = Fleckenmergel. 6 = rote und grüne Hornsteinkalke. 7 = Aptychenkalke. 8 = Kreideschiefer mit Schuppen und Schollen von Hornsteinkalke und Aptychenkalke. X = Scholle von Manganschiefern.

Die größte dieser Verwerfungen ist die sogenannte „Formarin-störung“, über deren Verlauf und Gestaltung ich schon mehrmals berichtet habe.

Eine zweite ähnliche Verwerfung schneidet am Klesenzajoch durch. Diese Verwerfung bringt hier zwischen dem Hauptdolomit der Hirschen-spitze und jenem des Schönbühels eine schmale Zone von typischen Flyschgesteinen an die Oberfläche. Ich habe die Lagerungsverhältnisse an diesem merkwürdigen kleinen Fenster bereits im Jahrbuch 1930 beschrieben.

Die Gesteine, insbesondere die grünen Ölquarzite (Glaukonitsand-steine), sind denselben Typen aus den Fenstern des Rätikons völlig ähnlich.

Wie ich schon 1930 angegeben habe, ist das Fenster des Klesenzajoches von dem nächsten Flyschgebiet bei der Partnomalpe zirka 7 km entfernt. In dem Flyschgebiet der Partnomalpe habe ich allerdings bei meinen Begehungen keine Spur von Glaukonitsandsteinen beobachtet.

Zwischen der großen Formarinstörung und der Störung vom Klesenzajoeh ist nun ein Schichtenstreifen der Lechtaldecke zu einer von SO nach NW streichenden Mulde verbogen. Dieser eingebogene Schichtenstreifen enthält die höchste Erhebung der westlichsten Lechtaler Alpen, die 2706 m hohe, vergletscherte Rote Wand.

Die Formarinstörung und die Klesenzastörung streichen beide von SO gegen NW, aber nicht ganz parallel. Sie nähern sich einander und münden beide eng nebeneinander in das oberste Marultal ein.

Der Niederleger der Lagutzalpe befindet sich hier zwischen den beiden Störungen.

Bei der Beschreibung des Marultales werden wir nochmals auf diese Verwerfungen und die von ihnen bewirkte Störung eines relativ schmalen Gebirgsstreifens zurückkommen.

Breithorn

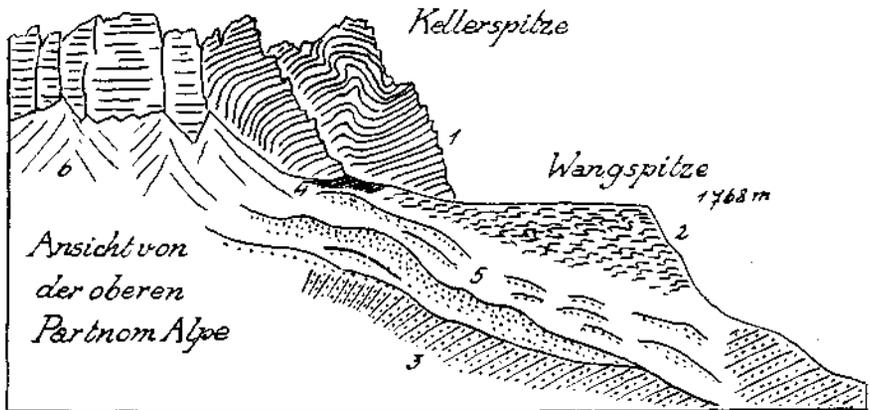


Fig. 12. 1 = Hauptdolomit. 2 = Fleckenmergel. 3 = Flysch. 4 = Kreideschiefer. 5 = Moränenwälle der Schlußeiszeit. 6 = junge Schutthalden.

Vorher müssen wir aber noch die weitere Fortsetzung der Lechtaldecke gegen W zu verfolgen.

Von dem Kammstück Bettlertritt—Huttlerspitze—Madonnakopf bricht die hohe Hauptdolomitwand gegen S und gegen W mit Steilstufen nieder.

Nördlich von der Klesenza Alpe zieht am Fuße dieser Wand die schon erwähnte Klesenzastörung durch. Von hier gegen W zu setzt sich der Vorderrand der Lechtaldecke als ein zusammenhängender, aber wesentlich niedrigerer Felswall von Hauptdolomit fort.

Er umsäumt zunächst das bereits im Jahrbuch 1930 abgebildete Halbfenster der Klesenza Alpe, erhebt sich von dort zum Grongkopf und bildet endlich den langen Felskamm von Breithorn und Kellerspitze. Dieser Felskamm ist im N auf die Flyschschichten der Partnom- und Sterisalpe überschoben wie die Profile Fig. 12 leicht zu erkennen geben.

Auch auf der Südseite wird unser Kamm im Bereiche des Marultales von jungen Schichten unterlagert. Wir haben es also mit einer

freischwebenden, zirka 6 km langen und dabei nur höchstens 1 km breiten Deckscholle von Hauptdolomit zu tun, welche östlich von Marul ihr Ende findet.

Durch die Formarinstörung wird diese Deckscholle von dem großen südlichen Anteil der Lechtaldecke abgetrennt, welcher das Gebirge von Schafberg—Weißes Rössel—Gamsfreiheit—Geisberg umfaßt.

Diese gewaltige, flach nordfallende Platte von Hauptdolomit wird von Raibler Schichten, Arlbergschichten, Partnachschiechten, Muschelkalk, Buntsandstein unterlagert. Die älteren Schichten kommen aber nur am Südrand unserer Platte zum freien Ausstrich, während auf der Nordseite unter dem Hauptdolomit nur noch Anteile der Raibler Schichten, vor allem Rauhwaren und Gips, auftauchen.

Am auffallendsten ist hier der Ausstrich eines Gipslagers im obersten Marultal, das über 1 km lang und gegen $\frac{1}{2}$ km breit aufgeschlossen ist.

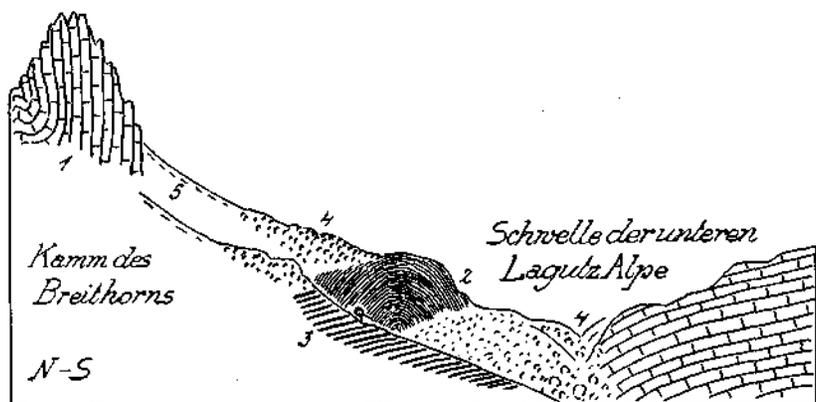


Fig. 13. 1 = Hauptdolomit. 2 = mächtige Kuppel von Streifengips, stark gegen NW zu überfaltet. 3 = schöne Tafeln von seidigen Kreideschiefern. 4 = Moränenblockwerk mit Liaskalken. 5 = junge Schutthalden.

Es gibt der Gegend nordwestlich von der großen unteren Lagutzalpe mit seinen zahlreichen Trichtern ein sehr charakteristisches Aussehen.

Fig. 13 bringt eine Ansicht von dem Westende dieser Gipszone im obersten Marultal. Unter den feingebänderten Gipsmassen streichen hier wieder die flachgelagerten Schichten der Kreideschiefer aus.

Wir werden eindringlich an das tektonische Auftreten der Gipslager nördlich von Lech erinnert, welche ebenfalls auf Kreideschiefer vorgeschoben sind.

Dieses große Gipslager gehört ins Liegende der langen Deckscholle Grongkopf—Kellerspitze hinein. Kleine Reste von Gips und Rauhwaren habe ich auch noch am Nordfuß der Deckscholle bei der oberen Partnomalpe, Fig. 8, und oberhalb der Sterisalpe, Fig. 12, entdeckt.

In beiden Fällen handelt es sich aber nur mehr um ganz kleine Gesteinsmassen. Der weitaus größte Teil der Raibler Schichten ist schon weiter südlich zurückgeblieben. Der Unterbau der Deckscholle des Kammes Grongkopf—Kellerspitze ist auch nicht so einfach, als ihn die früheren Aufnahmen vermuten ließen.

Er besteht aus zwei ganz grundverschiedenen Bauelementen, mit denen wir uns nun noch eingehender zu beschäftigen haben.

Den Sockel des Gebirges setzen in großer Mächtigkeit Flyschzonen zusammen. Sie sind besonders gut an der Westseite, entlang des tiefen Einschnittes des vorderen Marultales erschlossen.

Sie nehmen bei einem Streichen von SW gegen NO vorherrschend steile Schichtenneigungen ein. Dies gilt vor allem für die südlichen Teile der Flyschmasse, während sich die Neigung im nördlichen Abschnitt, der schon dem Großen Walsertal angehört, mehr verflacht.

Nachdem dieselbe südfallende Lagerung auch die Flyschmassen auf der Nordseite des Walsertales beherrscht, haben wir wohl eine enge Faltung der Flyschgesteine vor uns, weil sonst die Mächtigkeit des Flysches hier unmöglich große Dimensionen erreichen würde.

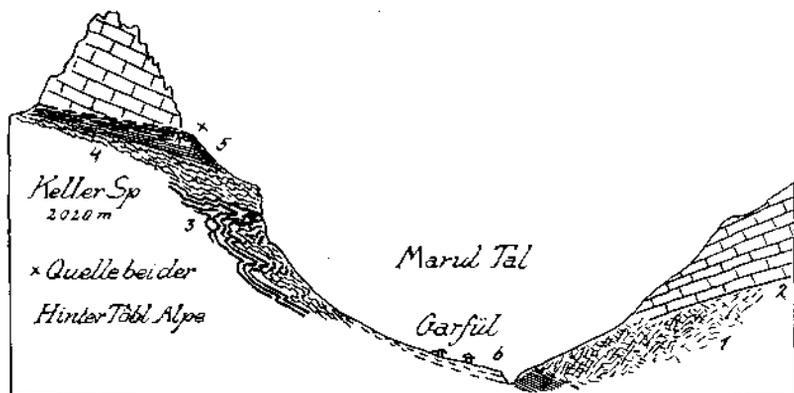


Fig. 14. 1 = Raibler Schichten und Dolomitylonit der Raibler Schichten. 2 = Hauptdolomit. 3 = rote Hornsteinkalke. 4 = Aptychenkalke. 5 = Kreideschiefer. 6 = Hangschutthalde. X = starke Quellen an der Schubfläche.

Strukturbild des mühsamen Berganstieges der Schubmasse.

Man würde hier in dem Querprofil von Marul über das Große Walsertal gegen Damüls eine Flyschmächtigkeit von 7 bis 8 km erhalten. In Wirklichkeit liegt eine eng zusammengefaltete Schichtenfolge vor, deren Detailstruktur heute noch nicht bekannt ist.

Die südliche Grenzfläche des Flysches fällt mit steiler Neigung gegen das mittlere und obere Marultal ein.

Auf dem Flysch lagert hier aber nicht unmittelbar die Deckschubmasse aus Hauptdolomit, sondern eine Schichtenfolge, welche von den Fleckenmergeln über Hornsteinkalke, Aptychenkalke zu den Kreideschiefern reicht.

Diese Schichten bilden im mittleren Marul mit steilen Wandstufen das nördliche Talgehänge.

Auf der Karte von J. Gubler ist diese Zone irrtümlich mit der Signatur der Raibler Schichten eingetragen.

Besonders schön sind die Aufschlüsse oberhalb von Garful bei der Hintertöhlalpe, Fig. 14.

Hier ist die Auflagerung der Deckschubmasse außerordentlich klar erschlossen. Der Hauptdolomit lagert auf fein geschichteten, weichen,

seidigen Kreideschiefern. Unter ihnen bilden die Aptychenkalke und mit ihnen verfaltete rote und grüne Hornsteinkalke eine mächtige Wand.

Überschreitet man von der Töblalpe aus den Kamm der Kellerspitze, so ist man erstaunt, schon bald unter dem Hauptdolomit wieder auf den Flysch zu stoßen. Es sind aber zwischen dem hangenden Hauptdolomit und dem liegenden Flysch auch hier noch Kreideschiefer, Aptychenkalke, Hornsteine und Fleckenmergel eingeschaltet.

Wie der Querschnitt Fig. 15 lehrt, erklären sich die eigentümlichen Verhältnisse hier etwa auf folgende Weise.

Der Flysch bildete bereits zur Zeit des Vorschubes der Lechtaldecke einen Steilhang.

An diesem Steilhang wurde die Vorwärtsbewegung der von SO vorrückenden Gesteinsmassen stark gehemmt. Deshalb erscheinen die jungen Schichten vor diesem Hindernisse mächtig angeschoppt. Durch diese angeschoppten Schichten wurde der nachrückenden höheren Masse teilweise der Weg, geebnet und sie konnte sich so mit flacher Bahn oben auflegen. Vergleicht man aber die Lage unserer Deckscholle mit jener der südlicheren Masse der Lechtaldecke, so macht sich auch hier noch die Wirkung der Formarinstörung deutlich genug bemerkbar.

Der südliche Teil der Lechtaldecke erscheint gegen den abgetrennten nördlichen Teil hier um zirka 400 m abgesenkt.

Damit kommen wir nun zu einer Möglichkeit, die Entstehung der „Formarinstörung“ zu erklären.

Die Formarinstörung und die Klesenzastörung münden in die Furche des obersten Marultales ein.

Das Maruntal selbst verläuft in seinem oberen und mittleren Teil offenbar an der Südseite der eben besprochenen Erhebung der Flyschgesteine.

Der Flysch bildet da eine mächtige Erhebung, die von SW gegen NO zu streicht und dann im Fenster der Partnomalpe endet.

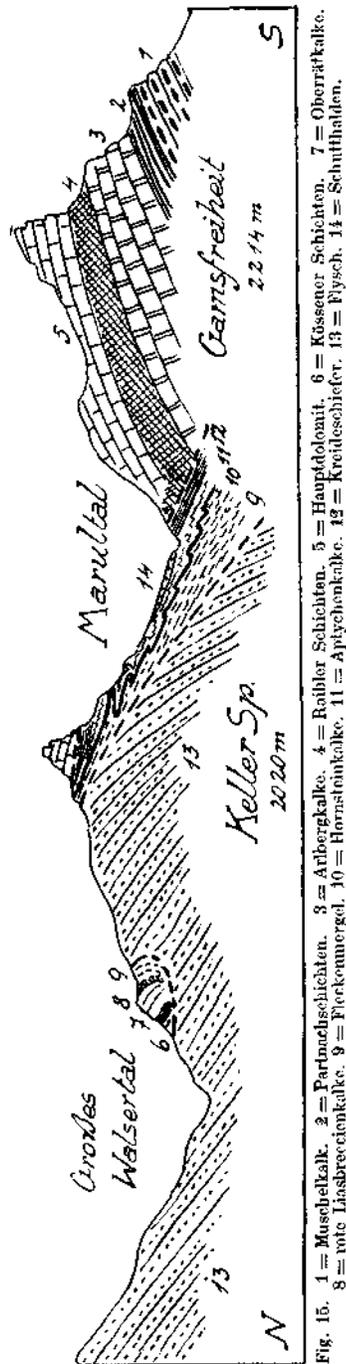


Fig. 15. 1 = Muschelkalk, 2 = Partnachschichten, 3 = Aibergkalke, 4 = Raibler Schichten, 5 = Hauptdolomit, 6 = Kössener Schichten, 7 = Oberrätikalke, 8 = rote Liabreccienkalke, 9 = Fierkenmergel, 10 = Hornsteinkalke, 11 = Aptychenkalke, 12 = Kreideschiefer, 13 = Flysch, 14 = Schutthalden.

Dieser Flyschrücken kann mit großer Wahrscheinlichkeit als ein Gebilde der Erosion angesehen werden.

Macht man diese Annahme, so ist weiter recht wahrscheinlich, daß sich südlich des alten Flyschrückens ein Flyschtal hingezogen hat. Der obere und mittlere Teil des heutigen Marultales dürfte ungefähr mit dieser alten Talfurche, wenigstens der Richtung nach, übereinstimmen.

Wenn man also die Annahme festhält, daß das Flyschgebiet schon vor dem Anschub der Lechtaldecke ein erhebliches Erosionsrelief besaß, so folgt daraus eine weitgehende Beeinflussung der darüber vorgehenden Schubmasse.

Insbesondere könnte ein tieferer und längerer Talzug die hangende Schubdecke zu einer beträchtlichen Einsenkung veranlassen.

Es ist nun recht wahrscheinlich, daß die Formarin- und Klesenzastörung einen solchen Einbruch der Lechtaldecke in eine alte Erosionsfurche des Untergrundes bezeichnen.

Jedenfalls lassen sie sich bis in das obere Marultal hineinverfolgen, an dessen Nordseite der alte Flyschrücken emportaucht. Die Formarin- und Klesenzastörung verlaufen in der Richtung von SO gegen NW und biegen im obersten Marultal gegen W zu um.

Wenn der Vorschub der Lechtaldecke hier von S gegen N zu erfolgt wäre, so hätte sich in der Lechtaldecke ein ganz anderes Kluffsystem ausbilden müssen.

Wenn dagegen der Vorschub der Lechtaldecke von SO gegen NW zu erfolgt ist, dann stimmt das vorliegende Bruchbild mit der Annahme einer Untergrundfurche ganz gut zusammen.

Auch die heftige Pressung, welche wir entlang der Formarin- und Klesenzastörung beobachten können, wird leicht verständlich, da die Formarin- und Klesenzastörung gegen NW zu konvergieren und der zwischen diesen Führungen befindliche Teil daher beim Vorschub immer enger zusammengepreßt wurde. Für das Vorhandensein von deutlichen Spuren einer Schubbewegung von SO gegen NW im Bereiche des obersten Lechtals habe ich schon im Jahrbuch 1930 Beweisstellen abgebildet und beschrieben.

Auch im Großen Walsertal habe ich Anzeichen für Schubbewegungen von SO gegen NW gefunden.

An der Nordseite des Marultales sehen wir in den Aptychenkalkwänden oberhalb von Garfül eine große, gegen NW gerichtete Falte.

Unmittelbar unter der Deckscholle der Kellerspitze traf ich bei der schönen Quelle der Hintertöblalpe in den Kreideschiefern prächtig ausgebildete, kleine, gegen NW gerichtete Überfaltungen.

Die Feststellung von derartigen von SO gegen NW gerichteten Bewegungen darf uns aber nicht verleiten, die mindestens ebenso deutlichen, von S gegen N vollzogenen Bewegungen zu übersehen.

Der ganze Nordrand der Lechtaldecke von der Mohnenfluh bis zur Kellerspitze zeigt hier ostwestliches Streichen und ausgesprochen gegen N schauende Stirnfaltung.

Wir haben schon betont, daß das Streichen der Flyschmassen zu beiden Seiten des Großen Walsertales nicht mit dem Verlauf der Nordgrenze der kalkalpinen Schubmassen zusammenstimmt.

Die Flyschgesteine streichen ziemlich regelmäßig von SW nach NO. Die Grenze der Trias-Jura-Kreideschubmassen fällt nicht mit diesem Streichen zusammen.

Ich betrachte in dieser Arbeit nur die Grenzverhältnisse zwischen Flysch und Kalkalpen auf der Strecke zwischen Zitterklapfen und Hohem Frassen. Für dieses Gebiet haben bereits H. Mylius im Jahre 1912 und in letzter Zeit J. Gubler im Jahre 1927 tektonische Strukturkarten veröffentlicht. Ich halte mich bei meiner Besprechung an die Arbeit von J. Gubler, weil sie wesentlich genauer als jene von H. Mylius ist.

Bevor ich aber auf die Besprechung der Strukturkarte von J. Gubler eingehe, will ich noch einige Beobachtungen und Bemerkungen über die Geologie des hinteren Großen Walsertales vorausschicken.

Das Flyschfenster der Partnomalpe wird im S, wie ich schon erwähnt habe, von der langgestreckten Deckscholle von Grongkopf—Breithorn—Kellerspitze begrenzt.

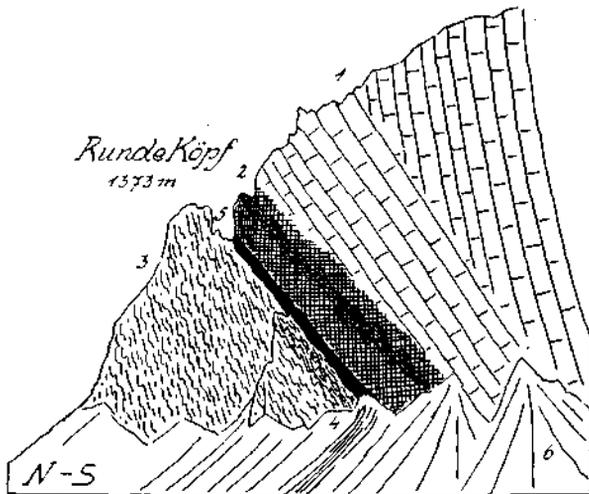


Fig. 16 a. 1 = Hauptdolomit. 2 = Rauhwacken der Raibler Schichten. 3 = hornsteinreiche Fleckenmergel. 4 = Hornstein- und Aptychenkalk. 5 = zerquetschte Zone von Flyschgesteinen — weißglimmige schwarze Schiefer, Fucoidenmergel, bunte Quarzbreccien und Konglomerate.

Die Ostgrenze bildet die Schubmasse von Wandfluh und Glattmar.

Diese Schubmasse bildet die Basis der Schubmasse der Braunarlenspitze, welche wir bereits in den Profilen von Fig. 9 kennengelernt haben.

Die westlichsten Erhebungen dieser Schubmasse stellen Wandfluh und Glattmar vor.

Weiter gegen O gehören hierher die Wangspitzen, Gamsbleis und Alpschelle. Auf die beiden letzteren ist die Schubstürne der Feuerspitze aufgeschoben, Fig. 9 und 10.

Die Schuppe der Wandfluh enthält alle Schichten von den Raibler Schichten bis zu den Kreideschiefen.

Es handelt sich also bei dieser Schubmasse um die gleiche Schichtenentwicklung wie bei der Lechtaldecke, nur fehlen die älteren Triasgesteine.

Die Raibler Schichten, welche am Nordrande der Wandfluschuppe auftreten, bestehen zur Hauptmasse aus einer grauen, löcherigen, dolomitischen Rauhwacke. Dieselbe ist recht gleichmäßig kleinzellig entwickelt und bildet auffallend glattwandige, oft sogar überhängende Wände.

Nur an einer Stelle, am Nordfuß der Wandfluh, fand ich Stücke von fossilführenden Raibler Kalken mit zahlreichen Cidariten.

Die Rauhwacken sind ungeschichtet und gehen mit unscharfer Grenze in den hangenden Hauptdolomit über.

Interessant ist, daß diese mylonitische Gesteinszone bei der Betrachtung aus der Ferne eigentümliche, girlandenförmige Strukturen erkennen läßt.

Fig. 16 a bildet eine solche Struktur ab, wie sie am Nordgebänge der Wangspitze südlich von Buchboden zu sehen ist.

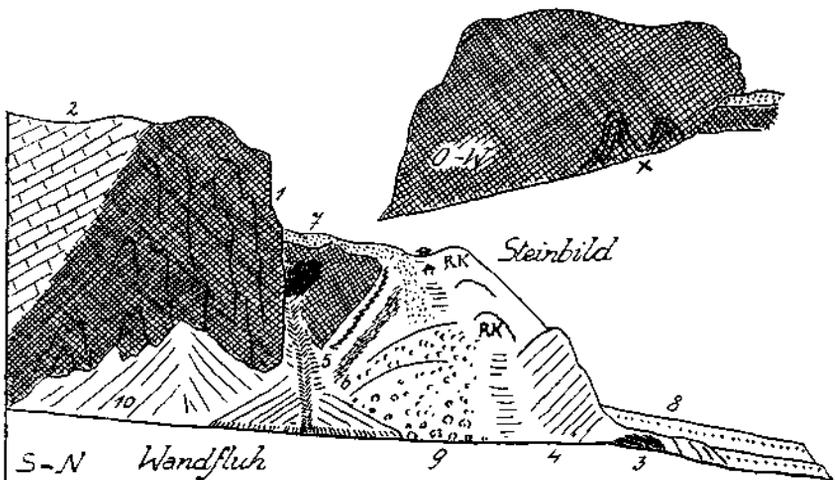


Fig. 16 a. 1 = Rauhwacken der Raibler Schichten. 2 = Hauptdolomit. 3 = Kössener Schichten. 4 = Oberrätikalke. 5 = Hornsteinkalke. 6 = Aptychenkalke. 7 = Grundmoränen. 8 = Schuttkegelstufen. 9 = Blockwerk. 10 = junge Schutthalden. schwarz = Fenster von Flysch. RK = Oberrätikalke. X = Girlandenstruktur in der Rauhwacke.

Dieselbe Struktur ist aber auch in der Nordwand der Wandfluh, Fig. 16 b, vorhanden.

Wahrscheinlich handelt es sich dabei um eine durch die Schubbewegung hervorgerufene Fall- und Knetstruktur.

Es ist nun von Interesse zu beobachten, wie dieser Schubstreifen der Wandfluh an dem Flyschfenster der Partnomalpe eine scharfe Abbiegung gegen S zu erleidet.

Während weiter im O die jungen Schichten dieser Schubmasse ziemlich regelmäßig ostwestlich streichen und südwärts einfallen, biegen dieselben an der Südseite des Plateaus der Wandfluh rechtwinkelig gegen S zu, sogar SO zu, ab. Wir finden hier die jungen Schichten zu einer engen Mulde zusammengedrückt, die den Gipfel des Glattnar, 1927 m, bildet.

Diese steilgedrückte Mulde stößt unmittelbar an die ostwestlich streichenden Flyschschichten der oberen Partnomalpe. Die Flyschschichten sind in der Umgebung dieser Alpe heftig kleinwellig gefaltet.

Fig. 17 gibt die geologischen Verhältnisse in einem ostwestlichen Querschnitt wieder.

Wir kommen hier wieder zu der Einsicht, daß in dem Flyschfenster der Partnomalpe offenbar ein alter Bergrücken aus Flysch auftaucht, welcher für die vordringenden Schubmassen ein schwer zu überwindendes Hindernis bildete.

Jedenfalls ist die Schubmasse der Wandfluh vor dem Flyschrücken der Partnomalpe außerordentlich scharf gegen S und SO zu abgelenkt worden.

Im N wird das Flyschfenster der Partnomalpe ebenfalls von einer langen und ziemlich schmalen Schubmasse begrenzt. Diese Schubmasse hält in der Hauptsache ein ostwestliches Streichen ein.

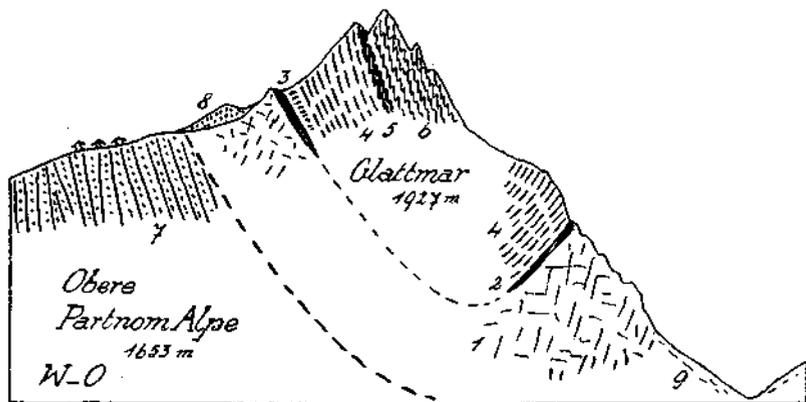


Fig. 17. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = blaurote, schmale, grollrostige Erzzone. 4 = Flockenmergel. 5 = Hornsteinkalke. 6 = Aptychenkalke. 7 = Flysch. 8 = Moränenwall. 9 = Schutthalden.

Sie kommt ebenfalls schon weiter von O her und bildet ihrerseits wieder die Basis der Wandflussschuppe. Sie streicht aber um mehr als 4 km weiter nach W als die Wandflussschuppe.

Sie besteht aus den Gesteinen vom Hauptdolomit bis zu den Kreideschiefern.

Die Kreideschiefer sind mit den roten und grünen Hornsteinen und mit den Aptychenkalcken heftig verfalltet.

Die Flyschmassen des Fensters der Partnomalpe sind etwas über diese Schubmasse vorgeschoben. Interessant ist nun das Westende dieser Schubmasse, das man an dem steilen Weg, welcher von der Garsella-Brücke im Großen Walsertal über Tschenglen zur Sterisalpe leitet, gut beobachten kann. Fig. 18.

Der Hauptdolomit bildet eine Stirnfalte, welche gegen W gekehrt erscheint. Über dem Hauptdolomit stellen sich Kössener Schichten, dann oberrätische Kalke und auf diesen rote Liasbreccienkalke ein. Darüber folgen noch Fleckenmergel. Diese Faltenstirne steckt ganz zwischen den liegenden und hangenden Flyschschichten drinnen.

Wir haben also auch am Westende dieser Schubmasse wieder eine gegen W gekehrte Faltenstirne von deutlicher Ausführung zu verzeichnen.

Verfolgt man die eben beschriebene Schubmasse weiter gegen W, so ergibt sich, daß dieselbe etwas innerhalb der Ortschaft Seeberg auf die Nordseite des Großen Walsertales übertritt und hier den Kamm von Blasenka—Zitterklapfen zusammensetzt. Weiter westwärts zerspaltet sich dann unsere Schubmasse in zwei Teile, von denen der nördliche die unmittelbare Fortsetzung des Zitterklapfenkammes ist und zur Niederkünzelspitze leitet, während der südliche die Hochkünzelspitze aufbaut.

Ich habe mich hier nur mit dem westlichen Teil dieser Schubmasse im Bereiche von Blasenka und Zitterklapfen zu beschäftigen. Der östliche Teil derselben ist bereits in diesem Jahrbuch 1929 von Th. Benzinger

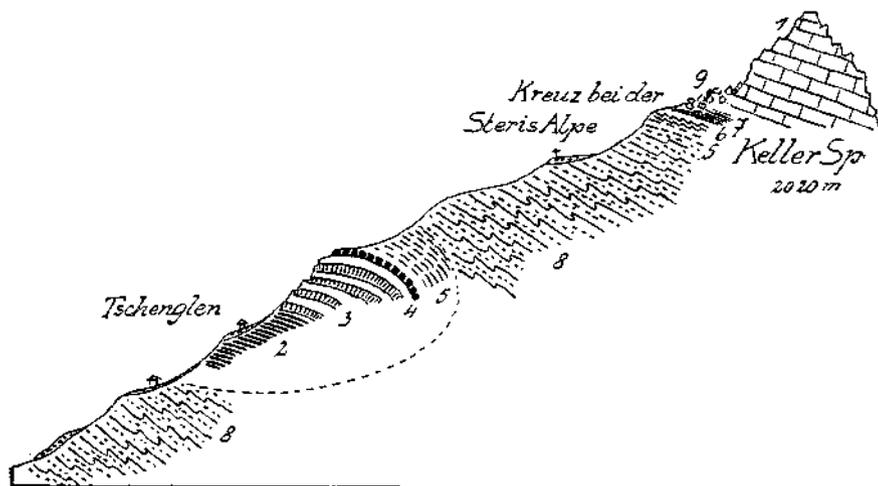


Fig. 18. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrückkalke. 4 = Liaskalkbreccie. 5 = Fleckenmergel. 6 = Hornsteinkalke und Aptychenkalke. 7 = Kreideschiefer. 8 = Flysch. 9 = Blockwerk. Beim Kreuz = Endmoräne, bei Tschenglen = Grundmoränen.

besprochen worden. Die Blasenka erhebt sich im N von Buchboden und hat einen mächtigen Bergsturz aus ihrem Felsleib ins Große Walsertal herabgeschüttet.

Wenn man das beiliegende Querprofil dieses Berges, Fig. 19, betrachtet, so erkennt man leicht die Ursache des Bergsturzes in seinem Aufbau und auch die Gefahr von weiteren großen Nachbrüchen, die auch die Ortschaft Buchboden bedrohen können.

Die Grundform der Blasenka ist durch eine Stirnbiegung charakterisiert, welche sich gegen N kehrt und unmittelbar an den Flysch anstößt.

Durch die Abbiegung sind die Hauptdolomitschichten im Sinne der Biegung zerrissen und aufgeklüftet. Die den Hauptdolomit bedeckenden jüngeren Schichten sind großenteils schon abgetragen, so daß die Klüfte des spröden Dolomits offen zutage gehen.

Diese tiefen Klüfte werden im Winter von Schnee erfüllt und in der wärmeren Jahreszeit durch Schmelz- und Regenwasser immer mehr erweitert. So findet eine unaufhörliche innere Vorbereitung für den Abbruch von neuen Bergstürzen statt.

Derzeit finden die häufigsten Abbrüche an der Westseite von dem Eckpfeiler des Blasenkaplateaus, dem Sonnenkopfe, statt.

Auf der Nordseite des Hauptdolomitgewölbes der Blasenka liegen Kössener Schichten, hornsteinreiche Fleckenmergel und helle, weiche, grüngraue Mergel. Diese Mergel nehmen in der Richtung gegen O stark an Mächtigkeit zu. Zugleich schalten sich zwischen die hellgrünen Mergel viele Bänder von rosaroten Mergeln ein. In diesen Mergeln hat J. Gubler Bruchstücke von Inoceramenschalen und *Rosalina Linnei* d'Orb nachgewiesen.

Es handelt sich also wahrscheinlich um Senon.

H. Mylius hat dieselben Schichten im Jahre 1912 als Seewenmergel und als Couches rouges bezeichnet.

Es ist nun von Interesse, daß im Liegenden dieser Senonmergel auf der Nord- und Nordwestseite der Blasenka ein Zug von Konglomerat auftritt, der offenbar die Basis der Senonmergel vorstellt.

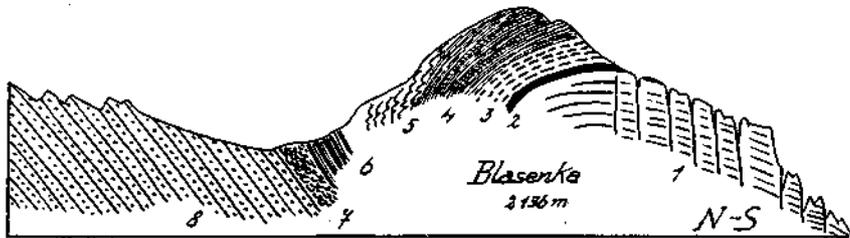


Fig. 19. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = feste Platten von Fleckenmergeln. 4 = Fleckenmergel und poröse Sandsteine, Hornsteine, dunkle Fleckenmergel. 5 = lichte, stark gefaltete Fleckenmergel. 6 = helle, grüngraue Mergel-Senonmergel. 7 = Konglomerat von bunten exotischen Geröllen. 8 = Flysch.

Dieses bunte Konglomerat enthält bis kopfgroße, wohlgerundete, exotische Gerölle aus harten Gesteinsarten.

Unter diesen Gesteinen befinden sich zahlreiche verschiedenfarbige Porphyre, Felsophyre, bunte Quarzite, Sandsteine . . .

Eine genauere Untersuchung dieser exotischen Gesteine ist noch nicht ausgeführt.

Dieses bunte Konglomerat lagert unmittelbar auf den Flyschsandsteinen. Es schmiegt sich den Flyschgesteinen scheinbar konkordant an und ist doch durch eine weittragende Schubfläche von ihnen getrennt.

Diese Schubfläche tritt weiter östlich an dem Querkamm, welcher vom Zitterklapfen über die Gräshörner (fälschlich Krefthorn) zum seltsamen Zahn des Annaalpensteckens leitet, Fig. 20, schon deutlicher hervor.

Hier schneiden die Schichten scharf an der Grenze der Flyschmassen ab und die Senonmergel sind sogar zu einer bescheidenen Schubstirne verbogen.

Auf der Südseite des langen Kammes der Zitterklapfen spaltet sich der im W einfache Gebirgsbau gegen O zu in mehrere Schuppen auf.

Die Profile Fig. 21 legen diese steigende Zerspaltung der Schubmasse anschaulich vor. Überall erscheint die Kreidemulde in der Weise

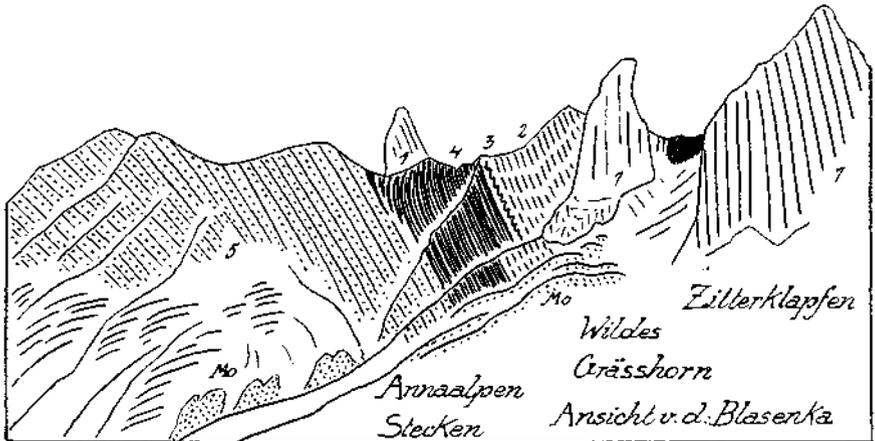


Fig. 20. 1 = Hauptdolomit. 2 = Fleckenmergel. 3 = Hornsteinkalke und Aptychenkalke. 4 = mächtige Zone von hellgrünen und rosaroten milden Mergeln mit Inoceramenbruchstücken - Senommergel. 5 = Flysch. Mo = Moränen der Schlußeiszeit.

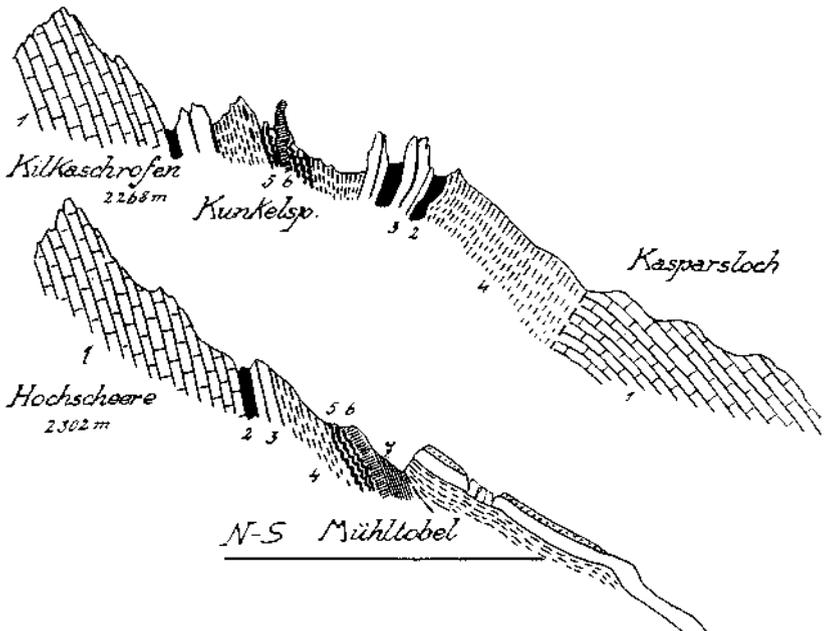


Fig. 21. 1 = Hauptdolomit. 2 = Kössener Schichten. 3 = Oberrätikalke. 4 = Fleckenmergel. 5 = rote und grüne Hornsteinkalke. 6 = Aptychenkalke. 7 = Kreideschiefer.

zerteilt, daß der Südfügel über den Muldenkern vorgeschoben wurde. Dabei kommt es auch bei den Teilschubmassen wieder zur Ausbildung von einzelnen kleinen Schubstirnen.

Besonders hübsch ist dies im S und im N des Schadonapasses zu sehen.

Auch im Südgehänge der Zitterklapfen tritt infolge der abgleitgünstigen Schichtenlage Bergsturzbildung auf.

Eine bemerkenswerte Abreißung einer mächtigen Platte von ober-rätischem Kalk kann man gleich neben dem Weg beobachten, der von Buchboden zu den Überlütalpen emporführt. Die Abreißung der Schichten ist vollständig vollzogen, aber trotzdem die Abgleitung noch nicht eingetreten. Dieser Zustand ist schon so alt, daß inzwischen in der breiten Hauptkluft bereits ziemlich hohe Fichten aufgewachsen sind. Fig. 22.

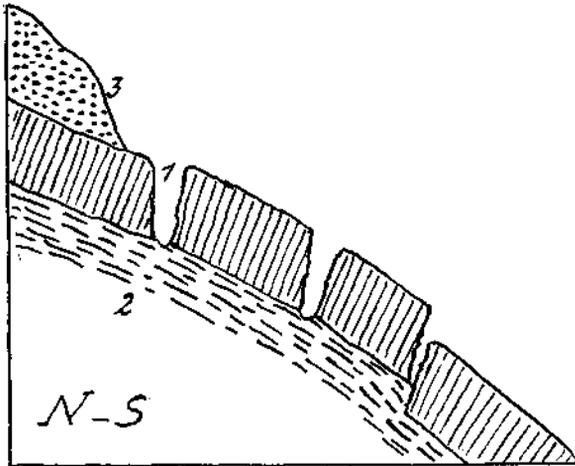


Fig. 22. 1 = Oberrätikalke. 2 = Fleckenmergel. 3 = Grundmoräne.

Am oberen Abriß der Schollen ist eine mächtige Grundmoräne mit gekritzten Geschieben aufgeschlossen.

Sie dürfte eine Hinterlassenschaft der Würmvergletscherung vorstellen.

Nach diesen Vorbemerkungen wollen wir nun die Strukturkarte von J. Gubler mit unseren Beobachtungen in Verbindung bringen.

Wie man aus dieser Karte, Fig. 23, ohne weiteres ablesen kann, sind die kalkalpinen Schubmassen im Gebiete des Großen Walsertales mindestens 6—7 km weit über das Flyschgebiet vorgedrungen.

Da die Flyschschichten nicht horizontal liegen, sondern im Gegenteil durchschnittlich mit 40—50° gegen SO zu einfallen, so kann die Auflagerungsfläche der kalkalpinen Schubmassen nur entweder eine Abscherungsfläche oder eine ältere Erosionsfläche vorstellen. Eine Abscherung von so großen Gesteinsmassen würde eine außerordentliche Schubkraft erfordern, welche am Rande der kalkalpinen Überschiebungen sicherlich nicht mehr vorhanden war.

Es ist daher viel wahrscheinlicher, daß die große hier fehlende Masse des Flysches von der Erosion entfernt worden ist.

Dazu mußte natürlich der Flysch bereits zu einem Gebirgszug aufgefaltet sein.

Wir sind zu demselben Ergebnisse auch aus der Betrachtung der riesig großen Mächtigkeit des Flysches gekommen.

Aus dieser Beobachtung kann man natürlich nur den Schluß ziehen, daß der letzte Anschub der Kalkalpen jünger als die selbständige Auf-faltung und Abtragung des Flyschgebirges gewesen ist.

Das Flyschgebiet und das Gebiet der Kalkalpen sind aber auch in der Art ihres inneren Aufbaues scharf voneinander getrennt.

Wenn man das Flyschgebiet durchwandert, so fällt vor allem die merkwürdige Einförmigkeit in der Lagerung der Schichten gegenüber den benachbarten Kalkalpen auf.

Die Kalkalpen besitzen einen weit größeren Reichtum an Bauformen und eine viel freizügigere und lockerere Aneinanderreihung derselben.

Innerhalb des Flyschgebietes herrscht hin und hin das meist mittel-steile Einfallen gegen S oder SO. Andere Schichtenstellungen treten dagegen ganz zurück.

Es gibt weder Mulden, die wesentlich jüngere Schichten umschließen, noch auch Sättel, die wesentlich ältere Schichten emporheben. Die einzelnen Falten des Flysches haben weder ausgeprägte Formen noch eine größere Spannweite.

Die Flyschfaltung ist nur als die verhältnismäßig seichte Faltung einer Abscherungsdecke verständlich.

Wenn man dieser Überlegung folgt, so kommt man zu dem Urteil, daß die Abscherung und der Zusammenstau des Flysches nur mit einer älteren Alpenfaltung in Verbindung gebracht werden kann.

Die Vorbewegung der Kalkalpen in der Richtung von SO gegen NW hat jedenfalls erst den bereits gefalteten und von der Erosion tief zer-schnittenen Flysch teilweise überwältigt.

J. Gubler hat auf seiner Strukturkarte des zentralen Vorarlbergs die in Fig. 23 wiedergegebene Einteilung der einzelnen Schubkörper zur Darstellung gebracht.

Die Grenzen zwischen den einzelnen Schubkörpern werden durch die Ausstriche von Bewegungsbahnen vollzogen. Eine Unterscheidung zwischen bedeutenden und unbedeutenden Schubbahnen wird nicht gegeben.

Für das hier von mir in Betracht gezogene Gebiet stellt die „Écaille du Klostertal“ die südlichste Schubmasse vor.

Diese Schubmasse wird von der „Faille de Formarin“ schräg durch-schnitten.

Ich habe schon hervorgehoben, daß die Formarinstörung im N in das oberste Marultal gegen W zu abbiegt.

Die Klesenzastörung hat J. Gubler nur als Grenze der Écaille du Klostertal gegen die nördlich folgende Écaille du Hoher Frassen aufgefaßt.

Diese Grenze kann man aber nicht als eine Schubbahn, sondern wohl nur als eine Verwerfung bezeichnen. Die Profile Fig. 12 und 15 geben die Begründung für diese Auffassung.

Auch ist die Abgrenzung der Écaille du Hoher Frassen nicht richtig ausgeführt.

Damit kommen wir zu einer Stelle seiner Strukturkarte, die nicht mit den in der Natur gegebenen Verhältnissen übereinstimmt.

Die Écaille du Hoher Frassen ist nämlich gar keine zusammenhängende Schubmasse. Sie besteht aus mehreren ganz getrennten Schubschollen von

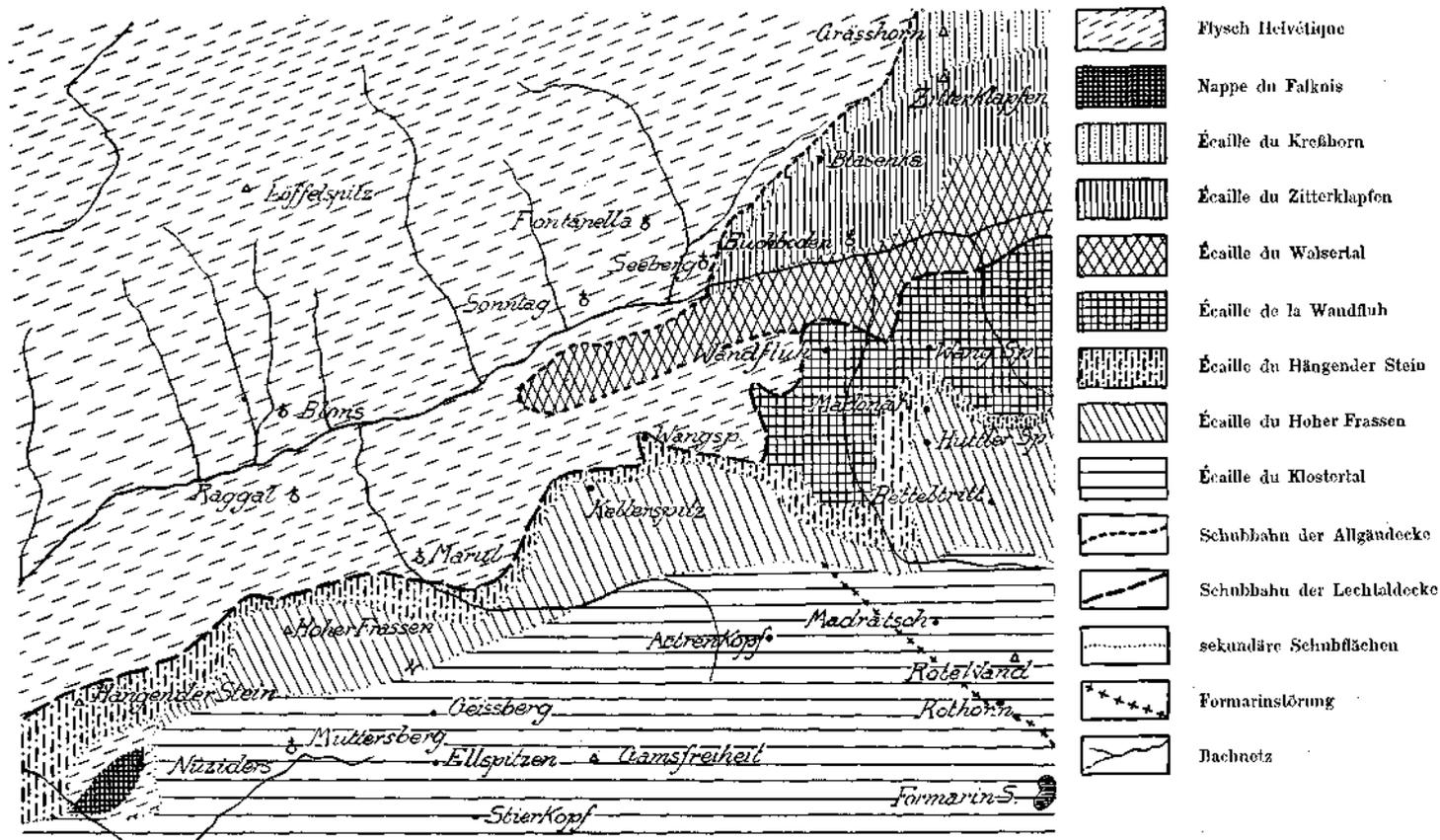


Fig. 23. Verkleinerte Kopie aus der Strukturkarte des mittleren Vorarlbergs von J. Gubler.

Hauptdolomit, an deren Basis da und dort noch Fetzen von Raibler Schichten erhalten sind.

Als geschlossene Masse läßt sich diese Schubmasse nur bis zur Westseite der Kellerspitze verfolgen. Hier endet dieselbe hoch über Marul frei in der Luft.

Als ihre Fortsetzung jenseits des Marultales kommt eine kleine Hauptdolomitscholle in Betracht, welche hier zwischen der Schlucht des Eisbaches und der Tiefenseealpe einen langgestreckten Felskopf bildet. Westlich von der Tiefenseealpe gehört dann die viel größere Deckscholle aus Hauptdolomit hierher, welche den aussichtsreichen Gipfel des Hohen Frassen, 1981 m, bildet.

Diese Deckscholle keilt bei Latz aus unmittelbar an dem Flyschfenster von Nüziders.

Dieses Flyschfenster von Nüziders ist vielleicht mit dem Flyschfenster des Klesenzajoches zu verbinden.

Es sind dazu aber noch weitere vergleichende Studien erforderlich.

Die Deckschollen der Écaille du Hoher Frassen lagern auf einem Streifen von jungen Schichten, welcher seinerseits wieder unmittelbar auf das Flyschgebirge vorgeschoben erscheint.

Auf der Strukturkarte von J. Gubler erscheint dieser Schubstreifen unter der Bezeichnung „Écaille du Hängender Stein“ ausgeschieden.

Der Hängende Stein bildet zwischen Nüziders und Ludesch eine höchst charakteristische, schroff ins Illtal vorspringende Felskanzel aus Hauptdolomit.

Diese Hauptdolomitscholle reicht aber nur ein Stück weit an dem Westgehänge des Hohen Frassen empor. Dann verschwindet sie endgültig.

Die über dieser Dolomitscholle lagernden jüngeren Schichten setzen sich dagegen zusammenhängend vom Hängenden Stein weit nach W hin fort.

Wir haben also bei dieser Schubmasse des Hängenden Steins die merkwürdige Erscheinung, daß nur an ihrem Westende eine Scholle von Hauptdolomit vorhanden ist, dagegen in ihrer übrigen, vielmals längeren Erstreckung nur noch jüngere Schichten bis zu den Kreideschiefern auftreten.

An und für sich ist eine nur aus den weichen, jungen Jura- und Kreidesteinen bestehende Schubmasse ein mechanisch recht unwahrscheinliches Gebilde.

Es fehlt demselben offenbar die für die Entwicklung einer richtigen Schubmasse unbedingt nötige Steifheit.

Wahrscheinlich besitzt auch die Schubmasse des Hängenden Steins eine solche versteifende Basis, nur ist dieselbe weiter im S zurückgeblieben.

Man kann wenigstens die Aufschlüsse an der Westseite des Hohen Frassen in diesem Sinne auslegen.

Hier ist tatsächlich noch ein Teil der versteifenden Basis in Form der Hauptdolomitscholle vorhanden, welche gegen oben zu abgescrägt wird.

Die nächstfolgende Schubmasse ist nach J. Gubler die Écaille du Wandfluh.

Dieselbe endet, wie im vorhergehenden beschrieben wurde, an der Westseite des Flyschfensters der Partnomalpe. Sie umfaßt eine Gesteinsserie von den Raibler Schichten bis zu den Kreideschiefern.

Im N übergreift diese Schubmasse die Écaille du Walsertal.

Die Trennung dieser Schubmasse von der nördlich folgenden Schubmasse Écaille du Zitterklapfen dürfte nicht tiefgreifend sein. Es handelt sich wohl nur um eine geringfügige Abspaltung und Aufschiebung.

Die nördlichste kalkalpine Schubmasse stellt in unserem Gebiete endlich die Écaille du Krefthorn vor. Nach der neuen Alpenvereinskarte von Ing. L. Aegerter ist statt Krefthorn der Ausdruck Gräßhorn einzusetzen. Diese Schubmasse ist, wie ebenfalls schon erwähnt wurde, durch die Führung der roten Senonmergel und der bunten exotischen Gerölle ausgezeichnet.

Die Schubmasse hat gegenüber jener des Zitterklapfens nur eine beschränkte Selbständigkeit.

Bereits auf der Nordseite der Blasenka sind die Senonmergel und die exotischen Gerölle der Stirnfaltung der Zitterklapfenschuppe einverleibt.

Wenn man nun nach dieser Aufzählung und Charakteristik der einzelnen Schubmassen noch nach der Bedeutung der einzelnen tektonischen Trennungsfugen fragt, so erhält man etwa folgende Auskunft.

Die Trennungslinie zwischen Écaille du Klostertal und Écaille du Hoher Frassen ist bestimmt keine Schubbahn, sondern eine Verwerfung, welche sich dann im obersten Marultal in zwei Zweige, die Formarin- und Klesenzastörung zerlegt.

Zwischen der Écaille du Hoher Frassen und der Écaille du Hängender Stein verläuft dagegen eine weittragende Schubfläche.

Dafür ist aber wieder die Trennung zwischen Écaille du Hängender Stein und Écaille du Wandfluh sehr unsicher. Wahrscheinlich gehören sie zusammen und sind nur durch den jüngeren Westvorstoß umgeformt worden.

Die drei nördlichsten Schubmassen — Écaille du Walsertal, du Zitterklapfen und du Gräßhorn gehören auch nachbarlich zusammen und sind nicht von weittragenden Schubflächen geschieden.

J. Gubler hat auf seiner Strukturkarte diese Schubkörper in folgender Weise auf die zwei großen Decken, die Lechtal- und Allgäudecke, verteilt.

Écaille du Klostertal und Écaille du Hoher Frassen bilden hier den Bestand der Lechtaldecke.

Alle übrigen Schuppen mit Ausnahme von Écaille du Gräßhorn fallen der Allgäudecke zu.

Hier ist zunächst nicht einzusehen, warum nicht auch die Écaille du Gräßhorn zur Allgäudecke gehören soll. Dieselbe ist nur unbedeutend von der Schuppe des Zitterklapfens abgespalten.

Die Trennung zwischen Lechtaldecke und Allgäudecke ist von einer bedeutenden Überschiebung besorgt.

Es ist aber zu fragen, ob nicht die Écaille du Hängender Stein und du Wandfluh besser noch zur Lechtaldecke zu ziehen seien. M. Richter hat sich auch bereits schon für diese Zuziehung zur Lechtaldecke ausgesprochen.

In dem von J. Gubler bearbeiteten mittleren Teil von Vorarlberg kann man diese Frage nicht erledigen.

Wir müssen zu diesem Zwecke die trennenden Bewegungsfugen wesentlich weiter gegen O zu verfolgen.

Wenn wir auf Grund der neuesten Aufnahmen von mir und Th. Benzinger diese Arbeit ausführen, so kommen wir etwa zu folgenden tektonischen Zusammenhängen.

Der Nordrand der Écaille du Hoher Frassen ist in dem ganzen Gebiet der Braunarlenspitzengruppe überaus deutlich mit kräftiger Stirnbildung vorgezeichnet.

Er leitet unmittelbar zu dem Eckpfeiler der Mohnenfluh.

Wie wir schon mehrfach ausgeführt haben, springt nun der Schubrand 2-3 km gegen S zu zurück in das Halbfenster der Götzer Alpe und zieht von dort neuerlich zirka 4 km am Nordrande des Kriegerhorns bis nahe an Unter-Stubenbach gegen O weiter.

Bei Unter-Stubenbach übersetzt der Schubrand, wieder gegen S zurückweichend, die Lechklamm und erhebt sich dann gegen die Wösterspitze.

Auf dieser ganzen Strecke ist weder die Abgrenzung, noch auch der Zusammenhang der Schubmasse irgendwie zweifelhaft.

Wir kehren nun wieder zu der Écaille du Hängender Stein und da Wandfluh zurück, welche wir für ein und dieselbe Schubmasse halten.

Hier liegen die Verbandsverhältnisse nicht ganz so einfach.

Zunächst kann man die Schubmasse der Wandfluh geschlossen bis zur Unteren Alpschelle und von dort über den breiten Roßberg zur Lagerzunalpe verfolgen. Hier verschmälert sich die Schubmasse sehr beträchtlich, reicht aber noch zusammenhängend über den schönen Nordgrat der Braunarlenspitze bis in den großartigen Talhintergrund der Hochgletscheralpe hinein. Hier ist die Verbindung abgerissen.

Im Nordgehänge der Mohnenfluh setzt aber wieder ein Streifen von Hauptdolomit, begleitet von Kössener Schichten und Oberrätalken ein, welcher dann zur Juppenspitze emporsteigt.

Wenn auch kein unmittelbarer Zusammenhang besteht, so wird man doch die Schuppe der Juppenspitze als die Ostfortsetzung der Écaille du Wandfluh bezeichnen können.

In der steilen Nordwand der Juppenspitze tritt aber noch ein zweiter tieferer Streifen von Hauptdolomit und Oberrätalkalk auf. Zwischen diesen beiden größeren Streifen von älteren Gesteinen stecken aber in der Fleckenmergelwand noch eine ganze Reihe von kleineren Schollen von Oberrätalkalken.

Es hat also hier jedenfalls eine sehr heftige Verschuppung der Schubmasse mit ihrem Untergrunde stattgefunden.

An der Ostseite der Juppenspitze ist der Verbindungsfaden unserer Schubmasse neuerdings abgerissen.

Hier ist der breite und tiefe Sattel der Auenfeldalpe ganz in die liegenden Fleckenmergel eingeschnitten.

Auf dem weiten flachwelligen Gebiet im S der Auenfeldalpe liegen eine ganze Reihe von kleineren Schollen von Hauptdolomit, Oberrätalkalken sowie auch von Aptychenkalken (Tithonkalken) verstreut, welche wohl als Erosionsreste einer einst zusammenhängenden Schubmasse aufzufassen sind.

Im O des Auenfeldsattels erhebt sich dann die isolierte Schubmasse des Karhorns.

Auch hier ist wieder recht wahrscheinlich, daß die Schubscholle des Karhorns die Fortsetzung der Schubscholle der Juppenspitze vorstellt und damit ebenfalls zur Écaille du Wandfluh gehört.

Über die Zugehörigkeit der Karhornscholle sind von Mylius, Benzinger und mir verschiedene Meinungen geäußert worden.

Heute kann man wohl mit ziemlicher Sicherheit behaupten, daß die Karhornscholle mit der Schubmasse der Höllenspitze südlich des Lechs zu verbinden ist.

Die Schubmasse der Höllenspitze steht aber ihrerseits mit der riesigen Schubmasse des Allgäuer Hauptkammes in geschlossenem Verbande. Diese gewaltige Schubmasse ist an ihrem Westrande in drei Teilschuppen zerlegt. Von diesen ist die von Haniel als Burkopfschuppe bezeichnete die südlichste. Diese trägt in ihrem Hangenden die Senonnergel von Holzgau.

Die nächste Teilschuppe ist jene der Ellbogner Spitze. Diese steht mit der Schubmasse des Gipfels der Höllenspitze in geschlossener Verbindung.

Die nördlichste Teilschuppe des Allgäuer Hauptkammes ist jene des Biherkopfes. Sie ist für sich zweiteilig, doch enden beide Teile mit Stirnfalten südlich von Lechleiten.

Wir kommen somit zu dem Ergebnisse, daß die mittlere Teilschuppe des Allgäuer Hauptkammes mit der Scholle des Karhorns zu verbinden ist.

Daher gehören die Écaille du Hängender Stein und du Wandfluh noch zu der Lechtaldecke. Die Meinung von M. Richter wird durch diese Untersuchung also bestätigt.

Die Lechtaldecke überquert mit der Schubmasse des Hängenden Steins das Illtal und tritt ins Rätikongebirge über.

Die Allgäudecke endet dagegen südlich von Sonntag auf der Südseite des Großen Walsertales mit einer schönen, gegen W schauenden Faltenstirne, die schon ganz in den Flyschschichten steckt.

Am Schlusse dieser Arbeit möchte ich noch einige Angaben über die Eruptivgesteine des Kriegerhorns und den Scuttgehalt des Großen Walsertales anfügen.

Im Jahrbuch 1930 finden sich die ersten Angaben über das Auftreten von Melaphyrlaven und Tuffen in der Gegend von Lech.

Diese Eruptivgesteine treten hier in zwei getrennten Gebieten einerseits südöstlich, anderseits nördlich und nordwestlich von Lech auf.

Dieser räumlichen Trennung entspricht, soweit unsere derzeitigen Erfahrungen reichen, keine petrographische Verschiedenheit der Gesteine, wohl aber eine Verschiedenheit in der Schichteneinschaltung.

Die Hauptmasse der Melaphyre liegt südöstlich von Lech in den Arlbergkalken, während die Melaphyre nordwestlich von Lech in den Kalken und Dolomiten der oberen Raibler Schichten auftreten.

Wenn wir hier von dem kleinen Vorkommen bei dem Gasthause „Goldener Berg“ absehen, so sind die übrigen Eruptivgesteine auf den Gipfelkörper des Kriegerhorns, 2178 m, beschränkt.

Das Kriegerhorn besteht der Hauptsache nach aus mittelsteil gegen S einfallenden, mächtigen Raibler Schichten. Nur an dem Ostfuß des Kriegerhorns nimmt auch noch Muschelkalk am Aufbau teil.

Diese Platte von Raibler Schichten ist mit einer schönen Stürnfalte nordwärts auf die Kreideschiefer aufgeschoben.

Die Eruptivgesteine sind nun in die über den Lunzer Sandsteinen lagernden Kalke und Dolomite eingeschaltet, welche den Gipfel bilden.

Ich habe bei meiner Aufnahme hier vier getrennte Lagen von Melaphyr aufgefunden.

Fig. 24 gibt einen Querschnitt durch diese anscheinend parallel übereinanderliegenden Einschaltungen. Die Mächtigkeit der Melaphyrlagen beträgt jeweils nur etwa 3—5 m. Alle keilen gegen S zu zwischen den Raibler Kalken aus, wogegen sie nordwärts offen am Terrainanschnitt ausgehen.

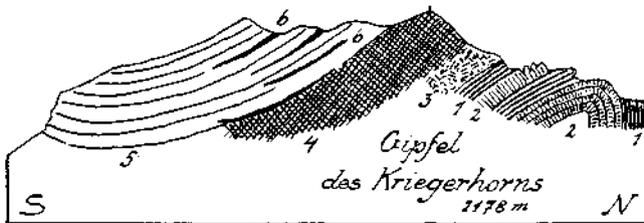


Fig. 24. 1 = Lunzer Sandsteine. 2 = grauer, zackig verwitternder, gelbrindiger Dolomit. 3 = graue, löchrige Raubwacke. 4 = schneeweiß verwitternder, kleinbröckeliger Dolomit mit hellgrauen Raubwackenstreifen. 5 = graue, geschichtete Kalke und Kalkbreccien. 6 = Lagen von Melaphyrlaven und Tuffen.

Die Hauptmasse der Eruptivgesteine besteht auch hier aus Tuffen.

Im Durchschnitt sind die Eruptivgesteine des Gipfels des Kriegerhorns von jenen südöstlich von Lech zirka $2\frac{1}{2}$ km entfernt.

In den weiter westlich befindlichen, gleichaltrigen Gesteinen des Zuger Horns habe ich keine Spuren der Eruptivgesteine mehr aufgefunden. Sie sind also streng auf die Umgebung von Lech beschränkt.

Das Große Walsertal in Vorarlberg ist durch einen auffallend reichen Schutthinhalt ausgezeichnet.

Dazu stellt die Lutz, welche dieses Tal entwässert, einen mächtigen Wildbach vor, der zwischen dem Hängenden Stein und Bludesch seinen riesigen Schuttkegel ins Illtal verbaut.

Wenn man ins Große Walsertal hineinwandert, so begegnet man sowohl auf seiner Süd- als auch auf seiner Nordseite wohlausgeprägten Terrassen. Dieselben bestehen nur z. T. aus Flysch, meist jedoch aus Schutt.

Untersucht man diese Schuttmassen genauer, so ist man erstaunt, daß dieselben nur zu geringerem Teil aus Schottern, zum überwiegenden Anteil dagegen aus Grundmoränen bestehen.

Ich habe diese Erscheinung bereits in unserem Jahrbuch 1908 beschrieben und auch mit zwei Profilen illustriert.

Diese Profile stellen Querschnitte durch die Schuttmassen von St. Gerold und Blons dar. Ich gelangte damals zu der Anschauung, daß

die großen Grundmoränenmassen im Liegenden der Schotter der Rib-
eiszeit angehören. Diese Deutung möchte ich nach meinen heutigen
Erfahrungen nicht mehr aufrecht halten.

Ich bin nun der Meinung, daß diese riesigen Grundmoränen doch
eine Hinterlassenschaft der Würmeiszeit vorstellen und daher die darauf
lagernden Schotter nicht den interglazialen Terrassenschottern des Inn-
tales gleichzustellen sind.

Zur Begründung dieser Meinungsänderung habe ich folgende
Beobachtungen und Überlegungen anzuführen.

Zunächst ist es wohl unwahrscheinlich, daß sich gerade hier im
Großen Walsertal eine derartig riesige Masse von älterer Grundmoräne
erhalten haben sollte.

Es würde dies gegenüber allen mir bekannten nordalpinen Tälern
eine Ausnahme bedeuten.

Eine weitere Unwahrscheinlichkeit scheint mir dann auch die Gleich-
stellung der Schotter des Großen Walsertales mit den Konglomeraten
der Bürser Schlucht und der Gamperdonaschlucht zu sein.

Der Unterschied in der Verkalkung ist so groß, daß er für immer-
hin noch benachbarte Schottermassen zu beiden Seiten des Inntales
doch für einen Altersunterschied spricht. Das interglaziale Alter dieser
Konglomerate ist dabei als festgestellt zu betrachten.

Die Schotter des Großen Walsertales stellen nach den Erfahrungen
der Aufnahme von 1930 im wesentlichen Umlagerungen und
Umschüttungen des gewaltigen Moränennachlasses der Würmeiszeit
vor. Sie sind daher keine Präwürmablagerung, wohl aber eine
Ablagerung, welche teilweise in die Zeit zwischen Würmeiszeit und
Schlußeiszeit hineinfällt, teilweise aber auch noch in die Schlußeiszeit
hineinreicht.

Ich beginne die Beschreibung der eiszeitlichen Ablagerungen des
Großen Walsertales nicht am Taleingang, sondern in den Talhinter-
gründen. Das Große Walsertal ist durch meist hochliegende Pässe mit
dem obersten Lechtal, mit dem Klostertal und mit dem Tal der
Bregenzer Ache verknüpft.

Zur Zeit des Hochstandes der Würmvergletscherung drang das Eis
des Lechtalglätschers sowie auch jenes des Klostertalglätschers über
die niedrigeren Sättel ins Große Walsertal herein.

So wie ich im obersten Lechtal nur an einer Stelle zentralalpine
erratische Gesteine bei der Tannleger Alpe fand, ist mir auch im
Großen Walsertal nur ein erraticus Gneisblock bei Punkt 859 m an der
Straße zwischen Blons und Garsella in einem Schotteraufschluß begegnet.

Es ist ganz gut möglich, daß die Gneisblöcke der Tannleger Alpe
und jener im Großen Walsertal von einer und derselben Eisstromfaser
abstammen, welche aus dem obersten Lechtal ihren Weg einst ins
Große Walsertal genommen hat.

In den Karen und Mulden im Hintergrund des Großen Walsertales
haben sich zahlreiche Moränenwälle der Schlußeiszeit erhalten.

Bei der Neuaufnahme wurden sie alle berücksichtigt, da auf der
Karte von J. Gubler leider die eiszeitlichen Ablagerungen nicht gegliedert
erscheinen.

Besonders großartig sind die Endmoränen der Schlußeiszeit in dem großen Kar auf der Nordseite von Gamsfreiheit—Weißes Rössel—Pitschigrat in der Umgebung der Faludrigenalpe entwickelt. Auch in der Umgebung der Steris- und Partnomalpe liegen mächtige und voll-erhaltene Moränenwälle.

Dagegen finden sich in dem ungeheuren Karraum auf der Nordseite des Misthaufens nur verhältnismäßig geringfügige Moränen. Dieser Karraum ist einer der größten der nördlichen Kalkalpen. Er besitzt zwischen Huttlerspitze im W und der Bratschenwand im O eine Breite von mehr als 4 km und einen größtenteils nackten Felsboden.

Nach N zu senkt sich dieser Karraum steil ins Rotenbrunner Tal herab. Karraum und Tal bilden zusammen eine im großen sehr regelmäßige Erosionsform.

Auf der Westseite des Rotenbrunner Tales traf ich knapp unterhalb der Madonna Alpe bei zirka 1640 m Höhe einen größeren Gletscherschliff mit steil gegen NW hin ansteigenden Schleiffurchen.

Der Schliff befindet sich auf Kössener Kalken und wird teilweise noch von Grundmoräne bedeckt. In dieser letzteren traf ich Stücke von Jurahornsteinkalken und sogar ein Stück einer Kreidebreccie. Diese Gesteine können hier nur von der anderen Talseite, von der Feuerspitze, herübergetragen worden sein.

Eine relativ geringfügige Moränenbildung ist auch in dem großen Hochtalraum der Klesenza Alpe im N der Roten Wand zu verzeichnen.

Auch hier begegnen wir dann am Ausgang des Klesenzatales gegenüber von Buchboden ganz gewaltigen Moränenmassen.

Fig. 25 bringt eine schematische Ansicht dieser großen Moränenmassen, die aber bereits in die Form von Terrassen ungegossen wurden. An der Basis dieser Moränen traf ich im Bette der Lutz bei der Brücke innerhalb von Buchboden eine sehr stark bearbeitete lehmreiche Grundmoräne von betonartiger Festigkeit. Es ist wahrscheinlich, daß diese stark bearbeitete Grundmoräne aus der Würmeiszeit stammt, während die darauf lagernden Moränen der Schlußeiszeit angehören.

Gewaltige Moränenmassen sind dann in dem Marultal aufgestapelt.

Die hohen Moränenwälle befinden sich hier bei der oberen und unteren Lagutzalpe. Von der unteren Lagutzalpe, 1584 m, steigen die Moränen bis zur Einmündung des Faludrigenbaches hinunter.

Auch unterhalb des Beckens von Garfül liegt beim Sägebüchel, 1005 m, eine gewaltige Endmoräne mit grobem Blockwerk.

Außerdem begegnen wir von Marul bis zum Talausgang auf beiden Talseiten einer mächtigen Einfüllung von Grundmoränen.

Während die Moränen oberhalb von Marul sicher der Schlußeiszeit angehören, erscheint dies bei den gewaltigen Massen von Grundmoränen am Ausgang des Marultales wohl sehr zweifelhaft.

Hier ist die Zugehörigkeit zu den Würmmoränen entschieden wahrscheinlicher.

Diese Grundmoränen der Marulmündung stehen direkt mit der hohen Terrasse von Raggal (1016 m) und indirekt mit der gegenüberliegenden Terrasse von Blons (902 m) in Verbindung, welche ich schon im Jahre 1908 beschrieben habe.

Im Haupttal lassen sich die Grundmoränen von Blons weiter fast zusammenhängend über Garsella—Sonntag—Fontanella bis zur Höhe des Faschinajoches, 1492 m, empor verfolgen.

Das Faschinajoch ist der einzige Sattel im Gebiete des Großen Walsertales, der von der Grundmoräne überschritten wird. Hier bestand offenbar durch lange Zeit eine Eisstraße zwischen dem Großen Walsertal und dem Gebiet des Bregenzer Waldes.

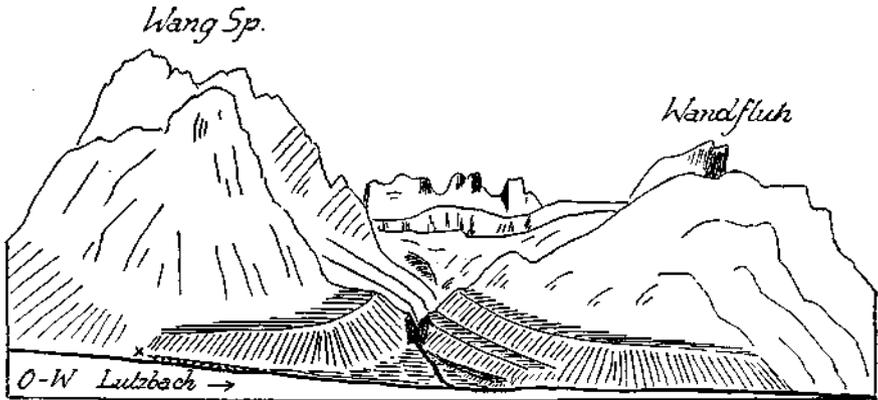


Fig. 25. Gestofter Schuttkegel auf der Südseite des Großen Walsertales gegenüber von Buchboden.
 × = Lage von alter, stark bearbeiteter, betonfester Grundmoräne.

Die stark bearbeiteten Grundmoränen am Süd- und Nordabhang des Faschinajoches enthalten viele Flyschgeschiebe, aber auch reichlich Jura- und Triasgesteine. Dieselben können daher nicht von der Umgebung des Joches abstammen, da diese ganz aus Flyschgesteinen besteht.

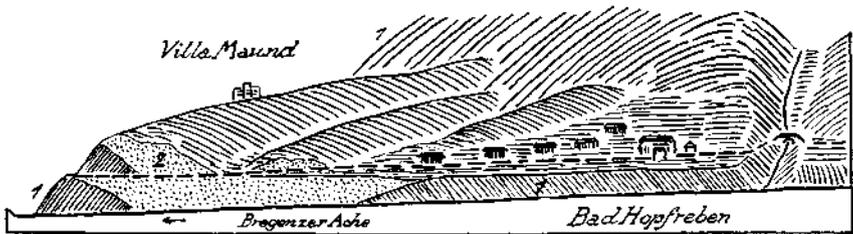


Fig. 26. Endmoränen der Schlußeiszeit bei Bad Hopfreen. 1 = Flysch. 2 = Grundmoränen- und Endmoränenmaterial.

Jenseits des Faschinajoches liegen auch in der Mulde von Damüls, 1428 m, riesige glaziale Schuttmassen aufgehäuft, welche beiderseits des Baches Terrassen bilden.

Es ist hier von Interesse zu erwähnen, daß sich im hinteren Bregenzer Wald etwas unterhalb von Bad Hopfreen eine prachtvoll erhaltene Endmoräne der Schlußeiszeit befindet. Ich habe dieselbe im Herbst 1929 entdeckt.

Fig. 26 entwirft ein schematisches Bild von dieser großen, mehrteiligen Endmoräne, auf welcher die Villa Maund erbaut ist.

Von den Endmoränenwällen strahlt gegen N zu ein bescheidenes Schottervorfeld aus.

Gegenüber von dieser Endmoränenlandschaft erheben sich die steilen Schalzbacher Riesen, die oben von absturzbereiten, tiefzerklüfteten Felsen überragt werden. Es sind dies die Hauptdolomitwände der Niederkünzelspitze, welche unmittelbar auf Flysch überschoben liegen.

Nach dieser Abweichung in das benachbarte Tal der Bregenzer Ache kehren wir wieder ins Gebiet des Großen Walsertales zurück.

Wir haben aus der Neuaufnahme die Erfahrung abgeleitet, daß die ausgedehnten Grundmoränenlager des Großen Walsertales nicht mit den Ablagerungen der Schlußeiszeit zu verbinden sind.

Sie müssen also älter sein und wohl der Würmeiszeit angehören.

Nun werden aber die Grundmoränen im mittleren und vorderen Teil des Großen Walsertales von ziemlich mächtigen Schottermassen überlagert.

Diese Schotter sind nur schlecht gerollt, sie bestehen ausschließlich aus lokalem Material und sie zeigen vorherrschend schräge Schüttungen.

Die Richtung der schrägen Schüttung wechselt häufig zwischen tal-ein, talaus und hangwärts.

Die Korngröße der Schotter ist recht unbeständig.

Gar nicht selten finden sich in den Schotterlagen gekritzte Geschiebe, die teilweise abgerollt sind und große Blöcke.

Die Grundmoränen enthalten ganz dasselbe Gesteinsmaterial.

Sie lagern unmittelbar dem Felsboden des Haupttales auf. Dieser Felsgrund verschwindet bei der Garsellabrücke. Der ganze vordere Talabschnitt ist eine wilde Felsschlucht, welche streckenweise epigenetisch eingeschnitten ist. Die alte Talfurche liegt hier nördlicher als die heutige Klamm und ist ganz mit Grundmoränen vollgestopft.

In der Höhe lagern dann über diesen Grundmoränen die gerade früher beschriebenen Schotter, welche vielfach Terrassen bilden.

Eine Einschwemmung der Schotter aus dem Illtal ist sowohl nach der Materialzusammensetzung als auch wegen der mangelhaften Abrollung nicht anzunehmen.

Da das Illtal bei der Mündung des Großen Walsertales nur mehr eine Meereshöhe von 520 m hat, die Schotter des Großen Walsertales aber über 1000 m Höhe emporsteigen, so müßte man hier mit einer Talverschüttung von zirka 500 m Mächtigkeit rechnen. Das ist für die Zeit nach dem Rückzug der Würmvergletscherung höchst unwahrscheinlich.

So kommen wir zu der Anschauung, daß die Schotter des Großen Walsertales, welche sich im Hangenden der Würmgrundmoränen befinden, nur eine Umlagerung der höheren Moränenmassen dieses Talgebietes vorstellen.

Nach dem Rückzug der Würmgletscher war das Große Walsertal offenbar mit mächtigen Massen von Grundmoränen angefüllt.

Diese Moränen befanden sich vielfach an den steilen Gehängen in einer wenig gesicherten Lagerung und wurden von der Erosion sehr scharf angegriffen und abgeschwemmt.

Die Produkte dieser Abschwemmung stellen nun eben unsere Schotter vor.

Wir haben in ihnen also eine Ablagerung vor uns, die aus dem Nachlaß der Würmmoränen gebildet worden ist.

Ich habe schon im Jahre 1927 in diesem Jahrbuch in der Arbeit über „Geologische Profile aus dem Kössener Becken“ den Nachweis erbracht, daß sich im Anschluß an die riesige Aufstapelung von Grundmoränen der Würmeiszeit nach dem Rückzug derselben automatisch eine Periode von gesteigerter Schuttlieferung einschalten mußte. Dieselbe hat in den Alpen zahlreiche große Schuttkegel und ausgedehnte Schotteraufschüttungen erzeugt.

Zu dieser Art von lokalen Umlagerungen von älterem Grundmoränenmaterial möchte ich auch die Schotter des Großen Walsertales rechnen.

Man kann diese Schotter also nicht, wie ich im Jahre 1908 getan habe, den Inntalerrassenschottern oder den Konglomeraten von Bürs und Gamperdonna zeitlich gleichsetzen.

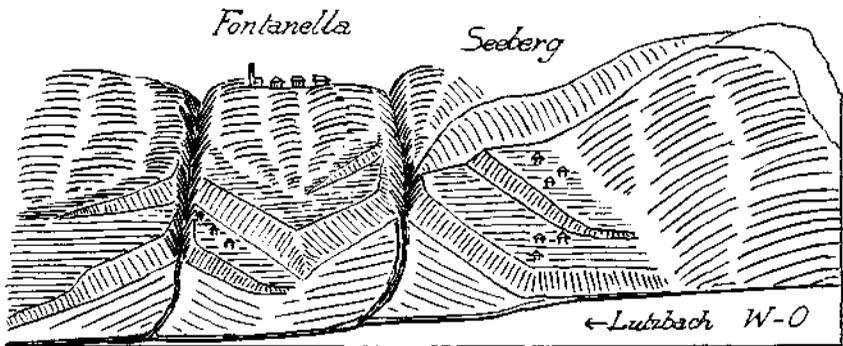


Fig. 27. Gestufte Schuttkegel auf der Nordseite des Großen Walsertales bei Fontanella.

Sie sind wesentlich jüngere Bildungen.

Es fragt sich nun, in welchem Verhältnisse diese Schotter zu den Ablagerungen der Schlußeiszeit stehen.

Die hohen Endmoränenwälle der Schlußeiszeit kommen für Schuttlieferungen wenig oder gar nicht in Betracht. Sie zeigen auch heute noch größtenteils vollerhaltene Wallformen.

Wohl aber kommen dafür die untersten Moränen der Schlußeiszeit in Betracht, welche tatsächlich oft tiefgreifend zerschnitten und umgelagert sind. Daß von diesen Endmoränen Schuttkegel ausstrahlen, haben wir an der Endmoräne bei Bad Hopfreen, Fig. 26, erkannt.

Im Bereiche des Großen Walsertales ist mir kein solcher Fall bekannt geworden. Hier stehen die Endmoränen der Schlußeiszeit nicht unmittelbar mit den Schuttkegeln in Verbindung.

Wohl aber treffen wir hier an den Mündungen der Seitentäler sehr mächtige, mehrfach ineinandergeschaltete Schuttkegelreste.

Wir haben bereits in Fig. 25 ein schematisches Bild einer derartigen Schuttkegelschaltung bei Buchboden kennengelernt.

Ich füge hier als Fig. 27 noch eine schematische Abbildung von ähnlichen Schaltungen aus dem Gehänge von Fontanella-Seeberg ein.

Es ist ganz gut möglich, daß diese Schuttkegel des hinteren Großen Walsertales einst mit den Schotterterrassen des vorderen Talabschnittes im Zusammenhang standen. Jedenfalls sind die Schotter im vorderen Talteil ebenfalls durch Stufen mehrfach gegliedert.

Der Mächtigkeit nach würden sich die großen Schuttkegel des inneren Talteiles und die bis zu 200 m mächtigen Schotter des vorderen Tales recht gut entsprechen.

Diese große Mächtigkeit der Schuttkegel ruft auch Bedenken wach, ob man dieselben wirklich mit den meist nicht sehr großen Endmoränen der Schlußeiszeit in Verbindung bringen kann.

Ich habe den Eindruck, daß die Schuttkegel für die Endmoränen der Schlußeiszeit zu groß angelegt sind.

Es scheint also wahrscheinlicher, die große Steigerung der Schuttführung in die Zeit nach dem Abschmelzen des Würmeises zu verlegen.

Die Detailzerlegung der großen Schuttkegel kann aber immerhin mit den Phasen der Schlußeiszeit in Zusammenhang stehen.

Die heute noch erhaltenen Moränen der Schlußeiszeit lassen sich im großen und ganzen in drei Stufen gliedern.

Auch die Schuttkegel zeigen meistens eine dreifache Gliederung.

Für diese Zerlegung der Schuttkegel kommt einerseits gesteigerte Erosion, anderseits verminderte Schuttführung in Betracht.

Durch eine Steigerung der Schuttführung wird das Wachstum des Kegels herbeigeführt.

In einem Tale, das ganz ins Grundgebirge eingeschnitten ist, läßt sich eine Steigerung der Schuttführung nur schwierig und allmählich erreichen.

Das Gestein muß erst frisch gebrochen werden, weil keine Vorräte von fertigem Schutt da sind.

Wenn aber in einem ganz oder teilweise vergletscherten Tal das Eis stark zurückweicht und dabei große Massen von ungeschütztem, losem Moränenschutt liegen bleiben, so hat die Erosion ein leichtes Spiel und kann daraus in relativ kurzer Zeit einen riesigen Schuttkegel bilden.

Beim Vorrücken der Gletscher findet sich keine Gelegenheit zu solchen großen Schutträubereien.

Man hat also guten Grund, das plötzliche Anschwellen von solchen Schuttkegeln mit der Freigabe von großen Moränenmassen durch den Rückzug der Gletscher zu verbinden.

Es wäre also nicht unwahrscheinlich, daß den drei Phasen der Schlußeiszeit drei Impulse zu stärkerer Schuttführung entsprechen würden.

Die Stärke dieser Impulse müßte allerdings gegen oben hin sehr abnehmen, da dem obersten Moränenstadium der Schlußeiszeit wohl keine reichlichere Schuttführung mehr zukommt. Seine Moränenwälle sind auch heute noch so gut wie unverletzt.

Wir kämen also zu folgenden Zusammenhängen.

Aus dem Nachlaß der Würmvereisung schütten die Bäche mächtige Schuttkegel auf. Nach der Hauptabräumung der losen Moränenvorräte sinkt die Schuttlieferung und die Bäche schneiden sich tief in ihre übergroßen Schuttkegel ein.

Dieser Zustand änderte sich erst beim Rückzug der Schlußzeit.

Aus den freigegebenen Moränen des Bühl- und später des Gschnitzstadiums werden neuerlich kleinere Schuttkegel aufgeschüttet. Für das Daunstadium ist eine vermehrte Schüttung wohl ziemlich unwahrscheinlich.

Es muß indessen den weiteren Nachforschungen überlassen werden, die genaueren Beziehungen zwischen den Schaltungen der Schuttkegel und den Phasen der Schlußzeit klarzustellen.

Zusammenfassung.

Die vorliegende Arbeit berichtet über die Ergebnisse der geologischen Landesaufnahme von Blatt „Stuben“ im Gebiet des obersten Lechtales und des Großen Walsertales.

Für die wichtigsten der beschriebenen Stellen sind außerdem entsprechende Zeichnungen zur Veranschaulichung beigegeben.

Zuerst werden noch einige Detailbeobachtungen aus der Umgebung des Flexenpasses vorgelegt. Sie betreffen die Hasenfluh, die Eisenscharte und die Tithontransgression in der Umgebung des Monzabonensees und an der Ostseite der Mohnenfluh.

Weiter folgt dann eine Beschreibung der einzelnen Schubmassen im hinteren und mittleren Teil des Großen Walsertales.

Bei dieser Beschreibung wird auch genauer auf die von J. Gubler im Jahre 1927 herausgegebene geologische Karte des zentralen Voralbergs eingegangen.

Eine größere Abweichung von den Angaben von J. Gubler wurde dabei an der Nordseite des Marultales festgestellt.

Hier handelt es sich nicht um einen langen Streifen von Raibler Schichten, sondern vielmehr um eine Jungschichtenzone, die aus Fleckenmergel, Hornsteinkalken, Aptychenkalken und Kreideschiefern besteht. Diese steil gegen den Flysch aufgeschobene Zone trägt ihrerseits die freischwimmende Deckscholle von Grongkopf—Breithorn—Keller Spitze. Nördlich von dieser Deckscholle liegt das von J. Gubler entdeckte Flyschfenster der Partnomalpe. Das genauere Studium dieses Flyschfensters führte nun zu der Einsicht, daß hier eine alte Auffaltung von Flysch vorliegt, welche bereits durch die Erosion zu einer Erhebung zugeschnitten war, als der letzte Anschlag der Kalkalpendecken vor sich ging.

Einerseits sind nämlich diese Decken an der Südseite des Flyschrückens auffallend angeschoppt und zeigen dabei sinnfällig die Struktur ihres mühseligen Bergansteigens.

Andererseits werden dieselben an seiner Ostseite geradezu rechtwinklig abgknickt.

Die „Formarinstörung“ und die mit ihr spitzwinklig verlaufende „Klesenzastörung“ lassen sich ebenfalls mit dem Schub der Kalkalpen über ein Relief des Flysches ganz gut in Zusammenhang bringen.

Sie begrenzen einen Einbruch der Schubmassen in eine Talfurche des überfahrenen Untergrundes.

Dieser Einschub kann nach dem Störungsbild wohl nur aus der Richtung von SO gegen NW erfolgt sein.

Während die Lechtaldecke sich in voller Breite noch in den Rätikon fortsetzt, findet die Allgäudecke im Großen Walsertal an der Nordseite des Flyschfensters der Partnomalpe mit einer westschauenden Stirne ihr Ende. Das Endstück der Lechtaldecke ist dabei scharf zugeschnitten, aber nicht ausgewalzt.

An der Blasenka ist ein großer Bergsturz gegen Buchboden hinab in Vorbereitung. An ihrer Nordseite treten bunte Senonmergel auf, welche von einem Konglomerat begleitet werden, das sehr reich an exotischen Geröllen ist.

Den Schluß der Arbeit bilden einige ergänzende Angaben über die Eruptivgesteine von Lech sowie über den Schuttinhalt des Großen Walsertales.

An der Nordseite des Lechtales treten Tuffe und Laven von Melaphyr auch noch am Gipfel des Kriegerhorns in den oberen Raibler Schichten (Opponitzer Kalken) auf.

Das Große Walsertal ist ungemein reich mit Schuttmassen ausgestattet.

Gewaltige Massen von Grundmoränen sind im vorderen und mittleren Talteil erhalten. Sie werden von bis 200 m mächtigen, lokalen Schottern überlagert.

Deshalb hielt ich im Jahre 1908 die Grundmoränen für Ablagerungen der Rißeiszeit.

Nach meiner heutigen Einsicht handelt es sich jedoch um Grundmoränen der Würmeiszeit und die hangenden Schotter stammen aus der Zeit zwischen Würm- und Schlußeiszeit.

Die Ablagerungen der Schlußeiszeit sind hier weit verbreitet und meist gut erhalten. Als Beispiel wird die prächtige Endmoräne bei Bad Hopfreen beschrieben und abgebildet.

Das Große Walsertal besitzt endlich noch mächtige zwei- bis dreistufige Schuttkegel, deren genauere zeitliche Einordnung noch nicht bestimmt werden konnte.

Über den Nachweis von Interglazialablagerungen zwischen der Würm- eiszeit und der Schlußvereisung im Ferwall- und Schönferwalltal.

Von **Otto Reithofer.**

(Mit 7 Textfiguren.)

Bei der Neuaufnahme des kristallinen Anteils von Blatt Stuben lernte ich in den Jahren 1929 und 1930 das Ferwall- und Schönferwalltal und das Gebiet des Silbertaler Winterjöchels kennen. Dabei stellte sich bald heraus, daß gerade dieses Gebiet in besonders günstiger Weise geeignet ist, in der noch immer umstrittenen Frage der Schlußeiszeit Beweismaterial für die Richtigkeit der Anschauungen Ampferers (2)¹⁾ zu erbringen.

In der Ferwallgruppe sind bis jetzt noch keine interglazialen Terrassensedimente gefunden worden. Das westliche Vorkommen solcher, östlich des Arlbergs, findet sich am Ausgange des Stanzertales bei Stanz nordwestlich ober Landeck (1, S. 31). Postglaziale Terrassensedimente treffen wir bei Pians und an mehreren Stellen im Paznauntal an (Geologische Spezialkarte, Blatt Landeck). In der auf Blatt Stuben liegenden Fortsetzung dieses Tales sind zwei weitere kleine Vorkommen von Terrassenschottern, die wohl auch postglazial sind. Das eine ist nordöstlich unter Ebne, das andere bei Ischgl. Beide liegen auf der rechten Talseite. Den oberen Teil des Paznauntales, der auf Blatt Silvretta liegt, kenne ich noch nicht. Im ganzen Stanzertal bis St. Anton am Arlberg hinauf sind weder interglaziale noch postglaziale Terrassensedimente vorhanden.

Erst zirka 3 km südwestlich von St. Anton (zirka 27 km westlich des Vorkommens von Stanz) ist an der Rosanna, südöstlich unter dem Kalteneck, das erste größere Vorkommen von sicheren Terrassenschottern. Einige ganz kleine und unbedeutende Vorkommen liegen etwas talaus am Weg durch die Rosannaklamm in zirka 1420 m. Ein weiteres sehr großes Vorkommen liegt in unmittelbarer Nähe des ersteren bei der Wagner-Hütte (siehe Fig. 1). Es handelt sich hier nicht wie Diwald (7, S. 45) angibt, um eine Moräne, die dadurch zur Ablagerung kam, daß die Rosanna in der außerhalb liegenden Schlucht durch ein Stück des Gletschers gestaut wurde oder dadurch, daß das

¹⁾ Die Zahlen beziehen sich auf die Nummern des Literaturverzeichnisses.

aus dem Moostal kommende Eis den Rückstau im Haupttale bewirkte, sondern um typische Terrassensedimente. Diese kamen, wie ich später zeigen werde, in einer sicher eisfreien Zeit zur Ablagerung. Weitere Vorkommen von Terrassenschottern sind südlich der Einmündung des Maroibaches in die Rosanna und SSW davon bei der

1474 †

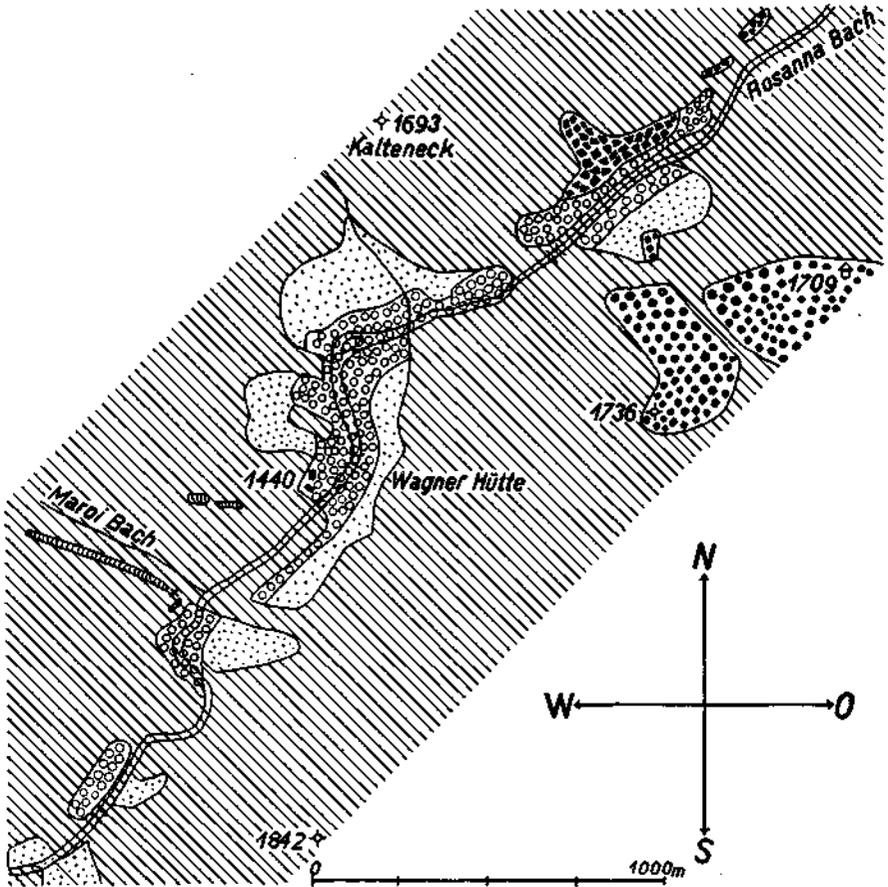


Fig. 1. Die Terrassenschotter in der Umgebung der Wagner-Hütte. Schraffiert = Grundgebirge; feine Punkte = Gehängeschutt; X = Moränenwälle der Schlußvereisung; eckige grobe Punkte = Blockmoränen der Schlußvereisung; runde grobe Punkte = Moränen der Schlußvereisung; Ringelchen = Terrassenschotter.

sogenannten Salzhütte, westlich unter Punkt 1824 (siehe Fig. 1). In großer Ausdehnung liegen die Terrassenschotter bei der Vorderen Brauntweinhütte auf einer Strecke von mehr als 1.5 km aufgeschlossen (siehe Fig. 2). Schon in O. Ampferers Zeichnung (2, S. 326) sind diese Schotterterrassen dargestellt. Wegen der nordwestlich unter

der Konstanzer Hütte liegenden kleinen Stufe reichen die Schotter nur eine ganz kurze Strecke in das hier ins Ferwalltal mündende

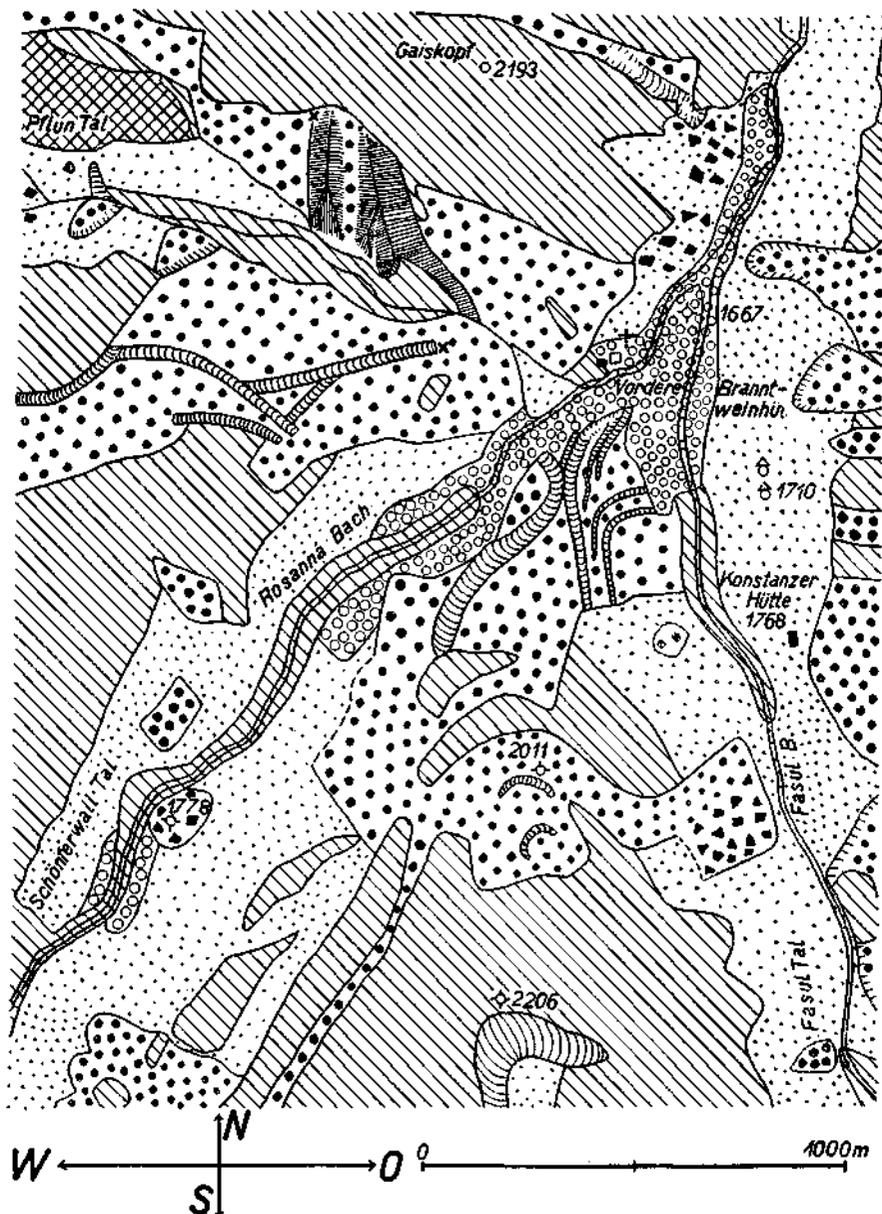


Fig. 2. Die Terrassenschotter in der Umgebung der Vorderen Brantweinhütte. Schraffiert = Grundgebirge; Gitter = zerrüttetes Grundgebirge; feine Punkte = Gehängeschutt; \times = Moränenwälle der Schlußvereisung; eckige grobe Punkte = Blockmoränen der Schlußvereisung; eckige grobe Punkte im Schutt = Bergsturzböcke; runde grobe Punkte = Moränen der Schlußvereisung; Ringelchen = Terrassenschotter.

Fasultal hinein. Das Fasultal aufwärts finden sich nirgends mehr Terrassenschotter.

Zwischen den Terrassenschottern der Vorderen Brantweinhütte und jenen des Silbertaler Winterjöchls vermittelt das kleine Vorkommen südlich Punkt 1778 (Fig. 2). Auf das Vorkommen am Silbertaler Winterjöchel hat mich schon im Jahre 1928 H. Börner in freundlicher Weise aufmerksam gemacht. Es ist das größte und

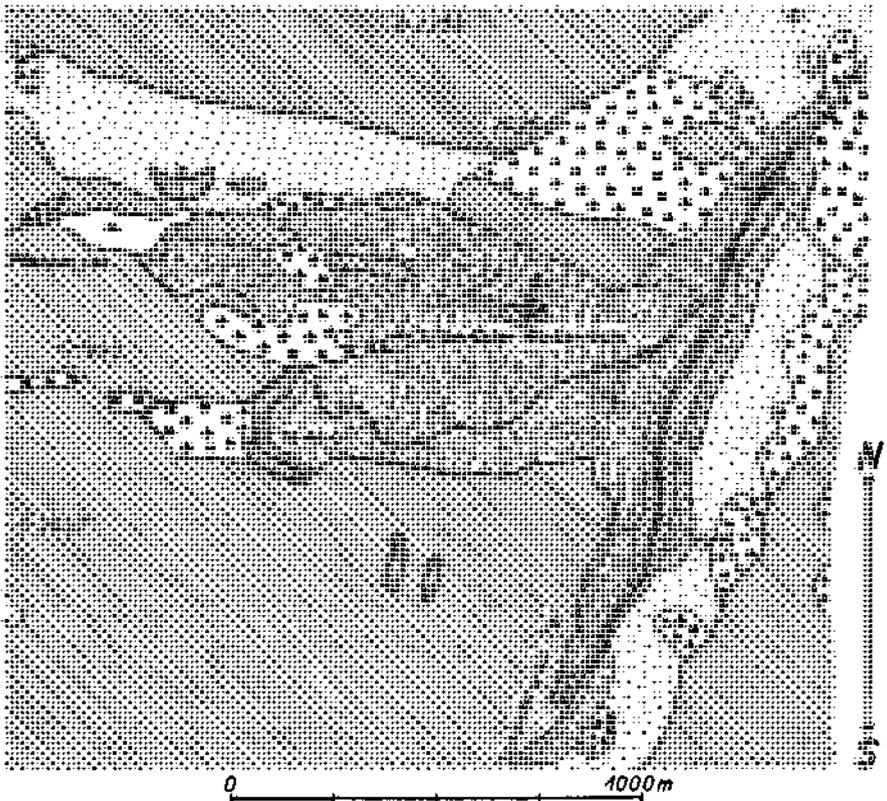


Fig. 3. Die Terrassenschotter in der Umgebung des Silbertaler Winterjöchls. Schraffiert = Grundgebirge; feine Punkte = Gehängeschutt; \times = Moränenwälle der Schlußvereisung; eckige grobe Punkte = Blockmoränen der Schlußvereisung; runde grobe Punkte = Moränen der Schlußvereisung; Ringeichen = Terrassenschotter.

bedeutungsvollste im Gebiete, sowohl was die Größe als auch die Schlüsse anlangt, die aus seinem Vorhandensein gezogen werden können. An der Rosanna reichen die Schotter von etwas südlich über der Frasch-Hütte bis über 600 m südlich von Punkt 1915 nach S. Nach W erstrecken sie sich bis zum Ostufer des Pfannensees. Ein Übergreifen der Schotter ins oberste Silbertal hinüber hat nicht stattgefunden, da sich nirgends in dem hier ausgezeichnet aufgeschlossenen Gelände die leicht erkembaren ortsfremden Gerölle nachweisen ließen. Die

Schotter enden vielmehr mit scharfer und deutlicher Grenze östlich des Pfannensees und östlich Punkt 1993 und westlich Punkt 1946, wie dies auch Fig. 3 und die Profile (Fig. 4 b und c) zeigen.

Die Oberfläche der höchstgelegenen Schotter, etwa in 1960 m gelegen, gibt gleichzeitig die Obergrenze der Einschotterung an. Eine Ablagerung von aus dem Ochsenal stammenden Schottern in der Umgebung des Pfannensees ist natürlich nur bei entsprechender Einschotterung des Ferwall- und Schönferwalltales möglich. Die Schotter müssen also über dem Talboden der Rosanna zwischen Punkt 1822 und Punkt 1915 eine Mächtigkeit von etwa 100 m gehabt haben (siehe Profil Fig. 4 b), ein Wert, der mit den tatsächlichen Verhältnissen sicher gut übereinstimmt.

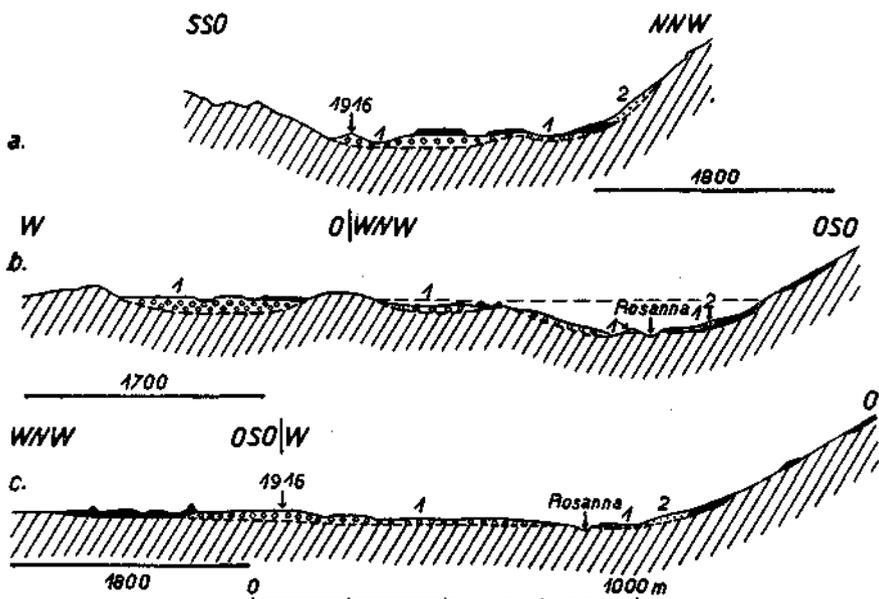


Fig. 4. Profile durch das Silbertaler Winterjochl. Schraffiert = Grundgebirge; 1 = Terrassenschotter; 2 = Gehängeschutt; schwarz = Moränen der Schlußvereisung.

Anders liegen aber die Verhältnisse in der Umgebung der Vorderen Branntweinhütte, da hier weder die Liegendgrenze verlässlich aufgeschlossen ist noch die Hangendgrenze sicher ermittelt werden kann. Beim nördlichsten Vorkommen von Terrassenschottern, südöstlich unter dem Kalteneck, reichen diese bis auf etwa 1440 m hinauf und haben eine Mächtigkeit von zirka 20 m. Im Becken bei der Wagner-Hütte kann man auf eine Mächtigkeit von 40 bis 50 m schließen.

Die vorhin genannten 1440 m kann man als maximale Höhe der Einschotterung des Ferwalltales südöstlich unter dem Kalteneck annehmen (viel höher werden die Schotter hier kaum hinaufgereicht haben). Um nun eine Vorstellung von der Höhe der Einschotterung des Ferwalltales in der Umgebung der Vorderen

Von diesen einst vorhandenen Schottern ist im Schönferwalltal südlich der heute schon ganz zerfallenen Hinteren Branntweinhütte nur mehr ein kleiner Rest nördlich Punkt 2001 auf der linken Talseite erhalten. Auch im Ochsenal bis südlich ober Punkt 2263 hinauf lassen sich keine weiteren Reste mehr finden. Leider konnte ich den hintersten Teil des Ochsentales, der bereits auf Blatt Silvretta liegt, nicht besuchen.

Die Terrassenschotter sind, wenn auch mit Unterbrechungen, heute noch auf einer Strecke von etwa 11·5 km erhalten.

Die Schotter liegen meist fast ganz flach und fallen nur ein paar Grade nach N ein. Nur am Fahrweg nördlich der Wagner-Hütte, dort wo der Fußsteig nach St. Christof abzweigt (in der Karte nicht vorhanden), ist in einem neu geschaffenen Aufschlusse ein ziemlich steiles, etwa 30° nördlich geneigtes Fallen der Schotter zu beobachten. Diese Tatsache kann man auch an den interglazialen Terrassenschottern in der Umgebung von Innsbruck häufig feststellen. Etwas südlich davon liegen die Schotter in den obersten Lagen wieder ganz flach. Die Schichtung ist meist gut erkennbar.

An der Zusammensetzung der Schotter sind hauptsächlich Schiefergneise, Biotitfleckengneise, Biotitschiefer, Glimmerschiefer, Amphibolite, Augengneise, Biotitgranitgneise und Muskovitgranitgneise beteiligt. Am Silbertaler Winterjöchel bestehen die hier meist nur wenig groben Schotter zu einem großen Teil aus Amphiboliten, die jener mächtigen Zone angehören, die vom Schafbücheljoch ins Ochsenal hinüberzieht. Diese Amphibolite sind dadurch besonders kenntlich, daß sie eine Bänderung besitzen, indem dunkle und lichte Lagen wechseln. Diese Bänderung fehlt den anderen Amphiboliten des Gebietes vollständig. In den Schottern sind hier Stücke von Kopfgröße schon selten. Ein großer Teil der Stücke ist gut gerollt. Sehr häufig sind auch Biotitschiefer vertreten, die nördlich der Amphibolitzone in ziemlicher Mächtigkeit quer über das Ochsenal streichen. Die Biotitschiefer liefern infolge ihrer starken Zerklüftung und z. T. auch geringeren Härte vielfach kleinere Gerölle trotz kürzeren Transportes als die Amphibolite. Gerölle von Kopfgröße und noch größerem Durchmesser finden sich in einzelnen Lagen in der Umgebung der Vorderen Branntweinhütte und südlich der Wagner-Hütte. Sie bestehen meist aus den hellen und widerstandsfähigen Orthogneisen, doch ist ihr Vorkommen gegenüber den feinen bis mittelgroben Schottern ein verschwindend geringes. Mehlsande finden sich nördlich der Wagner-Hütte in Lagen von ein paar Dezimeter Dicke.

Am neuen Weg von der Vorderen Branntweinhütte zur Fräsch-Hütte sind die Schotter und Sande an verschiedenen Stellen ziemlich stark konglomeratartig verfestigt. Zur Schottergewinnung für den Bau des neuen Weges wurden hier teilweise Sprengungen vorgenommen.

Im Pfluntal stehen in etwa 1960—1970 m östlich unter Punkt 2029 (zirka 30 m oberhalb eines kleinen Moränenhaufens) auf der rechten Talseite 6 m über dem Bache ähnliche, ebenfalls ziemlich gut verfestigte Schotter an. Ihre Ausdehnung ist viel zu gering, als daß sie in der

Karte dargestellt werden könnten. Ihre Mächtigkeit beträgt gegen 4 m. Der Aufschluß hat eine Größe von nur wenigen Quadratmetern und ist sehr leicht zu übersehen. Die Schichtung fällt flach talabwärts ein. Die grobsandigen Lagen treten gegen die Gerölllagen stark zurück. Die Stücke erreichen Kopfgröße, haben aber meist nur Faustgröße, sind kantengerundet, teilweise auch stärker gerundet. Von den Schottern des Rosannatales unterscheiden sie sich nur durch die weniger starke Abrollung infolge des geringeren Transportweges. Nach oben werden die Schotter ziemlich plötzlich grob. Darüber liegen lose gröbere Blöcke des Gehängeschuttes. Eine Unterlagerung oder Überlagerung durch Moräne läßt sich nicht feststellen. Trotzdem sind diese Schotter infolge ihrer sehr ähnlichen Beschaffenheit dem Alter nach wohl den Terrassenschottern des Rosannatales gleichzustellen.

Die einzelnen Körner und Gerölle dieser Sande und Schotter sind, wie man schon mit freiem Auge beobachten kann, von einer ganz dünnen, zarten braunen Haut umgeben, wodurch die Sande und Schotter eine deutliche braune Färbung erhalten. Im Dünnschliff zeigt sich, daß alle Körner mit einer dunklen rostbraunen, seltener schwarzbraunen dünnen Haut überkleidet sind, die sich bei starker Vergrößerung als ein feinkrümeliges Aggregat zu erkennen gibt. Dieses stellt, wie die Untersuchung durch Herrn Ing. K. Fabich ergab, eine Eisenverbindung dar. Die Verfestigung dieser Sande und Schotter beruht nun darauf, daß immer dort, wo sich zwei Körner berühren, diese von der sie umgebenden Kruste zusammengehalten werden. Da aber das Bindemittel in so geringer Masse vorhanden ist, daß die Zwischenräume zwischen den einzelnen Körnern nirgends ausgefüllt werden, ist auch die Verfestigung eine entsprechend geringe.

Die Schiefergneise und Biotitfleckengneise enthalten, wie z. B. die Analysen in Streckeisens Arbeit (13, S. 133) zeigen, genügend Eisen, das bei der Verwitterung des Gesteins fortgeführt, sich später wieder aus eisenschüssigen Grund- oder Quellwässern ausscheiden und Gerölle verkitten kann.

Bei einem interglazialen Alter der Terrassenschotter müßte man eine Unterlagerung von Ribmoräne und Überlagerung von Würmmoräne feststellen können. Statt der Ribmoräne würde auch geschliffener Felsuntergrund genügen.

Eigentümlicherweise ist der bisher von mir untersuchte Teil der Ferwallgruppe (zur Hauptsache auf der Südostsektion des Blattes Stuben gelegen) im Gegensatz zu den nördlich davon gelegenen Lechtaler Alpen (2) ungewein arm an Ablagerungen der Würmeiszeit. Im Ferwall- und Schönferwalltale selbst konnten keine der Würmeiszeit angehörenden Moränen gefunden werden. Vielleicht gehört der kleine, aus ganz gut bearbeitetem Moränenmaterial bestehende Rest östlich unter Punkt 1533 am Fahrweg zur Wagner-Hütte einer Grundmoräne der letzten Großvergletscherung an. Viel verlässlichere solche Ablagerungen finden sich am Ausgange des Moostales (11, S. 10). Hier steht südöstlich ober Punkt 1316 und an mehreren Stellen nördlich und südlich von Punkt 1523 typische Grundmoräne mit mittelgroben, kristallinen Geröllen und viel grauem, lehmigem Bindemittel an.

Wenn schon die Ablagerungen der letzten Großvergletscherung der Alpen in so verschwindendem Maße in der Ferwallgruppe vorhanden sind, so hat sie doch sonst zahlreiche und deutliche Spuren hinterlassen, nämlich die vom Eis ausgeschliffenen Felsbecken und die abgeschliffenen Rundhöcker.¹⁾ So ist der Felsrücken, auf dem die Kapelle (Punkt 1471 am Fahrweg zur Wagner-Hütte) steht, sehr schön glazial gerundet. An Felsbecken erwähne ich nur die für unsere Frage in Betracht kommenden: das Becken südöstlich (Fig. 6 e) und südsüdwestlich unter dem Kalteneck (Fig. 6 e, rechts), das Becken der Wagner-Hütte (Fig. 6 e, links), das Becken südlich der Einmündung des Maroibaches (Fig. 6 f, Mitte) und südwestlich davon (Fig. 6 f, links). Sehr bedeutend ist das Becken bei der Vorderen Brantweinhütte (Fig. 7 e) und das südlich Punkt 2001 (Fig. 5). Bei letzterem fällt die geschliffene Oberfläche des sehr festen Biotitgranitgneises schräg nach S unter den rezenten Talboden ein. Schon R. Klebelsberg hat (9, S. 210) diesen gletschergeschliffenen Felsriegel erwähnt. Auch der in Prof. 1, Fig. 6 f dargestellte kleinere Felsrücken zeigt in gleicher Weise ausgezeichnet erhaltene Schriffe. Minder gut lassen sich noch fast überall an den Beckenrändern die Schliffflächen feststellen.

Das von A. Penck (10, S. 275) und von R. Klebelsberg (9, S. 210) vermutete Überfließen von Eis zur Hocheiszeit über das Silbertaler Winterjochl nach W hinüber kann ich nur bestätigen. Gerade dieses Joch ist von den hier vorhandenen infolge seiner geringen Höhe (1946, nicht 1865 m) und seiner Breite (siehe Fig. 4 a) für eine Eisüberströmung das geeignetste. Sehr deutliche und große Schriffe, die eine Eisströmung in der Richtung von O nach W bezeugen, finden sich westsüdwestlich ober Punkt 1946 in einer Höhe von 1990 m. Von der starken Eiserosion auf der Ostseite des Sibertaler Winterjochls zeugen ferner die aus den Terrassenschottern wie Inseln herausragenden Rundhöcker und die zum größten Teil im Schichtenstreichen ausgeschliffene Felswanne des Pfannensees.

Die Terrassenschotter liegen überall, wo ihre Liegendgrenze aufgeschlossen ist, auf anstehendem, vom Eis stark bearbeiteten Gestein, vielfach aber in vom Eis ausgeschliffenen Felsbecken (siehe die Profile Fig. 4 his 7). Da aber die Ausarbeitung dieser erst nach Schluß der letzten Großvergletscherung beendet war [die Schlußvereisung hinterließ, wie O. Ampferer ausführte (2), am Felsuntergrund meist nur ein System von kleineren Schrammen], können die Schotter erst nach der Würmeiszeit zur Ablagerung gelangt sein.

Besäßen die Terrassenschotter interglaziales Alter, so müßten sie wenigstens an einer Stelle von Würmmoräne bedeckt sein, was aber tatsächlich nirgends der Fall ist. Andererseits wären die Schotter aber in einem Gebiet mit so starker Glazialerosion dieser sicher zum größten Teil zum Opfer gefallen.

Außerordentlich interessant werden nun diese Schotter dadurch, daß sie, wie ich schon erwähnt habe (12, S. 31), von den Ablagerungen

¹⁾ Auf die Abhandlung von K. Diwald (7) werde ich in einer späteren Arbeit eingehend zu sprechen kommen.

der Schlußvereisung an drei Stellen überlagert werden, nämlich ost-südöstlich unter dem Kalteneck, bei der Einmündung des Pflun- und Fasaltales und am Silbertaler Winterjöchel.

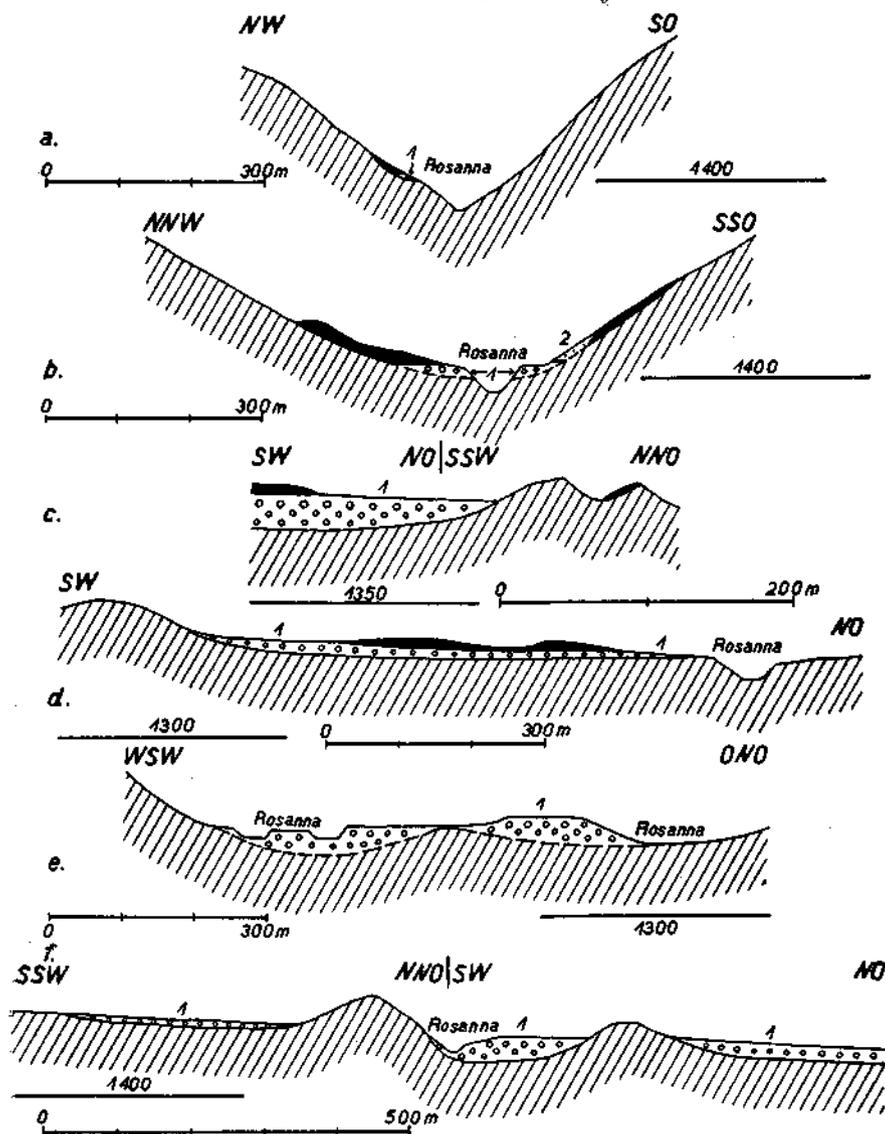


Fig. 6. Profile durch das Ferwalltal und die Rosannaklamm in der Umgebung der Wagner-Hütte. Schraffiert = Grundgebirge; 1 = Terrassenschotter; 2 = Gehängeschutt; schwarz = Moränen der Schlußvereisung.

Außerhalb der Wagner-Hütte, ost-südöstlich unter Punkt 1693 (siehe Fig. 1 und Fig. 6 b bis d) liegt in ziemlicher Ausdehnung Blockwerk herum, das K. Diwald (7, S. 45) auf einen Felssturz zurückführt.

O. Ampferer, der dieses Gebiet vor mir besuchte, machte mich in freundlicher Weise darauf aufmerksam, daß es sich hier um eine Moräne handeln könnte. Der Nachweis von zahlreichen Biotitgranitgneisblöcken schließt die Möglichkeit, daß es sich hier um einen Bergsturz handeln könnte, vollkommen aus, da erst südlich Punkt 1615 auf der Ostseite des Gaiskopfes und auf der Westseite des Hahnentrittkopfes Biotitgranitgneis vorkommt. Dieser zieht nach O weiter über das kleine Tälchen östlich des Hahnentrittkopfes hinüber gegen Punkt 2397. Doch auch von hier kann das Gestein unmöglich bis außerhalb der Wagner-Hütte hinausgestürzt sein. Die Moräne besteht fast ausschließlich aus grobem, nur wenig bearbeitetem, vielfach ganz eckigem Blockwerk. Die einzelnen Blöcke erreichen Größen von meist mehreren bis vielen Kubikmetern. Neben den schon erwähnten Biotitgranitgneisen, die besonders weiter talaus reichlich vorkommen, finden sich sehr viel Muskovitgranitgneise, Augengneise und auch reichlich Paragneise. Wir haben hier eine Moräne vor uns, die aus auf den Gletscher heruntergefallenen Bergsturzböcken besteht. An der etwa NO—SW verlaufenden Grenze gegen die Terrassenschotter liegen zunächst nur einzelne Blöcke auf diesen, dann aber wird die Bedeckung rasch viel dichter und dort, wo sie so weit nach NW hinaufreichen, ist die Mächtigkeit der Blockmoräne ziemlich beträchtlich. Diese Moräne, die mehr haufenförmig ist und keine Spur von einer Wallform zeigt, gelangte nach den Terrassenschottern auf denselben zur Ablagerung. Besonders an einem neuen, ganz guten Aufschluß am linken Ufer der Rosanna zeigt sich diese Überlagerung sehr deutlich. Etwas weiter talaus, wo der Fahrweg die schräg zum Bach hinabziehende Felsrippe quert, hat es den Anschein, als ob hier ein Moränenwall wäre, da die Felsrippe weiter heroben schwächer, unten viel stärker, mit eben demselben Moränenblockwerk (Fig. 1 und 6 c) bedeckt wird. Dahinter läßt sich wieder sehr deutlich beobachten, daß die Terrassenschotter auch hier in einer vom Eis ausgeschiffenen Wanne liegen. Noch weiter außerhalb, am Fußweg durch die Rosannaklamm in zirka 1420 m, südlich Punkt 1471 (Fig. 1 und 6 a), liegen erratische Gneisblöcke, auch solche von Biotitgranitgneis, auf verfestigten Terrassensedimenten (Sande und Schotter). Einzelne erratische Blöcke sind in der Umgebung nicht selten zu finden. Das Moränengelände ist größtenteils mit Wald bestanden, was die Abgrenzung sehr erschwert.

Die von O. Ampferer (2, S. 326) bekanntgemachte Gschnitzmoräne des Pfluntales reicht bis auf 1680 m herunter, die von mir beschriebene Gschnitzmoräne des Madleintals (11, S. 10) bis auf 1660 m. Wenn schon die Blockmoräne außerhalb der Wagner-Hütte keine Wallform zeigt, so ist sie trotzdem ein Zeuge für ein älteres Stadium der Schlußvereisung, da für ihr Vorhandensein mit einer rund 300 m tieferen Depression der Schneegrenze als zur Zeit des Gschnitzstadiums gerechnet werden muß.

Die Moränen am Ausgange des Maroitalles kommen für unsere Frage nicht in Betracht, da sie die Terrassenschotter nicht erreichen. Dies ist erst wieder in der Umgebung der Vorderen Brantweinhütte der Fall.

An den Südabhängen des Gaiskopfes liegt ein gewaltiger, besonders an der äußeren Seite sehr deutlicher linker Uferwall (siehe Fig. 2), der am Pflunbach in einen Stirnwall umbiegt. Auf der rechten Talseite ist seine Fortsetzung nicht mehr erkennbar. Auch der Rückfall ist sehr gut erhalten. Dahinter liegen noch zwei kleinere, minder gut erhaltene Wälle, die zum Teil schon durch Erosion stark zerschnitten sind und nach oben undeutlich werden. Der erstere geht aus dem großen Seitenwall hervor, wobei nicht sicher zu entscheiden ist, ob er nicht nur eine reine Erosionsform ist. Hinter den Wällen und auf der rechten Talseite ist nur eine geringe Bedeckung von gut bewachsenem

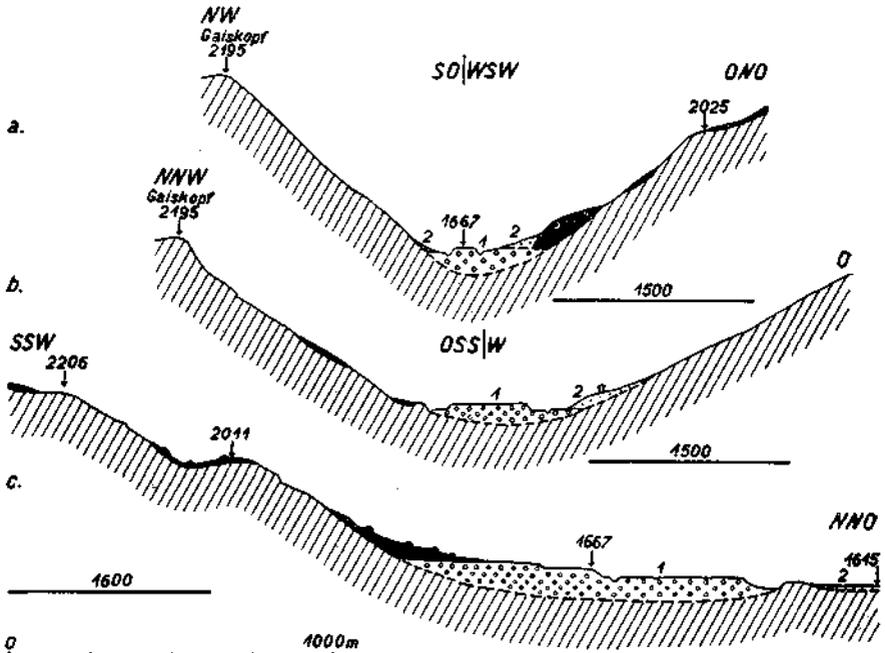


Fig. 7. Profile durch das Becken bei der Vorderen Branntweinhütte. Schraffiert = Grundgebirge; 1 = Terrassenschotter; 2 = Gehängeschutt; schwarz = Moränen der Schlußvereisung.

Moränenschutt. Dem großen Uferwall ist auf der linken Talseite noch eine gewaltige Moränenmasse vorgelagert (Fig. 2 und 7 b). Hier hat aber die Erosion schon so stark gewirkt, daß die einst sicher vorhandenen Wälle nicht mehr erkennbar sind. Doch sind durch das abfließende Wasser verschiedene Gräben entstanden und die dazwischenliegenden Partien täuschen nun z. T. falsche Wälle vor, die daran erkennbar sind, daß sie Bögen bilden, deren konkave Seite gegen den Talausgang gerichtet ist.

Die Seitenwälle am Nordostrücken des Trostberges sind alle gut bewachsen, aber schlecht erhalten. Weil sie so klein und nieder sind, werden sie sehr leicht übersehen. Der geknickte Wall gehört natürlich zwei verschiedenen Halten des Gletschers an. Der östliche Teil gehört

einem ganz frühen, der westliche einem späteren Abschnitt des Gschnitzstadiums des Pfluntalgletschers an. Der ziemlich lange, WSW—ONO verlaufende rechte Uferwall ist wohl etwas älter als der gewaltige Wall auf der linken Talseite. Die beiden kleineren Wälle sind Gschnitzstände des Schönferwallgletschers.

Die Aufschlüsse am linken Ufer der Rosanna lassen die Überlagerung der Terrassenschotter durch Moränen nicht erkennen, zeigen aber an, wie stark die Terrassenschotter seit ihrer Ablagerung abgetragen wurden (z. T. durch den Gletscher, z. T. durch das fließende Wasser), da die Moränen bis etwa 1680 *m* herabreichen und die Höhe der Terrassenschotter am Ende der Einschotterungsperiode hier etwa 1780 *m* betrug, sicher aber bedeutend höher war als die Untergrenze der Moränen.

Auf der rechten Seite der Rosanna, nordwestlich unter Punkt 2011, beginnt in zirka 1760 *m* ein großer, ziemlich gut erhaltener rechter Uferwall mit bergseitiger Ufermulde, der flach talabwärts zieht und vorne in einen sehr gut erhaltenen Stirnwall übergeht. Außerhalb dieses Bogens (Fig. 2) zieht ein viel kleinerer, nur ein paar Meter hoher Seitenwall weiter, der vielleicht einem etwas älteren Stande desselben Gletschers angehört. Die beiden schon früher erwähnten kleinen linken Uferwälle sind wohl etwas ältere Gschnitzstände eines ehemaligen Schönferwallgletschers.

Zur rechten Seite des vorhin erwähnten kleinen Walles zieht ein größerer Wall talaus, der sich zunächst etwas verbreitert und dann allmählich seine zuerst sehr deutliche Form verliert. Der Verlauf seines schwach gekrümmten Stirnwalles und seine Lage lassen erkennen, daß wir hier den ältesten nachweisbaren Stand des aus dem Fasultal kommenden Gschnitzgletschers vor uns haben. Nach oben kann man diesen Wall, der stets von einer deutlichen kleinen Ufermulde begleitet wird, bis auf 1810 *m* nördlich unter Punkt 2011 verfolgen, wo er sich allmählich verliert. Nur an der einen Stelle, wo der Wall an den großen Wall des Schönferwallgletschers stößt, ist er ganz undeutlich. Ganz vorne, gegenüber der Vorderen Branntweinhütte, hat die den Schottern aufgelagerte Moräne noch eine Mächtigkeit von 9 *m*. Hier liegen noch zwei ganz gut erhaltene Seitenwälle, die sich aber nicht allzu weit nach S verfolgen lassen, da sie dann ihre Form ganz verlieren und nicht mehr von dem hier reichlich vorhandenen Moränenschutt getrennt werden können. An ihrem Ende liegt noch ein ganz kleiner, sehr undeutlicher Wall (Fig. 2). Westlich von Punkt 1710 sind zwei kleine, meist nur 1 bis 1.5 *m* hohe, aber gut erkennbare Blockstirnwälle von gleicher Größe, die in linke Uferwälle umbiegen. Der äußere läßt sich bis auf 1780 *m*, der innere und längere bis auf 1790 *m* hinauf verfolgen. Beide werden bergseits von einer kleinen Ufermulde begleitet und verlieren sich oben allmählich.

Profil Fig. 7 *c* zeigt die Überlagerung der Terrassenschotter durch die Gschnitzmoränen des Fasulgletschers. In diesem Profil sind vier Wälle hintereinander zu sehen, weil der Wall des jüngsten Standes zweimal geschnitten wird. Die Überlagerung der Schotter durch Moräne ist an neuen Aufschlüssen beim Stirnwall des Schönferwall-

Gschnitzstandes und noch weiter talab an einigen Stellen zu beobachten. Im nördlichsten Teil des Moränenvorkommens ist aber schon ein großer Teil des Falles des Fasul-Gschnitzstandes wegerodiert worden und dadurch sind die Blöcke über den Schotter heruntergestürzt, so daß hier die Überlagerung nicht mehr klar erkennbar ist. Ähnlich ist es auch weiter südlich, dort, wo der Moränenschutt so weit nach NW reicht (Fig. 2). Hier handelt es sich z. T. um nachträglich von der Ufermoräne abgestürztes und auf die konglomeratartig verfestigten Sande und Schotter gefallenes Blockwerk. Wären die Moränenwälle aber älter als die Terrassenschotter, so wären sie sicher mit diesen zusammen verfestigt und von den Schottern teilweise eingedeckt worden. Die Wälle müßten dann in ihrem vordersten Teile bei der Tiefe des Untergrundes eine ganz gewaltige Höhe haben. Aber nichts von alldem ist zu beobachten. Die Höhe der Wälle ganz vorne auf den Terrassenschottern und ganz hinten an den Hängen ist fast gleich groß. Also zwingt uns auch diese Überlegung, wenn uns die Aufschlüsse zu einer Anlagerung der Schotter an die Wälle verleiten würde, bei der viel einfacheren und wahrscheinlicheren Überlagerung der Schotter durch die Moränen der Schlußvereisung zu bleiben (zwingend dafür sind die Aufschlüsse am Silbertaler Winterjöchel).

Auffallend ist das Fehlen von rechten Ufermoränen am Ausgange des Fasultales. Jedenfalls wurden hier vorhandene durch die großen, von O herabgekommenen rezenten Schuttkegel eingehüllt.

Südlich der Konstanzer Hütte, nördlich der Alm bei Punkt 1710, bei Punkt 1667 und am Ostabhange des Gaiskopfes liegen gut bewachsene, zungenartige Endmoränen von Gschnitzstadien. Die dazugehörigen Gletscher drangen seitwärts aus den Karen und von den Hängen herunter ins Tal. Unter zungenartigen Moränen verstehe ich solche, die die Form einer Gletscherzunge besitzen. Diese Wälle zeigen genau an, wie weit der Gletscher nach vorne gereicht hat, haben aber keinen Rückfall, wie ihn sonst alle Wälle zeigen, und gehen nach oben in Moränenschutt ohne irgendwelche besonderen Formen über. In Fig. 2 und 3 habe ich diese Erscheinung durch kleine Schraffen angedeutet. Die Moräne bei Punkt 1667 (Fig. 7 a) reicht wahrscheinlich bis auf die Terrassenschotter herunter, doch ist ihr unterster Teil durch Schutt verbüllt.

Die schon so oft genannten Gschnitzmoränen des Schönferwall- und Fasultales bestehen zum größten Teil aus grobem, gut bewachsenem Blockwerk. Der ziemlich dichte Wald, der heute die so eigenartige Moränenlandschaft den Blicken der Beobachter zum großen Teil verbüllt, erschwert die Kartierung der Wälle ganz beträchtlich. In dem ganz unübersichtlichen Gelände mußten die Wälle des Fasulgletschers jeder für sich schrittweise abgegangen werden. Deshalb kann auch für die in Fig. 2 dargestellten Moränenwälle kein Anspruch auf Genauigkeit erhoben werden.

Ungemein auffallend ist nun der Bearbeitungsunterschied zwischen den beiden vorhin erwähnten Moränengruppen und den Gschnitzmoränen des Pfluntals, da letztere, worauf schon O. Ampferer (2, S. 327) aufmerksam gemacht hat, fast ausschließlich aus hellem, gut

zerriebenem Feinschutt bestehen. Noch viel auffälliger wird dieser Gegensatz, wenn man das Einzugsgebiet und den Transportweg in Betracht zieht. Das kleine Pfluntal mit etwa 4 km Länge hat an seinem Ausgang gewaltige, sehr gut bearbeitete Moränenmassen, während das 10 km lange Schönferwall- und Ochsental und das sich über 7 km erstreckende Fasuttal an der gleichen Stelle nur spärliche und fast unbearbeitete Moränen aufweisen können. Auch aus der Gesteinwelt jener Täler ist dieser große Unterschied nicht zu erklären.

Bei Punkt 1778 ist die Überlagerung der Schotter durch Moränenschutt nicht aufgeschlossen. Ähnlich ist es auch bei der aus dem Kar auf der Westseite des Patteriol herunterkommenden Gschnitzmoräne (2, S. 237), wo auch die Überlagerung der Schotter durch die Blockmoräne nicht sicher erkennbar ist. Gerade diese Moräne (und die westlich gegenüberliegende) und die südlich davon liegende (Fig. 3), die nur von SO, O und NW heruntergekommenen, gut bewachsenen Moränenschutt darstellen, zeigen in einwandfreier Weise an, wie stark die Terrassenschotter nach ihrer Ablagerung vor Beginn der Schlußvereisung und während derselben abgetragen wurden (Fig. 4 b und 5). Die Glazialerosion der Schlußvereisung selbst war doch so stark, daß die im Becken südlich Punkt 2001 gelegenen Schotter mindestens teilweise aus diesem herausgeschafft wurden. Heute ist das Becken wieder durch rezente Anschwemmungen verlandet (9, S. 210).

Auch während der Schlußvereisung wurde das Silbertaler Winterjöchl vom Eis des Schönferwalltales überflossen. Wie weit der Gletscher damals zur Zeit der tiefsten Depression der Schneegrenze ins oberste Silbertal hinabreichte, konnte ich noch nicht feststellen. Auch die Schotterterrassen am Silbertaler Winterjöchl wurden durch den Gletscher stark zerplüßt und Wannen daraus auserodiert. Diesem Umstande verdanken der Pfannensee und wohl auch die anderen kleinen Seen ihr Dasein. Nach dem Rückzug der Schlußvereisung setzte die Erosion durch das fließende Wasser wieder ein und zersägte die Terrassenschotter weiter. Deshalb ist heute nur mehr stellenweise die ursprüngliche, fast ebene Oberfläche erhalten. In den vom Eis geschaffenen Wannen bilden sich Moore, die jetzt große Flächen bedecken. Auch der Pfannensee hat auf diese Weise auf seiner Ostseite viel an Ausdehnung eingebüßt. Durch die Moore wurde vielfach wieder eine ebene Oberfläche hergestellt, die aber meist tiefer liegt als die der Schotter.

Auch hier werden die Schotter, wie ich schon erwähnte, von den Ablagerungen der Schlußvereisung überlagert, u. zw. sind hier, so unwahrscheinlich es zunächst erscheint, Moränen eines Gschnitzstadiums erhalten geblieben.

Die zuerst von R. Klebelsberg erwähnten (9, S. 209) und von O. Ampferer (2, S. 329) dargestellten linken Ufermoränenwälle (die dazu gehörenden Stürnwälle sind leider nicht mehr vorhanden) gehören ohne Zweifel dem Daunstadium des Schönferwallgletschers an (die Gschnitzmoräne liegt rund 300 m tiefer).

Vom Gschnitzgletscher des Schönferwalltales, der bis in die Nähe der Vorderen Brantweinhütte herausreichte, erstreckte sich

ein kleiner, mehr lappenförmiger Fortsatz über das Silbertaler Winterjöchel gegen Punkt 1993. Die zwei kleinen, gut bewachsenen Reste linker Ufermoränenwälle in 2040 und 2030 m südöstlich ober Punkt 1946 gehören wohl demselben Glescherstande an.

Südlich Punkt 1946 ist ein gut erkennbarer linker Uferwall, der vorne in einen deutlicheren Stirnwall übergeht, der allerdings einige ganz kleine Unterbrechungen hat. Auf seiner Außenseite liegt ein noch besser erhaltener Wall, der vorne in einen Stirnwall (Fig. 3) umzubiegen beginnt. Der erhaltene Stirnwall liegt noch den Terrassenschottern auf (Fig. 4 c). Die plötzliche Verbreiterung dieses Stirnwalles auf seiner Nordseite bedeutet vielleicht, daß hier die beiden Wälle zu einem vereinigt sind. Auch seine Höhe ist hier etwa doppelt so groß, etwa 4 bis 5 m, wie südlich davon. Bei allen Seitenwällen ist hier eine deutliche Ufermulde vorhanden.

Die Moränen bestehen hier fast ausschließlich aus Amphibolitblöcken meist mittlerer Größe, die derselben Zone entstammen wie die Amphibolite der Terrassenschotter (siehe diese!) und sich von jenen nur durch ihre bedeutendere Größe und durch die ganz eckigen Formen unterscheiden.

Westlich Punkt 1946 hebt sich aus dem erratischen Amphibolitschutt ein Rest eines etwas älteren, ganz kleinen Stirnwalles heraus (Fig. 3 und 4 c); gleicher erratischer Schutt liegt auch südlich und westlich von Punkt 1993, wo ein kleiner Wall aus eben demselben Material ist, der aber nach W zu rasch seine Form verliert. Es handelt sich hier wohl um einen rechten Uferwall eines noch älteren Stadiums. Auch noch weiter westlich liegen einzelne oder zahlreiche erratische Amphibolitblöcke umher, ohne daß es möglich wäre, alle Vorkommen einzutragen. Auch auf den Terrassenschottern liegen an zahlreichen Stellen solche erratische Blöcke. Die beiden nördlich Punkt 1946 die Schotter in völlig einwandfreier Weise überlagernden Moränen (Fig. 3 und 4 a, b) stellen nur eine Anreicherung desselben Blockwerkes dar.

Südlich unter Punkt 2026 finden sich zwei kleine, ganz deutliche, 1—1.5 m hohe Wälle, die z. T. auf anstehendem Fels, z. T. auf den Schottern liegen. Diese Wälle, die aus Amphibolitblöcken und merkwürdigerweise aus Torf oder vertorfte Erde bestehen, stellen wohl, wenn sie wirklich Moränenwälle sind, linke Seitenwälle des kleiner gewordenen Schönferwall-Gschnitzstadiums dar.

Der Pfannensee ist auf seiner Westseite z. T. durch einen Moränenhaufen abgedämmt, der keinen erratischen Amphibolit enthält. Wahrscheinlich ist dies schon dem Einfluß der Eigenvergletscherung des Trostberges zuzuschreiben, der wir etwas weiter östlich einen gut erhaltenen kleinen Stirnwall (Gschnitzmoräne) und eine Moräne ohne Wallform verdanken, die wohl den Schottern aufgelagert ist (Fig. 4 a).

Die Terrassenschotter des Ferwalltales sind, wie gezeigt wurde, nach dem Rückzug der Würmvergletscherung und vor Beginn der Schlußeiszeit Ampferers (2)¹⁾ abgelagert worden. Die

1) In dieser Arbeit ist auch die weitere diesbezügliche Literatur angegeben.

Schotter reichen bis in die Nähe von St. Anton am Arlberg heraus und werden nicht nur von den Ablagerungen des Gschnitzstadiums, sondern auch von denen eines noch älteren Gletscherstandes überlagert. Diese Terrassenschotter stellen also die von R. Klebelsberg (3, S. 382) mit Recht geforderten „Interglazialablagerungen“ einer eisfreien Zeit dar. Nach der Würmeiszeit war das Ferwall-, Schönferwall- und Ochsenal bis auf rund 2400 m hinauf (vielleicht auch noch höher hinauf) eisfrei und der Ferwallferner hatte nur mehr eine Ausdehnung, die von der historischen Gletscherstände sicher nicht allzusehr abweicht. Diese Verhältnisse gelten natürlich nicht nur für die vorher genannten Täler, sondern haben wenigstens für einen Teil der Alpen allgemeine Gültigkeit.

Nach der, wenn auch nur kurzen Interglazialzeit drangen die Gletscher (der Schlußvereisung) neuerlich vor. Dabei reichten ihre ältesten Stadien (Schlernstadien Klebelsbergs) bis in die Haupttäler hinab. Die jüngeren Stadien sind wohl als die Rückzugsstadien der Schlußvereisung aufzufassen.

In den Haupttälern werden wohl jene Terrassenschotter, die aus der zwischen Würmeiszeit und Schlußvereisung liegenden Interglazialzeit stammen, kaum mehr vorhanden oder erkennbar sein. Sicher wurden sie in aus den interglazialen Terrassenschottern herausgeschnittenen Erosionstälern abgelagert und beim weiteren Fortschreiten der Erosion wieder entfernt.

Auf die theoretischen Beweise von H. Bobek (5, 6) brauche ich nicht mehr einzugehen, da sie durch den Nachweis von Interglazialablagerungen zwischen der Würmeiszeit und der Schlußvereisung bereits überflüssig geworden sind.¹⁾

In einem Teil der Dolomitentäler (8, S. 280) hatte das Eis zur Hocheiszeit gerade die entgegengesetzte Strömungsrichtung als zur Zeit der Schlußvereisung. Diese Umkehr der Strömungsrichtung ist viel leichter zu verstehen, wenn eine eisfreie Zeit dazwischen liegt.

Zusammenfassung.

Im Ferwall- und Schönferwalltal wurde zur Zeit der Großvergletscherung der Alpen der Felsgrund des Talbodens an zahlreichen Stellen vom Eis stark abgeschliffen. Vielfach entstanden auch durch die Glazialerosion mehr oder weniger große Felsbecken, sowohl parallel als auch quer zum Schichtenstreichen. Die Ausarbeitung der Felswannen war nach Beendigung der Würmeiszeit abgeschlossen, so daß die heute noch erhaltenen Formen bereits am Ende der Würmeiszeit vollendet waren.

Auf dem vom Eis abgeschliffenen Talboden und in den Felsbecken wurden während der kurzen, der Würmeiszeit folgenden Interglazialzeit ziemlich mächtige Terrassenschotter abgelagert. Wären die

¹⁾ Das Alter des Feinschlammes des Spullerseebeckens kann so lange nicht in Zweifel gesetzt werden, als nicht negative Resultate einer hier sicher entscheidenden pollenanalytischen Untersuchung vorliegen.

Terrassenschotter schon nach der Rißeiszeit abgelagert worden, so wären sie in einem Gebiete mit so starker Glazialerosion sicher schon während der darauffolgenden Würmeiszeit aus dem Gebiete entfernt worden.

Nach der Ablagerung der Schotter kam es zu einer neuerlichen Vereisung, der Schlußvereisung. Statt O. Ampferers Bezeichnung „Schlußeiszeit“ verwende ich die Bezeichnung „Schlußvereisung“, da die Bezeichnung Eiszeit zu sehr mit der Vorstellung einer Großvergletscherung verknüpft ist und die Schlußvereisung, wie O. Ampferer schon vielfach betonte, nur eine verhältnismäßig kurze Zeit dauernde kleine Vergletscherung war.

Die Terrassenschotter werden bei der Vorderen Branntweinhütte und am Silbertaler Winterjöchl von Gschnitz-Endmoränen überlagert, während nordöstlich der Wagner-Hütte eine Überlagerung durch Moränen eines noch älteren Stadiums zu beobachten ist. Die am Ausgange des Ochsentales östlich unter dem Gaschurner Winterjöchl liegende Daunmoräne kann heute in keine Beziehung zu den Terrassenschottern gebracht werden.

Als weitere Beweise dafür, daß die Terrassenschotter jünger sind als die im Riß-Würm-Interglazial abgelagerten Inntalerrassenschotter, führe ich folgende an:

1. Die horizontal geschichteten, stark abgerollten bunten Innschotter (Inntalerrassenschotter aus dem Riß-Würm-Interglazial) zeichnen sich, wie O. Ampferer¹⁾ auf S. 426 angibt, durch eine gelbliche Verwitterungsfarbe aus. Die Terrassenschotter des Ferwall- und Schönferwalltales sind hingegen vollkommen frisch.

2. Die interglazialen Terrassenschotter (Ablagerungen des Riß-Würm-Interglazials) reichen im Oberinntal bei Wald zwischen Roppen und Imst (nach O. Ampferer,²⁾ S. 296—298) bis auf 1400 *m* hinauf und werden noch von typischer Würm-Grundmoräne überlagert. Auch oberhalb der Grinser Bitterquellen (O. Ampferer, S. 313) reichen die interglazialen Terrassenschotter bis fast auf 1400 *m* hinauf, ebenfalls von typischer Grundmoräne überlagert.

Da aber die interglazialen Terrassenschotter schon bei Wald auf 1400 *m* hinauf reichen, muß ihre Obergrenze bei Grins, wenn man ein so geringes Gefälle annimmt, wie wir es heute im Oberinntal zwischen Silz und Innsbruck haben, etwa 1450 *m* betragen und bei St. Anton dürfte sie auf rund 1500 *m* liegen.

Verlängert man nun die in Fig. 5 dargestellte gestrichelte Linie, die die Obergrenze der Einschotterung des Ferwall- und Schönferwalltales angibt, talaus über die Wagner-Hütte nach St. Anton, so zeigt sich, daß die Schotter, selbst wenn man bei der Wagner-Hütte als Obergrenze statt 1440 *m* 1480 *m* annimmt (was sicher schon viel zu viel ist), St. Anton kaum erreichen. Die Höhe von St. Anton beträgt

¹⁾ O. Ampferer, Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Otztal. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1930, Bd. 80.

²⁾ O. Ampferer, Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntals. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien 1915, Bd. 65.

1287 m, während hier für das Riß-Würm-Interglazial die Obergrenze der Einschotterung weit höher als auf 1400 m zu liegen käme.

Dies ist wohl ein deutlicher Beweis dafür, daß die Terrassenschotter des Ferwall- und Schönferwalltales jünger sind als die aus dem Riß-Würm-Interglazial stammenden Terrassenschotter. Daß die nach der Würmeiszeit und vor der Schlußvereisung abgelagerten Terrassenschotter tief unter die Obergrenze der Schotter des Riß-Würm-Interglazials herabreichen, stimmt sehr gut mit der allgemein bekannten Tatsache überein, daß die Würm-Grundmoränen auf den meist sehr stark zersägten interglazialen Terrassenschottern liegen.

Wenn die Schotter des Ferwalltales aus der Interglazialzeit zwischen Riß- und Würm-Vergletscherung stammen würden, so hätten dieselben eine lange Zeit schwerer Eisbelastung und Eisbewegung durchgemacht. Nun füllen diese Schotter auch noch heute gerade vom Eis ausgeschliffene Hohlräume aus.

Man müßte also annehmen, daß die Würmvergletscherung nicht in stande war, diese Schottereinfüllung hinauszuräumen. Das ist wohl nicht wahrscheinlich, wenn man bedenkt, wie tief dieselbe Vergletscherung die Terrassenschotter des Inntals in einer erheblich kürzeren Zeit zu erodieren vermochte. Die Schotter des Ferwallgebietes würden dabei sowohl beim Vormarsch der Würmvergletscherung viel rascher bedeckt als auch beim Rückzug viel später erst vom Eise befreit worden sein. Man hätte hier also mit einer wesentlich längeren Erosionszeit zu rechnen.

Während die abgeschragten Terrassenschotter des Inntales an vielen Stellen noch von der Grundmoräne des Würmgletschers überlagert werden, fehlt hier im Hangenden der Ferwallschotter jede Spur einer Grundmoräne. Dafür liegen hier die Blockmoränen der Schlußvereisung unmittelbar auf diesen Schottern.

So bleibt als einzig wahrscheinliche Erklärung dieser Schotter, daß sie in der eisfreien Zeit nach dem Schwinden der Würmvergletscherung aufgeschüttet wurden und später dann von den Endmoränen der Schlußvereisung überlagert wurden.

Benutzte Literatur.

1. Ampferer O. und W. Hammer. Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Landeck, Wien 1924.

2. Ampferer O. Über die Ablagerungen der Schlußeiszeit in der Umgebung des Arlbergpasses. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien 1929, Bd. 79.

3. Ampferer O. und R. Klebelsberg. „Rückzugsstadien“ oder „Schlußeiszeit“? Zeitschrift für Gletscherkunde, Berlin 1929, Bd. 17.

4. Ampferer O. Begründung der Schlußeiszeit. Petermanns Geographische Mitteilungen, Gotha 1930, Bd. 76, Heft 9/10.

5. Bobek H. Schlußeiszeit oder Rückzugsstadien? Ebenda.

6. Bohek H. Erwiderung. Ebenda.

7. Diwald K. Die Lösung hochalpiner Formen (Morphogenese des oberen Rosannagebietes und ihre Beeinflussung durch die Eiszeit). Die Eiszeit, Leipzig 1927, Bd. 4.

8. Klebelsberg R. Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Berlin 1927, Bd. 79.

9. Klobelsberg R. Alte Gletscherstände in den Tiroler Zentralalpen. Zeitschrift für Gletscherkunde, Berlin 1929, Bd. 17.
10. Penck A. und E. Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. 1, Leipzig 1909.
11. Reithofer O. Zur Geologie der Umgebung der Darmstädter Hütte im Moostal bei St. Anton am Arlberg. Jahresbericht 1930 der Sektion Darmstadt des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins.
12. Reithofer O. Aufnahmebericht über den kristallinen Anteil des Blattes Stuben. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien 1931.
13. Streckeisen A. Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, Zürich 1928, Bd. 8.
-

Über das Bewegungsbild der Weyrer Bögen.

Von **Otto Ampferer**.

Mit einem Beitrag von **H. P. Cornelius**.

(Mit 47 Textfiguren.)

Die auffallenden Faltenbögen, in denen die Stadt Weyer liegt und welche von der Enns zwischen Hiefflau und Steyr durchbrochen werden, sind schon mehrfach Gegenstand geologischer Untersuchung und Betrachtung gewesen.

Durch die Herausgabe des schönen Kartenblattes „Weyer“ im Maßstab 1:75.000 durch G. Geyer ist für den Hauptteil dieser Faltenbögen eine gute geologische Grundlage geschaffen worden, von der auch alle späteren Beobachter ausgegangen sind.

Ich selbst habe das Gebiet hauptsächlich anlässlich der Neuaufnahme des unmittelbar südlich anschließenden Kartenblattes „Admont—Hiefflau“ in den Jahren nach dem Weltkrieg kennengelernt. Die Faltenbögen von Blatt „Weyer“ reichen nun auch noch in das Blatt „Admont—Hiefflau“ hinein und sie beherrschen sogar dasselbe, wenn auch nicht mehr so überragend.

Für das Blatt „Admont—Hiefflau“ liegt bisher noch keine gedruckte Karte, sondern nur eine Manuskriptkarte von A. Bittner vor, welche aber im großen und ganzen so zutreffend ist, daß sie seinerzeit wohl eine Veröffentlichung verdient hätte. A. Bittner hat sich mit der Frage der Faltenbögen, soweit mir bekannt ist, nicht beschäftigt. Wohl aber hat G. Geyer in seiner Arbeit „Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale — Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, LIX. Bd., 1909“ zu dieser Frage auf Grund von zahlreichen neuen Beobachtungen Stellung genommen.

Geyer legt das Hauptgewicht seiner Erklärung der Weyrer Faltenbögen auf das Auftauchen der bekannten Granitklippe (mit dem Buchdenkmal) im Pechgraben, gerade im einspringenden Winkel der hier aneinanderstoßenden Faltenbögen. Er kommt zu dem Ergebnisse: „Wenn dieses Granitvorkommen als eine aus dem Liasuntergrund aufragende echte Klippe des unter der Schlier- und Flyschdecke bis daher fortsetzenden böhmischen Massivs angesehen werden darf, wofür triftige Gründe beizubringen sind, so liegt es auch nahe, in diesem Meridian das Vorhandensein einer etwa nordsüdlich verlaufenden kristallinischen Untergrundrippe anzunehmen, welche schon bei der Anlagerung der mesozoischen Sedimente für das Streichen der Uferbildungen maßgebend wurde und in den späteren Faltungsphasen stets wieder als stauendes Hindernis wirkte, an dem sich die Gebirgsfalten ähnlich anordnen mußten wie Festons an den Befestigungspunkten einer Draperie.“ Diese Anschauung deckt sich im wesentlichen mit der schon viel früher von

Hauer und anderen Forschern ausgesprochenen Meinung, daß die Weyrer Faltenbogen als Stauchungen an dem Südrand der böhmischen Masse aufzufassen sind. Dieser Deutung hat A. Spitz im Jahre 1916 in seiner Arbeit „Tektonische Phasen in den Kalkalpen der nnteren Enns — Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt“ wider-sprochen.

Er hält die Granitscholle des Buchdenkmals nicht für eine Auf-ragung des Untergrundes, sondern für ein tektonisches Frachtgut, das zusammen mit den umhüllenden Grestener Schichten dem Flysch auf-geschoben wurde.

Spitz hat dann auch den Nachweis erbracht, daß die östlichen und westlichen Bogenstücke nicht unmittelbar zusammenhängen, sondern durch eine Schubfläche getrennt werden, an welcher die Ostbögen etwas gegen die Westbögen aufgeschoben sind. So kommt Spitz zu einer zeitlichen Gliederung der hier vorliegenden tektonischen Erschei-nungen.

Den westlichen Bogenstücken ist Gosau aufgelagert. Sie sind also in ihrer Ausbildung vorgosauisch.

Die nördlichen Bogenstücke aber haben eingefaltete Gosau oder sind dem Flysch aufgeschoben. Ihre Tektonik ist nachgosauisch. Diese nördlichen Bogenstücke lassen sich auch noch nach der Bewegungs-richtung trennen in solche mit Schub gegen N und solche mit Schub gegen W.

Endlich sind die östlichen Bogenstücke nachgosauisch den westlichen aufgeschoben. Die Weyrer Bogenfalten leiten nach Spitz einen neuen Abschnitt der Kalkalpen ein, der bis zum Wiener Becken anhält; wahr-scheinlich vorgosauisch angelegte Falten, überwältigt von nachgosauischen Bewegungen längs derselben Linien: der niederösterreichische Typus. Westlich von Weyer bis gegen Salzburg herrscht der Salz-burger Typus, in dem die vorgosauischen Strukturzüge noch ungefähr ebenso stark hervortreten wie die nachgosauischen.

Die Weyrer Bögen sind Anzeichen von Längsschüben, und sie zeigen uns ein kompliziertes Wechselverhältnis zwischen Längs- und Quer-bewegungen.

Schon vor Spitz hat F. Heritsch in der Geologischen Rundschau, 1914, in der Arbeit „Die Anwendung der Deckentheorie auf die Ost-alpen II“ ähnliche Überlegungen über die Natur der Weyrer Bögen veröffentlicht.

Noch früher (1912) hat L. Kober die Grenze zwischen seiner Frankenfelser und Lunzer Decke in die sogenannte „Weyrer Linie“ zu legen versucht.

Aus dem Nachlasse von A. Spitz stammt dann noch eine kurze Arbeit in den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1919, „Beiträge zur Geologie der Kalkalpen von Weyer“, welche zeigt, daß ihn seine eigene Erklärung der Weyrer Bögen noch immer nicht voll befriedigte und auch die Annahme von O-W-Bewegungen hier auf Schwierigkeiten stößt. Insbesondere ist ein aus der Interferenz von Längs- und Querhewegungen entspringendes Faltengitter hier nicht zu finden.

In dem Jahre 1926 hat sich endlich O. Reis in seiner Arbeit „Der Weyerer Bogen in seiner Bedeutung für den Ausbau der Alpengeologie — Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt“ ausführlich von der tektonisch theoretischen Seite her mit diesen Bogenformen beschäftigt.

Reis vergleicht den Weyerer Faltenhaken oder Faltenbogen mit mehreren kleineren Hakenbildungen westlich von Salzburg im Kressenberggebiet, wo bei Achtal ebenfalls Granitblöcke vorkommen, die an die Granitscholle des Buchdenkmals erinnern.

Nach seiner großzügigen Vorstellung bedeutet der große Schichtenzug zwischen dem Traunstein und der Gegend von Reifling im Kalkgebirgsinnern und wieder zurück in NO zum Kalkalpenrand eine riesenhafte Faltungseinknickung, deren Entstehungszeit erst nach der Zeit einer Anlage und teilweisen Anfaltung der Faltenzüge anzusetzen ist.

Im Winkelraum dieser mächtigen Einknickung müssen nun entsprechend der geometrischen Abstandsverringering zwischen den nördlichen Schenkelenden auch Längsverkürzungen eingetreten sein.

Die nächste Erklärung dafür ist die Wirkung longitudinaler Kräfte eines quer zum Streichen wirkenden und nahezu im Streichen vor sich gehenden Zusammenschubes, welcher den Winkelraum unter Zusammengehen der Schenkel erheblich verringert hat.

Die Flyschformation muß an dem Weyerer Knick mit gewaltigen Druckmitteln von N her gewirkt haben.

Reis stellt sich vor, daß der Flysch eine selbständige O-W- oder W-O-Bewegung ausgeführt hat, deren lebendige Kraft jene des Kalkalpengebirges übertraffen hat. Letzteres muß hierin eine „verzögerte“ Masse vorstellen.

So konnte der Flysch gleichsam bei seinem Vorbeiströmen den Kalkalpenrand stauen und dessen Vorsprünge abschleifen. So sehen wir auch in dem Schutzwinkel des Weyerer Randknicks die nördlichsten Faziesgebilde des Jura mit Eozän angehäuft. Reis bringt dann diese Deutung der Weyerer Bögen mit geotektonischen Problemen in Verbindung, die nicht mehr zum Gegenstand meiner Untersuchung gehören.

Durch die bisherigen Feldaufnahmen und die darauf begründeten Überlegungen sind eine Reihe von Eigentümlichkeiten der Weyerer Bögen kargestellt worden, andere sind unsicher geblieben. Es ist nicht meine Absicht, hier eine Kritik der bisher vorgebrachten Meinungen zu geben, die zum Teil unrichtig sein müssen, weil eben, wie sich gleich zeigen wird, das bisher zugängliche Beobachtungsmaterial noch große Lücken besitzt. Diese Lücken beziehen sich vor allem auf den südlichsten Teil der Weyerer Bögen, jene Gegend, die von A. Spitz in den Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1916, als „Knoten von St. Gallen“, von mir im Jahresbericht in den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1929, als „Wirbelzentrum von Altenmarkt—St. Gallen“ bezeichnet worden ist.

Den westlichen Teil dieses Gebietes und sein Mittelstück habe ich von St. Gallen aus im Jahre 1920 vielfach zusammen mit Freund Professor Dr. Ing. J. Stiny, den südlichen Teil im Jahre 1926 von Hieflau aus, den nördlichen im Jahre 1928 von Altenmarkt aus und endlich den östlichen Teil im Jahre 1930 von Eschau bei Gams aus begangen.

Im Laufe dieser langen Zeit hat sich ein verhältnismäßig großes Beobachtungsmaterial angesammelt, von dem bisher noch fast nichts veröffentlicht worden ist.

Leider ist das zugehörige Kartenblatt „Admont—Hieflau“ noch immer nicht für den Druck fertiggestellt, so daß ich mich für die Zwecke dieser Arbeit der beiliegenden kleinen tektonischen Kartenskizze (Fig. 1) bedienen muß.

Es hat sich nun als Ergebnis aller dieser Feldaufnahmen herausgestellt, daß in dem Raume zwischen Altenmarkt—St. Gallen im W, dem Kamme der Ennstaler Alpen vom Kleinen Buchstein bis zum Wandaukogel jenseits des Ennsdurchbruches im S, Lainbach—Gams—Palfau im O und dem Zuge von Gamsstein und Voralpe im N eine Schubmasse vorliegt, welche den südlichsten Teil der Weyrer Bögen stört.

Solange diese Schubmasse noch nicht als tektonischer Fremdkörper erkannt war, der auf dem Südtelle der Weyrer Bögen lastet, war eine restlose Auflösung dieser Bogenform natürlich eine Unmöglichkeit.

Die Herausschälung dieser eigenartigen Schubmasse ist nur ganz allmählich gelungen, da die schwere Waldbedeckung keine weiten Übersichten gestattet. Der Ring der Abgrenzung dieses Fremdkörpers konnte endlich im heurigen Jahre im Gebiete des Gosaubeckens von Gams und im Salzatal in der Gegend von Palfau geschlossen werden.

Es ist von Interesse, daß die so erkannte Schubmasse allseitig von Ausstrichen von Werfener Schichten, die zumeist von Gips sowie von Rauhacken und Schollen von dunklen Triaskalken begleitet sind, umrahmt wird.

Diese Eigenheit unserer Schubmasse gewährt auch die Möglichkeit einer sicheren Abgrenzung, weil die Werfener Schichten und ihre Begleitgesteine selbst bei schlechten Aufschlüssen im Walde immer noch gut erkennbar bleiben.

Die Schubmasse hat eine ungefähr rechteckige Gestalt mit einer längeren ostwestlichen Achse von zirka 17 km und einer kürzeren nordsüdlichen von 9 bis 10 km Länge.

Das zu dieser Schubmasse gehörige Bergland weist durchaus nur niedrige, tiefbewaldete Erhebungen auf, die jedoch trotz ihrer geringen Höhe zumeist steil abfallende Gehänge zeigen.

Die Hauptberge unserer Schubmasse sind Haidach (1096 m), Grandenberg (1097 m), Lerchkogel (1080 m), Zinödlberg (1294 m), Grasteneck (1078 m), Kirchberg (1128 m), Steinwand (951 m), Kerzenmandl (1246 m), Sulzkogelmauer (1184 m), Gartleck (1024 m), Dietrichkogel (930 m), Rehkogel (1000 m), Todtenmann (969 m).

Wenn man beachtet, daß die Enns, welche die Schubmasse fast diagonal durchschneidet, hier von der Brücke bei Lainbach (462 m) bis zur Brücke bei Weißenbach (396 m) nur ein Gefälle von 66 m besitzt, so ist man über die steilen Gehängeformen dieser niedrigen Bergwelt erstaunt.

Da die Hauptmasse unserer Schubdecke zudem aus Hauptdolomit besteht, so ist die große Einförmigkeit ihrer Berggestalten wohl verständlich.

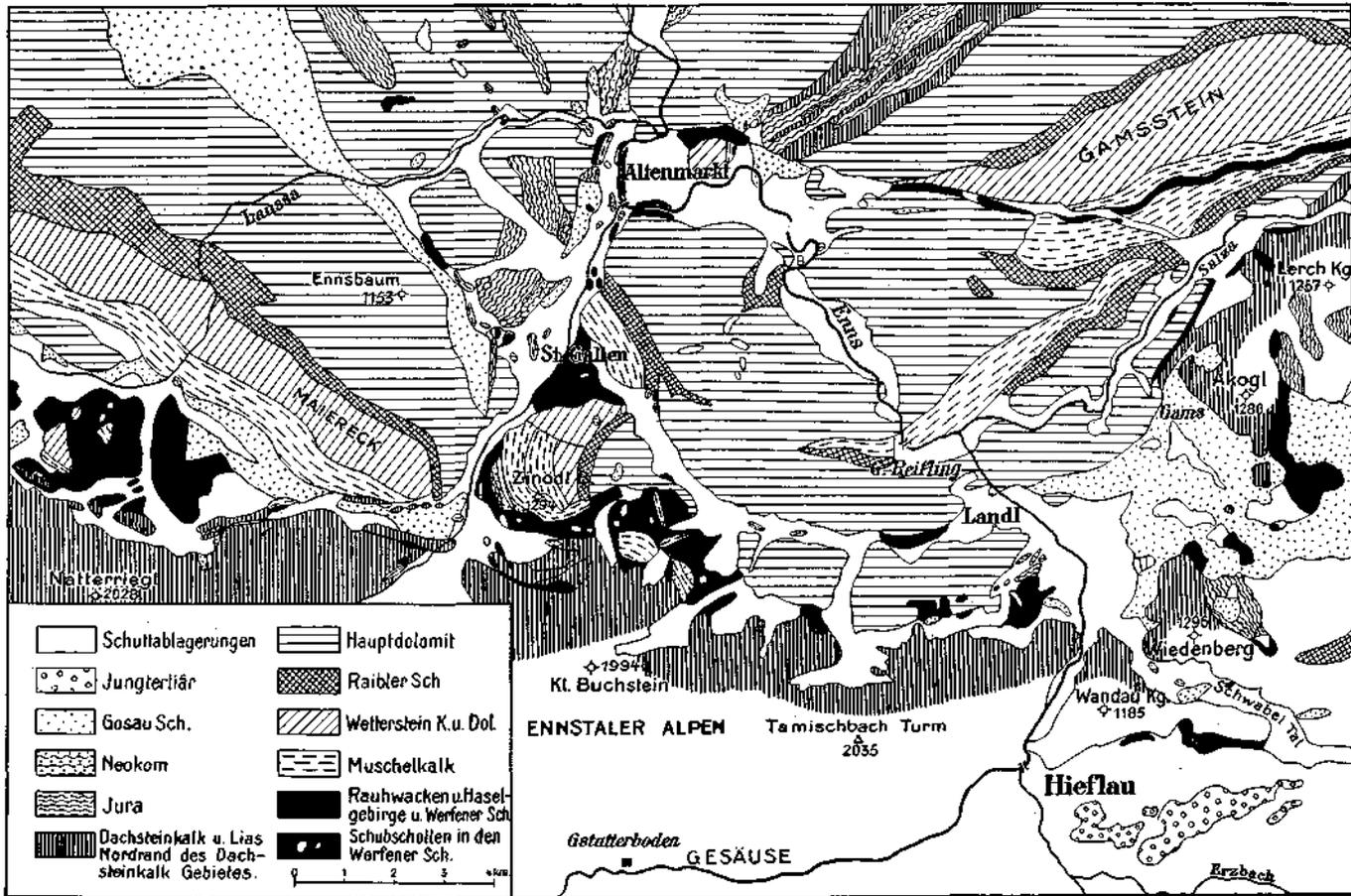


Fig. 1.

Ringsher ragen weit höhere und stärker individualisierte Berge empor, welche die Aufmerksamkeit unwillkürlich an sich ziehen und so die Unscheinbarkeit und Verborgenheit dieser bescheidenen Berge noch vermehren.

Diese tiefe Lage der Schubmasse verhindert auch in ihrem Innern ein Zutagetreten des überfahrenen Untergrundes.

Wenn man also den Bau dieser Schubmasse näher untersuchen will, so ist man in erster Linie auf die Aufschlüsse an ihren Rändern angewiesen.

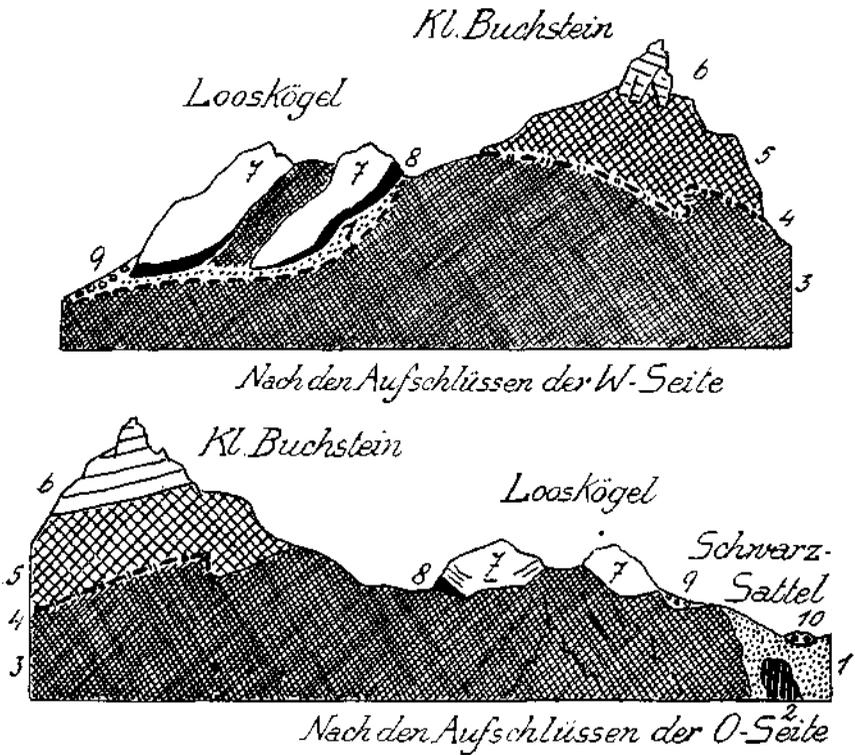


Fig. 2. 1 = Werfener Schichten. 2 = Scholle von Gutensteiner Kalk. 3 = Ramsaudolomit. 4 = Raibler Schichten. 5 = Dachsteindolomit. 6 = Dachsteinkalk. 7 = Schollen von Dachsteinkalk. 8 = Liaskalke. 9 = Gosauschichten. 10 = Blockwerk aus 6.

Ich beginne also mit der Beschreibung der Randbeschaffenheit im S. Hier bilden die Ennstaler Alpen auf der Nordseite des Gesäuses einen mächtigen Bergkamm mit recht verschiedenartigen und schön geformten Gipfelkörpern aus Dachsteinkalk.

Ich nenne hier von W gegen O den mächtigen Großen Buchstein (2223 m) mit der wunderbaren Altform seines Hochplateaus, den kühnen Zahn des Kleinen Buchsteins (1994 m), die düstere Tuifelmauer (1826 m), die Pyramide des Tamischbachturm (2034 m) und endlich die zackige Almmauer (1738 m).

Von der Almmauer sinkt die Kammhöhe dann scharf zum Peterkogel (1056 m) und Ennsdurchbruch. Jenseits des Ennsdurchbruches

steigt der Kamm dann noch zum Windaukogel (1185 m) und Schieferkogel (1289 m) auf.

Alle genannten Gipfel werden von Dachsteinkalk gebildet, der von Dachsteindolomit, Raibler Schichten und Ramsaudolomit unterlagert wird. Es ist dies eine sowohl durch Schichtenausbildung als auch durch ihr gegenseitiges Mächtigkeitsverhältnis wohl charakterisierte Gesteinswelt, die in gleicher Art weiter im N in den Kalkalpen nicht wiederkehrt.

Dagegen hat diese Triasausbildung in ostwestlicher Richtung eine große Ausdehnung.

Auf den Kammhöhen dieses Teiles der Gesäuseberge habe ich nur in dem niedrigen Teil östlich der Enns kleine Reste einer höheren Schubmasse gefunden.

Wohl aber stellen sich große derartige Schubmassen an den Nordabhängen dieser Gesäuseberge ein.

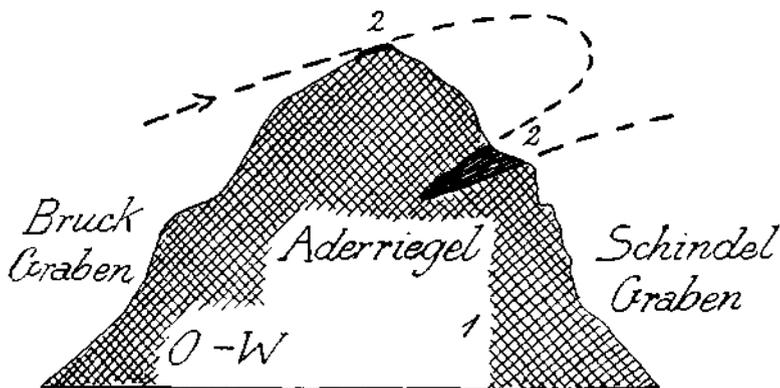


Fig. 3. 1 =LICHTER Dolomit. 2 = Reingrabner Schiefer.

Eines der schönsten hiehergehörigen Profile ist jenes an der Nordseite des Kleinen Buchsteins.

Ich habe dieses Profil, das vom Gipfel des Kleinen Buchsteins über die Looskögel zum Schwarzsattel und Zinödl leitet, bereits im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1921 in der Arbeit „Beiträge zur Geologie der Ennstaler Alpen“ teilweise abgebildet und beschrieben.

Ich füge hier noch ein Profil und eine Ansicht dieses Kammes als Fig. 2 ein, welche die tektonische Gliederung noch deutlicher erkennen lassen.

Von diesem Profil habe ich schon im Jahre 1921 behauptet, daß die geologische Aufnahme der Looskögel den „Schlüsselfund zur modernen Tektonik der Ennstaler Alpen“ bedeutete.

Auch diese Arbeit wird die Richtigkeit dieser Anschauung beweisen.

Von dem kühnen Gipfel des Kleinen Buchsteins strahlen gegen N zwei Seitenkämme aus, welche durch den hinteren Schindelgraben voneinander getrennt sind.

Der eine Kamm ist der schon erwähnte, welcher über Looskögel und Schwarzsattel zum Zinödl leitet, der andere Kamm ist wesentlich kürzer und wird auf der Alpenvereinskarte als Aderriegel bezeichnet.

Das südlichste Teilstück und gleichzeitig der Sockel des ganzen Profils ist die mächtige, flachliegende Schichtenfolge des Kleinen Buchsteins. Sie bildet nur einen geringen Teil der großen Masse der Gesäuseberge und hängt gegen W mit dem Großen Buchstein, gegen O mit Tuifelmauer und Tamischbachturm zusammen.

Durch ein schmales Band von Raibler Schichten, das den Gipfelbau des Kleinen Buchsteins im N, W und S umspannt, kann man hier alle etwas größeren Störungen bequem ablesen.

Es sind lauter geringfügige, zumeist vertikale Sprünge, welche den Gipfelblock zerschneiden und sich durch Verstellungen der Grenze zwischen Kalk und Dolomit zu erkennen geben.

Nur an der Nordostseite spielt noch die bereits erwähnte Quertaltung vom Aderriegel herein.

Der Nordgrat des Kleinen Buchsteins senkt sich über den Sonntagsriegel bis zum Kiengrabensattel (1294 *m*) herab.

Dieser Sattel ist bereits tief in lichtweißen Ramsaudolomit (unteren Dolomit) eingeschnitten.

Zu unserer Verwunderung treffen wir hier auf einen Streifen von Werfener Schichten, welcher sich vom Kiengrabensattel an der Nordseite des tief eingerissenen Kiengrabens bis zu einer Höhenlage von zirka 800 *m* hinab verfolgen läßt. Dieser Streifen von Werfener Schichten ist dabei zwar wohl schmal, aber zusammenhängend.

Im N stoßen nun an diesen Zug von Werfener Schichten, der völlig klar dem tief eingeschnittenen Erosionsrelief des Ramsaudolomits auflagert, die beiden Felsgipfel der Looskögel.

Diese beiden Felsgipfel (1446 *m* und 1441 *m*) werden durch eine Scharte (1395 *m*) voneinander getrennt.

Beide Looskögel bestehen nun der Hauptsache nach aus Dachsteinkalk, der jedoch mit schönen Liaskrinoidenkalken und Adneter Kalken verschweißt erscheint. An einer Stelle an der Südseite des nördlichen Looskogels fand sich auch eine schmale Scholle von stark ausgewalzten Aptychenkalken.

Die Einschaltung dieser Aptychenkalke und die verkehrte Lage von Liaskalk und Dachsteinkalk beweisen zur Genüge, daß die Gipfelkörper der Looskögel sich nicht in normaler Lage auf ihrem Untergrunde befinden.

Die bisher beschriebenen Aufschlüsse befinden sich auf der Westseite der Looskögel. Die Aufschlüsse der Ostseite (Fig. 2) unterscheiden sich von den ersteren nicht unwesentlich. Es fehlt die Zwischenlage der Werfener Schichten und die zwei Dachsteinkalkschollen reichen nicht unter die Kammhöhe herab. Dadurch vereinfachen sich die Lagerungsverhältnisse.

Steigt man vom nördlichen Looskogel gegen den Schwarzsattel hinab, so trifft man bald auf einen Streifen von Gosauschichten, der hier Breccien enthält, die viele kleine Stücke von Phyllit führen.

Am Schwarzsattel streicht ein mächtiger Zug von Werfener Schichten durch, der auf der Ostseite des Sattels eine größere Scholle von Gutensteiner Kalk umschließt. Nördlich vom Schwarzsattel erhebt sich dann der Waldkopf des Zinödl (1249 *m*), mit dem wir uns noch eingehender zu beschäftigen haben.

Wenn wir noch einmal die Profile Fig. 2 und 4 betrachten, so können wir mit unserem geistigen Auge folgende geologischen Ereignisse herauslesen.

Zunächst muß die mächtige Schichtenplatte der Ennstaler Alpen im Bereiche des Kleinen Buchsteins eine teilweise tiefgreifende Erosion erlitten haben.

Auf das so hergestellte Erosionsrelief fand eine Aufschiebung von jüngeren Schichten statt, welche der Reihenfolge Dachsteinkalk—Liaskalke—Aptychenkalke angehören. Die Aptychenkalke sind tektonisch scharf bearbeitet.

Der Dachsteinkalk der Looskögel weicht in seiner Beschaffenheit vom Dachsteinkalk des Kleinen Buchsteins insofern ab, als er sehr wenig Schichtung zeigt, während der Dachsteinkalk der Ennstaler Alpen eine ausgezeichnete dickbankige Schichtung zur Schau trägt.

Außerdem ist er mit ziemlich mächtigen roten Liaskalke eng verschweißt.

Es kann sich daher nur um die höchsten Teile des Dachsteinkalkes handeln. Diese sind auf den Gipfeln der Ennstaler Alpen nirgends mehr erhalten. Wohl aber finden sich Liaskrinoidenkalke auf den östlichen Ausläufern der benachbarten Haller Mauern.

Die Schubmasse, deren Reste heute hier als die Gipfelblöcke der Looskögel vorliegen, muß aber, um bewegungsfähig gewesen zu sein, für sich eine geschlossene Masse gebildet haben. Die Einschaltung der Gosauschichten beweist jedoch, daß diese Schubmasse zur Gosauzeit schon wieder von der Erosion in Schollen zerschnitten war, zwischen die das Gosaaumeeer einzudringen vermochte.

Wir können also hier zwei vorgosauische Erosionsperioden unterscheiden, zwischen denen eine Reliefüberschiebung eingeschaltet lag.

Dieselbe Erfahrung werden wir auch noch bei einigen der folgenden Profile machen.

Die tektonischen Verhältnisse des Zinödls sollen dabei erst später im Zusammenschluß mit der Beschreibung des Gamsstein- und des Maierreckzuges vorgelegt werden, da derselbe offenbar nur ein abgetrenntes und teilweise für sich verschobenes Verbindungsglied dieser beiden mächtigen Gebirgszüge vorstellt.

Wir schreiten mit unserer Beschreibung von den Looskögeln gegen O zu weiter.

Den engbenachbarten Seitengrat des Aderriegels, welcher ebenfalls noch vom Kleinen Buchstein ausstrahlt, habe ich schon mit Hilfe von Profil Fig. 3 zur Darstellung gebracht.

Schöne Aufschlüsse bietet dann der tiefeingeschnittene Mühlgraben besonders an seinen Flanken, während der Talboden von gewaltigen Moränenmassen erfüllt ist. Diese Moränenmassen sind so mächtig, daß ein großer Teil derselben über den niedrigen Scheidekamm gegen N in das Einzugsgebiet des Kotgrabens hinüberreicht.

Unschwer lassen sich hier im Mühlgraben drei Rückzugsstadien der Schlußzeit unterscheiden. Außerdem haben sich hier Reste von älteren Gehängebreccien erhalten.

Die Grundgebirgsverhältnisse führt das Profil Fig. 5 vor. Wir haben im N eine große, flach gegen SW zu einfallende Scholle von Hauptdolomit. Auf diesen Hauptdolomit erscheint eine Masse von Werfener Schichten aufgeschoben, die hier reichlich Quarzsandsteine und Tonschiefer führen.

Im mittleren Mühlgraben erreichen die Werfener Schichten an beiden Talflanken eine beträchtliche Mächtigkeit. Es ist derselbe Zug, den wir bereits am Schwarzsattel zwischen Zimödl und Looskögel kennen gelernt haben.

Auch hier stecken Schollen von Gutensteiner Kalk und Rauhwacken in den Werfener Schichten.

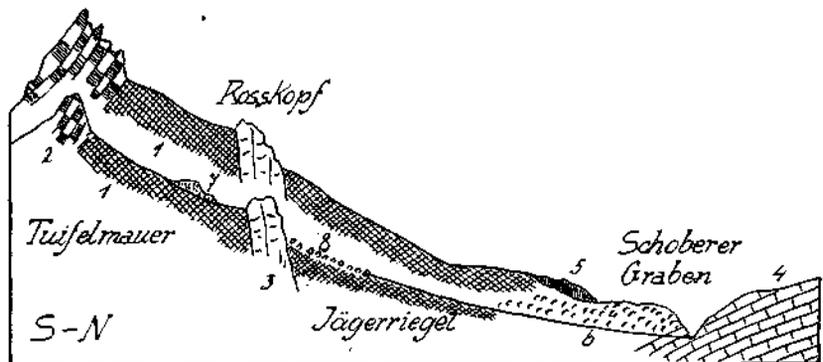


Fig. 5. 1 =LICHTER Dolomit. 2 = Dachsteinkalk, deutlich geschichtet. 3 = Dachsteinkalk, undeutlich geschichtet. 4 = Hauptdolomit, fest und wohlgeschichtet. 5 = Gehängebreccie. 6 = Blockmoräne. 7 = Endmoräne. 8 = Blockwerk.

Über den Werfener Schichten erhebt sich im S dann die steile Tuifelmauer. Die zackige Gipfelmauer bildet eine Scholle von Dachsteinkalk, die bei ungefähr ostwestlichem Streichen steil gegen S zu einfällt.

Im Nordgehänge der Tuifelmauer tritt dann nochmals eine steile Mauer von Dachsteinkalk auf, welche den Roskopf zusammensetzt. Die Einschaltung dieser Dachsteinkalkscholle wird durch eine steile, von SO gegen NW streichende Verwerfung bedingt.

Der nächste Querkamm erstreckt sich von jenem breiten Sattel, auf welchem die Ennstaler Hütte steht, nach N und bildet dahei die Höhen des schroffen Bärensteins, 1243 m, und des breitrundlichen Grastenecks, 1072 m.

Fig. 6a, 6b legen die hier vorhandenen Gesteinsverhältnisse vor.

Das tektonische Interesse knüpft sich da vor allem an die interessanten Aufschlüsse des zwischen Bärenstein und Grasteneck eingeschichteten Kasgrabens.

Der Bärenstein besteht aus Ramsaudolomit der Ennstaler Alpen. Schichtung ist an ihm nur zart angedeutet. Grasteneck wird dagegen von geschichtetem, typischem Hauptdolomit aufgebaut und bildet im großen eine gegen S geneigte Wölbung. Die Füllmasse zwischen Bärenstein und Grasteneck wird von Werfener Schichten und Haselgebirge besorgt.

Die bunte Schichtenmasse des Kasgrabens umfaßt grüne, glimmerige Tonschiefer und Sandsteine der Werfener Schichten, Rauhdecken, Gips, Gipsdolomitbreccien, grüne und graue Gipsschiefer, dunkle, aschgraue Dolomitbreccien, dunkle, dünnsschichtige Kalklagen. Die einzelnen Schichtenglieder zeigen durchwegs steile, engepreßte und wildverknietete Schichtenstellungen.

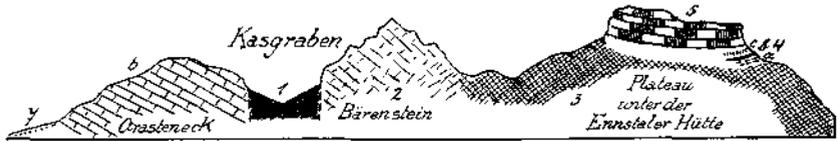


Fig. 6a. 1 = Werfener Schichten mit vielen Schollen. 2 = Ramsaudolomit. 3 = Ramsaudolomit, mylonitisch. 4 = Raibler Schichten. a = Dünnsschichtige, bituminöse Kalklagen. b = Tonschiefer und Sandsteine. c = Dunkle, bituminöse Dolomitbreccie. 5 = Dachsteinkalk. 6 = Hauptdolomit. 7 = Schutthang.

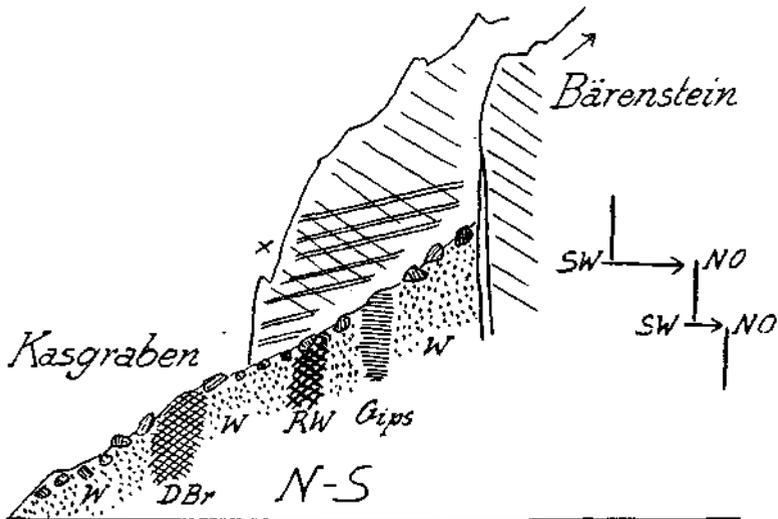


Fig. 6b. W = Werfener Schichten, grüne glimmerige Tonschiefer und Sandsteine. RW = Rauhdecken. DBr = Dunkle, aschgraue Dolomitbreccien, dunkle, dünnsschichtige Kalklagen. Gips = Gips, Gipsfong, grüne, graue Gipsdolomitbreccien. x = Die doppelten Striche bedeuten Rutschstreifen.

Die Grenze des Bärensteins gegen diese bunte Schichtenmasse wird von einer vertikalen Schubfläche gebildet, die von flachen, schrägen Schubstreifen verziert ist. Die Schubfläche selbst ist von jüngeren Verschiebungen rechtwinklig zerschnitten und verschoben.

Beim Schürfen nach Gips wurde hier im Kasgraben eine Scholle von weißem, kristallinem Magnesit angefahren, deren genauere Lage mir aber nicht bekannt ist.

Jenseits des breiten und tiefverschütteten Grabens des Tamischbaches finden wir an der Nordseite der Almmauer wieder zusammenhängende Aufschlüsse des Grundgebirges. Fig. 7 legt meine hier gewonnenen Aufnahmeergebnisse vor.

Zwischen Tamischbachturm und Almmauer ist der schmale Butten-sattel eingeschnitten.

Tektonisch ist diese Einschartung durch zwei von NW gegen SO streichende Verwerfungen vorgezeichnet, an denen ein 100—150 m breiter Streifen von Dachsteindolomit emporgepreßt erscheint. Das Streichen der Dachsteinkalkschollen zu beiden Seiten dieser Dolomitgasse verläuft nordsüdlich. Sie sind auch längs der Verwerfungen um zirka 400 m gegeneinander verschoben.

Zwischen Almmauer und Peterkogel treffen wir dann am Peterhals wieder auf eine tektonisch ähnliche Einschartung.

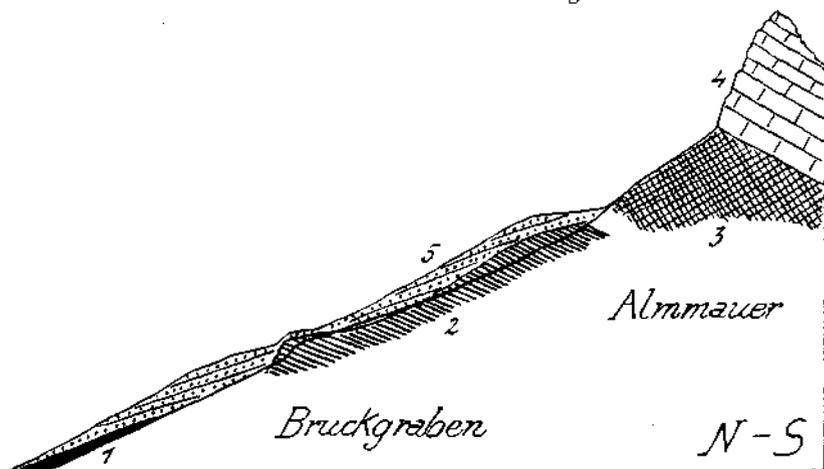


Fig. 7. 1 = Werfener Schichten. 2 = Mächtige schwarze Tonschiefer der Raibler Schichten. 3 = Dachsteindolomit. 4 = Dachsteinkalk. 5 = Große Halden von Gebügeschutt.

Die Almmauer wird also sowohl im W als auch im O von solchen Verwerfungen und Verschiebungen begrenzt.

Eine weitere Eigentümlichkeit der Almmauer besteht dann in der auffallenden Mächtigkeit der Raibler Schichten in ihrem Nordgehänge.

Während sonst die Raibler Schichten an der ganzen Nordseite der Ebnstaler Alpen nur als ein höchst bescheidener, oft nur schwer zu findender Gesteinsstreifen durchziehen, erscheinen dieselben hier zu erheblicher Mächtigkeit angeschwollen.

Wir finden in der Schlucht des Bruckgrabens hier mehr als 200 m mächtige, schwarze Tonschiefer (Reingrabener Schiefer) der Raibler Schichten. Das Hangende bildet der hier dunkler gefärbte Dachsteindolomit, während das zugehörige Liegende, der Ramsadolomit, nur streckenweise aufgeschlossen erscheint.

Im N stößt nun das Massiv der Almmauer wieder an einen Zug von Werfener Schichten.

Diese Gesteine erreichen in der Umgebung der Weber- und Jodelbaueralm eine breite Erstreckung und überlagern dabei den Hauptdolomit des Kirchenberges, 1062 m. Dieser ganz eingewaldete Berg erhebt sich

unmittelbar über Kirchlandl und bildet die Fortsetzung des Grastenecks. Die Hauptdolomitschichten streichen von SW gegen NO und zeigen vorherrschend Einfallen gegen SO.

Bei der Weber- und Jodelbaueralm verrät der Kirchenberg eine breite, offenbar sehr alte Einebnungsfläche, welche die Schichtenköpfe des Hauptdolomits quer abschneidet. Auf dieser alten Einebnungsfläche liegen nun Werfener Schichten ausgebreitet.

Sie bilden meist nur mehr eine dünne Decke. Bei genauerem Zusehen findet man da und dort auf den Werfener Schichten noch exotische Gerölle der Gosauschichten, u. zw. vor allem Quarzite, Porphyre, Felsitporphyre usw.

Offenbar war hier eine Überlagerung von Gosauschichten vorhanden, die heute bis auf die härtesten Gerölle zerstört und abgetragen ist.

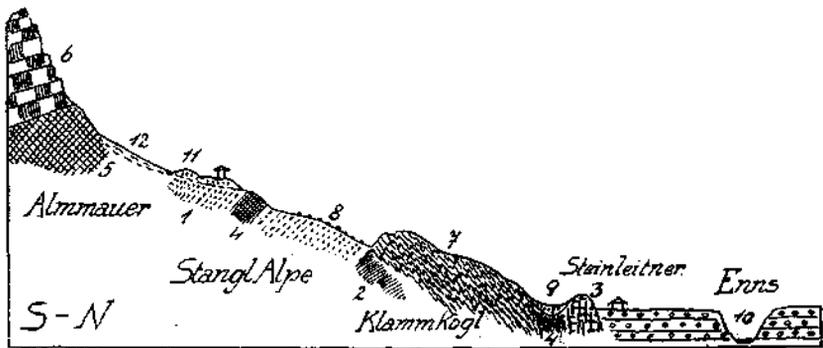


Fig. 8. 1 = Werfener Schichten, feste, grüne und rote Sandsteine und Tonschiefer. 2 = Haselgebirge. 3 = Dunkler Triaskalk. 4 = Weißer Dolomit. 5 = Dachsteindolomit. 6 = Dachsteinkalk. 7 = Dünnschichtige, stark gefaltete Aptychenkalk. 8 = Exotische Gosangerölle. 9 = Grundmoräne mit vielen großen, prachtvoll geschlossenen Blöcken; Kalk, Granatamphibolite, Granite, Quarzite, Grünschiefer, Gneise. 10 = Konglomerat aus Ennschottern. 11 = Endmoräne. 12 = Hangschutt.

Östlich vom Kirchenberg ist wieder ein tiefer Bacheinschnitt, der Schmiedgraben, welcher die Aufschlüsse von Profil Fig. 8 liefert.

Die Grenzzone am Fuß der Almmauer ist hier von Schutthalden und Moränen bedeckt.

Die Zone der Werfener Schichten ist besonders östlich von diesem Graben im Gebiet von StanglAlpe und Stanglbach ziemlich breitspurig entwickelt. Neben Haselgebirge herrschen feste grüne und rote Quarzsandsteine und Tonschiefer vor.

Die interessantesten Aufschlüsse befinden sich aber in seinem unteren Teil, bevor er sich in die Schotterterrasse des Landl Plateaus einsenkt.

Hier finden wir einerseits die Kuppe des Klammkogels, welche ganz aus heftig verfalteten und ausgewalzten Aptychenkalken besteht, andererseits am Hausbichl oberhalb des Wirtshauses Steinleitner eine Scholle von Gutensteiner Kalk.

Zwischen dem Aptychenkalk des Klammkogels und dem Gutensteiner Kalk des Hausbichls ist dann ein Sattel, welcher mit einer typischen, stark bearbeiteten Grundmoräne ausgefüllt ist.

In dieser Grundmoräne stecken massenhaft gekritzte Geschiebe sowie auch prächtig geschliffene Blöcke aus Kalken, Quarziten, Amphiboliten, Graniten, Grünschiefern usw. Wir haben also eine alte Grundmoräne vor uns, die wohl der Rißeiszeit angehören dürfte.

Diese Grundmoräne liegt in einer Furche des Grundgebirges und steigt, wie Fig. 8 zeigt, nicht auf das Plateau der Ennsterrassen herab. Sie ist also sicher älter als die Aufschüttung dieser Terrassen.

Wir werden im weiteren Verlaufe dieser Arbeit auch am gegenüberliegenden Ostgehänge des Ennstales mehrere Vorkommen von alter, stark bearbeiteter Grundmoräne noch kennenlernen.

Mit den Aufschlüssen des Hausbichls sind wir dem großartigen Durchbruch der Enns schon ziemlich nahegekommen.

Der Ennsdurchbruch vollzieht sich hier zwischen dem Peterkogel, 1056 m, im W und dem Wandaukogel, 1185 m, im O.

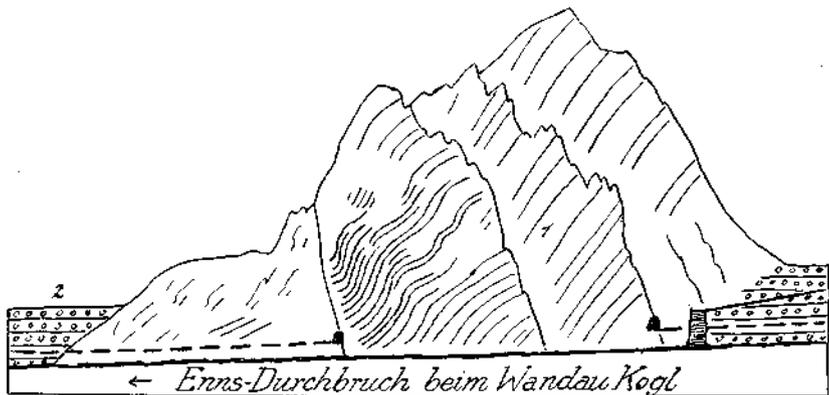


Fig. 9. 1 = Dachsteinkalk. 2 = Konglomerate aus Ennsschottern.

Der Dachsteinkalk taucht mit steiler und lebhaft gefalteter Stirne gegen N zu unter.

In der Tiefe des Ennsdurchbruches legen sich an die untertauchenden Dachsteinkalke Liaskrinoidenkalke. Die weiteren Kontaktverhältnisse sind durch die mächtigen Konglomeratbänke verhüllt.

Am Nordgehänge des Peterkogels begegnen wir neben den Liaskrinoidenkalken noch Spuren von Werfener Sandsteinen mit Rauhacken und Schollen von dunklem Triaskalk. Auf den Werfener Sandsteinen liegen außerdem noch bunte Gosaukonglomerate.

Auf der Ostseite der Enns mündet gerade am Ausgang der Durchbruchsschlucht das Schwabeltal. Seine Mündung ist tief in die Ennskonglomerate eingeschnitten. Hier liegt die Ortschaft Lainbach mit dem alten Pflegerhaus in der engen Konglomeratschicht, aus der die Straße mit steilem Gewinde auf die breite Terrasse von Mooslandl emporstrebt.

Fig. 10 wiederholt einen schematischen Querschnitt durch den vordersten Teil des Schwabeltales, der zuerst im Jahrbuch 1927 gegeben wurde.

Wir erkennen an demselben zunächst, daß das Erosionstal einer tiefen Einbiegung der Dachsteinkalke folgt. Die mächtigen Schichtenplatten fallen hier vom Wandaukogel gegen N und vom Wiedenberg gegen S zu ein.

Dieses Zusammenpassen von Gebirgsstruktur mit dem Talverlaufe gilt aber nur für den vordersten Teil des Schwabeltals. Der mittlere und hintere Teil ist schräg zum Gebirgsbau eingeschnitten.



Fig. 10. 1 = Dachsteinkalk. 2 = Liaskrinoidenkalk. 3 = Gosaukonglomerate. 4 = Hochgelegenes Konglomerat aus Ennschottera. 5 = Konglomerat aus Schwabeltalschottera.

In der Taltiefe lagern hier die konglomerierten Ennschotter. Steigen wir am Nordgehänge des Wandaukogels empor, so treffen wir bald auf Felsen aus Liaskrinoidenkalken.

Noch höher entdecken wir dann auf der Felschulter oberhalb des Wandautunnels Blöcke eines Konglomerates mit hohlen und eingedrückten Geröllen, in dem neben vorherrschenden Kalken sich auch Grünsteine und Kiesel befinden. Diese Blöcke liegen hier zwischen 750—800 m Höhe, also mehr als 300 m über der heutigen Enns.



Fig. 11. 1 = Rotklüftiger Kalk mit Rudisten. 2 = Nester von Bauxit. 3 = Konglomerat aus bunten Geröllen. 4 = Grobe, graue Schotter und Sande des Schwabeltales, leicht verkittet.

Sie entsprechen in ihrer Höhenlage ungefähr dem alten Konglomerat der Gorzer Terrasse, welche etwa 3 km weiter nördlich liegt und bald näher beschrieben werden soll. Auf der anderen Talseite begegnen wir bunten Gosaukonglomeraten mit Geröllen aus vielerlei Kalken und Hornsteinen. Dringen wir weiter ins Schwabeltal hinein, so sehen wir, wie die Schotterterrassen immer niedriger werden und dann ganz verschwinden. Diese Terrassen bestehen aus groben kalkalpinen Schottern des Schwabeltales und sie sind nur locker verkittet. Interessant ist der Befund, daß die Gosauschichten in der Tiefe des Tales sich an mehreren Stellen nachweisen lassen, wie auch schon W. Frank in seiner Arbeit „Überblick über die Geologie des Gamser Gosaubeckens, Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, Bd. 50“ im Jahre 1914 erwähnt hat.

Fig. 11 bildet eine dieser durch den Straßenbau besonders gut aufgedeckten Lagerstätten von Gosauschichten im vorderen Schwabeltale ab. Hier sieht man Rudistenkalke und Nester von Bauxit unter den Terrassen-schottern auftauchen.

Noch weiter taleinwärts folgt die in Fig. 12 verzeichnete Stelle.

Wir befinden uns bereits innerhalb von den konglomerierten Schottern. Hier breitet sich im Talgrund eine gewaltige Blockmoräne der Schlußeiszeit aus. Unter diesem groben Blockwerk hat nun der Straßenanschnitt weiche, gegen N zu einfallende Gosamerigel entblößt. Zwischen den Gosauschichten und dem groben Blockwerk ist aber noch ein Rest einer typischen Grundmoräne mit geschliffenen Blöcken erhalten.

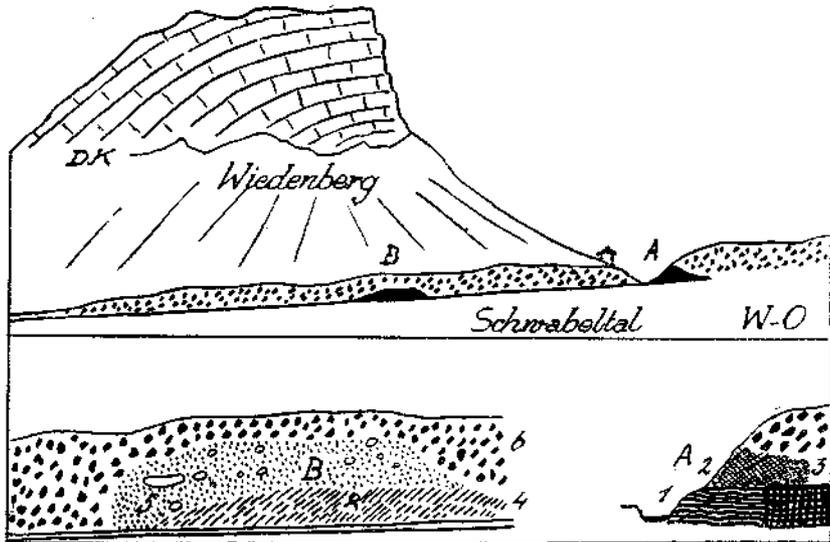


Fig. 12. DK = Dachsteinkalk. Aufschluß A: 1 = Feine, dünnblättrige, grünliche Gipstonschiefer. 2 = Gelbe Rauhwacke. 3 = Gutensteiner Kalk, zertrümmert. Aufschluß B: 4 = Blaugraue, weiche Gosamerigel. 5 = Grundmoräne mit geschliffenen Blöcken. 6 = Grobes, kantiges Kalkblockwerk, Endmoräne der Schlußeiszeit.

Diese Grundmoräne und die grobblockige Endmoräne gehören wahrscheinlich nicht derselben Vergletscherung an.

Geht man noch etwas weiter ins Schwabeltal hinein, so entdeckt man unter derselben großen Blockmoräne bei der Straßenbrücke einen höchst interessanten Aufschluß. Hier steht nämlich unmittelbar am Bachufer eine Scholle von feinen, grünlichen, dünnblättrigen Gipstonschiefern an. Daneben liegt eine Scholle von mylonitischem Gutensteiner Kalk und darüber eine Masse von gelber Rauhwacke.

Wir haben wieder eine typische Gruppierung von Gesteinen der untersten Trias vor uns, welche sich hier ganz im Grunde des Schwabeltales zufällig noch erhalten hat.

In Verbindung mit unseren anderen Erfahrungen können wir auch hier die Anschauung vertreten, daß die Einschaltung dieser Alttriasreste bereits vor der Einlagerung der Gosauschichten erfolgt ist.

Die Altrias stellt wieder nur den Rest einer Schubmasse vor, welche hier auf Dachsteinkalk zur Ablagerung kam. Es sind also die jüngeren Schichten schon durch Erosion vor dem Aufschub der Altrias entfernt worden. Nach dem Einschub der Altrias hat offenbar neuerlich eine Erosionsperiode die Schubmasse der Altrias ganz zerstückelt, so daß sich die Gosauschichten in ihre Lücken lagern konnten.

Es ist schwer zu entscheiden, ob die Einbiegung des Schwabeltales älter oder jünger als diese Vorgänge ist. Möglicherweise ist die Einbiegung doch jünger als die Einschlebung der Altrias und die Einsedimentierung der Gosauschichten. Diese eben beschriebene Einschaltung von Altrias ist nun aber im Gebiete des Schwabeltales durchaus nicht die einzige. An der Talsohle selbst ist mir zwar kein weiteres Vorkommen bekannt geworden. Wohl aber findet sich eine ähnliche Einlagerung in dem tiefeingeschnittenen Seitengraben, welcher an der Ostseite des Wiedenbergs zum Franzbauer und von dort zum Bergstein emporzieht.

Die Einlagerung von Werfener Schichten und Haselgebirge beim Franzbauer liegt in einer breiten Talfurche von Dachsteindolomit. Es sind vorherrschend ziemlich große Massen von grünen, teigartigen Werfener Schichten. Es kommt aber auch Gips hier vor.

Unterhalb der Talweitung beim Franzbauer tritt der Bach in den Dachsteinkalk des Hornkogels ein und bildet dabei eine schmale, tiefe Klamm. Auch hier traf ich an der Ostseite dieser Klamm auf Dachsteinkalk noch einen kleinen Rest von grünen zerdrückten Werfener Schiefeln. Die Einlagerung der Werfener Schichten beim Franzbauer kann man wohl kaum anders erklären, als daß hier die Werfener Schichten in einer alten Erosionsfurche bis heute erhalten geblieben sind.

Vom Ausgang des Schwabeltales wendet sich nun der Nordrand des großen Dachsteinkalkgebietes ziemlich kräftig gegen N.

Allerdings verhüllt hier der breite Streifen der Gosaubucht von Gams auf eine Strecke von etwa $2\frac{1}{2}$ km den Einblick in die Zusammenhänge des Grundgebirges. Der Dachsteinkalk des Wiedenbergs sinkt nordwärts unter die Gosaubucht von Gams und der Dachsteinkalk des Akogels taucht jenseits wieder aus den Gosauschichten empor.

Während aber die Dachsteinkalke des Wiedenbergs ein ostwestliches Streichen einhalten, erkennt man an den Dachsteinkalken des Akogels ein ungefähr nordsüdliches Streichen.

Dieses nordsüdliche Streichen beherrscht aber nicht nur den Akogel, sondern auch noch die Umgebung der Reiteralpe. In dem Plateau von Lerchkogel-Stanglkogel springt das Streichen dann wieder in die Ostwestrichtung um.

Wir haben also hier im Grundgebirge östlich von Gams eine auffallende scharfe Umbiegung im Streichen. Diese Umbiegung betrifft den Nordrand des großen Dachsteinkalkzuges, welcher vom Durchbruch der Enns bei Lainbach um zirka 8 km gegen N vorspringt. Östlich von Palfau übersetzt dieser Nordrand dann die Salzaschlucht und zieht gegen NO bis zum Ötscher weiter.

Wir stehen also hier in der Gegend von Lainbach—Gams gerade an der Bugstelle dieses großen Bauelementes und erkennen seine Eingliederung in die mächtigen Faltenbögen von Weyer.

Es ist nun von Interesse, diese Umbiegung des Dachsteinkalkrandes etwas genauer zu betrachten. Wie schon betont wurde, läßt sich die Umbiegung des Dachsteinkalkrandes nicht geschlossen verfolgen. Es ist eine Lücke von zirka $2\frac{1}{2}$ km vorhanden, welche von Gosau ausgefüllt wird. Bei der Neuaufnahme haben sich nun aber innerhalb dieser Lücken doch noch vier kleine Vorkommen von Dachsteinkalk auffinden lassen. Dadurch wird die Lücke auf weniger als 1 km Breite eingeschränkt. Das Streichen und Fallen konnte bei diesen kleinen Vorkommen nicht verläßlich bestimmt werden.

Außer diesen vier Schollen von Dachsteinkalk ist hier auch noch eine Scholle von Dachsteindolomit im Sulzbachgraben verborgen.

Man kann also wohl mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit von einer geschlossenen Verbindung des Dachsteinkalkrandes unter der Gosaubucht von Gams reden.

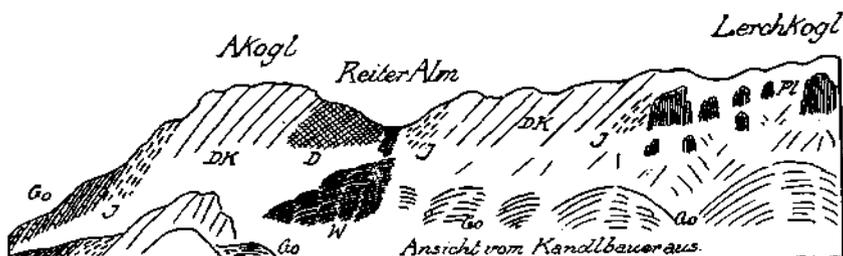


Fig. 13. W = Werfeuer Schichten. D = Dachsteindolomit. DK = Dachsteinkalk. J = Oberalmer Kalke. Pl = Plassenkalke. Go = Gosauschichten.

Der Dachsteinkalk wird teilweise hier an der Bugstelle auch noch von jüngeren Schichten überlagert. An der Ostseite des Wiedenberg treffen wir Liaskrinoidenkalke, Fleckenmergel und Hornsteinkalke.

Im Gebiete des Akogels und der Reiteralpe wird der Dachsteinkalk, wie Fig. 13 zeigt, von ziemlich mächtigen, hornsteinreichen Oberalmer Schichten überlagert.

Zwischen den Oberalmer Schichten und dem Dachsteinkalk sind an der Straße in die Noth prächtige, großspätige Krinoidenkalke erschlossen, die massenhaft *Posidonomya alpina* Gras. enthalten.

Die Oberalmer Schichten bekleiden den südwestlichen Steilabsturz des Akogels mit ihren steil aufgerichteten Platten. Sie sind in der tiefen Schlucht der Noth sehr schön erschlossen.

Parallel zu diesem steil aufgerichteten Streifen von Oberalmer Schichten finden wir einen zweiten dazu parallelen Streifen bei der Reiteralpe (Fig. 13).

Diese lichten Kalke mit hellgrauen, gelb verwitternden Hornsteinkauern und dunklen Hornsteinlagen lagern auf elfenbeinfarbenen oder blaßrötlichen dichten bis kristallinen Kalken, welche unmerklich in den gewöhnlichen Dachsteinkalk übergehen. Ein weiterer Zug von Oberalmer Schichten verläuft dann ebenfalls noch parallel mit diesen beiden an der Westseite des Lerchkogels.

Die östlich benachbarten Einfaltungen von Oberalmer Schichten werden aber schon von ostwestlichem Streichen beherrscht, wie Fig. 14 zu erkennen gibt.

Die Aufschlüsse reichen nicht hin, um zu entscheiden, ob die Wiederholung der nordsüdlich streichenden Oberalmer Schichten im Gebiete von Akogel—Reiteralpe (Fig. 13) durch Faltungen oder Verwerfungen herbeigeführt werden.

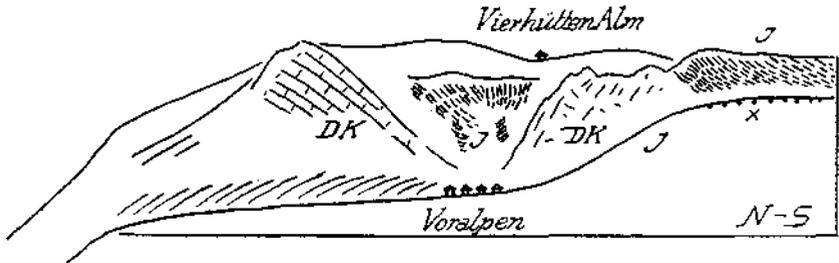


Fig. 14. DK = Dachsteinkalk. J = Oberalmer Kalke, lichte graue Kalke mit Hornsteinlagen. x = Quarzgerölle in der alten hohen Quertal fürche.

Dagegen sind die ostwestlichen Einschaltungen wirklich Einfaltungen, wie die in Fig. 14 abgebildete Mulde der Oberalmer Schichten unterhalb der Vierhüttenalpe beweist.

Sowohl im Gebiete des Wiedenbergs als auch in jenem von Akogel—Reiteralpe sehen wir nun auf diesem von Dachsteinkalk und jüngeren Schichten erbauten Grundgebirge in ziemlich ausgedehntem

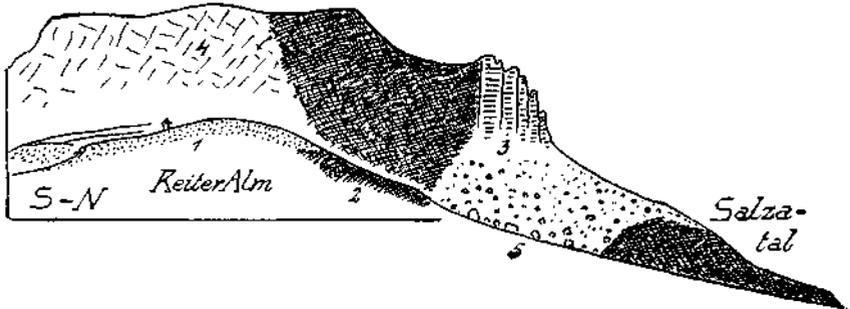


Fig. 15. 1 = Haufen von grünen, glimmerigen Werfener Sandsteinen, rostigen Rauhwacken, schwarzen Kalken. 2 = lichter Dolomitmylonit. 3 = Dachsteinkalk. 4 = Dachsteindolomit. 9 = Blockwerk von Dachsteinkalk.

Maße Schollen von älteren Gesteinsarten herumliegen. Eine besonders bunte Musterkarte von solchen Gesteinen befindet sich an der Nord- und Ostseite des Wiedenbergs.

Es sind dies Werfener Schichten, Gips und Haselgebirge, Rauhwacken, Gutensteiner Kalke und sogar Hallstätter Kalke. Diese zum Teil ganz ansehnlichen Schollen fallen von der Ferne nicht auf, weil sie ganz vom Wald eingedeckt werden. Nur die Schollen von Hallstätter Kalk ragen als Felsen über das Waldkleid hervor.

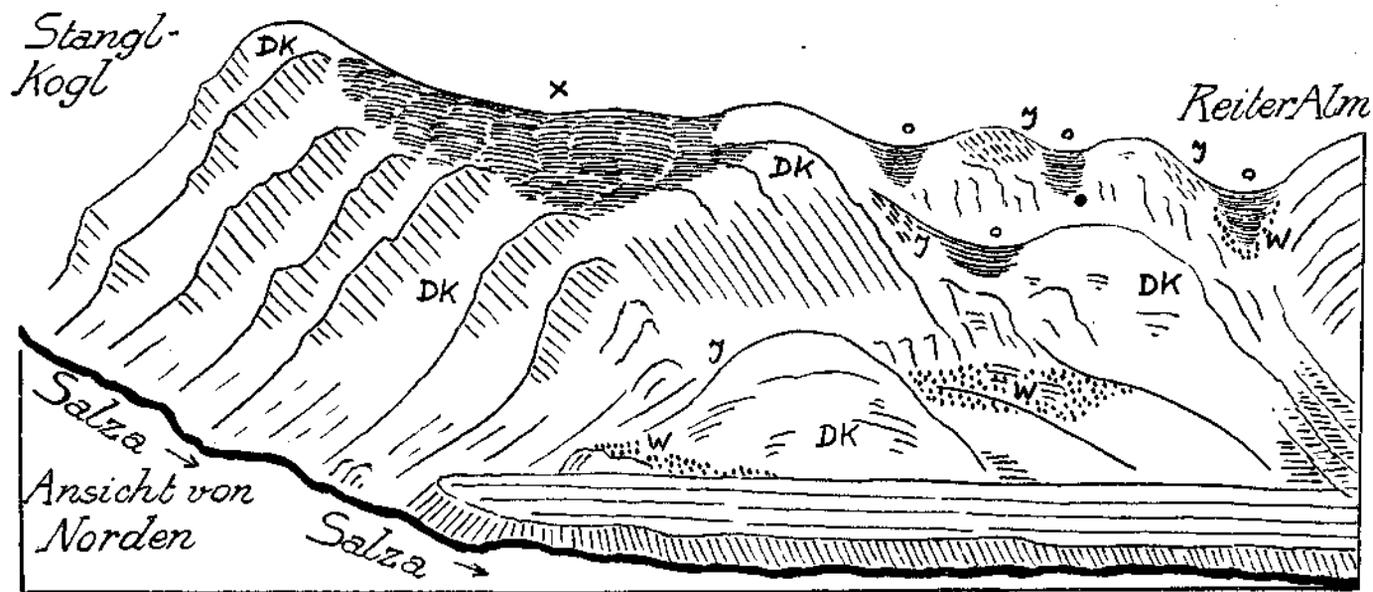


Fig. 16a. W = Worfenener Schichten. DK = Dachsteinkalk. J = Oberalmer Kalk. x = Alle Einrundungsfläche. o = Alte Quertalfurchen. • = Quarzgerölle in der Quertalfurche. Am Fuß des Gebirges die Terrasse aus den Salzaschottern.

Die Hauptmasse dieser Schollen hat schon Bittner auf seiner Karte richtig verzeichnet. Die Neuaufnahme hat das Scholleninventar aber noch vermehrt.

Diese Saat von fremden Schollen liegt hier unzweideutig wieder einem alten Bergrelief auf.

Noch klarer ist derselbe Befund im Gebiete der Reitalpe (Fig. 15) abzulesen.

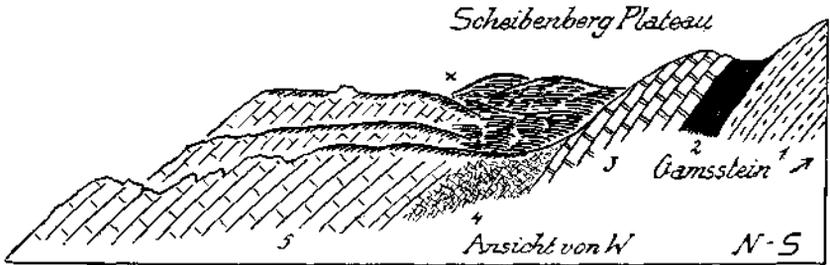


Fig. 16b. 1 = Wettersteinkalk. 2 = Raibler Schichten. 3 = Opponitzer Kalke. 4 = Dolomitmylonit. 5 = Schöngeschichteter Hauptdolomit. x = Einrundungsfläche.

Hier zieht sich ein Streifen von Werfener Schichten mit Rauhwaeken und Schollen von Gutensteiner Kalken aus dem Gamstal in nordsüdlicher Richtung in den tiefen Sattel der Reitalpe hinein.

An der Nordseite dieses Sattels kann man die Auflagerung der Werfener Schichten auf dem hellen Dachsteindolomit gut verfolgen.

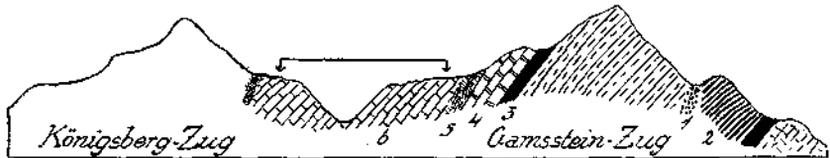


Fig. 16c. 1 = Werfener Schichten. 2 = Muschelkalk. 3 = Raibler Schichten. 4 = Opponitzer Kalke. 5 = Dolomitmylonit. 6 = Hauptdolomit. Die Einrundungsfläche des Scheibenbergplateaus greift auf den Königsbergzug über.

Die Ansicht des Stanglkogel-Plateaus (Fig. 16a) von N her gibt auch die Einlagerung der Werfener Schichten in der tiefen Furche der Reitalpe noch zu erkennen.

Außerdem zeigt diese Ansicht die prächtige alte Einebnungsfläche des Stanglkogel-Plateaus und die in diese Altfläche eingesenkten Quertalrinnen. In der Quertalrinne östlich von der tiefen Furche der Reitalpe habe ich auch neben Hornsteinschutt schöne bis faustgroße Quarzgerölle entdeckt. Auf dem Stanglkogel-Plateau zeigt die Altfläche Dolinen, gelbe Verwitterungserde mit Hornsteinschutt, Gerölle sowie aufgelagerte Gehäugebreccien.

Nördlich von dem tiefen Durchbruch des Salztales begegnen wir einer ähnlichen Altfläche in der Gestalt des Scheibenberg-Plateaus (Fig. 16b). Auch diese Altfläche ist quer zum Gebirgsbau eingeschnitten. Sie setzt sich auch noch weiter gegen N zu in das Gebiet des Königsbergzuges fort.

Ebenso, wie wir zwischen Wiedenberg und Akogel eine Brücke von Schollen von Dachsteinkalk und Dachsteindolomit ausgespannt fanden, ist auch eine Verbindung dieser Altriaschollen unter der Gosau hindurch vorhanden.

Hier handelt es sich dabei teilweise um recht große Massen.

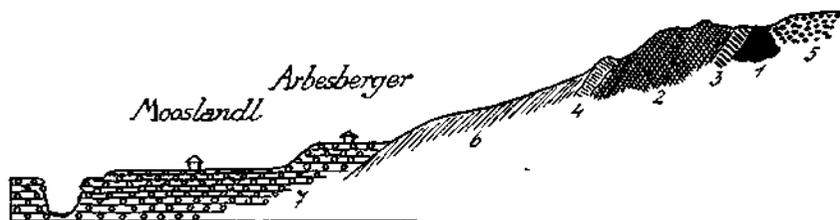


Fig. 17. 1 = Werfener Schichten. 2 = gelbe Rauhwacken. 3 = Gutensteiner Kalk. 4 = Dachsteinkalk und Liaskrinoidenkalk. 5 = Bunte, kalkreiche Gosaukonglomerate. 6 = Gosauergel und Sandsteine. 7 = Konglomerat aus bunten, grohen, ungleichen Enusschottern mit einzelnen Sandlagen.

Im Bereiche des Gamsforstes steht eine Masse von Werfener Schichten mit Schollen von Rauhwacken und Gutensteiner Kalken an, welche nach der Karte eine Ausdehnung von zirka 1 km² erreicht.

Eine regelmäßige Struktur vermochte ich aus der Verteilung dieser Schollen nicht herauszulesen. Das einzig Regelmäßige in ihrem Auf-

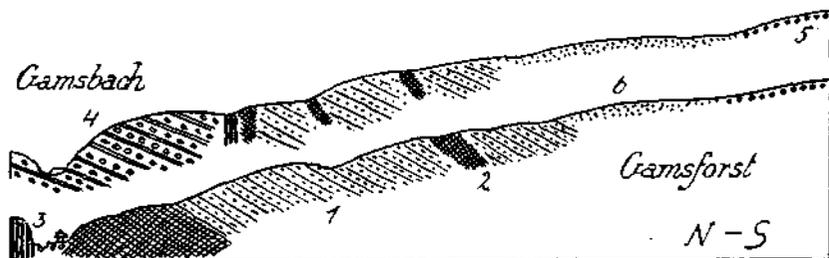


Fig. 18. 1 = Grüne Sandsteine der Werfener Schichten mit einzelnen roten Lagen. 2 = Rauhwacken. 3 = Gutensteiner Kalk. 4 = Konglomerate, Sandsteine und Mergel der Gosauschichten. 5 = Reiche exotische Gerölle der Gosauschichten. 6 = Wenig hearbeitete Grundmoränen der Schlußzeit.

treten ist aber das bunte, wirre Durcheinanderliegen der Altriaschollen, von dem wir heute wissen, daß es sich in derselben tektonischen Funktion über große Teile der südlichen Kalkalpen hin verfolgen läßt.

Das Profil von Fig. 17 gibt ein Bild vom Auftreten dieser Altriasmassen an der Nordseite des Wiedenbergs. Einen Querschnitt durch die Altrias des Gamsforstes liefert Fig. 18. An diesem Querschnitt fällt das zum Gehänge widersinnige Einfallen der Werfener Schichten auf, die bei ostwestlichem Streichen flach gegen S zu einfallen. An den meisten Stellen werden nun diese Schubmassen aus Altrias auch von den Gosauschichten der Gamser Bucht überlagert.

Die Überlagerung der Gosauschichten ist aber nicht bloß auf die Bucht von Gams beschränkt, sondern dieselbe steigt sowohl zur Höhe des Wiedenbergs wie auch zu jener des Akogels empor.

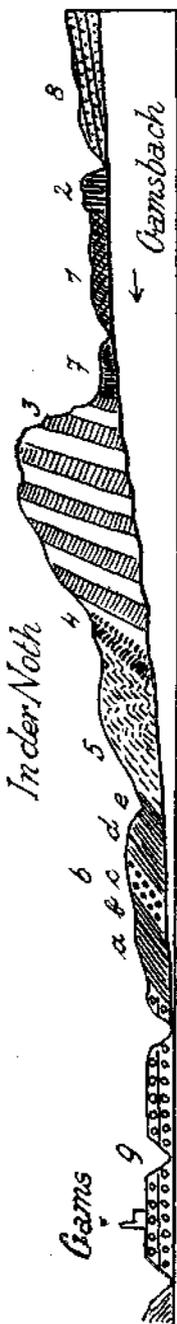


Fig. 19. 1 = Rauhacker. 2 = Grottensteiner Kalk. 3 = Dachsteinkalke. 4 = Grobspätige Krimoidenkalke mit *Posidonomya alpestris*. 5 = Oberer Kalk. 6 = Gosauschichten: a Sandsteine und Mergel mit vielen Versteinerungen; b $\frac{1}{2}$ m Schieferkohle; c Mergel und Sandsteine mit vielen Versteinerungen; d 1 m Schieferkohle; e Mergel und Sandsteine mit vielen großen Aktäonellen. 7 = Gosausandsteine mit vielen großen Aktäonellen. 8 = Gosausandsteine und Konglomerate mit viel Phyllitstückchen. 9 = verklebte Schotter.

Es hängt dies nicht etwa mit der großen Mächtigkeit der Gosauschichten, sondern mit ihrer starken Faltung zusammen.

Die Gosauschichten von Gams waren beim Bau der Forststraße in die Nothklamm sehr gut und zusammenhängend aufgeschlossen.

Fig. 19 legt ein Profil vor, das nach den noch offenen Anschnitten dieser Straße von mir im Jahre 1920 aufgenommen wurde. Es zeichnet sich durch die Einschaltung von sehr versteinungsreichen Aktäonellen Sandsteinen und von zwei Kohlenflözen aus. Die hier auftretenden stumpfgrünen, nur locker verbundenen Sandsteine enthalten kleine Geröllchen und Zerreibsel von Serpentin. Ich habe solche Sandsteine und auch Serpentin Konglomerate zuerst in den Gosauschichten des Brandenbergtales in Tirol gefunden und in diesem Jahrbuch 1921 erwähnt.

Einschlüsse von exotischen Geröllchen sind weit verbreitet. Außerordentlich häufig treten diese Geröllchen aber an der Südseite der Gamsen Bucht auf. Hier findet sich auf der Terrasse der Gehöfte Sulzbacher - Kempel - Kandlbauer - Schwarzer Peter eine sehr bunt zusammengesetzte Gesellschaft von exotischen Geröllchen.

Auffallend ist weiter die stellenweise reichliche Führung von Blättchen und Scherben eines weichen, dünnblättrigen Phyllits.

Dieses leicht zerstörbare Gestein muß aus der Nähe stammen, da es bei seiner Zerreiblichkeit keine größeren Wassertransporte verträgt. Diese ziemlich grobkörnigen Konglomerate mit den Einschaltungen von Phyllitstückchen haben in der Gosau an Nordrande der Haller Mauern — Ennstaler Alpen eine weite Verbreitung. Sie stehen dabei in scharfem Gegensatz zu anderen Konglomeraten derselben Gosauzone, die vor allem ausgesucht harte und zähe, wohl abgerundete exotische Geröllchen führen. Es kommen aber auch in denselben Konglomeraten harte Geröllchen und weiche Phyllitstückchen vor.

Man kommt also zu dem Urteil, daß das Gosau Meer nicht nur massenhaft rein lokale Schuttlieferungen aus den Kalkalpen erhielt, sondern auch solche einer nahen Grauwackenzone nebst Beiträgen aus weiterer Ferne.

Die Gosaubucht von Gams erstreckt sich ziemlich weit gegen O, wie auf dem von E. Spengler bearbeiteten Blatte „Eisenerz—Wild-

alpe—Aflenz* leicht zu ersehen ist. Dabei zerlegt sich die im W einheitliche Bucht in zwei Streifen, welche aber beide ein ostwestliches Streichen bei südlichem Einfallen bewahren. Gegen W zu greift die Gosaubucht von Gams über den Rand des Dachsteinkalkgebirges hinaus und verkittet dasselbe mit dem Hauptdolomitgebiet der Steinmauer.

Entsprechend der mächtigen Umbiegung des Dachsteinkalkrandes ändern auch die Gosauschichten ihr Streichen und Fallen.

Wie Fig. 13 und 15 zeigen, schmiegen sie sich dabei ganz dem nordsüdlichen Streichen und steilen Westfallen der Akogelmasse an.

Wir schließen daraus, daß die Ausbildung dieser Umbiegung des Dachsteinkalkrandes jünger als die Auflagerung der Gosauschichten ist.

Jedenfalls zeigt der weitaus längere östliche Teil der Gamser Gosaubucht ein ungestörtes ostwestliches Streichen, während der kürzere und breitere westliche Teil kräftiges Umbiegen des Streichens und Steilstellung der Schichten verrät.

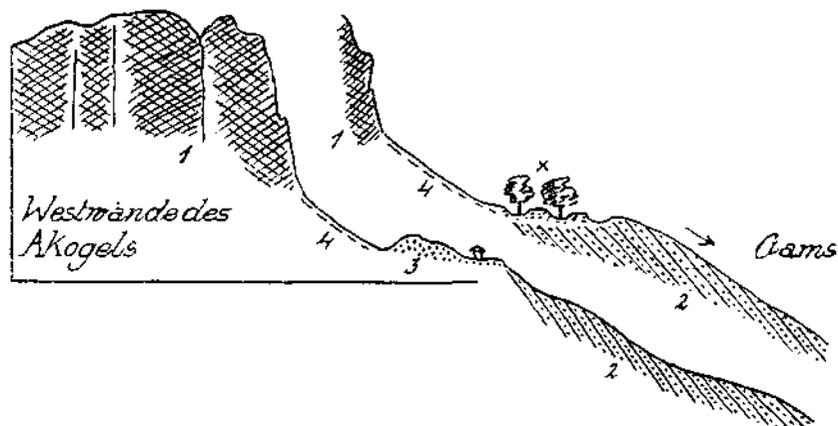


Fig. 20. 1 = Dachsteinkalk. 2 = Gosauschichten mit Pechkohlen. X = Alto Schürfruben. 3 = Endmoränenwall. 4 = Hangschutt.

Man hat den Eindruck, daß eben der Dachsteinkalkrand samt der auflagernden Gosau hier gegen W vorgeschoben wurde.

Die Gosaubucht von Gams endet im N mit dem gegen das Salztal vorspringenden Eck des Akogels.

Hier streichen die Gosauschichten von S gegen N und fallen gegen W, wie Fig. 20 andeutet. Die Zwischenschaltung der Oheralmer Schichten ist hier nicht mehr nachzuweisen, wahrscheinlich wegen der Schutthalden am Fuße der Dachsteinkalkfelsen des Akogels.

Die Gosauschichten zeigen hier noch eine geringe Kohlenführung.

Am Fuße der Westwand des Akogels hat sich hier in einer Höhe von nur zirka 700 m ein ziemlich langer und deutlicher Moränenwall erhalten, dessen Lage auf Fig. 20 verzeichnet ist.

Auf der Nordseite des Akogels befinden sich auch noch kleine Vorkommen von Gosauschichten, die aber mit der Gosau der Gamser Bucht nicht mehr unmittelbar in Verbindung stehen. Es sind dies einerseits ein kleiner Rest von Breccien und exotischen Geröllen in der

Mulde des Akogelbauer (Fig. 21), anderseits ein schmaler Streifen von mürben Sandsteinen samt Rudistenkalkbreccien.

Dieser letztere Gosastreif ist am besten bei der Eschauer Jagdhütte (Fig. 22) aufgeschlossen. Er liegt hier auf einer schmalen Scholle

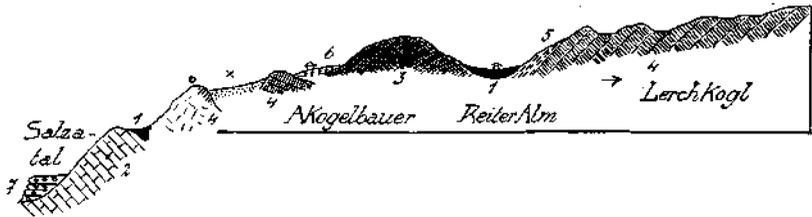


Fig. 21. 1 = Werfener Schichten. 2 = Hauptdolomit. 3 = Dachsteindolomit. 4 = Dachsteinkalk. 5 = Oberalmr Kalk. 6 = Gosaubreccien. 7 = Salzaschotter. o =LICHTER Kalk mit Resten von Rudisten. x = Gosausandsteine mit vereinzelt exotischen Geröllen, Porphyre, Kiesel.

von Dachsteinkalk und Liaskalk, welche von dem benachbarten Dachsteinkalk des Akogels völlig getrennt ist.

Unterhalb von dieser Kalkscholle finden wir einen Streifen von grünen, zerdrückten Werfener Schichten und einen mächtigen Unterbau von Hauptdolomit.

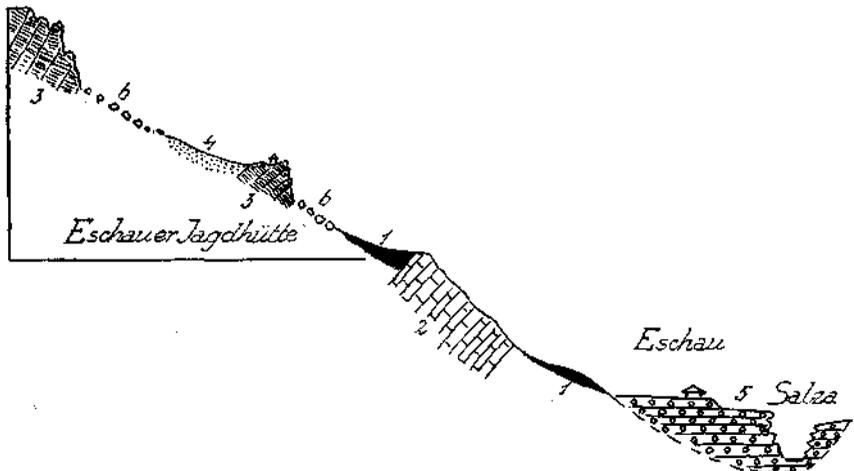


Fig. 22. 1 = Grüne Werfener Schichten mit Rauhwacken und schwarzen Kalken. 2 = Hauptdolomit. 3 =LICHTER, elfenbeinfarbener Dachsteinkalk. 4 = Gelblichgraue, weiche, poröse Sandsteine der Gosauschichten. 5 = Konglomerate der Salzaschotter. 6 = Blockwerk von 3.

Am Fuße dieser Steilstufe von Hauptdolomit tritt neuerlich ein Streifen von Werfener Schichten auf, aus dem die Quelle von Eschau entspringt.

Von diesen Werfener Schichten ist es aber möglich, daß sie nur eine Abrutschung von dem höheren Zuge vorstellen.

Folgt man dem oberen Streifen von Werfener Schichten weiter gegen NO zu, so gelangt man an die Mündung des tiefen Grabens der

zur Reitalpe emporführt. Zu beiden Seiten dieses Grabens liegen wieder ziemlich ausgedehnte Massen von Werfener Schichten und Rauhwacken.

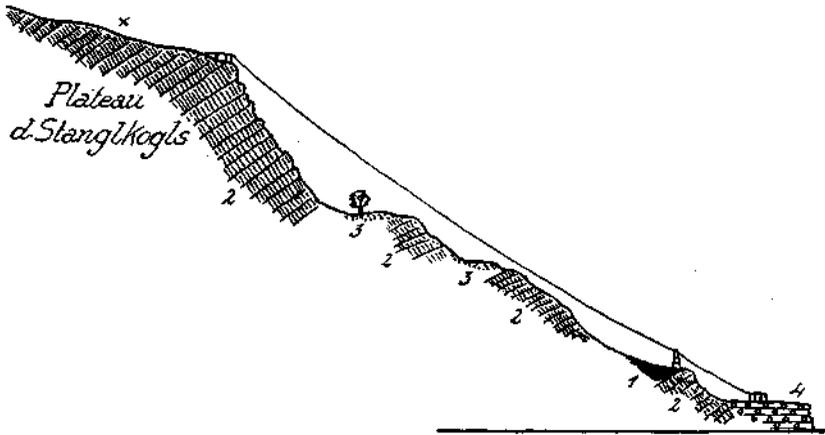


Fig. 23. 1 = Werfener Schichten, grüne und vor allem rote Sandsteine. 2 = Dachsteinkalke. 3 = Hornsteinkalke der Oberalpen Schichten. 4 = Salzaschotter. x = Alte Landoberfläche mit viel Hornsteinschutt, Resten von Gebängebreccien, Dolinen...

Von der Mündung des Reitalpgrabens konnte ich dann die Werfener Zone noch etwa 1 km bis zum Ufer der Salza verfolgen.

Das Profil Fig. 23 schneidet diesen Streifen von Werfener Schichten gerade in seinem untersten Teil.

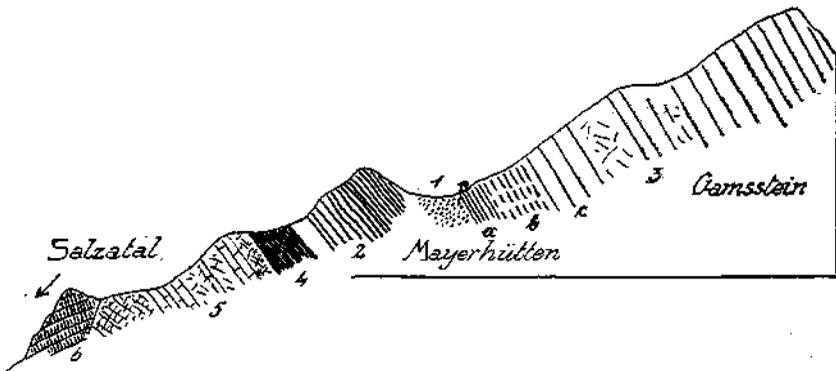


Fig. 24. 1 = Werfener Schichten. 2 = Gutensteiner Kalke, Reifinger Kalke. a = Lichter Wettersteinkalk. b = Hornsteinlagen und Hornsteinknollenkalke. c = Ungeschichteter lichter Kalk. 3 = Wettersteinkalk. 4 = Raibler Schichten. 5 = Hauptdolomit. 6 = Dachsteinkalk.

Am nördlichen Ufer der Salza habe ich keine Fortsetzung dieses Zuges von Werfener Schichten mehr gefunden.

Hier stoßen vielmehr, wie Fig. 24 zeigt, die südfallenden Dachsteinkalke des Stanglkogels unmittelbar an zertrümmerten Hauptdolomit. Während aber der Hauptdolomit am Nordfuß des Akogels sich in

lichten Kalken, dann folgen Kalke mit Hornsteinlagen und Hornsteinknollen, dann eine gewaltige Masse von lichthem, nur undeutlich geschichtetem Wettersteinkalk. Die roten und grünen Glimmersandsteine der Werfener Schichten, die häufig Brocken von dunklen Kalken und Rauh- wacken enthalten, stellen wohl kaum das normale Liegende des Wettersteinkalkes vor.

Sie stehen aber auch mit den unter ihnen ausstreichenden, überkippten Gutensteiner und Reiflinger Kalken nicht in ungestörtem Sedimentverbande.

Man kann daher die Werfener Schichten hier nicht als die Kernzone eines gegen S überkippten Gewölbes auffassen. Der riesige fazielle Unterschied in der Ausbildung des Nord- und Südflügels schließt eine solche Deutung aus.

Der Gamssteinzug erreicht etwa $7\frac{1}{2}$ km westlich von Palfau sein Ende, wenn man nicht etwa die ganz isolierte Scholle des Hainbach-

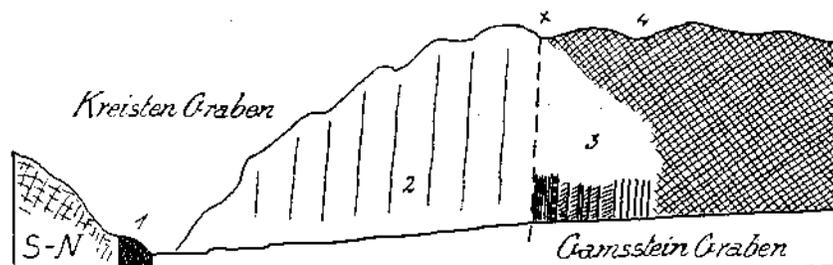


Fig. 26a. 1 = Grüne, teigartige Werfener Schichten. 2 = Wettersteinkalk. 3 = Raibler Schichten: Lunzer Sandsteine mit eingesedimentierten Scherben schwarzgrauer Mergel, braune, gelbliche, zirka 2 m dicke Kalkbank mit rostig verwitterten dicken Muschelschalen, Kalke und gelblichgraue mürbe Dolomitlagen wechselnd, grauer kleinlöcheriger Kalk, Kalk- und Dolomitlagen, Opponitzer Kalke. 4 = Hauptdolomit. X = Linie, an der die Abachrängung von 3 erfolgte.

steins bei Altenmarkt auch noch dazu rechnen will. Dieses Westende des Gamssteinzuges ist von merkwürdiger Gestaltung und verdient die Beachtung des Tektonikers.

Der Wettersteinkalk, welcher in dem Querschnitt zwischen Mayer-Hütte und Steger-Hütte eine Mächtigkeit von beinahe 2 km erreicht, verschmälert sich vom Blaserkogel an außerordentlich scharf.

In dem tiefen Einschnitt des Gamssteingrabens finden wir dabei, wie Fig. 26 ergibt, an der Nordseite des senkrecht aufgestellten Wettersteinkalkes noch ein gutes Profil in den anschließenden Raibler Schichten.

Etwa $\frac{1}{2}$ km weiter westlich ist die ganze Zone der Raibler Schichten verschwunden und Wettersteinkalk und Hauptdolomit stoßen unmittelbar aneinander.

An der Südseite geht die Zuspitzung des Wettersteinkalkes ebenso scharf vonstatten. Hier schrägt ein schmaler Zug von Werfener Schichten und Haselgebirge den Wettersteinkalk scharf zu.

Nahe seinem Westrande wird der Wettersteinkalk hier von dem Edelbachgraben durchbrochen. Dieser Graben liefert gute geologische Aufschlüsse, die in dem Profil Fig. 26 zur Darstellung kommen.

Als neuartiges Element tritt hier zu den Werfener Schichten eine schmale Zone von Mergeln und Sandsteinen der Gosauschichten. Am Ausgang des Edelgrabens fand ich ein geröllförmiges Stück eines Bimssteines von etwa 5—6 cm Durchmesser.

Leider ist eine künstliche Verschleppung dieses Rollstückes nicht ausgeschlossen. Sonst dürfte es wohl am ehesten als Gerölle in den benachbarten Gosauschichten eingeschlossen gewesen sein.

Die Gosauschichten sind etwa $\frac{1}{2}$ km weiter östlich unmittelbar am Kreistenbach durch einen Schurfstollen auf Kohle besser erschlossen. Sie bestehen hier aus dunkelgrauen Sandsteinen und Mergeln mit weißschaligen Versteinerungen und Schmitzen und Stückchen von Pechkohle. Am Umlagerungsrand an dem zertrümmerten rötlich gefärbten Hauptdolomit ist noch ein schmaler Streifen von Bauxit erhalten.

Dieser Aufschluß von Gosauschichten befindet sich bereits ganz nahe an dem Westende des Wettersteinkalkes des Gamssteinzuges. Das

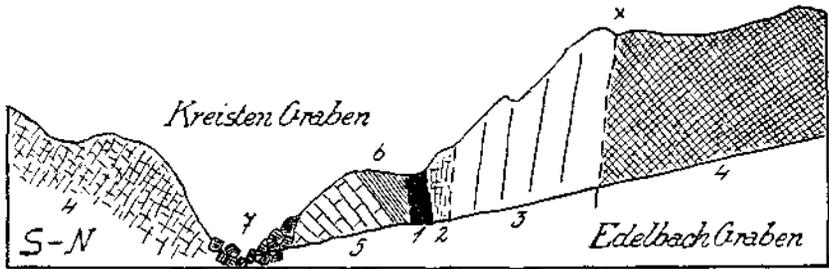


Fig. 26 b. 1 = Grüne, teigartige Werfener Schichten. 2 = Bräunlicher Dolomit-Kalkschiefer-Mergel. 3 = Wettersteinkalk. 4 = Hauptdolomit. 5 = Geschichteter Hauptdolomit. 6 = Braune Mergel und Sandsteine der Gosauschichten. 7 = Großes Blockwerk von lichtem Kalk. X = Linie, an der die Abschrägung der Raibler Schichten erfolgte.

Westende selbst wird von einer kleinen Kalkklippe gebildet, welche sich bei dem Gehöfte Scheffau erhebt. Im N grenzt Hauptdolomit an die Klippe, im S verhüllt eine Terrasse von Schutt alle Kontakte.

Wir befinden uns hier schon ganz nahe an dem Ende der Faltenzone der Voralpe, welche etwa 2 km weiter westlich das Ennstal erreicht.

Die Faltenzone der Voralpe ist bereits von G. Geyer im Jahrbuch 1903 beschrieben worden. Sie ist die unmittelbare Fortsetzung des Königsbergzuges, den ich im Jahrbuch 1930 bei der Beschreibung der Aufschlüsse beim Bau des Ybbstalwerkes eingehender besprochen habe. Die Faltenzone der Voralpe behält ihre normale Mächtigkeit bis zu ihrem Westende an der Enns. Sie steht dadurch zu der gewaltigen Abschrägung des Gamssteinzuges trotz unmittelbarer Nachharschaft in einem schroffen tektonischen Gegensatz.

Die Profile (Fig. 27) legen Querschnitte durch diese Faltenzone vor, welche auch in der Natur besonders durch die kühnen Mauern der Rätkalke ein landschaftlich auffallendes Gebilde vorstellt.

Wie schon betont wurde, ändert der Faltenzug der Voralpe an seinem Westende weder die Richtung seines Streichens noch auch seine Mächtigkeit.

Der letzte Felskopf dieses Faltenbündels ist der nur mehr 834 *m* hohe Weinberg. Er wird durch den 701 *m* hohen verschütteten Sattel des Hinterhalser vom Massiv der Voralpe abgetrennt. Dieser Sattel stellt wohl nur ein Stück eines alten außer Gebrauch gesetzten Quer-
tales vor.

Eine genau gleich hohe Einsattelung befindet sich schräg nordöstlich gegenüber zwischen Blossenberg und Bärnkopf.

Die Enns drängt sich mit ihrer Schlinge ganz an den Abfall des Weinbergs heran und zwingt die Straße zu einem steilen Anstieg.

Enns und Straße sind dabei ganz in Gosauschichten eingeschnitten, welche ein ostwestliches Streichen bei einem südlichen Einfallen zeigen. Bei genauerer Aufnahme erkennen wir, daß hier dem Westende des Voralpenzuges eine mächtige Folge von Gosauschichten angelagert ist. Die Gosauschichten unterteufen dabei die heutige Ennssohle und steigen von derselben noch mehr als 100 *m* am Abfall des Weinbergs empor.

Das Westende des Voralpenzuges ist also ein tiefer Erosionseinschnitt, der später mit Ablagerungen des Gosaumeeres ausgefüllt wurde.

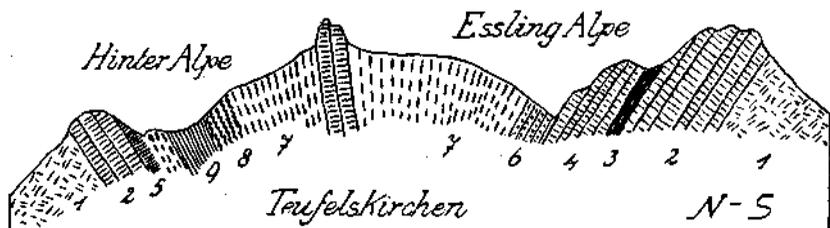


Fig. 27. 1 = Hauptdolomit. 2 = Lichte, dickbankige Kalke. 3 = Mergelige Kalke. 4 = Feste, gutgeschichtete, gelbliche Kalke. 5 = Liaskrinoidenkalke. 6 = Hornsteinkalke, sandig verwitternde streifige Kalke mit Pentakrinus und Hornsteinstückchen. 7 = Grüne Hornsteinkalke, weißliche, blaßrötliche Kalklagen. 8 = Aptychenkalke. 9 = Neokommergel mit feinen Sandsteinlagen.

Gleich westlich von dem eben beschriebenen Weinberg liegt der nahezu gleich hohe Hainbachstein (814 *m*), welcher unmittelbar oberhalb von Altenmarkt als schroffer Felskopf aufragt.

Er besteht aus lichtem Dolomit, der nicht zu dem benachbarten Hauptdolomit paßt, sondern eher mit Wettersteindolomit Ähnlichkeit hat.

An seiner Süd- und Westseite wird der Hainbachstein von den Terrassenschottern der Enns eingefabt, an der Ost- und Nordseite stößt der lichte Dolomit dagegen an Werfener Schichten, welche Brocken von dunklem Dolomit und Rauhwacken führen.

An seiner Ostseite wird der lichte Dolomit in einem Steinbruch von grauen, dünnschichtigen Kalken unterlagert, welche vielleicht schon zum Muschelkalk gehören und sehr ähnlich Gesteinen sind, wie sie z. B. im Edelbachgraben mit dem Wettersteinkalk verbunden sind. Zwischen Weinberg und Hainbachstein breitet sich eine Zone von Werfener Schichten aus.

Auf diesen Werfener Schichten liegen dann Gosauschichten, welche gegen N zu eine höhere Stufe bilden, welche den Blossenberg mit zwei kurzen Armen umfaßt.

Diese Stufe von Gosauschichten zeigt nun bei genauerer Betrachtung einen recht komplizierten Aufbau, den Fig. 28 veranschaulichen soll.

Es handelt sich um einen vielfachen Wechsel von enggepreßten, steilstehenden Gosauschichten mit schmalen Reihen von lichtem Dolomit.

Die Gosauschichten sind vor allem als Mergel und Sandstein ausgebildet, welche aber auch in mehreren Zügen reichlich exotische Gerölle enthalten.

Das Streichen dieser Verschuppungszone ist nordsüdlich, das Einfallen meist vertikal.

Es macht den Eindruck, als ob hier zwischen dem Westende des Voralpenzuges und den Dolomitschollen von Wiesberg und Hainbachstein eine Zone von Werfener Schichten samt Dolomitschuppen und auflagernder Gosau heftig zusammengepreßt worden wäre.

Die Erscheinung dieser Zusammenpressung ist aber merkwürdigerweise nur auf einen wenig ausgedehnten Raum beschränkt.

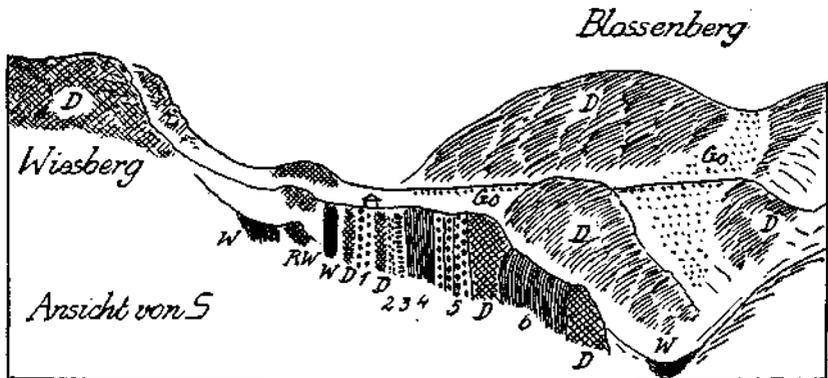


Fig. 28. *W* = Werfener Schichten. *RW* = Rauhwacke. *D* = Dolomit. *Go* = Gosauschichten: 1 = exotische Gerölle. 2 = Feine Kalkbreccie. 3 = Kalke. 4 = Mergel. 5 = Bunte, exotische Gerölle. 6 = Weiche Mergel mit Geröll.

Die Gosauzone zwischen Weinberg im O und Wiesberg im W hat nur eine Breite von zirka $\frac{1}{2}$ km. In nordsüdlicher Richtung lassen sich die Verschuppungen auch nur auf zirka $\frac{1}{2}$ km Länge verfolgen.

Die Verschuppungszone wird von einer flachen Terrasse P. 586 oben abgeschnitten. Von dieser Terrasse ziehen sich die Gosauschichten einerseits in den flachen Sattel zwischen Wiesberg und Blossenberg (579 m), andererseits in den höheren Sattel zwischen Blossenberg und Bärnkopf (701 m) hinein.

Über ihre Lagerung gewinnt man hier ohne tiefere Aufschlüsse keine Einsicht.

Steigt man aber von diesen Sätteln nordwärts gegen den Franzgraben hinunter, so kommt man rasch auf Hauptdolomit. Die Gosauschichten dürften danach in diesen Sätteln nur geringe Mächtigkeit besitzen.

Die Hauptdolomithöhen von Blossenberg und Wiesberg zeigen ein regelmäßiges Streichen von NO gegen SW, verbunden mit sehr steilem Einfallen.

Diese breite Hauptdolomitzone bildet den nördlichen Sattel der Jungschichtenzone der Voralpe. Sie übersetzt knapp nördlich von Altenmarkt die Enns, welche hier eine enge Felsschlucht bildet.

Am Westufer der Enns setzen diese Schichten in gleichem Streichen und Fallen den Felskopf der Mandlape (704 m) zusammen. Damit erreicht auch dieses Bauelement seine Westgrenze, da hier eine neue Jungschichtenzone mit Aptychenkalken und Neokommern mit nord-südlichem Streichen fast rechtwinkelig daran abstößt.

Diese Jungschichtenzone überschreitet bei Hinter-Lingerau die Enns und bildet eine Fortsetzung der Oisbergmulde, welche ich ebenfalls im Jahrbuch 1930 beschrieben habe. Frühere Angaben über den Bau der Oisbergmulde stammen von G. Geyer.

Wie schon erwähnt setzt diese Jungschichtenzone bei Hinter-Lingerau über die Enns und schwenkt nun in nordsüdliche Streichrichtung um.

Zwischen Mandlape und Hochbrand ist diese Zone durch eine relativ große Mächtigkeit der Neokommern ausgezeichnet.

Dieselbe erreicht nahezu einen halben Kilometer und bildet zwischen Ennstal und Laussatal einen mildgerundeten Bergrücken von 704 m Höhe.

An dem tiefen Einschnitt des vorderen Laussatales erleidet dieser Zug von Neokommern oberflächlich eine Unterbrechung. Es vollzieht sich dies in folgender Weise:

Zunächst übergreifen Gosauschichten mit reichlichen exotischen Geröllen die Aptychenkalken und die Neokommern.

Diese Gosauschichten sind in der Mündungsklamm des Laussabaches in die Enns in der Form von festen, dicken Kalkdolomitreccien eng an den Hauptdolomit der Mandlape angekittet. In der Weitung des Laussatales bei Platz schneidet die Laussa an der Südseite des Tales ziemlich mächtige Massen von grünen Werfener Schichten an. Über diesen teigartig zerknieteten Werfener Schichten lagern Gutensteiner Kalken. Schollen von diesen dunklen Triaskalken stehen aber auch am Nordufer des Laussabaches an.

Die Einlagerung von Werfener Schichten mit Haselgebirge, Gips und Schollen von dunklen Triaskalken dehnt sich hier von der Mündung des Laussatales nach S bis Weißenbach aus.

Dieselbe Schichtmischzone hat aber auch unterhalb der Schotterterrasse von Altenmarkt eine große Verbreitung.

An dem Einschnitt der Enns, welcher die Terrasse von Altenmarkt umspannt, kann man hin und hin die Werfener Schichten mit ihren Schollen von dunklen Triaskalken beobachten. Bei Weißenbach enthalten die Werfener Schichten wieder Haselgebirge mit Gips- und Salzmassen. Letztere wurden hier in älterer Zeit sogar stollenmäßig abgebaut.

Wir haben also auch hier wieder als Gesamtbefund tiefe Abtragung der Jungschichtenzone des Oisbergs, dann Einschub von Altriasmassen, neuerliche Erosion, Einsedimentierung der Gosauschichten und nachfolgenden Zusammenschub.

Versucht man nun die Jungschichtenzone, welche in der Gegend von Platz das vorderste Laussatal übersetzt, weiter gegen S zu verfolgen, so gelangt man zu folgenden Ergebnissen:

Auf der Strecke zwischen Laussatal und Weißenbach ist die Jungschichtenzone größtenteils von Werfener Schichten, Gutensteiner Kalken und Gosauschichten überdeckt. Nur die Aptychenkalke kommen an zwei Stellen blank zutage.

Dagegen treten die Neokommerngel im Einschnitt des Spitzengrabens in ziemlicher Mächtigkeit und mit nord-südlichem Streichen auf.

Weiter gegen S decken eine Strecke weit mächtige Konglomerate und Schotter, welche hier von Weißenbach über den Sattel der Breittau ins mittlere Laussatal hinüberziehen, das Grundgebirge zu.

Dafür stellen sich dann im Spitzengraben nördlich von St. Gallen um so bessere Aufschlüsse ein.

Der Spitzengraben mündet bei Weißenbach und kommt von der Nordseite des Maierecks. Im untersten Teil des Spitzengraben sind nun unsere Neokommerngel ausgezeichnet erschlossen.

Wie Fig. 29 lehrt, werden sie im N von mächtigen Oberjurakalken unterlagert, während im S teils Gosauschichten, teils Ennskonglomerate darauf liegen. Die Oberjurakalke bestehen oben aus schönen, lichten,

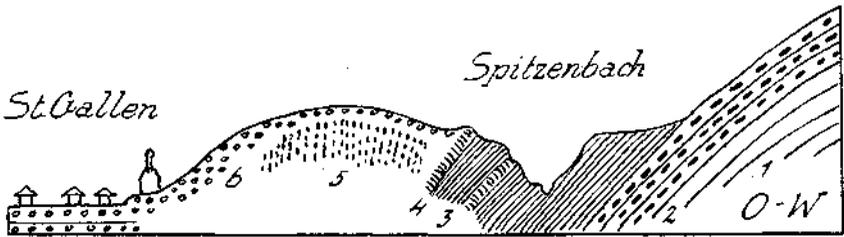


Fig. 29. 1 = Hauptdolomit. 2 = Rote Jurakalke mit roten Hornsteinen. 3 = Sehr gleichmäßige milde Neokommerngel. 4 = Festere, etwas gefleckte kalktuge Lagen. 5 = Rote Mergel und Sandsteine mit dunklen Geröllen — Gosauschichten. 6 = Konglomerierte Schotter.

muschelig brechenden Tithonkalken. Darunter liegen rote Kalke mit roten Hornsteinen — grüne und rötliche Krinoidenkalke, Krinoidenkalke mit großen grünen Hornsteinwucherungen. Die Hornstein führenden Jurakalke gewinnen in der Gegend nördlich vom Spitzengraben eine größere Ausdehnung.

Zwischen den Tithonkalken und den Neokommerngeln herrscht ungestörte sedimentäre Verbindung.

Die Neokommerngel dieser Jungschichtenzone sind wesentlich reiner als jene des Voralpenzuges. In den Neokommerngeln des Voralpenzuges sind Einschaltungen von Kalksandsteinen häufig. Diese dünnen Sandsteinlagen zeigen auf den Schichtenflächen oft feine Kohlenspreu. Die Neokommerngel des Spitzengraben sind dagegen feine, milde, sehr gleichmäßige Mergel, welche nur Einschaltungen von kalkigeren Lagen mit dunklen Flecken enthalten.

Die Oberjura-Hornsteinkalke und die Neokommerngel reichen im Spitzengraben etwa bis zur Abzweigung des Rettenbachgraben, also etwa 1 km westlich von St. Gallen.

Hier stoßen dieselben schroff gegen einen mächtigen Zug von Gosauschichten, der über den Sattel der Pfarralpe aus dem mittleren Laussatal herüberstreicht.

Wenn wir die an unser Gebiet im N anschließende Karte von G. Geyer — Blatt Weyer 1:75.000 — zu Rate ziehen, so erkennen wir gleich, daß es sich hier um jenen großen Zug von Gosauschichten handelt, welcher aus der Gegend von Groß-Raming sich südwärts bis ins Laussatal und von diesem über die Pfarralpe bis südlich von St. Gallen fortsetzt.

Es ist dies zugleich jener auffallende breite Gosastreifen, welcher sich quer über eine ganze Reihe von ostwestlich bis südöstlich streichenden Falten legt.

Diese Faltelemente erscheinen unter der Basis der Gosauschichten tief abgetragen. Die auflagernde Gosau selbst ist dabei mit lokalen Breccien aufs engste mit ihrem Untergrund verbunden.

Diese Erscheinungen können wir auch noch an dem Südende dieses Gosauzuges, besonders im Spitzengraben sehr gut beobachten.

Hier ruht die Gosau auf einem tief eingeschnittenen Relief von Hauptdolomit.

Fig. 30 bringt einen in der Klamm des Spitzengraben gut erschlossenen Querschnitt durch diesen Gosauzug.

Hier spielen die aus der Aufarbeitung des Untergrundes gebildeten Breccien und feinen Konglomerate eine große Rolle.

Während aber die Gosauschichten hier an ihrer Westseite so unzweideutig mit dem Untergrund sedimentär verbunden sind, ist die Ostgrenze offenbar tektonisch gebildet.

Wir treffen hier im Spitzengraben zunächst eine schmale Mauer von heftig gefalteten Aptychenkalken, zu denen sich weiter südlich und weiter nördlich noch rötliche Liaskrinoidenkalken gesellen.

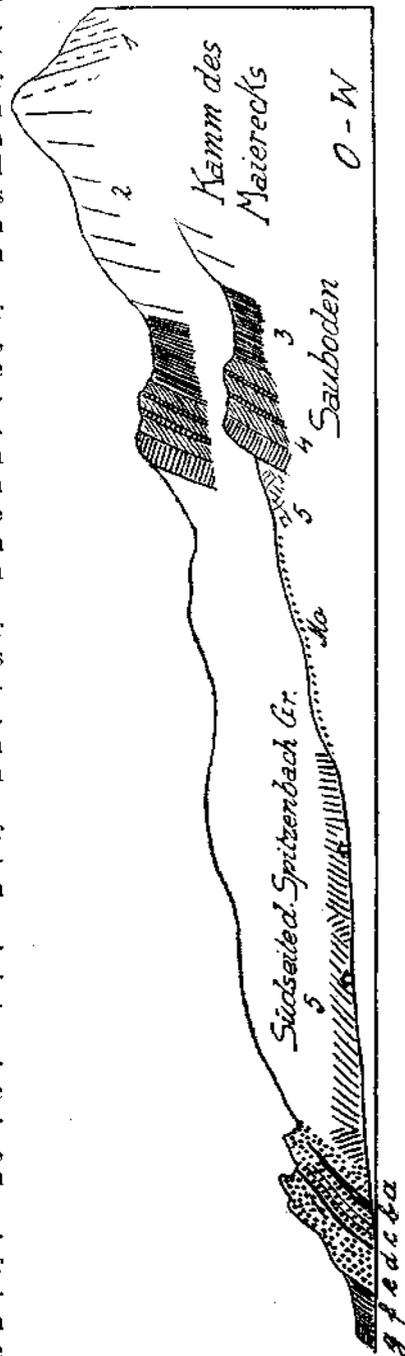


Fig. 30. 1 = Reifinger Kalk, 2 = Wettersteinkalk, 3 = Raibler Schichten, 4 = Opponitzer Kalk und Dolomit, 5 = Hauptdolomit. — Gosau: a = Feines Dolomitenkonglomerat, Gerölle Kirschengröße, b = Mächtige, dickbankige Zementmergel, c = Feste, blaugraue Mergel und Kalksandsteine, wechselnd mit Dolomithbreccien, d = Dünnschichtige Mergel, e = Mächtige Dolomithbreccien, f = Zementmergel, g = Kalk, Mo = Morsbachwall.

Die Aptychenkalke sind scharf an die Gosauschichten herangepreßt.
Im Spitzenbachgraben finden wir nun unmittelbar neben diesen steilgestellten Streifen von Aptychenkalken einen wildgestörten Kontakt von Gosauschichten mit Werfener Schichten, Haselgebirge, Rauhwacken und Gutensteiner Kalken.

Die Gosauschichten enthalten hier schwächige Pechkohlenflöze, welche die Anlage eines Stollens verursachten.

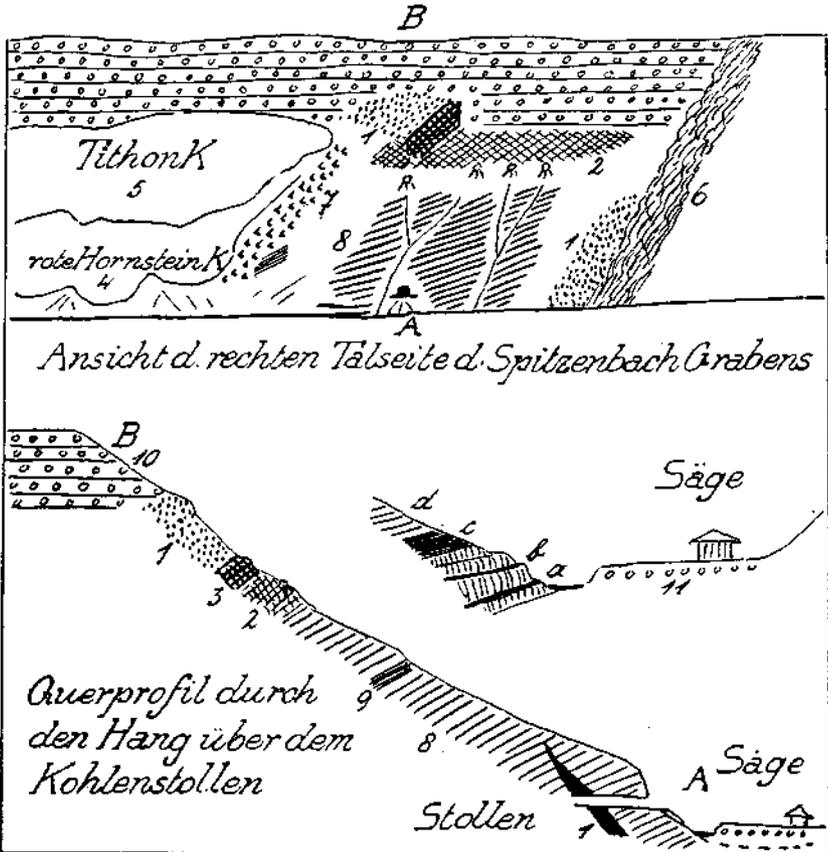


Fig. 31. 1 = Werfener Schichten. 2 = Rauhwacken. 3 = Gutensteiner Kalk. 4 = Rote Hornsteinkalke. 5 = Tithonkalke. 6 = Heftig gefaltete Aptychenkalke. 7 = Tithonkalkbreccio. 8 = Milde, dunkelgraue Gosausmergel mit Kohlenflözen. 9 = Ziegelemergel und Kalkbreccio. Aufschluß beim Kohlenstollen: a = Kohlenflöz = 2–3 dm. b = Kohlenflöz = 1/2 dm. c = Schwarze kohlige Mergel. d = Graue Gosausmergel. 10 = Konglomerierte Schotter.

Dadurch sind hier sehr merkwürdige Lagerungen enthüllt worden, welche in Fig. 31 schematisch dargestellt erscheinen. Ein Fetzen von grünem Teig von Werfener Schichten mit Streifen von rosafarbenem Gips ist hier an einer Kluft mitten in die Gosausmergel eingepreßt.

Höher oben überlagern Rauhwacken und rote und grüne Werfener Schichten die hier flach gegen S zu einfallenden Kohlen führenden Gosausmergel.

Ähnliche Aufschlüsse wie der oben vorgeführte liefert dann der benachbarte Graben des Rettenbaches.

Dieser Graben führt vom Spitzenbach gegen den Sattel der Pfarralpe empor.

Der Sattel der Pfarralpe ist, wie Fig. 32 meldet, ein Doppelsattel. In dem tieferen Sattel, wo die Pfarralpe liegt, streichen Rauhwacken und Haselgebirge durch. In dem benachbarten höheren Sattel ziehen die Gosauschichten durch, welche hier auch wieder Kohlenflöze enthalten sollen, die ich aber selbst nicht beobachtet habe.

Die Gosauschichten lagern auch hier wieder dem Hauptdolomit des Ennsbaums mit lokalen Dolomitreccien auf.

Auf der Nordseite des Sattels der Pfarralpe ist der Kontakt der Gosau mit dem Dolomit des Ennsbaums an der Forststraße in den Almgraben im Rutscher sehr gut aufgeschlossen.

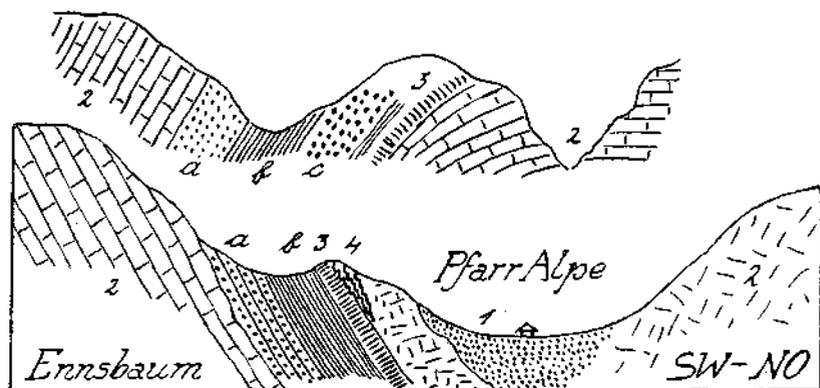


Fig. 33. 1 = Werfener Schichten — Rauhwacken — Haselgebirge. 2 = Hauptdolomit. 3 = Gelblicher Kalk, roter Krinoidenkalk. 4 = Graugrüne Aptychenkalke. Gosauschichten: a = Buntscheckige, rotzementierte Kalk- und Dolomitreccien. b = Zementmergel mit roten Lagen. c = Mergel und Sandsteine mit exotischen Geröllen.

Wir finden hier unmittelbar auf dem schön geschichteten Hauptdolomit stellenweise rotzementierte Dolomitreccien. Über diesen folgen graue Zementmergel mit roten Lagen. Nach oben reihen sich dann Mergel- und Sandsteine mit exotischen Geröllen an.

Damit ist hier die regelmäßige Schichtenfolge beendet. Nun treffen wir plötzlich rote Krinoidenkalke und darunter Hauptdolomit.

Auf der Sattelhöhe der Pfarralpe stoßen an die Gosauzone gelbliche, breitweßadrigte Kalke sowie graugrüne Aptychenkalke und lichter Dolomit.

Diese Gesteine sind offenkundig der Gosauzone aufgeschoben.

Steigt man von der Pfarralpe durch den Rettenbachgraben zum Spitzenbach hinunter, so sieht man, daß auch Rauhwacken- und Haselgebirge sowie Gutensteiner Kalke unserer Gosauzone aufgeschoben sind.

Eigenartig ist auch das Südende dieser großen Gosauzone. Aus der Laussa streicht diese Zone etwa bis in den Spitzenbach in der Richtung von NW gegen SO. Hier biegt die Gosauzone dann ziemlich

scharf in die reine N-S-Richtung um. Die Zone wird rasch schmaler und endet an der Südseite der Teufelskirche mitten in mylonitischem Hauptdolomit.

Fig. 33 bringt die hier beobachteten Lagerungsverhältnisse zum Ausdruck.

Wir haben es jedenfalls mit einer starken Heraushebung der Gosauzone an ihrem Südennde zu tun. Die Sohle der Gosaumulde mündet hier etwa 100 m über der Talsohle des Billbaches frei auf Dolomitgrund in die Luft.

Es ist von Interesse, daß gleichzeitig mit der Gosau aber auch die begleitenden Juraschichten frei in die Luft enden.

Wir befinden uns mit dem Südennde der großen Gosauzone schon ziemlich nahe an dem Südennde des großen Triaskalkzuges des Maiercks.

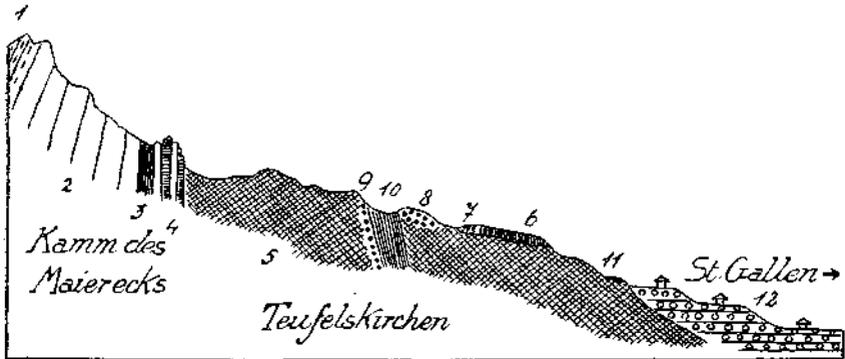


Fig. 33. 1 = Reifinger Kalke. 2 = Wettersteinkalk. 3 = Raibler Schichten. 4 = Opponitzer Kalk. 5 = Hauptdolomit. 6 = Rote Krimoidenkalk. 7 = Graue, gefaltete Aptychenkalk. 8 = Duntes Gosaukonglomerat. 9 = Feines Dolomitzkonglomerat. 10 = Graue Gosaumergel. 11 = Höchste Schotter bei 660 m. 12 = Konglomerierte Schotter, sehr viel zentralalpines Gerölle, dicker Überzug von Verwitterungslehm.

Dieser gewaltige, steil aufgerichtete Bergzug, der aus Muschelkalk-Wettersteinkalk-Raibler Schichten-Hauptdolomit besteht, endet ebenfalls in dem Einschnitt des Billbaches etwa 2 km südwestlich von dem Südennde des Gosauzuges und zirka 4 km südwestlich von St. Gallen.

Auch das Südennde des Maierckzuges ist tektonisch sehr interessant.

Der mächtige Bergkamm behält in der Hauptmasse sein von NW gegen SO gerichtetes Streichen bei.

Die ältesten Schichtenglieder werden dabei an seiner Südseite wenigstens größtenteils abgeschragt.

Der Wettersteinkalk selbst endet aber mit dem Felskopf des Rabenkogels in einer Mächtigkeit von zirka 1 km.

An der Nordseite des Maiercks sind die Raibler Schichten, wie Fig. 30 angibt, ziemlich mächtig entwickelt.

An der Nordseite des Rabenkogels dünne nun die Lunzer Sandsteine aus und nur die Opponitzer Kalke ziehen weiter.

Diese Opponitzer Kalke biegen dann fast senkrecht nach S und legen sich dabei ganz um das Südennde des Wettersteinkalkes herum, wie Fig. 34 veranschaulicht.

Es entsteht auf diese Weise eine ganz merkwürdige Einfassung des großen Wettersteinkalkzuges.

Die Verhältnisse auf der Südseite des Maierckzuges zeigen aber noch weitere tektonische Eigentümlichkeiten.

Der Maierckzug wird hier von einer mächtigen Zone von Gosauschichten begleitet, welche in voller Breite ebenfalls in der Sohle des Billbachtals enden.

Zwischen diesen Gosauschichten und den Triaskalken des Maiercks stellt sich nun eine Kette von schmalen Schollen von Liaskrinoidenkalken ein.

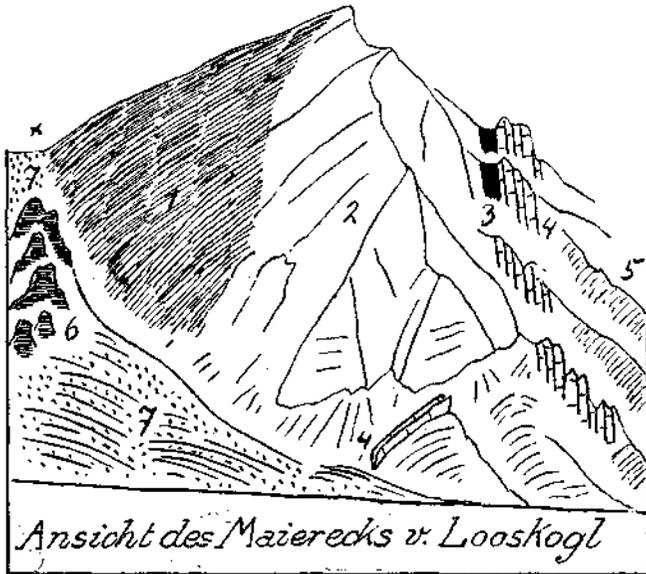


Fig. 34. 1 = Reiflinger und Gutensteiner Kalk. 2 = Wettersteinkalk. 3 = Raibler Schichten. 4 = Opponitzer Kalk. 5 = Hauptdolomit. 6 = Liaskrinoidenkalk. 7 = Gosauschichten. X = Sattel der Admonter Höhe.

Die größte von diesen Schollen baut die 1165 m hohe Kreuzmauer auf. Die nächstgroße bildet die 904 m hohe Mittagsmauer. An diese zwei größeren Schollen reihen sich noch mehrere kleinere an.

Auffallenderweise streicht nun diese Perlenschnur von Liassfelsen erst ostwestlich und krümmt sich sodann sogar gegen NO zu um.

Während also die Opponitzer Kalke das Ende des Wettersteinkalkes von der Nordseite her umfassen, biegen sich diese Liasschollen von der Südseite gegen NO zu um.

Wir sind nun mit unserer Beschreibung wieder nahe an den Ausgangspunkt, den Nordgrat des Kleinen Buchsteins, zurückgekommen.

Zwischen dem Südende des Maierckzuges und dem Kamm der Looskogel liegt ein Berggehänge, das weiterhin von den Blockhalden der Looskogel und tiefer von Schuttkegeln verhüllt wird.

Es fehlt an zusammenhängenden Aufschlüssen.

Immerhin läßt sich erkennen, daß vom Schwarzsattel (vgl. Fig. 4) ein wohl zusammenhängender Streifen von Werfener Schichten sich um die Süd- und Westseite des Zinödls herumzieht.

Dieser Streifen von Werfener Schichten enthält aber auch Gips und Haselgebirge sowie Schollen von Rauhwacken und dunklen Triaskalken. Außerdem sind Schollen von lichtem Dolomit sowie von Liaskrinoidenkalken eingeschaltet.

Endlich liegen auf diesem bunten Schichtenstreifen auch noch Reste von Gosauschichten.

Ich habe schon im Jahre 1921 in der Arbeit über den Bau der Ennstaler Alpen ein Profil durch den Westhang des Zinödls veröffentlicht, das ich also nicht mehr zu wiederholen brauche.

Dafür möchte ich hier die Befunde der künstlichen Aufschlüsse vorlegen, welche im Jahre 1920 bei den Vorarbeiten für das große Ennsprojekt der Steirischen Wasserkraftwerke A. G. unter der Direktion von Oberbaurat Ing. Hofbauer ausgeführt wurden. Es handelte sich damals darum, für die geplante Durchstoßung des Zinödls die geologisch günstigste Variante ausfindig zu machen und vor allem längere Stollenstrecken im Haselgebirge zu vermeiden.

Diese Aufschlüsse bestanden auf der Westseite des Zinödls in drei Stollen und einem Schürfgraben sowie in einem Stollen auf der Ostseite des Zinödls.

Der südlichste Anschluß wurde gegen eine große verwachsene Doline vorgetrieben, welche sich auf einer Mahdstufe im unteren Teil jenes Grabens befindet, der zum Schwarzsattel emporführt.

Fig. 35a legt die hier eröffneten Befunde vor. Nach einer kurzen Strecke im Hangschutt stieß der Stollen bereits auf den blaugrauen Ton des Haselgebirges.

Weiter nördlich wurde eine Rösche unmittelbar bei dem Gehöfte Funkenhansl gezogen. Sie ergab das Bild von Fig. 35b.

Unter einer dünnen Torfdecke lagert hier Grundmoräne und darunter wieder der zähe Ton des Haselgebirges. Der Ton erwies sich als so zäh, daß man eine mehrere Meter in denselben eingetriebene Eisenröhre auch mit einer Winde nicht mehr zu heben vermochte.

Noch weiter nördlich wurde im Westhang des Zinödls in einer Höhe von 636 m ein 60 m langer Stollen in den Werfener Schichten vorge- trieben. Dieser Stollen wurde aber leider eingestellt, bevor er noch aus den Werfener Schichten in die darüber vorgeschobenen Gutensteiner Kalke des Zinödls gelangte.

Fig. 35c zeigt die Ergebnisse dieser Aufschließung. Hier traf man kein Haselgebirge, sondern ziemlich feste Quarzsandsteine und Tonschiefer. Noch weiter nördlich, gerade südlich von dem Ende der großen Gosauzone der Teufelskirche, ergab ein kurzer Stollen unter der Hangverschüttung den Kontakt zwischen Haselgebirge und Gutensteiner Kalk (Fig. 35d).

Wir sind nach diesen Aufschlüssen wohl berechtigt, anzunehmen, daß die Werfener Schichten den Zinödl an seiner ganzen Westseite umgreifen und ihn dadurch vollständig von dem Triaskalkzug des Maier- ecks wie auch von der großen Gosauzone abschließen.

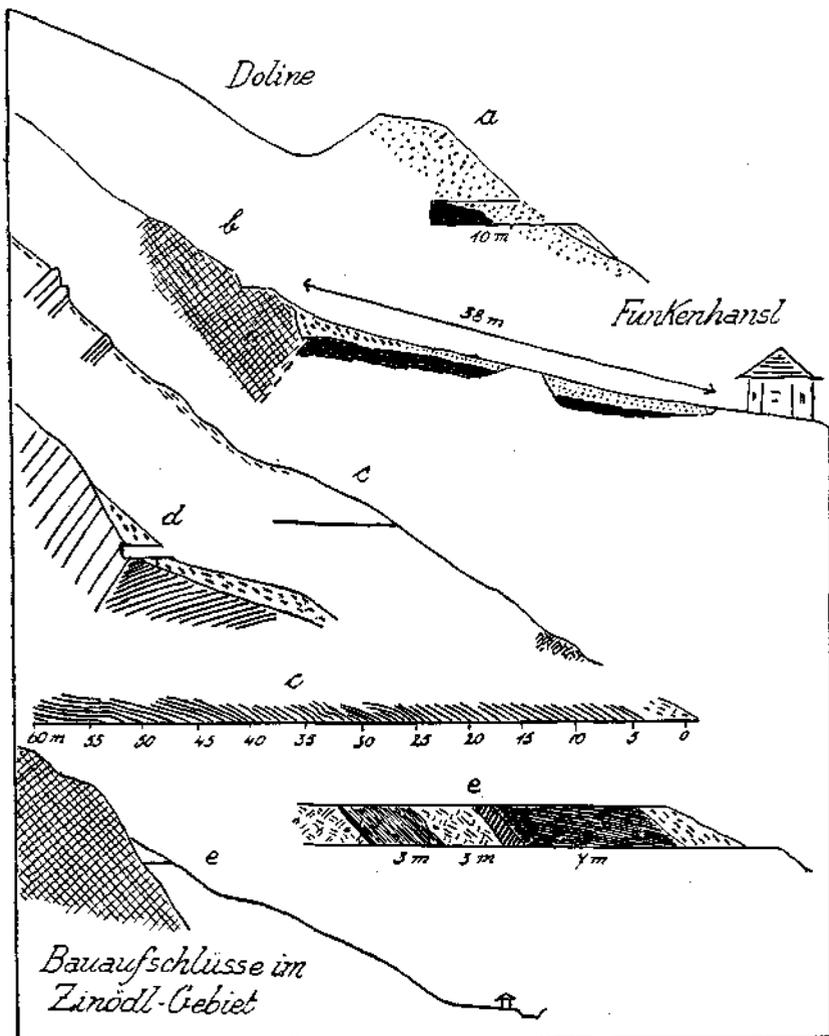


Fig. 35. *a* = Der 10.5 m lange Stollen erschloß 3 m Hangschutt (Kalkbrocken mit Lehm vermischt), dann 7.5 m zähen blaugrauen Lehm des Haselgebirges mit Kalkbrocken. *b* = Die 36 m lange Rösche ergab unter typischer Grundmoräne und Dolomitbangschutt den zähen stellenweise streifig fließenden Lehm des Haselgebirges. Dieser Lehm stößt an lichten Dolomit-Mylonit. *c* = 60 m langer Stollen in Werfener Sandsteinen: 0–5 m = Hangschutt und verrutschte Werfener Schichten. 5–30 m = Rote und grüne Sandsteine und Tonschiefer mit grünen Letten – feucht, 30–60 m = feste, dicker geschichtete, grauliche, rötliche Quarzsandsteine – trocken. *d* = Der Stollen dringt durch Kalkschutt bis in den hier stark dolomitischen Gutensteiner Kalk. Unter diesem liegt Haselgebirge. *e* = Der Stollen durchstößt Gehängeschutt, 7 m blauen und grünen Letten des Haselgebirges, einen schmalen Streif von gelblicher Raubwacke, 3 m Dolomit, 3 m oft glänzend schwarzen, stark zerpreßten Tonschiefer, einen schmalen Streif von grünen Letten mit Schlieren und endet im Hauptdolomit, der von zahlreichen Rutschflächen mit horizontalen Rutschstreifen zerschnitten erscheint.

Die Aufschließung auf der Ostseite des Zinödls im Gebiet des Schindelgrabens hat endlich die in Fig. 35*e* eingetragenen Verhältnisse aufgezeigt.

Dieser Stollen wurde in einer Höhe von 833 m angeschlagen.

Wir befinden uns auch hier wieder in der Fortsetzung derselben Zone von Werfener Schichten, welche über den Schwarzsattel durch den Schindelgraben gegen den Sattel „Im Erb“ hinunterstreicht.

Von diesem Sattel aus können wir dann eine Kette von Aufschlüssen von Werfener Schichten und Haselgebirge um die Ostseite des Zinödls herum bis zu der großen Masse von Werfener Schichten an seiner Nordseite verfolgen.

Der Zinödl ist also ringsum von Werfener Schichten und Haselgebirge eingesäumt.

Wir haben nun die ganze Umrandung des niedrigen zentralen Gebietes kennen gelernt und dabei gesehen, aus wie vielen Bauelementen dieser Rand zusammengefügt wird.

Kein einziges dieser hier von allen Seiten gleichsam zusammenströmenden Bauelemente klingt dabei auf normale Weise aus. Alle finden aber einen tektonischen Abschluß.

Bevor wir nun darangehen können, die Zusammenhänge dieser verschiedenen Abschlußmotive zu ergründen, ist es nötig, auch noch den Aufbau unserer zentralen tektonischen Insel genauer klarzustellen.

Sie besitzt in der Richtung von SW gegen NO eine Erstreckung von zirka 17 km, in der Richtung von NW gegen SO eine solche von zirka 10 km.

In diesen Dimensionen drückt sich schon die Tatsache einer bevorzugten Strukturrichtung von SW gegen NO zu aus.

Wie ich schon erwähnt habe, wird dieses niedrige Bergland im wesentlichen von Hauptdolomit aufgebaut. Daneben erscheinen aber als weitere Bausteine auch die Raibler Schichten und Muschelkalk.

Die Faltung dieses Inselstückes ist keine heftige. Es enthält im Gegenteil ein ausgedehntes Feld von ganz flacher Lagerung, das auf der Karte etwa ein Drittel der Inselfläche beherrscht.

Der Schichtenausbildung nach weicht das Inselstück in einigen Eigenschaften von seiner Umgebung ab.

Die Gutensteiner Kalke sind zumeist wohlgeschichtete, dunkle, bituminöse Kalke von ziemlicher Mächtigkeit.

Die Reiflinger Kalke haben ja von dieser Gegend den Namen und sind in den Steinbrüchen von Groß-Reifling in der Nähe der Salzmündung in die Enns wenigstens früher reich an Ammoniten gewesen.

Partnachschiefer sind nicht entwickelt, Wettersteinkalk eigentlich nur am Zinödl. Der lichte Dolomit des Hainbachstein dürfte als Wettersteindolomit aufzufassen sein.

Die Raibler Schichten sind ziemlich mächtig entwickelt, u. zw. als Lunzer Sandsteine mit Kohlenflözen als Mergel und Tonschiefer sowie als Opponitzer Kalke.

Letztere gewinnen an der Ostseite des Haidach in der Wolfsbachau eine beträchtliche Mächtigkeit.

Was nun den Aufbau unserer tektonischen Insel betrifft, so muß man denselben als ziemlich einfach und grobwellig bezeichnen.

Wenn wir zunächst von den beiden isolierten Schollen des Zinödls bei St. Gallen und des Hainbachstein bei Altenmarkt absehen, so läßt sich die Tektonik unserer Insel in folgende einfache Formel bringen:

Es handelt sich im S um eine bogenförmig streichende Aufwölbung, an die sich im N eine flachwellig auf- und abgebogene Schichtentafel anschmiegt.

Zwischen Aufwölbung und Flachlagergebiet ist eine steilstehende Störung eingeschaltet. Ich führe nun an zwei Querschnitten den Bau der Aufwölbung und der Störung vor. Das eine Querprofil, Fig. 36, ist nach den Aufschlüssen des Saggrabens konstruiert, welcher gegenüber von Eschau in die Salza mündet.

Hier finden wir zunächst ein schönes Profil in den Raibler Schichten. Die Lunzer Sandsteine sind auffallend mächtig. An der rechten Talflanke treffen wir auf die Halden eines Kohlenbergbaues, der nach W. Petrascheck ein 75 cm starkes und reines Kohlenflöz ausbeutete.

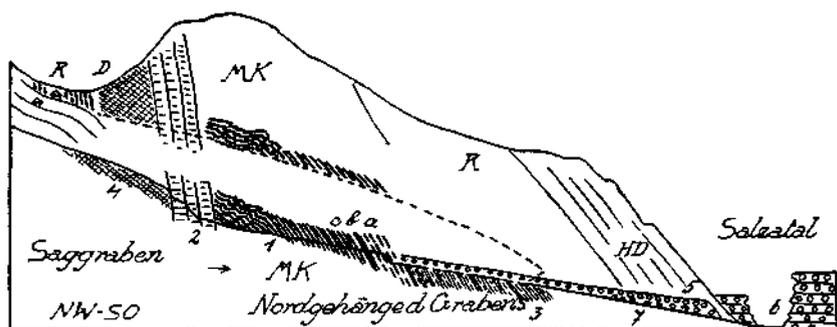


Fig. 36. Gutensteiner Kalk: 1 = Dünnschichtige, dunkle und helle Kalk, dunkle bituminöse Schieferlagen. 2 = Dunkle, dickschichtige Kalk, Reiflinger Kalk; *a* = Dunkelgraue Hornsteinkalke mit noch dunkleren Hornsteinen. *b* = Dünnschiefrige, graue Mergel und Knollenkalke mit Daonellen. *c* = Knollenkalke und hellgraue, weiche, dunkelfleckige Schiefer. 3 = Lunzer Sandsteine und Tonschiefer. 4 = Dolomit. 5 = Hauptdolomit. 6 = Salzaschotter. 7 = Bachschotter. MK = Gutensteiner und Reiflinger Kalk. R = Raibler Schichten. D = Dolomit. HD = Hauptdolomit.

Im Liegenden der Raibler Schichten stellen sich dann die Reiflinger Kalk ein und unter diesen dunkle, bituminöse, dünnschichtige Kalk. Diese dünnschichtigen Kalk sind nun, wie Fig. 36 angibt, sehr intensiv gefaltet. Es fällt dies hier um so mehr auf, als alle anderen benachbarten Schichten keine Kleinfaltung aufweisen.

Diese Kleinfaltung ist aber nicht etwa auf eine Stelle im Grunde der Klamm beschränkt, sondern sie läßt sich vielmehr auf den beiderseitigen Talhängen hoch hinauf verfolgen. Sie beherrscht hier also zu beiden Seiten des Saggrabens einen Raum von 300 bis 400 m Höhe und relativ geringer Breite.

Diese intensiv verfaltete Zone stößt im N an eine Zone von dickbankigen, dunkelgrauen, bituminösen Kalken.

An diese Kalk stößt dann wieder mit einer sehr steilen Schubfläche ein Streifen von stark zertrümmertem Dolomit. Derselbe zeigt steiles Einfallen gegen N und keilt in der Richtung gegen NO zu ziemlich rasch ganz aus, während er gegen W zu rasch an Breite zunimmt. Unter diesem Hauptdolomit kommt dann auch weiter nördlich die Muschelkalkkuppe der Sulzkogelmauer (1181 m) heraus, die im S und W von einem Streifen von Raibler Schichten umgürtet wird.

Wir haben also im Gebiet des Saggrabens zwei Aufwölbungen von Muschelkalk, von denen allerdings jene der Sulzkogelmauer nur von ganz lokaler Bedeutung ist, wogegen die südlichere über den Einschnitt der Enns hinweg bis in die Gegend von St. Gallen verfolgbar bleibt.

Der Muschelkalkstreifen läßt sich zunächst aus dem Bereiche des Saggrabens gegen NO zu nur etwa auf 2 km weit verfolgen. Dann schließen sich von N und S die beiden begleitenden Zonen von Raibler Schichten zusammen. Dagegen kann man unserem Muschelkalkstreifen vom Saggraben gegen SW zu auf einer langen Strecke folgen. Er behält dabei sowohl seine Mächtigkeit als auch sein Einfallen gegen SO zu bis in die Gegend des Ennsdurchbruches bei Groß-Reifling bei.

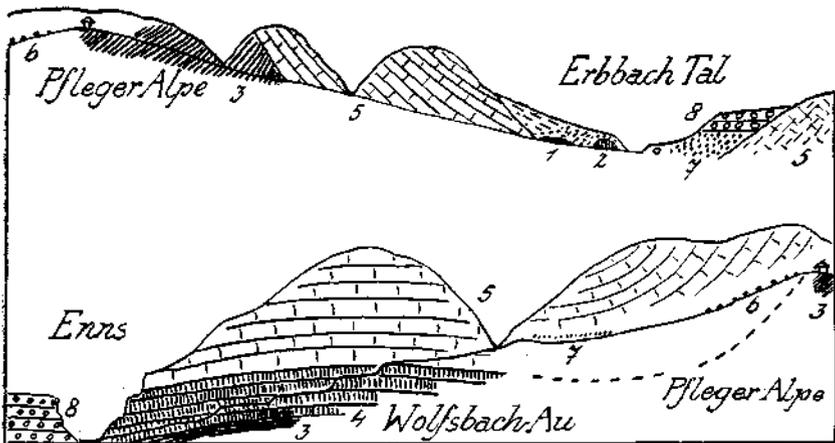


Fig. 37. 1 = Werfener Schichten. 2 = Dunkler Triaskalk. 3 = Lunzer Sandsteine, Tonschiefer, Pflanzensandsteine. 4 = Opponitzer Kalk. 5 = Hauptdolomit. 6 = Exotische Gosaugerölle. 7 = Grundmoräne. 8 = Konglomerierte Schotter.

Westlich von Groß-Reifling verflacht sich sein Einfallen und die Reiflinger Kalke tauchen im hinteren Teil des Scheiblinggrabens ohne jede Zwischenschaltung von Raibler Schichten unter den Hauptdolomit von Grandenberg—Totenmann unter.

Nun finden wir in dem geschlossenen Hauptdolomitgebiet erst wieder in dem tiefeingeschnittenen Hofmeistergraben ältere Schichten. In einer Entfernung von zirka 2 km vom Ende der Reiflinger Kalke im Scheiblinggraben stoßen wir auf der Nordseite der Fellinginger Spitze auf einen schmalen Streifen von Lunzer Schichten und Opponitzer Kalk.

Sie liegen recht genau in der Fortsetzung der Reiflinger Kalke des Scheiblinggrabens, wenn man die Krümmung der ganzen Zone mit in Betracht zieht.

Über die Lagerung der einzelnen Schichtenglieder unterrichten uns die Profile zu beiden Seiten des tiefeingeschnittenen Hofmeistergrabens, welcher vom Erbgraben zum Sattel der Pflieger Alpe einporführt (Fig. 37).

Im Erbgraben finden wir noch Schollen von dunklen Triaskalken und Werfener Schichten, welche ein Stück weit in den Hofmeistergraben hineingreifen. Auf ihnen lagert gut bearbeitete Grundmoräne.

Es folgt der Hauptdolomit des Grandenberges und unter ihm Lunzer Sandsteine mit Pflanzenresten und Tonschiefer.

Diese Raibler Schichten fallen aber nicht gleichsinnig mit dem hangenden Hauptdolomit ein, sondern sie stehen sperrig dazu.

Unter den Raibler Schichten drängen sich auch noch Reiflinger Kalke hervor.

Der Sattel der Pfleger Alpe ist in Lunzer Sandsteine eingeschnitten.

Von der Pfleger Alpe ziehen die Raibler Schichten dann in voller Breite über den Stiftberg in den Schindlgraben bis gegen Weißenbach. Am Ausgang des Schindlgrabens werden dieselben dann von Werfener Schichten mit Schollen von Triaskalken abgeschnitten.

Auf der ganzen Strecke nördlich von der Pfleger Alpe fallen die Lunzer Sandsteine ostwärts unter die Hauptdolomitplatte des Haidach ein.

Die Reiflinger und Gutensteiner Kalke, welche sie begleiten, fallen aber in entgegengesetzter Richtung gegen W zu ein.

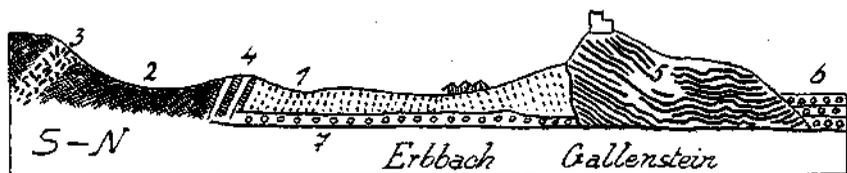


Fig. 38. 1 = Werfener Sandsteine, rötlich und grau. 2 = Tonschiefer, grauviolett. Letten. 3 = Raubwacken. 4 = dunkelgraue Kalke. 5 = Gutensteiner Kalke. 6 = konglomerierte Ennsschotter. 7 = Schotter des Erbbaches.

Wir haben also auch hier wie im Saggraben wieder eine deutliche unregelmäßige Aufwölbung vor uns.

Die tiefere Trias bildet dabei für sich selbst eine ungleichseitige Mulde, wobei die Gutensteiner Kalke, welche hier die Ruinen der alten Burg Gallenstein tragen, von lebhafter Faltung ergriffen sind.

Fig. 38 zeigt ihre Gestaltung und die Lage der Gutensteiner Kalke gegenüber den Werfener Schichten der Bucht von St. Gallen.

Kehren wir nun wieder zum Sattel der Pfleger Alpe zurück und steigen von dort in den Graben des Wolfsbaches gegen O zur Enns hinab. Der ganze obere Teil dieses Grabens ist zwischen Haidach und Rehkogel in flach gelagertem Hauptdolomit eingeschnitten.

Im unteren Teil aber stürzt der Wolfsbach in einer wilden Klamm mit Wasserfällen über mächtige Kalkstufen unmittelbar zur Enns hinunter (Fig. 36).

Eine genauere Besichtigung dieser Kalkstufen belehrt uns, daß wir hier eine selten mächtige Ausbildung von flach gelagerten Opponitzer Kalken vor uns haben.

Fig. 37 liefert also auch einen Querschnitt durch den flachen Teil unseres Inselgebietes. Eine Besonderheit unserer tektonischen Insel besteht weiter darin, daß die reichen Gosauablagerungen ihrer Umgebung nicht in ihr Inneres eindringen. Zumindest habe ich in diesem

Gebiet keine Gosauschichten angetroffen, mit Ausnahme von exotischen Geröllern im obersten Teil des Wolfsbachgrabens, wohin sie möglicherweise auch vom Eise verschleppt sein können.

Die Gosauschichten der Bucht von Gams sind dem Südostrand unserer Insel vorgelagert, die Gosauschichten am Nordrand unterteufen noch den Ennseinschnitt, die Gosauschichten am Südrand lagern auf Werfener Schichten.

Ebenso wie die Werfener Schichten mit ihren Schollen von Altrias bleiben auch die Gosauschichten auf die Umrandung unserer Insel beschränkt.

Die Beschreibung unserer tektonischen Insel wäre aber unvollständig ohne eine Darstellung der zwei für sich isolierten Schollen von Zinödl und Hainbachstein.

Der Hainbachstein ist davon die wesentlich kleinere und viel einfachere gebaute Scholle. Sie liegt an der Nordwestecke unserer Insel, während der Zinödl die Südwestecke derselben bildet.

Die Aufnahme des Zinödls habe ich zusammen mit Freund Dr. Ing. J. Stiny im Jahre 1920 ausgeführt.

Sie hat, wie die beiliegende Kartenskizze (Fig. 39) darlegt, eine recht eigenartige Struktur enthüllt. Wir haben eine nordsüdlich streichende und steil gegen O zu einfallende Schichtenreihe von Gutensteiner Kalken, Reiflinger Kalken, Wettersteinkalk, Raibler Schichten und Hauptdolomit.

Dieses Schichtenpaket ist auf der Südseite ganz merkwürdig eingerollt, während auf der Nordseite eine mächtige Scholle von Wettersteinkalk querüber liegt.

An zwei bis drei Stellen haben sich Reste von aufgelagerten Gosauschichten finden lassen.

Alle Schichtenglieder sind recht deutlich und auch charakteristisch entwickelt.

Die Ähnlichkeit mit der Schichtenausbildung des westlich benachbarten Maierreckzuges ist unverkennbar, während zu der Schichtenentwicklung der südlich angrenzenden Ennstaler Alpen keine Anklänge bestehen.

Gegenüber der Schichtenentwicklung unserer Insel besteht gute Übereinstimmung, nur treten in ihrem Inneren nirgends Wettersteinkalke auf.

Die Scholle des Hainbachsteins ist sehr einfach gebaut. Sie besteht aus steil auferichtetem, lichtgrauem Triasdolomit, der an der Ostseite von dünn-schichtigen grauen Kalken unterlagert wird. Mit seinem nordsüdlichen Streichen stellt sich auch die Scholle des Hainbachsteins quer zu der Struktur der benachbarten Berge.

Es ergibt sich nun gleich die Frage, ob diese eigentümlichen Schollen von Zinödl und Hainbachstein tektonisch überhaupt zu unserer Insel gehören oder etwa als abgetrennte Teile der Umrandung aufzufassen sind.

Die letztere Auffassung scheint mir derzeit die wahrscheinlichere zu sein.

Es lassen sich dafür etwa folgende Gründe anführen: Zunächst stimmt die Schichtenausbildung des Zinödls am meisten mit jener des

westlich benachbarten Maierreckzuges überein und auch jene des Hainbachsteins ist noch am ehesten mit der des östlich benachbarten Gamssteins zu vergleichen.

Dem Wettersteinkalk des Gamssteinzuges fehlt zwar eine rein dolomitische Fazies. Ich habe aber am Südhang des Gamssteins zwischen Scheinbauer-Alpe und Hals feinkristalline, sandige, bräunlichgraue Dolomitlagen im unteren Teil des Wettersteinkalkes angetroffen.

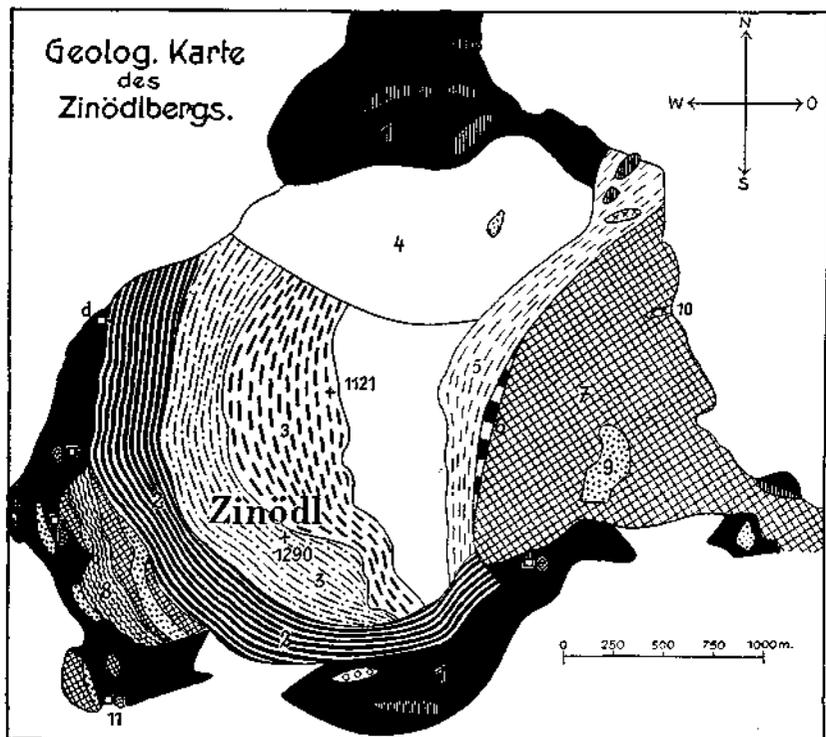


Fig. 39. 1 = Werfener Schichten. 2 = Gutensteiner Kalke. 3 = Dunkle, bituminöse Kalke, Heiflinger Kalke, Krinoidenkalke. 4 = Wettersteinkalk und Dolomit. 5 = Raibler Schichten. 6 = Opponitzer Kalk. 7 = Hauptdolomit. 8 = Jurakalke. 9 = Gosauschichten. 10 = Grundmoräne. 11 = Doline. a = Stollen. b = Rösche. c = Stollen. d = Stollen. e = Stollen. † Profile dazu liefert Fig. 25.

Nun liegt der Hainbachstein zirka 3 km westlich von dem Ende des Wettersteinkalkes des Gamssteinzuges und letzteres ist außerordentlich scharf zugespitzt. Jedenfalls wäre hier ein Übergang der kalkigen Fazies in eine dolomitische ganz gut unterzubringen.

Die Scholle des Hainbachstein liegt heute, wie bereits erwähnt, zirka 3 km vom Westende des Gamssteinzuges entfernt. Sie zeigt eine ungefähr nordsüdliche Streichrichtung und steile Schichtenstellung.

Wenn man die Scholle des Hainbachsteins mit dem Gamssteinzug verbinden will, so muß man annehmen, daß dieselbe nicht nur von der Hauptmasse abgerissen, sondern auch gegen dieselbe um zirka 90° verdreht worden ist.

Bei der Scholle des Zinödls führt die Annahme eines ursprünglichen Zusammenhanges mit dem Maierreckzug ebenfalls zur Einführung einer Abreißung und Verdrehung.

Hier ist indessen für die Abreißung nur eine Dimension von etwa 2 km erforderlich. Die nötige Verdrehung beträgt auch zirka 90°. Bei der Verdrehung einer Scholle sind vom geometrischen Standpunkt aus folgende Möglichkeiten zu beachten:

Die Verdrehung einer Scholle kann zunächst als reine Rotation um eine festgehaltene vertikale Achse vor sich gehen.

In diesem Fall kann jede beliebige Einstellung durch zwei entgegengesetzte Drehungen erreicht werden.

Im Falle der Hainbachsteinscholle kann z. B. ihre Einstellung gegenüber dem Streichen des Gamssteins durch eine Drehung von rechts nach links um 90° oder eine Drehung von links nach rechts um 270° erzielt werden.

Im Falle der Zinödlscholle kann ihre Einstellung gegenüber dem Streichen des Maierecks durch eine Drehung von links nach rechts um 90° oder eine Drehung von rechts nach links um 270° vollzogen werden.

Die beiden Schollen besitzen also entgegengerichteten Drehsinn in bezug auf kürzeste Einstellungsmöglichkeit.

Das heißt mit anderen Worten, die Scholle des Zinödl kann mit einer Drehung von links nach rechts auf dem kürzesten Wege von ihrer Ausgangsstellung in ihre derzeitige Endstellung gebracht werden, während dies bei der Scholle des Hainbachsteins gerade umgekehrt mit einer Drehung von rechts nach links zu erreichen ist.

Bei den in der Tektonik vorkommenden Drehungen dürfte aber der Fall einer Rotation mit festgehaltener Achse wohl nur äußerst selten verwirklicht sein.

Hier handelt es sich wohl meist um solche Drehungen, bei denen sich gleichzeitig auch die Drehachse mitverschiebt.

Das würde also in unserem Falle so zu deuten sein, daß sich die Scholle des Zinödls von W → O bewegt und dabei gleichzeitig von links nach rechts gedreht hat, während sich die Scholle des Hainbachsteins von O → W bewegt und dabei von rechts nach links gedreht hat.

Es gilt dies aber nur unter der Voraussetzung, daß die Scholle des Zinödl ursprünglich mit dem Maierreckzug und jene des Hainbachsteins ursprünglich mit dem Gamssteinzug verbunden war.

Eine weitere Frage ist nun, ob nicht der Gamssteinzug und der Maierreckzug ursprünglich ein und dasselbe Bauelement waren, das später erst tektonisch zerrissen wurde.

Nimmt man die Schollen von Hainbachstein und Zinödl als Verbindungsglieder von Gamsstein- und Maierreckzug, so erhält man eine fast rechtwinkelige Abknickung, welche, wie Fig. 40 darlegt, recht gut in das System der Weyrer Bögen hineinpaßt. Auf diese Weise würde unsere Insel im S von der Abknickung des Dachsteinkalk-Nordrandes und im N von der entsprechenden Abknickung des Gamsstein-Maierreckzuges begreuzt sein.

Wir haben nun im Laufe dieser Untersuchung alle wichtigeren Bauelemente kennen gelernt, welche hier im südlichen Teil der Weyrer Bögen eine Rolle spielen.

Es soll nun der Versuch gemacht werden, das gegenseitige Zusammenspiel dieser Bauelemente zu dem Bewegungsbild der Weyrer Bögen, soweit als heute möglich, aufzuklären.

Wir haben aus dem hier vorgelegten Beobachtungsmaterial bereits die Erfahrung abgeleitet, daß das heute vorliegende Bild der Weyrer Bögen nicht das Ergebnis einer einheitlichen tektonischen Schaffung ist, sondern daß eine Reihe von faltenden und schiebenden Bewegungen hier ihre Spuren zurückgelassen haben, die zudem zeitlich durch mehrere Erosionsperioden voneinander getrennt werden.

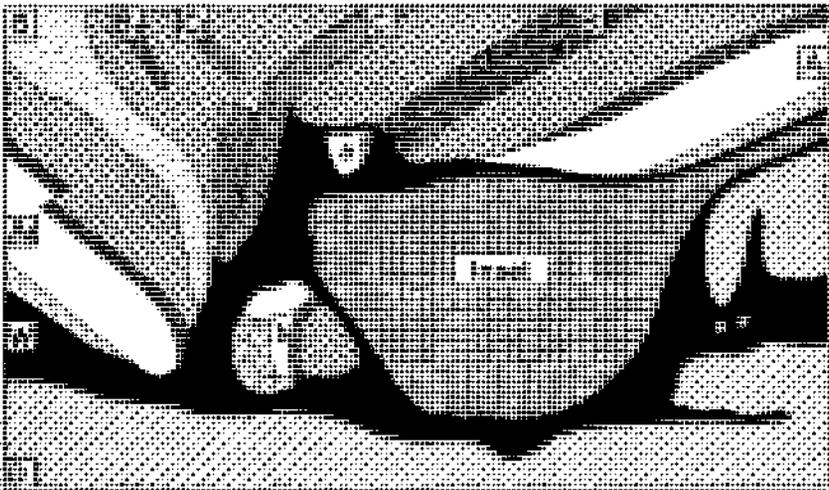


Fig. 40. *D* = Gebiet des vorherrschenden Dachsteinkalkes. *H* = Schubmasse aus Werfener Schichten und vielen Schollen. *Insel* = Bezeichnung für die zentrale Schubmasse. *A₁* = Maierckzug. *A* = Gamssteinzug. *G* = Großer Gosauzug. *B₁* = Bodenwieszug. *B* = Voralpenzug. *C₁* = Hochbrandzug. *C* = Oisbergzug, *a* = Scholle des Hainbachsteins. *b* = Scholle des Zinödl.

Diese Ereignisse lassen sich für die Zwecke dieser Arbeit kurz in folgende zeitliche Reihenfolge ordnen:

- I. Erste Gebirgsbildung,
- II. Erste Abtragung,
- III. Zweite Gebirgsbildung — Einschub der Altriasmassen,
- IV. Zweite Abtragung,
- V. Einsedimentation der Gosauschichten,
- VI. Weitere Gebirgsbildung und Abtragung.

Die Angaben über die erste Gebirgsbildung, welche sich in diesem Gebiete anfinden ließen, sind natürlich nur sparsam und ziemlich zerstreut.

In der Hauptsache beruhen sie darauf, daß unter den eingeschobenen Altriasmassen teils bereits tief erodierte, teils gefaltete Schichten zu finden sind.

Die Einschnitte der Erosion stehen in einem bestimmten Verhältnis zur Hebung und meist auch zur Faltung eines Gebietes. Um in eine Schichtenplatte Einschnitte von mehr als 1000 *m* Tiefe machen zu können, muß diese Platte weit mehr als 1000 *m* gehoben worden sein.

Nun haben wir aber am Nordrande der Ebnstaler Alpen alte Erosionseinschnitte bis in den Ramsaudolomit hinein (vgl. Fig. 2, 4). Hier dürfte der Erosionseinschnitt weit über 1000 *m* betragen haben.

Im Schwabeltal war auch die ganze Platte des Dachsteinkalkes bereits bis in den Dachsteindolomit hinab durchsägt (Fig. 11, 12).

Im Bereiche des Akogel-, Lerchkogel-, Stangikogelplateaus griff der alte Erosionseinschnitt ebenfalls durch den Dachsteinkalk bis in den Dachsteindolomit hinab (Fig. 13, 15, 16, 23).

Im Bereiche des zentralen Inselstückes fehlen natürlich solche Angaben. Im Bereiche der Triasmauern von Gamsstein und Maierack haben wir ebenfalls keine direkten Auflagerungen von Altrias.

Innerhalb der großen Gosauzone liegen Altriaschubmassen bei der Pfarralpe auf Hauptdolomit.

Noch weiter nördlich habe ich im Jahre 1928 bei der Schüttalpe Lunzer Sandsteine überschoben auf Hauptdolomit und bei der Waldbauer-Alpe Werfener Schichten und Rauhacken ebenfalls auf einem Relief von Hauptdolomit entdeckt.

Fig. 41a—41b legt die Befunde meiner damaligen Aufnahme vor.

Die Altriasmasse in dem Graben der Waldbauer- und Sonndorfer Alpe wird von einem Reste einer alten Moräne des Ennsgletschers überlagert, welche massenhaft Stücke, Blöcke und Gerölle von Werfener Quarzsandsteinen, bunten Glimmerschiefern, Verrucano sowie von hellgrau-grünen dichten Schiefen enthält. Der Moränenrest ist bei den genannten Alpen in einer Höhenlage von 800 bis 900 *m* eingebaut.

Es kann sich hier nur um die Moräne einer älteren Eiszeit handeln, nachdem die Gletscher der Würmeiszeit nicht mehr den Gürtel der Ebnstaler Alpen zu überwinden vermochten.

Die Einlagerung von Altrias in eine Furche von Hauptdolomit bei der Waldbauer-Alpe im Laussatal ist das nördlichste mir hier derzeit bekannte Vorkommen dieser Art.

Im Bereiche des unmittelbar nördlich davon anschließenden Kartenblattes „Weyer“ ist nach den Aufnahmen von G. Geyer keine Spur von solchen Reliefüberschiebungen mehr vorhanden.

Dagegen finden sich ziemlich viele Beispiele im Bereiche des nord-östlich angrenzenden Kartenblattes „Gaming—Mariazell“.

Ich habe eine Reihe dieser Vorkommen bereits im Jahrbuch 1930 in der Arbeit „Über den Bau des Ybbstalwerkes“ zur Darstellung gebracht.

Die schönsten Beispiele von Einschreibungen von Werfener Schichten finden sich hier an der Ostseite des Ötschers.

Die Werfener Schichten lagern hier in alten Relieffurchen, welche bis tief in den Ramsaudolomit hinab eingeschnitten waren.

Prachtvolle Beispiele derselben Erscheinung befinden sich dann weiter westwärts im Bereiche der Blätter „Liesen“ und „Ischl—Hallstatt“.

Ich erwähne hier nur die großartigen Vorkommen am Wurzener Kampl nördlich vom Pyhrnpaß und den Hallstätter Salzberg.

Als Reliefüberschiebung habe ich die Werfener Schichten am Wurzener Kampl in diesem Jahrbuch 1924 in den Beiträgen zur Auflösung der Mechanik der Alpen beschrieben. G. Spengler hat sich mit der Tektonik

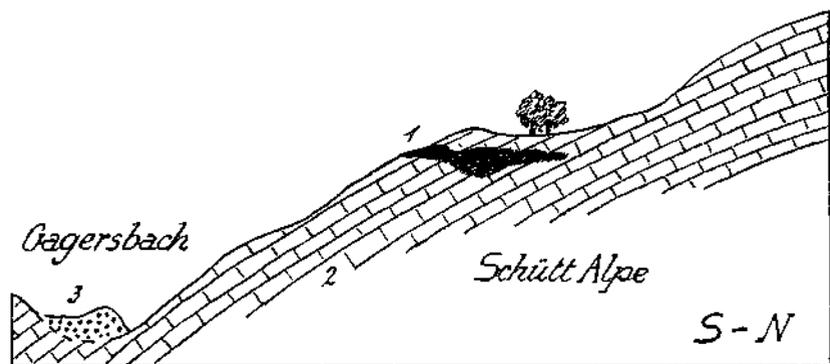


Fig. 41a. 1 = Haufwerk von Stücken von Lunzer Sandsteinen. 2 = Hauptdolomit. 3 = Blockmoränenschutt.

des Hallstätter Salzberges am eingehendsten beschäftigt. Er war bereits im Jahre 1918 zu der richtigen Einsicht gekommen, daß die eigenartige Masse des Hallstätter Salzberges nicht aus der Tiefe in Form eines „Ekzems“ aufgestiegen ist, sondern vielmehr als eine dem Dachsteinkalk aufgeschobene Masse zu betrachten sei.

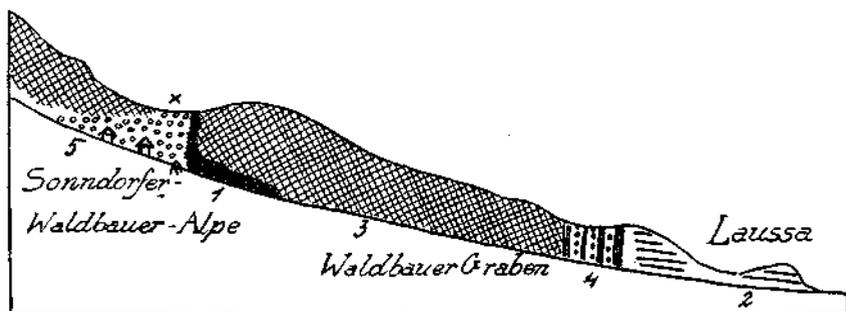


Fig. 41b. 1 = Grüner Teig von Werfener Schichten und graue poröse Raubwacken. 2 = Opponitzer Kalk. 3 = Mylonitischer Dolomit. 4 = rötlich zementierte Kalkbreccien und Konglomerate mit großen Brocken von Bauxit, Kalke, Mergel und Sandsteine — Gosauschichten. 5 = Zahlreiche Gerölle und Blöcke von Quarzsandsteinen, rote, grüne, violette, glimmerige Schiefer, lichtgrüne Schiefer, Verrucauo. x = am Sattel hunte Gesteine und Raubwacke.

Spengler spricht dabei nicht von einer Reliefüberschiebung, vor allem, weil damals dieser Begriff noch nicht in die moderne Tektonik eingeführt war.

Heute können wir aber behaupten, daß hier einer der schönsten Fälle der Reliefüberschiebungen der ganzen Nordalpen vorliegt.

Durch den Abbau der die Werfener Schichten begleitenden Salzmassen sind wir über die Struktur dieser Reliefüberschiebung heute besonders gut unterrichtet.

In den letzten Jahren haben E. Seidl und L. Kober den Versuch gemacht, den Hallstätter Salzstock wieder als eine aus der Tiefe durch den Dachsteinkalk emporgedrungene Bewegungsmasse aufzufassen.

Dieser Versuch muß an der Grundformel des hier vorhandenen Lagerungsverhältnisses von Dachsteinkalk und Salzgebirge scheitern. Der Dachsteinkalk fällt von N und von S unter das Salzgebirge ein, wie das Schema Fig. 42 veranschaulichen soll. Hätte die Salzmasse von unten her die Platte des Dachsteinkalks durchbrochen, so müßte umgekehrt der Dachsteinkalk vom Salzgebirge wegfallen.

Dieses elementare Bauverhältnis läßt sich auch durch nachfolgende Störungen nur schwer mehr umkehren.

Der Hallstätter Salzstock ist nur ein Glied in jener langen Kette von Resten von Reliefüberschiebungen, welche wir heute vom Gebiete von Schneeberg und Rax bis zum Stanser Joch und Haller Salzberg erkannt haben.

Alle diese vielen kleinen und größeren Reste zeigen übereinstimmend den Einschub von Altriasmassen auf ein mehr oder minder tief eingeschnittenes altes Relief. Sie werden so für uns zu einem wichtigen Aufklärungsmittel für die alte Tektonik der Nordalpen, welche bereits lange vor dem Eingreifen des Gosaumeeres hier vorhanden gewesen ist und für alle nachfolgenden Gebirgsbewegungen von Einfluß blieb.

Wir wenden uns nun der Frage zu, ob das hier schon oft erwähnte Inselstück auch zu diesen Altriasmassen gehört oder etwa eine jüngere Schubmasse vorstellt. Wie wir in Vorhergehenden beschrieben haben, wird unsere Insel beinahe ringsum von Werfener Schichten und Altriaschollen eingesäumt. Dabei greifen die Werfener Schichten mit ihren leibeigenen Schollen nicht auf das Gebiet der niedrigen Insel über.

Es ist also sehr wahrscheinlich, daß die Gesteinsmasse der Insel von den Werfener Schichten und ihren tektonischen Begleitgesteinen unterlagert wird.

Da nun andererseits die Gosauschichten der Bucht von Gams mit dem Südostrand unserer Insel verkittet sind, so liegt der Schluß sehr nahe, daß die Insel gleichzeitig mit den Altriasmassen hier eingeschoben wurde.

Während aber an den meisten Stellen nur mehr spärliche Reste dieser alten Schubmassen erhalten sind, wurde hier offenbahr infolge der tiefen Lage ein verhältnismäßig großes Stück derselben der Abtragung entzogen. Über die Richtung der Einschiebung kann wohl kaum ein Zweifel bestehen.

Es kommt nur die Richtung von S her in Betracht, wobei man nicht entscheiden kann, bis zu welchem Ausmaß hier Schwankungen gegen SO oder SW vorhanden waren.

An der Stelle, wo heute die Insel liegt, muß schon vor ihrer Einwanderung eine ausgedehnte Abtragungslücke gewesen sein.

Diese Erosionslücke, in welcher heute die Schubmasse unserer Insel liegt, dürfte vor Einlagerung der Gosasedimente sowohl gegen N als auch gegen O und W zu Fortsetzungen besessen haben.

Diese Fortsetzungen sind wohl als alte Talzüge aufzufassen.

Offenbar lief ein langer Talzug dem Nordrande des Dachsteinkalkgebietes entlang. In der Gegend der heutigen Weyrer Bögen scheint von diesem alten Längstalzug ein breiter Quertalzug gegen N zu abzweigt zu sein. Er wurde später mit mächtigen Ablagerungen des Gosau-meeres verbaut.

Wie man noch heute klar erkennen kann, lag hier ein Durchbruchstal vor, das alle Querketten der Kalkalpen nördlich vom Rand der Ennstaler Alpen quer durchschnitten hat.

Dieses alte Durchbruchstal muß eine breite Furche dargestellt haben, denn das heute an seiner Stelle noch vorhandene Band der Gosauschichten ist durch Pressung und Überschiebung stark verschmälert worden. Diese Verschmälerung ist vor allem durch den Anshub der östlich von unserer Furche befindlichen Massen der Kalkalpen bewirkt worden. Dies erklärt auch den auffallenden Befund, daß die große Gosaubucht mit ihrer Westküste durchaus eng mit dem Untergrund verankert liegt, wogegen ihre Ostküste hin und hin einen Überschiebungsrand vorstellt.

Selbst der allersüdlichste Zipfel der großen Gosauzone bildet, wie Fig. 33 lehrt, eine schmale Mulde, deren Ostrand gestört ist. Die alte Terrainausweitung, in der heute unsere Insel lagert und von der, wie gerade besprochen, die Quertalfurche nach N abzweigte, steht aber in unserem Gebiete nicht allein.

Weiter westlich befindet sich an der Nordseite der Haller Mauern eine ähnlich große alte Talweitung, die ebenfalls mit Werfener Schichten und Alptriasschollen erfüllt ist.

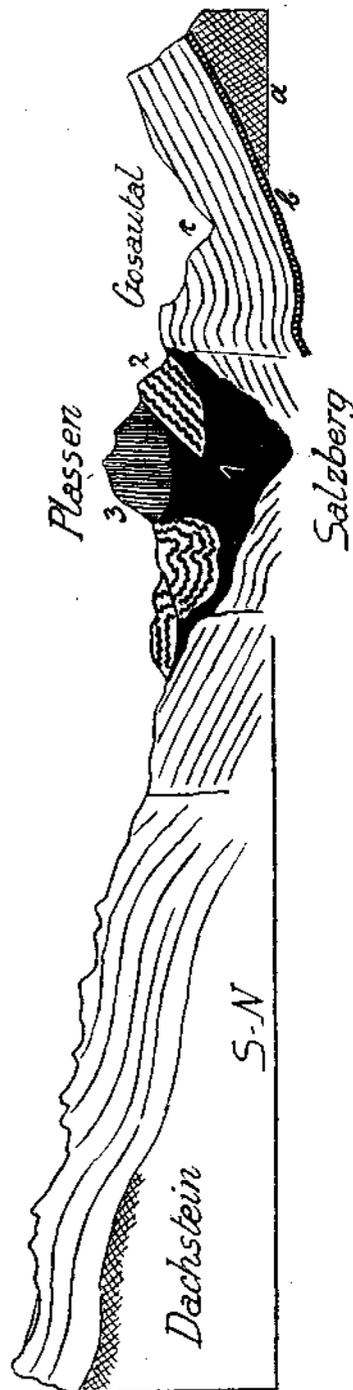


Fig. 12. Vereinfacht nach den Aufnahmen von E. Spengler. a = Ramsaukalk mit Rosten vom Juraschichten. 1 = Schubmasse von Werfener Schichten mit Salz, Haselgebirge und vielen einverleichten Schollen. 2 = Schubschollen von Trias in Helldüster Fazies. 3 = Schubscholle von Plassankalk. Eine alte Talfurche in der Dachsteindecke wurde hier mit zülfähigen Massen (1) ausgefüllt, worauf dann die höheren Schubmassen (2) und (3) die Furche überschiebten konnten.

Diese benachbarte alte Talbucht wird ebenfalls im S von dem Rande des Dachsteinkalkgebietes und im N von der Fortsetzung des Maierreckzuges begrenzt. In dieser Talbucht liegen die größeren Orte Windischgarsten und Spital am Pyhrn. Zwischen der alten Talbucht an der Enns und der Bucht von Windischgarsten besteht eine geschlossene Verbindung über den Sattel der Admonter Höhe hinweg.

Ich habe bereits im Jahrbuch 1921 ein Profil durch den Sattel der Admonter Höhe veröffentlicht. Es stellt eine Verbindung zwischen dem Nordrand des Dachsteinkalkgebietes und dem Maierreckzug dar.

Ich wiederhole hier dieses Profil (Fig. 43) in Verbindung mit einem benachbarten Bergschnitte, weil sie die tektonisch wichtigen Bauverhältnisse am Nordrande des Dachsteinkalksaumes ausgezeichnet illustrieren.

Der Nordrand des Dachsteinkalkes ist hier weniger tief erodiert als am östlich benachbarten Kleinen Buchstein. Er trägt daher auch noch Liaskalke und Fleckenmergel.

Nördlich von diesen zum Teil mehrfach geschuppten Schollen, die an den Aufbau der Looskögel erinnern, folgt dann eine Zone von Werfener Schichten.

Die Werfener Schichten zeigen z. B. im Bereiche der inneren Laussa eine recht bunte Zusammensetzung. Als die ältesten Anteile treten feste Quarzsandsteine auf, darüber folgen Tonschiefer und Hasegebirge mit Rauhwacken und dunklen Triaskalken.

Etwa $1\frac{1}{2}$ km südöstlich von dem Jagdhaus Gjalalpen und zirka $\frac{1}{3}$ km westlich von der Hollinger Alpe traf ich auf Werfener Boden in einer Höhe von etwa 950 m auf eine Menge von eckigen Stücken eines dunkelgrünen Eruptivgesteines, dessen petrographische Untersuchung Herr Dr. H. P. Cornelius ausgeführt hat. Ich danke ihm herzlich für diese freundliche Mithilfe und lasse hier gleich seinen Befund folgen.

„Das mittelkörnige, vollkommen massige Gestein läßt im Schliff typische Gabbrostruktur erkennen: dünntafelige Plagioklase sind mit mehr oder minder idiomorpher Begrenzung eingewachsen in ein basisches Mineral, das leider nur in restlos umgewandeltem Zustande vorliegt, so daß eine Entscheidung, ob Pyroxen oder Hornblende, nicht mehr möglich ist. Nebengemengteile: Ilmenit reichlich, z. T. in Gestalt von bizarren Kristallskeletten; Apatit in langen Nadeln ebenfalls reichlich. Interessant sind die Umwandlungsvorgänge: Der dunkle Gemengteil ist zum größten Teil als Uralitpseudomorphose erhalten, meist umrandet von eigenartigen Alkalihornblenden: a gelblich, b schmutzigblau, c lila; $b > c > a$; $b:c =$ zirka 6° , $c = h$; sehr schwache Doppelbrechung, starke Dispersionsfarben; gelegentlich zonarstruiert mit braunen Kernen: a blaßbräunlich, b lichtbraun, c grünlichgelb; geringe Auslöschungsschiefe c:c. Die blaue Varietät kann ihren optischen Eigenschaften nach als Crossit bezeichnet werden. Mitten in den Uralitpseudomorphosen ist öfters Epidot angesiedelt. Zuweilen finden sich auch wirrblättrige Chloritpseudomorphosen, ebenfalls umkränzt von Crossit. — Der Plagioklas zeigt die übliche Entmischung, unter Ausscheidung von Epidot, der stellenweise in größeren Kristallen konzentriert ist. Der Ilmenit gebt z. T. in Titanit über. — Anzeichen von Durchbewegung

sind in den untersuchten Schriffen nicht vorhanden; die Struktur ist trotz der starken Umwandlung unbeeinflusst.

Das Gestein ist als Gabbro zu bezeichnen. Es erinnert einigermaßen an den Gabbro von der Rotsohlshneid am Nordrand der steirischen

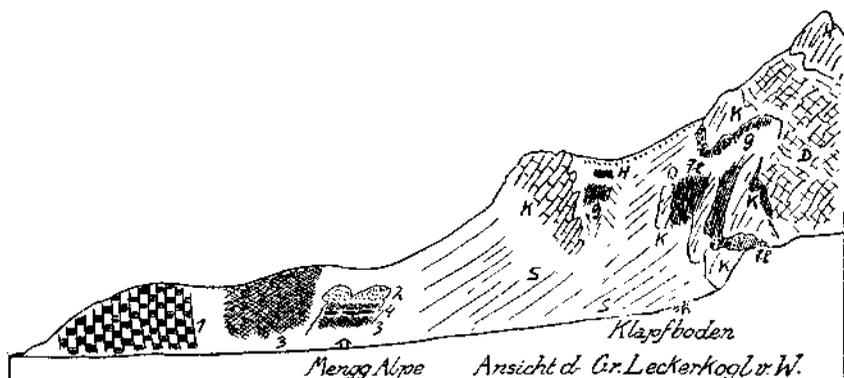


Fig. 43a. 1 = Quarzitbänke der unteren Werfener Schichten. 2 = Grün- und rote Werfener Schichten mit Haselgebirge. 3 = Rauhwacken. 4 = Dunkle Triaskalke. D = Dachsteindolomit. K = Dachsteinkalk. F = Fleckenmergel. H = Masse von schwärzlichen und grünlichen Hornsteinen. G = Gosausandsteine mit Phyllitstückchen. S = Schutthalden.

Grauwackenzone¹⁾; von Übereinstimmung mit diesem kann jedoch nicht gesprochen werden, schon deshalb, weil sich im vorliegenden Fall die primäre Natur des dunklen Gemengteils nicht mehr ermitteln läßt. Auch besteht in der Umwandlung, bei im ganzen durchaus parallelem

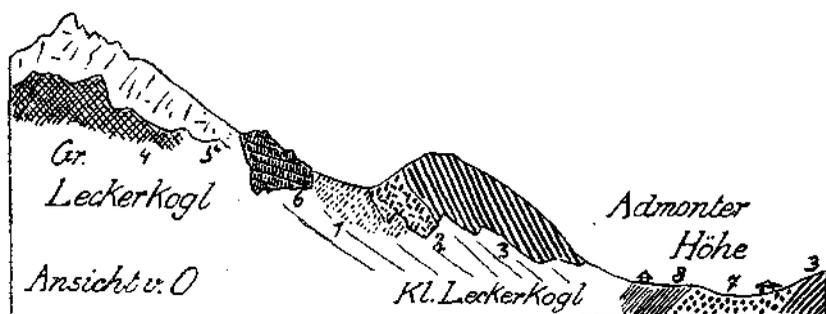


Fig. 43b. 1 = Werfener Schichten. 2 = Rauhwacken. 3 = Gutensteiner Kalke. 4 = Dachsteindolomit. 5 = Dachsteinkalk. 6 = Dickschichtiger, blaßbräunlicher Liaskalk. — Gosauschichten: 7 = Konglomerate und Breccien. 8 = Sandsteine und Mergel.

Verlauf beiderseits, ein Unterschied in dem Auftreten der Alkalihornblende, woraus vielleicht auf primär größeren Alkaligehalt des Gesteins von Oberlaussa geschlossen werden kann.⁶

Nördlich von diesem Fundplatz erhebt sich ein Rücken von gelbgrauer Rauhwacke, der an seiner Nordseite von Sandsteinen und Konglomeraten der Gosauschichten mit exotischen Geröllen eingesäumt wird.

¹⁾ Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1930, S. 149.

Es wäre nun nicht ausgeschlossen, daß die Bruchstücke von Gabbro nur Trümmer eines größeren exotischen Blockes aus zerstörten Gosauschichten vorstellen. Ich konnte aber hier in den Gosauschichten nirgends größere Blöcke beobachten.

Viel wahrscheinlicher ist es aber, daß es sich um eine kleine zerfallene Gabbroscholle handelt, welche hier tektonisch den Werfener Schichten eingeschuppt liegt.

Leider verhindert die dichte Bewaldung einen genaueren Einblick.

Die gewaltige Triasmaner des Maiereckzuges ist im Bereiche der Admonter Höhe kräftig gegen N zu überkippt.

Die Gosauschichten schmiegen sich nun, wie Fig. 43 ausführt, konkordant den Gutensteiner Kalken an, u. zw. mit bunten Konglomeratlagen.

Diese Lagerungsverhältnisse erlauben kaum eine andere Deutung, als daß die Überkipfung des Maiereckzuges schon zur Zeit der Anlagerung der Gosauschichten vorhanden war. Ja, sie muß damals noch viel stärker ausgebildet gewesen sein als heute.

Versuchen wir die Gosauschichten in ihre horizontale Lage zurückzudrehen, so müssen wir dazu die Überkipfung ihrer Grundlage noch wesentlich verstärken.

Die Konglomerate der Gosau haben sich hier auf Gutensteiner Kalken abgelagert, welche dazu viel stärker überkippt gewesen sein müssen, als sie heute sind.

Ich habe im Jahrbuch 1930 einen ähnlichen Fall aus dem Gebiete der Eisenspitze am Südrande der Lechtaler Alpen beschrieben.

Während aber an der Eisenspitze die Auflagerung der Gosauschichten ganz prachvoll klar erschlossen ist und jeden Zweifel ausschließt, sind die Aufschlüsse an der Admonter Höhe leider nicht so gut. Es wäre hier immerhin auch möglich, daß die Gosauschichten erst später an den Südhang des Maierecks herangepreßt wurden.

Die Überkipfung des Triaskalkzuges des Maierecks ist aber keineswegs etwa eine lokal begrenzte Erscheinung.

Sie beherrscht im Gegenteil nicht nur den Maiereckzug, sondern auch den Gamssteinzug.

Bei der großen streichenden Ausdehnung der Überkipfung scheint ein Versuch zu ihrer tektonischen Begründung wohl der Mühe wert zu sein.

Die Überkipfung des Gamsstein—Maiereckzuges kann auf zwei sehr verschiedene Arten entstanden sein.

Sie könnte zunächst nur den Erosionsrest einer überkippten Falte vorstellen.

Für diese Deutung, lassen sich in der Natur keine weiteren Belege mehr auffinden, da südlich von diesem großen Zug keine anderen Teile einer Faltenfortsetzung mehr vorhanden sind.

Man müßte sich also bei dieser Annahme mit der bescheidenen Andeutung eines überkippten Gewölbes begnügen, für dessen Hauptbau weder weitere Beweisstücke noch auch der entsprechende Raum vorhanden sind.

Die andere Deutung ergibt sich aus der Annahme, daß hier der Südrand einer Schubmasse vorliegt, welcher durch den An- oder Aufschub einer höheren folgenden Schubmasse etwas in der Bewegungsrichtung umgestülpt wurde.

Diese Deutung hat den Vorzug, daß alle dafür nötigen Bauelemente auch heute noch vorhanden sind.

Wir kommen also zu der Einsicht, daß der Gamsstein—Maierckzug den Südrand einer alten Schubmasse vorstellt.

Der zweite Teil der Annahme verlangt das Vorhandensein einer höheren Schubmasse, welche bei ihrem Vordringen zumindest noch den Südrand der Gamsstein—Maierck-Schubmasse erreicht und umgestülpt hat.

Eine solche Schubmasse ist hier in der Form der Altriasmassen sowie auch in der unserer Insel vorhanden.

Wenn wir heute in dem hier betrachteten Gebirgsraum auch nirgends mehr Schubschollen von Altrias auf den Höhen des Gamsstein—Maierckzuges beobachten können, so haben wir auch heute noch weithin die Anpressung von Werfener Schichten samt ihren Schollen erhalten.

Ein geringer Betrag der Erosion ist daher ausreichend, um die früher sicher einmal vorhandene Auflagerung zu zerstören.

Wir können also als Ergebnis dieser Überlegung festhalten, daß der Gamsstein—Maierckzug den Südrand einer alten Schubmasse vorstellt, welcher noch von einer folgenden höheren Schubmasse später umgestülpt worden ist.

Damit sind wir zu dem Ergebnis gekommen, daß auch die erste in unserem Gebiete noch erkennbare Gebirgsbildung wahrscheinlich in der Anhäufung von Schubmassen bestanden hat.

Für diese Schubmassen war die Bewegungsrichtung wahrscheinlich von S gegen N orientiert.

Dieselbe Richtung scheint auch den späteren Einschub der Altriasmassen und unserer Insel beherrscht zu haben.

Wir wenden uns nun den jüngeren Bewegungen zu, deren Spuren sich bereits in den eingesedimentierten Gosauschichten abgebildet und aufbewahrt haben.

Das Südende der Weyrer Bögen ist für eine solche Untersuchung sehr geeignet, weil sich hier in weiter Verbreitung noch Ablagerungen der Gosauschichten erhalten haben.

Fast alle Bauelemente der Weyrer Bögen kommen mit Gosauschichten in Berührung.

Wenn man nun die Bewegungsverhältnisse der Gosauschichten genauer betrachtet, so kommt man zu dem Ergebnis, daß die Gosauschichten im wesentlichen die Verbiegung der Weyrer Bögen mitgemacht haben.

In dem Schema Fig. 44 ist dieser Befund übersichtlich zum Ausdruck gebracht.

Die Gosauschichten machen also die Hauptzüge der hier vorliegenden Verbiegungen getreulich mit und heweisen dadurch, daß die Weyrer Bögen erst in nachgosauischer Zeit ihre heutige Formung bekommen haben. Diese Formung ist, wie Fig. 44 darlegt, eine recht eigenartige.

Die Hauptzüge derselben sind etwa folgende:

Mit Ausnahme des südlichsten Bauelements sind alle anderen schon vor der Verbiegung durch die Erosion zerschnitten gewesen.

Infolge dieser Zerschneidung war es denn auch unmöglich, die getrennten Teile gleichmäßig und einheitlich zu verbiegen. Die einzelnen Bogenstücke zeigen daher kein richtiges Zusammenspielen.

Es ist nirgends eine geschlossene Umbiegung vorhanden. Die Bogenelemente der rechten Seite passen nur so ungefähr zu den Bogenelementen der linken Seite. Das verbindende Bugstück ist eben nicht vorhanden.

Dieses Nichtzusammenpassen der einzelnen Bogenhälften tritt auf dem Schema von Fig. 44 recht deutlich hervor.

Gleichzeitig macht sich aber noch eine weitere Störung des Bewegungsbildes der Weyrer Bögen bemerkbar. Es ist dies die Einschaltung des Fremdkörpers unserer Insel.

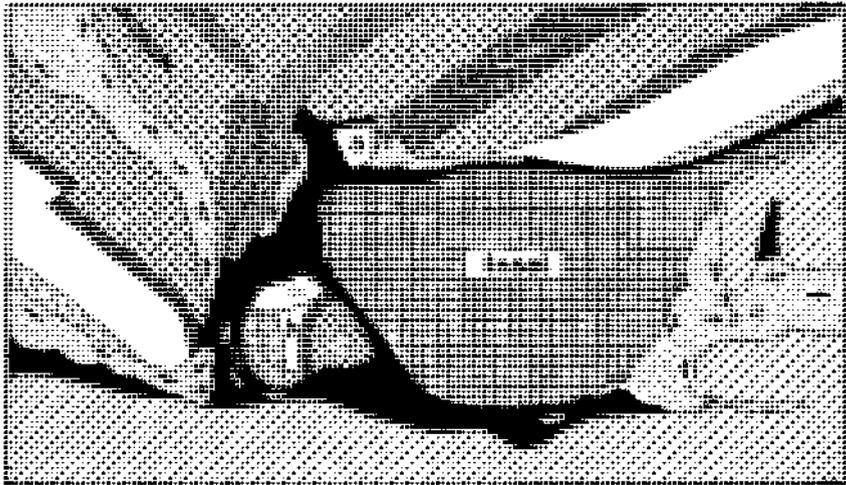


Fig. 44. In dieser Figur sind die Gosauschichten mit ihrem Streichen und Fallen eingetragen. Man erkennt sofort den großen Anteil der nachgosauischen Bewegungen. Gebiete der Gosauschichten = fein punktiert.

Sie ist offensichtlich die Ursache für eine starke seitliche Verzerrung des ganzen südlichsten Teiles der Weyrer Bögen.

Während die nördlicheren Bogenteile ihre Bugstelle in der Gegend von Altenmarkt-St. Gallen besitzen, umgreift der Nordrand des Dachsteinkalkgebietes unsere Insel und vollzieht seine Abbiegung erst in der Gegend von Lainbach-Landl.

Die Einschaltung der Schubmasse der Insel ist also die Ursache für eine so bedeutende Verlegung der Knickstelle gewesen.

Wie man ebenfalls aus der Struktur der eingeschalteten Gosauschichten ablesen kann, hat dahei ein starker Schub aus der Richtung von O gegen W mitgewirkt.

Man wird nun mit Recht fragen, ob wir uns hier wirklich am Südeude der Weyrer Bögen befinden oder ob sich vielleicht weiter südlich noch dazugehörige Verbiegungen erkennen lassen.

Das letztere muß nach den neuesten Erfahrungen bejaht werden.

Begibt man sich vom Ennsdurchbruch bei Hieflau an den Südrand der Ennstaler Alpen im Gebiet von Radmer, so erkennt man hier an der Ostseite des Lugauers eine mächtige Störung, welche ich im Jahrbuch 1927 beschrieben und abgebildet habe.

Der kühne Gipfel des Lugauers besteht aus steil angerichteten Dachsteinkalken, welche aber nicht ostwestlich streichen, sondern scharf gegen NO zu umgebogen sind. Seine östliche Fortsetzung kann daher nicht die benachbarte Kaiserschildgruppe bilden.

Tatsächlich hat auch meine Aufnahme dieser Gruppe im Jahre 1926 zu der Einsicht geführt, daß diese Berge nicht, wie die Handschriftkarte von A. Bittner angibt, aus Dachsteinkalk, sondern aus Wettersteinkalk und Dolomit bestehen.

Zu derselben Auffassung war auch E. Spengler bei der Aufnahme von Blatt „Eisenerz—Wildalpen“ gekommen.

Wir haben also hier einerseits eine starke Abbiegung im Streichen des Lugauers, anderseits östlich von diesem eine kräftige Aufwölbung und Höherschaltung von älteren Triasgesteinen.

Einen weiteren Einblick in die hier vorliegenden Querstrukturen haben dann die schönen Untersuchungen von G. Hiebleitner in der unmittelbar südlich anschließenden Grauwackenzone eröffnet.

Hiebleitner hat hier durch seine sorgfältigen Aufnahmen eine prächtige Querfaltung enthüllt, die ihren stärksten Ausdruck in der von ihm getauften „Radmer-Störung“ findet.

Diese Radmer-Störung stellt eine mächtige, von O gegen W zu überschlagene Falte vor, welche nordsüdlich streicht und genau in die Störungslücke zwischen dem Lugauer im W und der Kaiserschildgruppe im O hineinzielt. Dieses Zusammenklingen im Bau der Kalkalpen und der benachbarten Grauwackenzone kann man wohl nicht für einen bloßen Zufall halten.

Hiebleitner hat in diesem Jahrbuch 1931 die Meinung zum Ausdruck gebracht, daß es sich bei der Radmer-Störung wahrscheinlich um eine vortriadische Faltung handelt.

Damit wäre die Querfaltung der Radmerstörung soviel älter als die Querschichtung der Weyrer Bögen, daß an keinen Zusammenhang zu denken wäre.

Die Beweisführung Hiebleitners scheint mir aber die Möglichkeit eines nachgosauischen Alters der Radmer-Störung nicht auszuschließen.

Nach Hiebleitner findet sich das Bewegungsbild des Paläozoikums in keiner Weise in jenem der Trias auch nur annähernd abgebildet.

Ich glaube, daß man das nicht behaupten kann. Ebenso kann ich nicht zustimmen, wenn er meint, daß der Dachsteinkalk des Lugauers 1000 m höher liege als der Wettersteinkalk und Dolomit des Kaiserschild.

Der Gipfel des Lugauers (2205 m) besteht aus steil aufgerichteten Dachsteinkalken, der höchste Gipfel der Kaiserschildgruppe, der Hochkogel (2106 m) dagegen aus flach gelagertem Wettersteindolomit.

Denkt man sich hier auf den schon ziemlich tief abgetragenen Wettersteindolomit der Kaiserschildgruppe noch den fehlenden Dachsteindolomit und -kalk ergänzt, so kommt man im Gegenteil zum Ergebnis, daß der Dachsteinkalk des Lugauers viel tiefer liegt, als eine normale Dachsteinkalkserie auf dem Kaiserschild zu liegen käme.

Die Kaiserschildgruppe stellt also gegenüber dem Lugauer eine stark gehobene Scholle vor. Ich habe dies auch schon im Jahrbuch 1927 auf S. 156 ausdrücklich festgestellt.

Wenn man nun die Karte von Radmer in der Arbeit von Hießleitner in diesem Jahrbuch betrachtet, so sieht man, daß sich das Querstreichen, welches die Radmer-Störung begleitet, auch noch nördlich von Radmer an der Stube fortsetzt und hier in den Sattel zwischen Lugauer und Stanglkogel hineindringt.

Das Querstreichen der paläozoischen Schichten und der Werfener Schichten paßt sich also mit anderen Worten dem scharfen Umschwenken der Dachsteinkalkbänke des Lugauers an.

Die hohe Aufpressung der Werfener Schichten zwischen Lugauer und Stanglkogel kann man ohne Schwierigkeiten als den Scheitel einer Querfalte auffassen.

Es liegt dann sehr nahe, diesen Quersattel mit der Querfalte der Radmer-Störung in Verbindung zu bringen.

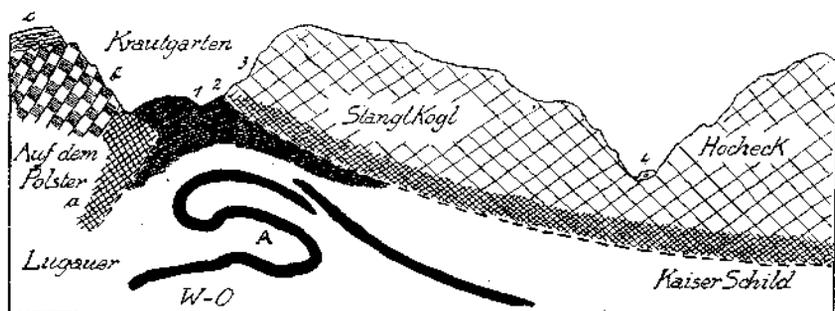


Fig. 45. *a* = Dolomit, *b* = Dachsteinkalk, *c* = Juraschichten des Lugauers. 1 = Werfener Schichten mit Gips und Haselgebirge, 2 = dunkelgrauer Dolomit, 3 = Wettersteinkalk und Dolomit der Kaiserschildgruppe. *A* = Liegendfalte der Radmer-Störung nach Hießleitner. Diese Falte zeigt deutlich den Anschub der Kaiserschildgruppe gegen den Lugauer.

So würde, wie das Schema Fig. 45 andeutet, die Radmer-Störung eine ganz gute Abbildung auch noch im Bereiche der Kalkalpen besitzen.

Natürlich ist die Querfalte innerhalb der mächtigen und schwerfälligen Kalk- und Dolomitmassen viel steifer und uneleganter ausgebildet.

Hießleitner leitet die Entstehung der liegenden Falte der Radmerstörung von einer vertikal aufgerichteten Ausgangsfalte ab, die dann später erst gegen *W* zu umgelegt wurde.

Da die liegende Falte aber zur Zeit ihrer Entstehung und Weiterbildung höchstwahrscheinlich noch unter der schweren Decke der Kalkalpen begraben lag, ist diese Ableitung kaum möglich.

Die Querfalte der Radmerstörung ist leichter verständlich, wenn sie von Anfang an eine Liegfalte gewesen ist, wie sie sich auch unter schwerer Belastung noch zu bilden vermag.

Als Ergebnis dieser Überlegungen möchte ich feststellen, daß doch zwischen der Radmerstörung und der Störung zwischen Lugauer und Kaiserschildgruppe eine enge Beziehung besteht. Die Radmerstörung bildet die hier die ganzen Nordalpen durchdringende Querstruktur der Weyrer Bögen noch im Untergrund der Grauwackenzone ab.

Sie ist daher für die Auflösung des Bewegungsbildes der Weyrer Bögen von hohem Wert und Interesse.

Der Rand des Lugauners weicht am Haselkogel oberhalb von Radmer an der Hasel aus der Ostwestrichtung ab und kehrt östlich von der Mündung des Radmerbaches in den Erzbach wieder in die Ostwestrichtung zurück.

Die Abknickung erreicht also, gemessen in der Nordsüdrichtung, einen Betrag von zirka 7 km. Es ist dies zugleich auch die Breite der kleinen Kaiserschildgruppe, welche ja in den durch die Abbiegung freigegebenen Raum eintritt. Auch die Abbiegung an der Nordseite der Ennstaler Alpen in der Strecke Lainbach—Gams—Eschau ist ungefähr von derselben Größenordnung.

Es erscheint also hier der ganze Streifen der Ennstaler Alpen stark abgeknickt. Er findet seine Fortsetzung über Stangkogel—Göstlinger Alpen zum Dürrenstein und Ötscher. Die Ennstaler Alpen stellen also nach der Einteilung von L. Kober die Fortsetzung der Ötscherdecke dar. Sie gehören also noch zu den voralpinen Decken. Die Kaiserschildgruppe steht aber nach den Aufnahmen von E. Spengler mit Hochschwab—Veitsch—Schneealpe—Rax—Schneeberg in Verkettung. Diese Einheiten gehören nach Kober zur hochalpinen Decke.

In meiner Arbeit über den Bau der Ennstaler Alpen im Jahrbuch 1921 war ich noch der Meinung, daß im Gebiete der Ennstaler Alpen die Trennung von voralpiner und hochalpiner Decke ihre Bedeutung verloren habe und man die Ennstaler Alpen nach Belieben als voralpin oder hochalpin bezeichnen könne.

Dies ist jedoch nicht richtig. Die Ennstaler Alpen sind im Sinne Kobers wirklich voralpin und die Kaiserschildgruppe ist hochalpin.

Zwischen der voralpinen und der hochalpinen Decke liegt auch hier eine bedeutende Störung. Eine Aufschiebung der hochalpinen Decke auf die voralpine hat aber hier entweder gar nicht oder nur in unbedeutendem Maße stattgefunden. Man kann wohl nur von einem Anschub oder von einer Anpressung der hochalpinen Decke an die voralpine reden.

Die Feststellung, daß die Radmerstörung gerade in die Fuge zwischen voralpiner und hochalpiner Decke hineinzieht, verdient jedenfalls unser tektonisches Interesse.

Wir sind zu dem Ergebnis gelangt, daß die Querstruktur der Weyrer Bögen nicht nur die volle Breite der nördlichen Kalkalpen durchdringt, sondern auch noch im Untergrund der Grauwackenzone bemerkbar bleibt.

Die von G. Hießleitner entdeckten Querstrukturen in der Grauwackenzone von Radmer ordnen sich so auch in dieses mächtige Bewegungsgebilde ein.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Hauptzüge dieser Querstruktur erst nach Ablagerung der Gosauschichten entstanden sind.

Beweisen kann man diese Behauptung nur für den mittleren und nördlichen Teil der Bögen. Im südlichen Teil fehlen leider zu einer Zeitbestimmung brauchbare Gosauschichten. Dafür bieten hier die Tertiärablagerungen von Hieflau ihre Mithilfe an.

Dieselben lagern auf dem Dachsteinkalkrand des Lugauer gerade dort, wo die große Abknickung wieder ins O-W-Streichen übergeht. Ich habe diese Ablagerungen im Jahre 1926 untersucht und im Jahrbuch 1927 genauer beschrieben. Dieselben zeigen eine dem Dachsteinkalkrand parallele leichte Muldenfaltung von ostwestlichem Streichen.

A. Winkler hat sich ebenfalls mit diesen Ablagerungen beschäftigt und für sie ein altmiozänes Alter wahrscheinlich gemacht. Dies hätte also zu bedeuten, daß auch noch in tertiärer Zeit an diesem Dachsteinkalkrand faltende Bewegungen stattgefunden haben.

Wahrscheinlich sind sie aber zu unbedeutend gewesen, um die machtvollen Umriss der Weyrer Bögen zu verzerren.

Wir haben gesehen, daß die Querstrukturen der Weyrer Bögen nicht nur die ganzen nördlichen Kalkalpen durchsetzen, sondern auch noch innerhalb der Grauwackenzone zuordenbare Spuren hinterlassen haben.

Es liegt nun sehr nahe, noch weiter südlich im Alpenkörper nach allenfalls dazugehörigen Querstrukturen zu suchen.

Solche Strukturen sind hier auch in der Tat vorhanden, und zwar in teilweise recht auffallenden Formen.

Diese Strukturen sind auch bereits vor längerer Zeit schon von den dort arbeitenden Geologen beachtet worden.

Heritsch, Spitz, Kieslinger, Winkler haben sich insbesondere mehrfach mit der tektonischen Verbindbarkeit dieser Formen abgegeben.

Die Betrachtung der Übersichtskarte von Kieslinger im Jahrbuch 1928 zeigt eine ganze Reihe von Quer- und Schrägstrukturen, welche sich hier zu der schon lange bekannten Lavantaler Störungszone zusammenfügen.

Vereinigt man die Weyrer Bögen mit dieser Querstörungszone, so erhält man eine Querstruktur im Bau der Ostalpen von gigantischen Ausmaßen.

A. Kieslinger hat sich in der letzten Zeit ausführlicher mit dem tektonischen Problem der Lavantaler Störungszone beschäftigt.

Es ist sein Verdienst, auf die große Mannigfaltigkeit und Gegensätzlichkeit der Störungen hingewiesen zu haben, welche hier zu einem fast die ganzen Ostalpen durchlaufenden Bande vereinigt erscheinen.

Kieslinger schreibt im Jahrbuch 1928: „Versuchen wir die Störungen in dem beschriebenen Geländestreifen einem der vorhandenen Begriffe unterzuordnen, so stoßen wir auf unüberwindliche Schwierigkeiten. In den verschiedenen Teilen sind alle Möglichkeiten einer Störung überhaupt verwirklicht . . . Wir haben eine durchgreifende Vertikaltektonik über den ganzen besprochenen Bereich hin, eine flache Horizontaltektonik in den südlichen Teilen . . .“

So komme ich zu der Vorstellung, daß dieser Streifen eine wohl sehr alte Schwächezone in den Alpen vorstellt.“

Kieslinger glaubt endlich bei seinem regionalen Ausblick eine Einordnung der Lavantaler Störungszone in das System der periadriatischen Bruchlinien zu erkennen. Nach meiner Einsicht weicht die Richtung der Lavantaler Störungszone aber zu stark von einer Umrandungskurve der Adria ab.

Die Vereinigung mit den Weyrer Bögen schließt natürlich einen solchen Zusammenhang völlig aus.

Ich will nun im Folgenden auf einem anderen neuen Wege eine Erklärung für die Mechanik dieser merkwürdigen Querstruktur im Leibe der Ostalpen zu geben versuchen. Dieser Versuch geht von der Erkenntnis aus, daß es sich hier bestimmt nicht um das Auftreten einer einheitlichen Bewegungsbahn handeln kann.

Vielmehr sehen wir eine Aneinanderfügung von verschiedenartigen Störungen vor uns, welche hier aus der Gegend von Weyer bis an den Südrand des Bachergebirges reichen.

Diese Aneinanderreihung umfaßt im N und im S flachere Bewegungsformen, in der Mitte im Kristallin dagegen steilstehende.

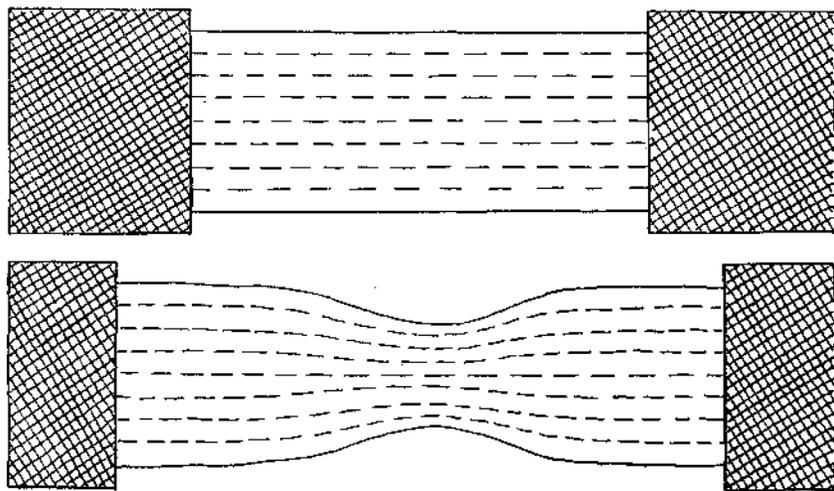


Fig. 40. Schema des Zugversuches mit Einschnürung des gestreckten Bandes.

Außerdem sind die Einknickungen im Streichen der hier zusammenstoßenden rechts- und linksseitigen Bauelemente im nördlichen Abschnitt gegen S und im südlichen gegen N zu gerichtet.

In die Einknickungen sind dabei ganz verschiedene alte und auch ganz verschieden zusammengesetzte Bauelemente einbezogen.

Im großen und ganzen ist diese Zone von Querstrukturen hin und hin zugleich als eine Depression ausgebildet.

Bei der Auflösung der Mechanik dieser Bewegungsformen gehe ich nun vom Vergleich mit dem Zugexperiment aus.

Wenn wir einen breiten Streifen einer entsprechend starken Zerrung unterwerfen, so bildet sich an einer von Anfang an schwächeren Stelle eine Einschnürung aus, die bei weiterem Zug immer stärker wird und endlich zum Zerreißen führt.

Fig. 46 legt in Schema diesen Vorgang der Einschnürung beim Zugversuch in schematischen Umrissen vor.

Die Einschnürung macht sich natürlich bei einem Stab von rundem Querschnitt ringsum gleich bemerkbar.

Wenn wir aber statt eines Stabes von rundem Querschnitt einen relativ dünnen, aber breiten Streifen der Zerrung unterwerfen, so wirkt sich die Einschnürung an dem langen Querschnitt bei gleicher Schrumpfung viel ausgiebiger aus — Fig. 47.

Das heißt mit anderen Worten, bei einem breiten Streifen entsteht an den beiden Schmalseiten eine weit kräftigere Einschnürung als an den beiden Breitseiten.

Wenn wir nun diese Erfahrung auf unser geologisches Gebiet zu übertragen versuchen, so führt uns dies zu folgender Deutung:

Die Zone der Querstrukturen zwischen Weyer und Bachergebirge würde also die Zone der Einschnürung vorstellen, welche durch eine ostwestliche Zerrung des Streifens der Ostalpen hervorgerufen wurde.

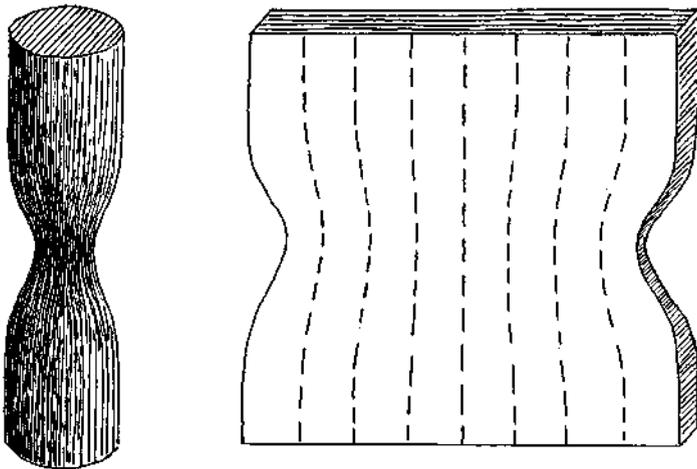


Fig. 47. Schema von Zugeinschnürungen bei einem Stab mit rundem Querschnitt und bei einem breiten Bande.

Diese Einschnürung gibt sich einerseits als eine Depression, anderseits an beiden Rändern als eine Einknickung zu erkennen.

Diese Einknickung muß am Nordrande gegen S, am Südrande gegen N gerichtet sein.

In der Mitte müssen diese seitlichen Einknickungen verschwinden und vertikalen Platz machen.

Als eine Folge dieser Einschnürung der Ostalpen ist auch die breite Depression zu bezeichnen, in welche dann der Kreidefjord des Gosau-meeres bei Weyer so tief in die Kalkalpen eingedrungen ist.

Diese Annahme einer Abschnürung der Ostalpen infolge einer ost-westlichen Zerrung vermag aber nur einen Teil der hier vorliegenden Bewegungsformen zu erklären.

Die Wirkung der Einschnürung als Ausdruck für eine Zerrung großen Stiles scheint später durch eine entgegengesetzte Großbewegung, nämlich durch eine Zusammenschiebung in Streichen, wieder größtenteils aufgehoben worden zu sein.

Durch diese Zusammenpressung wurden die flachen Streichungsknickungen der Zerrung aber viel schärfer betont.

Das ist besonders im Gebiet der Weyrer Bögen sehr schön ausgebildet.

Die durch die Einschnürung nur leicht nach S eingebogenen Bauelemente der Nordalpen werden durch den nachfolgenden Zusammenschub im Streichen nun viel schärfer und spitzwinkelig abgknickt. Diese Abknickung geht stellenweise bis zu einer nordsüdlichen Streichstellung.

Im großen und ganzen wird durch diese nachfolgende Zusammenpressung die breitangelegte Zerrungszone wieder wesentlich verschmälert.

Diese Verschmälerung wird z. T. sogar durch Überschiebungen bewirkt.

In dem hier in aller Kürze vorgelegten neuen Erklärungsversuch der Weyrer Bögen und der Lavanttaler Störungszone wird eine mächtige Zerrungsphase mit einer nachfolgenden Pressungsphase gekuppelt.

Auf diese Weise wird es möglich, die große Verschiedenartigkeit der hier auftretenden Bewegungsformen zu umspannen.

Gleichzeitig wird damit auch ein weiter zeitlicher Rahmen für die Entwicklung gewonnen.

Es erhebt sich nun die Frage, wie eben die zu dieser Erklärung notwendigen Zug- und Pressungswirkungen zustande gekommen sein können, die jeweils im Streichen des Alpenkörpers verliefen.

Wenn man die Alpen als ein Gesteinsband betrachtet, welches auf einer beweglichen Unterlage ruht, so ist es unschwer möglich, sowohl Zerrungen als auch Pressungen durch Bewegungen des Untergrundes in diesem Bande zu bewirken. Durch ein Abströmen von Massen können z. B. in dem darüber lagernden Bande Zerrungen hervorgerufen werden, durch ein Zuströmen aber Pressungen.

Wir befinden uns nun mit der Querstrukturzone Weyer—Bachergebirge schon dem Abbruch der Ostalpen gegen die ungarische Senkungszone ziemlich nahe.

Es ist ganz gut möglich, daß unsere Zerrungszone mit den Auflockerungen und Senkungen des ungarischen Beckens in einer nahen Beziehung steht.

Wir kämen also dazu, unsere Zerrungszone nicht mit der Senkung der Adria, wohl aber mit jener des ungarischen Beckens in Verbindung zu bringen.

Wahrscheinlich spielen übrigens Zerrungen innerhalb der Ostalpen eine weit größere Rolle, als ihnen derzeit zugemessen wird.

Ihre Funktion wird eben durch nachfolgende Pressungen vielfach ganz in den Hintergrund gedrängt.

Für das Auftreten solcher Pressungen im Gebirgsstreichen vermag ich derzeit keine weitere Erklärung zu geben.

Zusammenfassung.

Die vorliegende Arbeit bringt zunächst eine Reihe von Beobachtungen aus dem südlichen Teil der Weyrer Bögen.

Dieselben stammen größtenteils aus dem Bergraum, welcher auf dem Kartenblatt „Admont-Hieflau“ der Spezialkarte 1:75.000 zur Darstellung kommt.

Im Laufe der Feldaufnahmen hat sich hier eine bisher unbekannte Schubmasse abgrenzen lassen, welche die Enns zwischen Lainbach und Weißenbach diagonal durchschneidet.

Diese Schubmasse wird ringsum von einem Saum von Werfener Schichten umgürtet, welcher neben Haselgebirge, Salz und Gips auch viele Schollen von Triaskalken, seltener auch solche von Grauwackengesteinen wie Magnesit und Gabbro enthält.

Der geologischen Darstellung dieser Gürtelzone sind viele Profile und ein großer Teil der Beschreibungen gewidmet. Die Gürtelzone selbst gehört ins Liegende unserer zentralen Schubmasse hinein und stellt für sich wieder die Reste einer alten und weitausgedehnten Schubmasse vor.

Für diese alte Schubmasse aus Werfener Schichten und ihnen einverleibten Schubschollen können nun in verschiedenen Profilen genauere Angaben gewonnen werden. Die eben erwähnten Schubmassen aus Altrias lagern vielfach einem bereits tief eingeschnittenen Relief ihres Untergrundes auf. Die hier nachweisbaren Erosionseinschnitte greifen bis in den Ramsaudolomit der Ennstaler Alpen hinab.

Es hat also jedenfalls schon vor dem Einschub dieser Schubmassen aus Altrias hier eine beträchtliche Gebirgsbildung mit kräftiger nachfolgender Erosion stattgefunden.

Diese erste hier erkennbare Gebirgsbildung ist ebenfalls mit Hilfe von herbeigetragenen Schubmassen vollzogen worden.

Es läßt sich wahrscheinlich machen, daß die Schubmassen aus Altrias die Erosionsränder solcher älterer Schubmassen teilweise bei ihrer Auffahrt gegen N zu umgestülpt haben.

Die großartige Überkipfung des Gamsseins—Maierckzuges wird hier in diesem Sinne mechanisch gedeutet.

Die Schubmasse aus Altrias ist nach ihrem Einschub offenbar ebenfalls wieder das Opfer einer Erosionsperiode geworden, aus der sie in völlig zerstückeltem, aufgelöstem Zustand hervorging.

Nun kam die Senkung und damit die Überflutung durch das eindringende Gosaumeer.

Aus dieser Zeit stammen mächtige und vielfach recht eigenartige Sedimente, die uns gar manches zu erzählen haben.

Größtenteils bestehen diese Sedimente aus den Abtragungsprodukten der Umgebung, es fehlt aber keineswegs darin auch an Material, das aus der Ferne herbeigeschleppt wurde.

Weitverbreitet gibt sich z. B. meist in kleinen Stückchen der Einschluß von Phyllit zu erkennen. Daneben treten aber auch bunte, harte, exotische Gerölle auf.

An einer Stelle wurde ein gerollter Bimsstein aufgefunden, der aber möglicherweise auch durch Menschenhand verschleppt sein kann.

Mehrfach sind den Gosauschichten auch bescheidene Kohlenflöze eingeschaltet, die in der Umgebung von Gams auch fossiles Harz als Bernstein enthalten.

An der Basis treten auch Einschaltungen von Bauxit auf.

Die Gosauschichten spielen hier für die Entzifferung des Bewegungsbildes der Weyrer Bögen eine sehr wichtige Rolle.

Sie zeigen uns an, daß ein großer Teil der Verbiegungen und Zusammenschübe hier erst nach Ablagerung der Gosauschichten ausgeführt wurde.

Die Bogenstücke, welche im Gebiete des nördlicheren Kartenblattes „Weyer“ noch getrennt einander gegenüberliegen, nähern sich im Bereiche von Blatt „Admont-Hieflau“.

Ein wirkliches Zusammentreffen findet dabei aber nur zwischen dem Oisbergzug der Ostseite und dem Hochbrandzug der Westseite statt.

Auch hier kann man aber nicht etwa von einem geschlossenen Umbiegen reden.

Es schmiegen sich nur die beiden Endstücke annähernd parallel aneinander.

Das Zusammentreffen der anderen Bogenstücke verhindert unsere zentrale Schubmasse.

Diese stört hier als Fremdkörper sowohl die regelrechte Ausbildung der Bugstellen als auch das richtige Zusammentreffen der Endstücke.

Die merkwürdigen Schollen des Zinödls und des Hainbachsteins stellen hier wahrscheinlich Reste des ehemaligen Zusammenhangs des Maierack- und Gamssteinzuges vor.

Ob dieselben schon durch den Einschub der zentralen Schubmasse aus ihrem Zusammenhang gerissen wurden oder ob dies erst später bei der Abknickung geschehen ist, läßt sich schwer entscheiden.

Jedenfalls sind beide Schollen nicht nur abgerissen, sondern auch kräftig verdreht worden.

Der breite Streifen der Ennstaler Alpen umspannt mit einer scharfen Knickung die zentrale Schubmasse an ihrer Ostseite.

Dadurch tritt die Störung in der Ausbildung der Knickstelle der Weyrer Bögen wegen der Einschaltung dieses Fremdkörpers noch auffälliger hervor.

Es entstehen so statt einer einheitlichen Knickstelle gleichsam zwei durch das Gelenk unserer zentralen Schubmasse getrennte Knickstellen.

Die Knickung der Ennstaler Alpen ist auch an ihrem Südrande deutlich zu erkennen. Sie ist hier als die Störung zwischen dem Lugauer und der Kaiserschildgruppe auffällig genug.

Durch die irrthümliche Kartierung der Kaiserschildgruppe als Dachsteinkalk von A. Bittner ist diese wichtige Störung so lange unbeachtet geblieben.

Die Querstörung der Weyrer Bögen durchsetzt also die ganze Breite der nördlichen Kalkalpen.

Sie läßt sich aber auch noch weiter südwärts verfolgen.

Die Störung zwischen Lugauer und Kaiserschildgruppe kann man unmittelbar mit der großen „Radmerstörung“ verbinden, welche heute durch die schönen Arbeiten von G. Hiebleitner aufgeklärt erscheint.

Es ist also auch noch in der Grauwackenzone von Radmer eine mächtige Querstörung in der Form einer gegen W gerichteten Liegfalte vorhanden.

Diese Liegfalte bildet zugleich auch den Anshub der Kaiserschildgruppe gegen den Lugauer ab. Geht man von der Grauwackenzone bei

Radmer noch weiter südlich, so trifft man auf die mächtige Lavanttaler Querstörung.

Diese leitet durch die Zentralalpen bis an die Südseite des Bachergebirges.

Ein Zusammenhang der Lavanttaler Querstörung mit den Weyrer Bögen ist ziemlich wahrscheinlich. Wir stehen damit vor einer Querstörung von gigantischem Ausmaß, welche das Ostende der Ostalpen von dem Hauptzug derselben abgliedert.

Diese Abgliederung ist jedoch weder ein einfacher noch auch ein gleichsinnig gerichteter mechanischer Vorgang.

Ich habe hier den Versuch gemacht, das Bewegungsbild dieser Querstörung zunächst als Wirkung einer Dehnung des Ostalpenstreifens aufzufassen, der dann später ebenfalls wieder im Streichen ein Zusammenschub gefolgt ist. Durch diese Streckung wurde eine Einschnürung des breiten Alpenbandes hervorgerufen, welche am Nordrand gegen S, am Südrand dagegen nach N gerichtet war. Mit der Einschnürung schritt Hand in Hand eine Depression der stärkstgedehnten Teile.

Die nachfolgende Zusammenpressung knickte die ursprünglich sanfter verbogenen Baustränge nun viel schärfer zusammen. Sie hob dadurch die Gesamtwirkung der Dehnung großenteils wieder auf. Die Spuren der Dehnung konnten dabei aber nicht mehr verwischt werden. Sie erfuhren im Gegenteil sogar noch teilweise eine Verschärfung und Betonung. Für die Entstehung dieser merkwürdigen Dehnung kommt vielleicht ein Abströmen von lieferliegenden Massen gegen die Auflockerungszone des ungarischen Beckens in Betracht.

Für die nachfolgende Pressung habe ich derzeit keine Erklärung.

Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe I.

Von Otto Reithofer.

(Mit 2 Textfiguren und 1 Profiltafel.)

Die Ferwallgruppe gehört geologisch der Silvrettadecke (oberostalpin) an. Sie hat die Form eines gleichschenkeligen Dreiecks, dessen etwa O—W verlaufende Basis im N liegt und vom Stanzer- und Klostertal gebildet wird. Seine Schenkel bilden das Paznaun- und Montafontal. Der kristalline Anteil des Blattes Stuben (5144) gehört zum größten Teil dieser auch landschaftlich sehr reizvollen Gebirgsgruppe an. Der östlichste Teil der Ferwallgruppe liegt auf Blatt Landeck und wurde auf der im Jahre 1922 erschienenen geologischen Spezialkarte in vorbildlicher Weise von W. Hammer dargestellt.

Für die weitgehende Unterstützung sowohl auf den Exkursionen im Felde als auch bei der Ausarbeitung erlaube ich mir Herrn Direktor Hofrat Dr. W. Hammer meinen herzlichen Dank auszudrücken.

Die Grenze der beiden aneinanderstoßenden Blätter verläuft ungefähr dem Malfontal entlang westlich Latte Joch, Seßladalm und Ulmich (im Paznauntal) und östlich der Velillspitze nach S. Die Südgrenze gegen Blatt Silvretta beginnt südlich der Velillalm und zieht über Tschamatsch ins Paznauntal hinunter, von hier über Matnalalm, Glatte Berg, Schaftälerspitze und Pfannensee über Punkt 2444 (Valschavieler Berge) nach W weiter. Die Westgrenze des hier zu besprechenden Gebietes verläuft vom Verbelnerbach über Strittkopf, Valschavielkopf, Trostberg, Gstansjoch und Albonkopf nach Stuben, während die Nordbegrenzung durch die Grenze zwischen den nördlichen Kalkalpen und dem Kristallin dargestellt wird.

Vom Gebiet südöstlich der Rosanna gehört der kleine Zipfel westlich des Fimberbaches orographisch bereits zur Silvrettagruppe, während der größere mit der Velillspitze der Samuaungrnppe zugerechnet wird.

Die Aufnahme des kristallinen Anteils von Blatt Stuben habe ich im Jahre 1928 im Auftrage der Geologischen Bundesanstalt begonnen und in den Jahren 1929 und 1930 fortgesetzt. Die Kartierung erfolgte im Maßstabe 1 : 25.000.

Die erste geologische Darstellung erfuhr das Arbeitsgebiet auf der im Jahre 1849 in Innsbruck erschienenen Geognostischen Karte von Tirol. Hierauf gelangte das Gebiet auf der im Jahre 1855 erschienenen Dufourschen Karte, Blatt 10 (Feldkirch—Arlberg) von G. Theobald zur Darstellung. In den Jahren 1875—1877 wurde von der Geologischen Reichsanstalt in Wien das Blatt Stuben durch G. A. Koch aufgenommen. Im Auftrag derselben Anstalt wurde in den Jahren 1901—1905 eine Neuaufnahme von M. Vacek durchgeführt. Leider sind beide Aufnahmen nie in Druck erschienen. Über das Gebiet des Arlbergpasses selbst liegt

noch eine geologische Karte von H. Wolf im Maßstabe 1:28.800 (13)¹⁾ und eine nicht im Druck erschienene geologische Detailkarte im Maßstabe 1:2000 von G. A. Koch vor. An geologischer Literatur liegen mit Ausnahme verschiedener Arbeiten über Projektierung und Bau des Arlbergtunnels und über seine Gesteine über den kristallinen Anteil des Gebietes selbst nur einige ganz kurze Notizen vor.

Topographische Übersicht.

Die orographischen Verhältnisse wurden schon von G. A. Koch (9) kurz behandelt. In der vorliegenden Arbeit habe ich die Namen der Originalaufnahmssektionen und der Alpenvereinskarte der Ferwallgruppe (1:50.000) benutzt.

Im östlichen Teil der Ferwallgruppe westlich von Pettneu liegen mehrere tief eingeschnittene Quertäler, so daß hier die Bergrücken trotz des größtenteils vorherrschenden OW-Streichens der Gesteine in der Richtung von S nach N verlaufen. Nur die Rosanna, die diese Gebirgsgruppe im N begrenzt, folgt mit ihrem Laufe bis in die Gegend von St. Anton am Arlberg wenigstens z. T. dem allgemeinen Streichen. Von hier an biegt sie stark nach S ab und ihr Verlauf wird der eines Quertales. Sie durchfließt das Ferwall-, Schönferwall- und Ochsental und nimmt ihren Ursprung südlich des Kartenblattes am Ferwallferner, der bereits auf Blatt Silvretta liegt. Als Quertäler sind hier das Fasul-, Moos- und Malfontal zu erwähnen, deren gleichnamige Bäche die wichtigeren rechten Zuflüsse der Rosanna darstellen. Kleinere Quertäler liegen östlich des Hahnentrittkopfes, östlich des Schimmelegg (Stockerbach) und nördlich vom Hochkar. Auf der Westseite des Ferwall- und Schönferwalltales nimmt die allgemeine Streichrichtung einen viel größeren Einfluß auf den Verlauf der Talrichtungen. Der Verlauf des Bergrückens Peischelkopf—Maroijöchl, des Bergkammes Trostberg—Muttbberg, der Berge der Schwarzen Wand und der Valschavieler Berge folgt ganz dem allgemeinen Schichtenstreichen. Der obere Teil des Steißbachtals, der äußere Teil des Maroitales, besonders aber das Pfluntal sind deutliche Längstäler. Ihre Bäche, der Abfluß des Valschavielsees und des Scheidsees und der kleine von St. Christof herunterkommende Bach (die zwei letzteren verlaufen ungefähr quer zum Streichen) sind die linksseitigen Zuflüsse der Rosanna südlich von St. Anton. Der Arlbergpaß, das Gafuna-, Silber-taler-, Gaschurner- und Verbellner Winterjöchl stellen die Wasserscheide zwischen dem Schwarzen Meer und der Nordsee dar. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß der Valschavielsee seinen Abfluß in die Rosanna nimmt, während der kleine See westlich Punkt 2330 in den der Ill zu-strömenden Valschavielbach abfließt. Der Scheidsee nimmt seinen Abfluß ebenfalls in die Rosanna, doch entspringt etwas südlich darunter eine Quelle, die dem Verbellner Bach angehört, so daß das Wasser des Scheidsees wohl gleichzeitig den beiden großen Stromgebieten zufließt. Alle hier genannten Seen verdanken ihre Entstehung der Glazialerosion. In die die Ferwallgruppe im S begrenzende Rosanna münden als linke Nebenbäche der Seblad-, Älsner-, Totenmännle- und Madleinbach und

¹⁾ Die Zahlen beziehen sich auf die Nummern des Literaturverzeichnisses.

die Bäche östlich und westlich der Muttenalm ein. Die meisten folgen in ihrem oberen Teil mehr oder weniger dem Streichen, während sie in ihrem unteren Teile mehr quer dazu verlaufen. Als rechtseitige Zuflüsse kommen für unser Gebiet nur der Fimberbach mit dem Velillbache und der Schwarzvesil- oder Grabfalbach in Betracht.

Sehr auffällig ist die Steilheit der Gehänge zu beiden Seiten des Paznauntales und auch auf der Südseite des Stanzer Tales.

Da die kristallinen Gesteine auf Blatt Stuben in gleicher Weise ausgebildet sind wie auf Blatt Landeck, verweise ich auf die ausführliche Beschreibung der Gesteine in der Abhandlung von W. Hammer über „Die Phyllitzone von Landeck“ und in den Erläuterungen zu Blatt Landeck und kann deshalb vorläufig auf eine solche verzichten. Nach Beendigung der Feldaufnahmen auf dem kristallinen Anteil von Blatt Stuben werde ich eine eingehende Gesteinsbeschreibung veröffentlichen.

Zone der Phyllite und Phyllitgneise.

Die Grenze zwischen dem Kristallin und den nördlichen Kalkalpen verläuft vom Ausgange des Malfontales zunächst südlich der Rosanna nach W. Gegenüber von Vadiesen stehen südfallende Quarzite, Sandsteine und Konglomerate des Verrucano an, die ziemlich konkordant von Phyllit überlagert werden. Im Rendeltobel ist der Verrucano in etwa 1340 m auf einige Meter ganz kataklastisch zertrümmert und auch darüber noch stark gestört. Der Grenzverlauf, besonders auf der Ostseite des Vorkommens, ist ein derartiger, daß man eine Störung annehmen muß, wenn dieselbe auch nicht aufgeschlossen ist.

Westlich dieses Vorkommens reicht das kristalline Grundgebirge besonders gegenüber von Bach bis zur Rosanna herunter und der Verrucano findet sich auf der Nordseite des Stanzer Tales. Westlich von Nasserein ist die Grenze zwischen Verrucano und Quarzphyllit in einem etwa WNW—OSO verlaufenden Graben bis nordöstlich ober Punkt 1859, südlich unter dem bekannten S. C. A.-Kopf (Punkt 2318) aufgeschlossen. Auch hier wie weiter westlich im Steißbachgraben sind der Verrucano und der Quarzphyllit an der Grenze miteinander tektonisch heftig verfaltet und verschuppt. NNO ober Punkt 1707 streicht der Phyllit N 80° W corr. und fällt 70° N, während auch hier im allgemeinen das Fallen nach S gerichtet ist. Eine Anlagerung der hier zwischen Phyllit im Liegenden und Hangenden gelegenen Feldspat führenden Granatglimmerschiefer von Großfall an den Verrucano ist bei Punkt 1859 wohl wahrscheinlich, aber nicht aufgeschlossen.

Westlich Punkt 1737 reichen die Phyllite bis zum Lauf des Steißbaches heran und folgen diesem entlang nach W. Im obersten Teil des Steißbachgrabens reichen die Phyllite noch weiter nach N hinauf. Von hier bis gegen Punkt 2139 ist ihre Grenze gegen den Verrucano wieder aufgeschlossen. Die Phyllite fallen hier in den nördlichsten Lagen, wie auch O. Ampferers Profil (1 S. 412) zeigt, steil nach N ein, ziemlich konkordant von stark gestörtem Verrucano überlagert. In etwa 2060 m östlich unter dem Arlensattel, einen Meter von der Grenze gegen den

Verrucano entfernt, findet sich in dem hier stark diaphoritischen Phyllit eine zirka 10 *cm* mächtige Einlagerung eines ganz feinkörnigen, dichten, schwarzen quarzitischen Gesteins mit kleinen Pyriten, das 70° N fällt. Vielleicht liegt hier vollständig mylonitisierter Phyllit vor.

Auf der Ostseite des unter der Uhner Hütte entspringenden kleinen Baches, östlich der Arlen Mähder, ist das östlichste Phyllitvorkommen aufgeschlossen. Der hier sehr stark gefaltete, ganz diaphoritische Phyllit fällt teils steil nach N, teils steil nach S ein und stößt in etwa 2000 *m* an Verrucano.

Die Phyllite, die den untersten Teil der Gehänge des obersten Stanzer Tales aufbauen, sind die westliche Fortsetzung der weiter im O eine sehr bedeutende Rolle im Gebirgshau spielenden Phyllitzone von Landeck (6 und 2). Auf der linken Seite des Malfontales, südlich ober Pettneu, wo die Phyllite bis auf 1920 *m* hinauf reichen, haben sie noch eine Mächtigkeit von über 1000 *m*, keilen aber nach W ziemlich rasch aus.

Die Phyllite fallen meist nicht allzu steil nach S ein. Ober Punkt 1482 südlich von Vadiesen liegen sie in 1560 *m* fast söhlig. Als Einlagerungen kommen in den Phylliten dünnere quarzitishe und feldspathältige Lagen und geringmächtige Amphibolite vor.

Östlich ober St. Anton reichen die Phyllite nur mehr bis 1500 *m* an den Fußgehängen des Zwölferkopfes hinauf, überschreiten dann das Stanzer Tal und bauen die Südabhänge ober Moos und den unteren Teil der Nordabhänge des Galzig auf und erreichen östlich der Arlen Mähder das Ende ihrer Erstreckung nach W.

Nach S grenzen die Phyllite in ihrer ganzen Erstreckung zwischen dem Malfontal und den Arlen Mähdern an die Feldspat führenden Granatglimmerschiefer von Großfall, die ihr Westende etwas westlich unter Punkt 1847 haben.

Von hier an folgt die Grenze zwischen den nördlichen Kalkalpen und dem Kristallin dem Laufe des Rauzbaches nach Stuben, von dort dem des Alfenzbaches über Langen und Klösterle nach Außerwald, wo südlich Punkt 964 die Grenze zwischen Verrucano und Phyllitgneis wieder aufgeschlossen ist.

Westlich von Rauz, südlich unter Punkt 1762, ist ein ganz kleines Vorkommen von flach nach N einfallendem Phyllitgneis, der diskordant an steil südfallende Arlhergschichten grenzt (Prof. 7). Westlich davon folgt der Lauf des Rauzbaches einer großen tektonischen Störungslinie, da im S südfallende Muskowitgranitgneise an Arlhergschichten im N stoßen. Von Stuben his Außerwald ist der Kontakt zwischen dem Kristallin und den Gesteinen der nördlichen Kalkalpen durch z. T. ziemlich mächtige Schuttkegel und Bachschutt der Beobachtung entzogen.

Von westlich Punkt 1628, südlich von Rauz an his Punkt 1684 stellen die Phyllitgneise das nördlichste aufgeschlossene Glied des Kristallins dar. Östlich von Punkt 1684 erhebt sich ein ganz kleiner Rundhöcker, der auf allen Seiten von Schutt umgeben ist. Der südlichste Teil desselben wird noch von der Fortsetzung der Phyllitgneise aufgehaut, während der nördliche Teil aus Muskowitgranitgneis besteht, der aber im Streichen nicht mit dem von Punkt 1684 verbunden werden kann,

sondern einem selbständigen, dem nördlichsten hier vorkommenden Muskowitgranitgneiszuge, angehört.

Die wie schon erwähnt über den Phylliten folgenden Feldspat führenden Granatglimmerschiefer von Großgfal ziehen vom Malfontal über die Malfon- und Rennalm bis östlich ober St. Anton. Jenseits der Rosanna lassen sie sich, südöstlich von Moos an wieder aufgeschlossen, im Hangenden der Phyllite bis an ihr schon früher beschriebenes Ende südlich unter den Arlen Mähdern verfolgen.

Nördlich ober Moos und am Arlensattel sind dem Phyllit konkordant liegende Feldspat führende Granatglimmerschiefer von Großgfal zwischengeschaltet. Diese reichen im obersten Teil des Steißbachgrabens nach O bis an den Bach heran. Die südlich davon liegenden Phyllite keilen hier nach W rasch in die Granatglimmerschiefer von Großgfal aus. Die Möglichkeit, daß diese beiden Vorkommen vielleicht nur tektonische Einschaltungen, wie z. B. jene des Verrucano im Phyllit der Thialspitze sind, ist nicht von der Hand zu weisen, ein sicherer Nachweis aber schwer zu erbringen.

Im Hangenden der Feldspat führenden Granatglimmerschiefer von Großgfal folgen Feldspatknötchengneise, die vom Malfontal bis zur Rennalm hinüberziehen und dann in die Phyllitgneise und Glimmerschiefer auskeilen. Weiter westlich treten die Albitknötengneise nur mehr als Einlagerungen in der Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer auf.

Etwas nordwestlich von Punkt 1435 beginnend, lassen sich die im Hangenden der Granatglimmerschiefer von Großgfal anstehenden Muskowitgranitgneise nördlich des Galzig über Punkt 2181 auf die Arlbergstraße hinunter verfolgen. Von hier ziehen sie bei Punkt 1684 vorbei, in bedeutender Mächtigkeit das Gehänge zwischen Punkt 1652 und Punkt 1787 aufbauend, nach W und teilen sich nördlich unter Punkt 1811 in zwei Äste. Der südliche streicht über Punkt 1747 und sein Westende liegt unter dem Moränenschutt der Albonaalm. Der nördliche Ast folgt dem Laufe der Alfenz bis südlich Punkt 1376 (WSW von Stuben). Von hier an ist seine Fortsetzung durch Schutt verhüllt und nur westlich von Punkt 1352 ist dieser Gesteinszug noch in einem kleineren Aufschlusse zu beobachten. Diesen hier in zwei Äste geteilten Muskowitgranitgneisen sind Phyllitgneise und Glimmerschiefer zwischengelagert, die südlich des ungemein langgestreckten Muskowitgranitgneises in großer Ausdehnung vorkommen. Die größte Mächtigkeit erreicht die Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer zwischen Galzig und Kalteneck, wo einerseits ihre Gesteine so weit nach N und andererseits unter Punkt 1693 hinunter so weit nach S reichen, wie dies auch Prof. 6 zeigt. Diesen Gesteinen sind außer der schon vorhin erwähnten Lagermasse von Muskowitgranitgneis noch weitere solche granitische Massen zwischengeschaltet. Ein mächtiger Muskowitgranitgneiszug zieht von der Moostalbrücke über den Galzig bis unter die Arlbergstraße, nordwestlich unter dem Arlbergpaß, hinunter und hört hier ganz plötzlich auf. Die weiter östlich ziemlich steil südfallenden Schichten stehen im nördlichen Teil ihres Westendes fast saiger, während sie im südlichen Teil steil nach S einfallen.

ONO der Moostalbrücke stehen im Hangenden der feldspatführenden Granatglimmerschiefer von Großfall Muskowitgranitgneise an, die wohl nicht als Fortsetzung des vorhin genannten Gesteinszuges aufzufassen sind, sondern eher ein selbständiges Vorkommen darstellen. Sie nehmen nach O stark an Mächtigkeit ab und keilen östlich unter Punkt 1787 aus. Weiter östlich beobachtet man beim Abstieg von der Rennalm durch den Blackenwald zu Punkt 1331 hinunter in 1750 und 1720 m Höhe zwei Muskowitgranitgneisvorkommen. Im Wald nördlich und nordöstlich darunter liegt sehr viel Bergsturzmaterial, unter dessen Blöcken die hellen Orthogneise vorherrschen.

Auf der Maifonalm findet sich im Hangenden der Granatglimmerschiefer von Großfall zunächst eine gering mächtigere Lage von Muskowitgranitgneis, dann folgen dem Albitgneis zwischengelagert (Prof. 1) drei weitere solche Lagen, die z. T. sehr flach nach S einfallen. Alle diese erstrecken sich nur wenig weit nach O. Doch reichen die zwei südlichsten weit nach W, die tiefere Lage bis nördlich unter Hochkar, wo sie an einer Verwerfung abschneidet. Die höhere bildet vom Grat nördlich Punkt 2442 bis Punkt 2200 südlich der Rennalm die Grenze gegen die im Hangenden anstehenden Schiefergneise. Von hier an schaltet sich zwischen die beiden Gesteine gering mächtiger Phyllitgneis. Am Stockerbach erreicht auch der südlichste Zug dieser Orthogneise sein Ende. Von hier bildet eine Verwerfung, längs der die Schiefergneise abgesunken sind, die Grenze gegen die Phyllitgneise bis zu Punkt 1960. Diese Störung klingt gegen das Schimmelegg zu langsam aus. Von hier zieht die, wie sich später zeigen wird, ziemlich wichtige Gesteinsgrenze bei Punkt 1967 vorbei ins Moostal hinunter zu Punkt 1631. Hier steht stark gefalteter Muskowitgranitgneis an, der nach O zu rasch auskeilt, nach W aber über Punkt 1777 bis an den Westfuß des Sattelkogels nahe der Rosanna streicht und die Grenze der beiden Gesteinskomplexe bildet. Diese Grenze zieht von der Brücke über die Rosanna, wo der Weg zur Tanun-Alm abzweigt, am Südbhang des Kalteneck entlang unter Punkt 1946 zum Stirnwall einer Moräne östlich unter Punkt 2337. Von hier an ist sie durch Schutt verhüllt und bei Punkt 2040 (Maroialm) angedeutet, da hier die beiden Gesteine sehr nahe nebeneinander aufgeschlossen sind. Nördlich unter Punkt 2221 (nordwestlich unter dem Peischelkopf) streicht sie über Punkt 2123 nach W, ist dann auf einer größeren Strecke durch Moränenschutt der Beobachtung entzogen und dort, wo der Weg von der Dibonaalm zur Bludener Alm stark nach S abbiegt (nordwestlich unter Punkt 2083), wieder aufgeschlossen. Nahe dieser Grenze stehen Muskowitgranitgneise bei Punkt 2040, nördlich unter Punkt 2245 und unter Punkt 2123 (ganz kleines Vorkommen) an. Von diesen Orthogneisen ist hier nur mehr ein Vorkommen südlich unter dem Galzig und ein sehr langgestreckter Gesteinszug zu erwähnen, der westlich ober St. Christof beginnt und am Südufer des Maiensee entlang in die Gegend von Stadle zieht. An einer N 60° W corr. verlaufenden Störung ist in dem kleinen Graben östlich unter Punkt 1533 der westliche Teil des Orthogneiszuges etwas nach N verschoben und das Gestein selbst längs der Störung mylonitisiert.

Es ist dies gleichzeitig auch jener Orthogneiszug, der in der geologischen Detailkarte des Arlbergs 1:2000 von G. A. Koch am richtigsten eingetragen erscheint. Das übrige Kartenbild weicht sehr stark von den tatsächlich beobachtbaren Verhältnissen ab, da Koch die Orthogneise z. T. nur als solche, z. T. aber als quarzreiche Glimmerschiefer kartiert hat. Südlich von Raut und Stuben hat G. A. Koch sehr mächtige Granitgneise verzeichnet, die mit weiter zunehmender Mächtigkeit bis in die Gegend von Schruns hinüberziehen. Auch über den Peischelkopf und das Maroijöchl zieht Koch einen Zug solcher Gesteine hinüber und vereinigt ihn mit dem vorhin genannten. Tatsächlich sind aber die geologischen Verhältnisse, wie später gezeigt wird, ganz andere. Allerdings täuschen die Quarzite und Schiefergneise des Peischelkopfes beim Blick aus der Ferne solche vor. Die geologische Detailkarte stimmt auch mit der geologischen Spezialkarte von G. A. Koch schlecht überein.

Einlagerungen von Albitgneisen treten in der Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer bei Punkt 1793 und Punkt 1787 (Rennalm), nördlich unter dem Schimmelegg, östlich der Moostalbrücke und südlich derselben am Moostalweg und westlich Stadle auf. Sie erreichen am Maiensee eine ganz bedeutende Ausdehnung und Mächtigkeit und erstrecken sich über die Arlberger Höhe nach W weiter, bis sie unter der Moränenbedeckung der Albonaalm verschwinden und dann, wie weiter westlich gelegene Aufschlüsse zeigen, rasch auskeilen. Diese Gesteine und auch alle übrigen hier vorkommenden fallen, wie die Prof. 1 bis 3 und 5—8 zeigen, mehr oder weniger steil nach S ein. Nur zwischen St. Christof und Punkt 2023 wurde ganz lokal ein 85° N gerichtetes Einfallen des Albitgneises beobachtet.

Das östliche Mundloch des Arlbergtunnels liegt in dem schon erwähnten mächtigen, vom Galzig herunterziehenden Muskowitgranitgneiszug. Nach den Angaben von H. Foullon (5, S. 81) erstreckt sich der Tunnel bis 3144 m vom Ostportal entfernt durch diese Orthogneise. Doch wurden an zahlreichen Stellen Gesteine angefahren, die den den Orthogneis umgebenden Phyllitgneisen und Glimmerschiefern zuzurechnen sind, hier aber als primäre Einlagerungen in der Granitgneismasse aufgefaßt werden müssen. Solche Einlagerungen wurden auch über Tag westlich ober dem Oberdorf und an anderen Stellen beobachtet. Der Tunnel hat größtenteils nur die Granitgneise des vorhin erwähnten Gesteinszuges durchfahren, vielleicht auch den südlich des Galzig stehenden kleinen Orthogneiszug angefahren, was bei einer Verlängerung von Prof. 6 nach abwärts bis zur Tunnelachse ziemlich wahrscheinlich wird. Nie hat aber der Tunnel den nächst südlich gelegenen Granitgneiszug angefahren wie H. Foullon annimmt (5, S. 89), da dieser ober Tag, westlich ober St. Christof, dort, wo er der Tunnelachse am nächsten ist, zirka 80 m südlich derselben liegt (diese Stelle ist 4 km vom Ostportal entfernt) und steil nach S einfällt. Diese Annahme ist wohl nur auf die hier unrichtige Karte von G. A. Koch zurückzuführen.

Der ganze übrige Teil des Tunnels verläuft durch die schon mehrfach erwähnten Phyllitgneise und Glimmerschiefer. H. Foullon

bezeichnet diese Gesteine im Gegensatz zum Muskowitgneis (=Muskowitgranitgneis) als Biotitgneis. Nach den Angaben von H. Foullon (5) sind die Phyllitgneise und Glimmerschiefer stellenweise reich an Granaten oder Feldspatknötchen. Hornblendegneise wurden im Tunnel 2434, 2908 und 3552 *m* vom provisorischen Westportal und 4931 *m* vom provisorischen Ostportal entfernt in Lagen von nur einigen *cm* Dicke angefahren. Ein etwas größeres Vorkommen von Amphibolit findet sich südöstlich ober Punkt 1641, südlich von Stuben.

Auch die irrtümliche Meinung von G. A. Koch, daß der Tunnel durch entsprechende Verlegung des Westportals durch die für den Bau viel günstigeren Orthogneise hätte geführt werden können, ist nur auf die unrichtige geologische Karte zurückzuführen. Die Neuaufnahme hat ergeben, daß es selbst bei den stärksten Abweichungen von der heutigen Tunnelachse unmöglich gewesen wäre, beim Bau nur Orthogneise zu durchfahren.

Den zahlreichen von der Westseite des Tunnels vorhandenen Querprofilen (beim Bau aufgenommen) ist zu entnehmen, daß das Streichen größtenteils O—W bis WSW—ONO und WNW—OSO gerichtet ist und sehr häufig vielfach schon auf kurzen Strecken innerhalb der angezeigten Richtungen schwankt. Das Fallen ist größtenteils steil, 55—70° nach S gerichtet, doch kommen auch steilere bis fast saigere und flachere 30—40° südfallende Lagen vor. Ferner zeigen diese Profile, daß der Tunnel durch sehr stark gestörte Gesteinszonen verläuft. Ungemein zahlreich sind die Verwerfungen im Schichtenstreichen, quer dazu und unter spitzem Winkel. Ebenso kommen intensiv gefaltete und verquetschte Zonen mit diaphoritischen und mylonitischen Lagen reichlich vor, die nach H. Foullon (5, S. 80) besonders im Muskowitgranitgneis reichlich auftreten. Foullon bezeichnet diese vielfach graphithältigen Mylonite als graphitische Schiefer, die sehr häufig, wie das auch die in der Geologischen Bundesanstalt liegenden Handstücke aus dem Arlbergtunnel zeigen, deutliche Harnische mit mitunter sogar erkennbarer Gleitrichtung besitzen. Die in den Myloniten liegenden Quarzlinen sind nach H. Foullon (5, S. 80) häufig derart feinkataklastisch zertrümmert, daß sie nach Bloßlegung zu feinem Mehl zerfallen. Der Beschreibung von H. Foullon (5, S. 81) ist auch zu entnehmen, daß die meisten Gesteinsklüfte nicht offen waren, sondern mit einem lettenartigen Material erfüllt waren, das nichts anderes als ein tektonisches Zerreibsel darstellt, das allerdings vom Wasser meist umgelagert wurde. Dieser vom Wasser durchtränkte teigartige Grus ist im getrockneten Zustande, wie ein Stück aus der Sammlung der Tunnelgesteine zeigt, einer Grundmoräne nicht unähnlich.

Im ganzen Arlbergtunnel sind, wie schon erwähnt wurde, die Gesteine ungemein stark gestört. Selbstverständlich sind diese Störungen nicht nur auf die Umgebung des Tunnels beschränkt, sondern erstrecken sich sicher auf eine größere Zone. Wir haben hier in der Zone der Phyllite und in der der Phyllitgneise und Glimmerschiefer einen ausgezeichneten Bewegungshorizont vor uns. Über Tag ist von diesen Störungen meist fast nichts zu sehen, da gerade die gestörten Stellen in den seltensten Fällen aufgeschlossen sind.

Von jüngeren Störungen sind außer den schon erwähnten noch zwei geologisch unbedeutende, landschaftlich aber gut bemerkbare Verwerfungen vorhanden. Die eine zieht aus dem Steißbachtal über den Galzig (östlich des Galzig als enger Graben) auf die Arlbergstraße südlich von St. Christof herunter, die andere verläuft vom Maiensee gegen SSO hinab. Das Hakenwerfen der dicken Muskowitgranitgneisbänke im Steinbruch bei Punkt 1536 westlich ober St. Anton hat schon H. Foullon (5, S. 53) beschrieben und O. Ampferer (1, S. 311) abgebildet.

An den Nordabhängen von Punkt 2442 (Malfontalm) und auch nördlich der Rennalm sind vielfach eine ganze Reihe von gegen den Berghang einfallenden Wällen zu beobachten, die ziemlich horizontal verlaufen und zueinander parallel liegen. Es sind ihrer viel zu viel, von ihrer Anordnung ganz abgesehen, als daß es sich hier um Moränenwälle handeln könnte. Solche finden sich auch im Moos- und Schrottwald südöstlich von Langen und in besonders guter Ausbildung und großer Anzahl an den Nordabhängen westlich der Alm, Punkt 1578, südlich von Langen. Hier kann man auch an verschiedenen guten Aufschlüssen beobachten, daß diese Wälle aus anstehendem Gestein, den widerstandsfähigeren, meist quarzreicheren Schichtköpfen bestehen. Sie sind also eine reine Verwitterungserscheinung.

Die verschiedenen Orthogneiszüge innerhalb der Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer, der auch die Feldspat führenden Granatglimmerschiefer von Großfall und die Albitgneise zuzurechnen sind, können nur als primäre Einlagerungen aufgefaßt werden. Nur bei den zwei kleinen Orthogneisvorkommen auf der Malfontalm zwischen Punkt 2142 und Punkt 2000 ist die Möglichkeit einer tektonischen Einschaltung nicht auszuschließen.

Die Phyllitzone von Landeck erreicht wohl NNW von St. Christof ihr Westende, aber die Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer, die im weiteren Sinne auch zur Landecker Phyllitzone gehört, konnte ich über den Albonabach, das Nenzigastal und den Vermalentobel auf den Kristberg und bis in die Gegend von Innerberg im Silbertal verfolgen und sie wird auch sicher im Montalon anzutreffen sein. In diesem Sinne sind die Ausführungen von M. Richter (11, S. 502) zu berichtigen.

Bei dem isoklinalen, steil südfallenden Schichtenbau in der Umgebung des Arlbergpasses ist es unmöglich, eine oder mehrere Falten zu erkennen, wie G. A. Koch (8, S. 35) und J. Blaas (2, S. 473) angeben.

Silvrettagneise und Amphibolite.

Die Aufnahmen von W. Hammer (6, 2) auf Blatt Landeck haben ergeben, daß die Schiefergneise der Ötzaler und Silvrettamasse auf die Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer von S her aufgeschoben worden sind. Tatsächlich ist ihre Nordgrenze auf Blatt Landeck nach W bis in die Nähe des Malfontbaches fast durchwegs von Störungsflächen mit meist sehr mächtigen Mylonitonen begleitet. Von diesen Störungen ist schon auf der linken Seite des Malfontals nichts mehr zu sehen. Der ganzen vorhin beschriebenen Grenze zwischen den Schiefergneisen und den Phyllitgneisen über das Nenzigastal und die Nordabhänge des

Burtschakopfes entlang nach W liegen die beiden Gesteine konkordant aufeinander. Die Grenze zwischen den Phyllitgneisen und den Schiefergneisen der Silvrettadecke ist durchwegs keine scharfe und deutliche, sondern es erfolgt meist ein allmählicher Übergang zwischen den beiden Gesteinen, so z. B. nördlich unter dem Peischelkopf. Nördlich unter dem Maroijöchl und auch an anderen Stellen kommen in den untersten Schiefergneislagen verschiedentlich noch Lagen von Phyllitgneisen vor.

Erst in dem tief eingeschnittenen Graben des Vermalentobels südlich von Danöfen treten in den südlichsten Lagen des Phyllitgneises mehrere sehr mächtige Mylonitlagen auf. Wie die hier allerdings noch nicht zu Ende geführten Aufnahmen in der außerhalb des Grabens recht schlecht aufgeschlossenen Umgebung von „Am Ried“ zeigen, reichen die Schiefergneise zu beiden Seiten des Vermalentobels ziemlich weit nach N, während die Phyllitgneise im Graben weit nach S zu verfolgen sind. Da aber beide Gesteine ziemlich steil nach S einfallen, kann man zur Erklärung ihrer Lagerungsverhältnisse nur eine Überschiebung annehmen, worauf auch die Mylonitlagen hinweisen. Die Schiefergneise der Silvrettadecke wurden hier von S nach N auf die Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer aufgeschoben. Es ist nun Aufgabe der weiteren Kartierung, zu untersuchen, ob und wie weit sich die Überschiebung nach W verfolgen läßt. Nach O läßt sich diese Störungslinie in dem z. T. schlecht aufgeschlossenen und vielfach dicht bewaldeten Gelände nicht verfolgen. Vielfach ist gerade die Grenze zwischen den Phyllitgneisen und den Schiefergneisen schlecht aufgeschlossen, so daß vielleicht vorhandene Mylonitzonen der Beobachtung entgehen. Aber an der Tatsache der konkordanten Überlagerung der beiden Gesteine ist nicht zu rütteln. Vielleicht wirft die Fortsetzung der Kartierung nach W und die später durchzuführenden Gefügestudien Licht in diese heute noch nicht ganz aufklärbaren tektonischen Verhältnisse. Vorläufig bleibt also die Frage der tektonischen Stellung der Schiefergneise der Silvrettadecke zu den Phyllitgneisen auf Blatt Stuben noch offen.

Die Schiefergneise ziehen in einer mächtigen Zone, den oberen Teil der Nordabhänge der Ferwallgruppe aufbauend (Prof. 1—3 und 5—8), vom Malfontal über das Moos- und Ferwalltal, durch das Maroital zur Bludenzer Alm und ins Nenzigastal hinüber. Die nördlichst gelegenen Berggipfel der Ferwallgruppe werden von den Gesteinen dieser Zone gebildet, nämlich die Gamskarspitze (südlich von Punkt 2526, auf der Westseite des Malfontals gelegen), die Hochkarspitze, der Zwölfkopf (hier finden sich auch Feldspatknottenbildungen), Sattelkopf, Peischelkopf, der Bergrücken nördlich des Maroijöchls und der Albonkopf.

An Einlagerungen kommen in den Schiefergneisen Quarzite südlich der Rennalm (ein ziemlich mächtiger Zug nördlich Punkt 2372), im Moostal bei Punkt 1639 (und zwischen diesem Punkt und Punkt 1523 in den Phyllitgneisen), östlich des Peischelkopf nördlich der Punkte 2328 und 2337 und südlich derselben und östlich Punkt 1992, östlich von Punkt 2245 und bei Punkt 2292 westlich des Maroijöchls vor.

Von granitischen Lagermassen sind zunächst zweiglimmerige Augengneise zu erwähnen. Solche Gneise ziehen aus dem Malfontal über

Punkt 2442 und Punkt 2309 bis nahe an Punkt 2200 nach W. Dieser Gesteinszug ist deshalb von besonderem Interesse, da er bei dem kleinen See bei Punkt 2309 einen vom Eis abgeschliffenen Rundhöcker bildet, der stark mylonitisiert ist. Diese Störungen lassen sich aber weder nach O noch nach W weiterverfolgen, sind aber wahrscheinlich auf die von S her erfolgte Überschiebung zurückzuführen. Ferner finden sich Augengneise östlich ober Punkt 1639 im Moostal, nördlich der Wagner-Hütte,

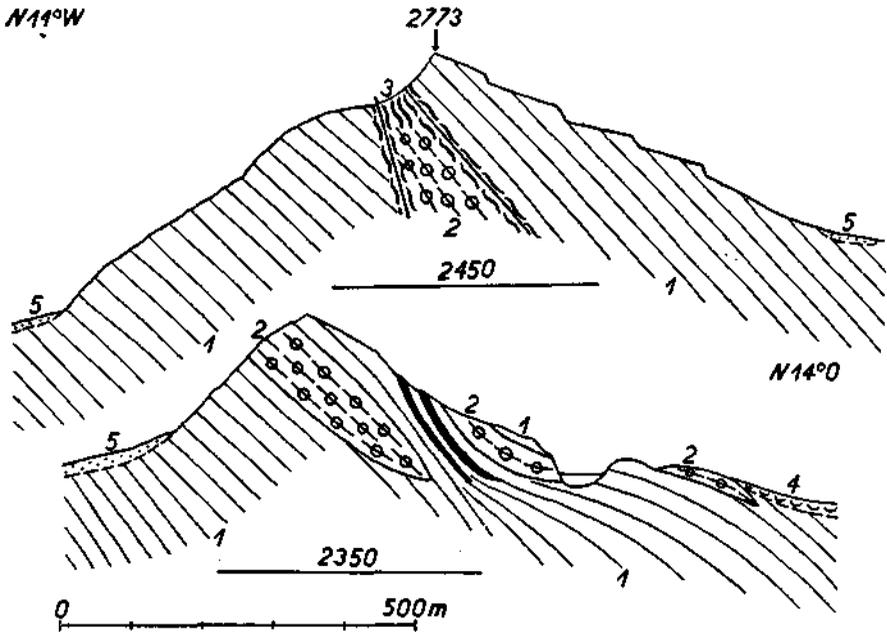


Fig. 1. Profile über den Grat westlich der Gamskar Spitze. (Der kleine See im unteren Profil liegt südöstlich unter Punkt 2773).

1 = Zweiglimmeriger Schiefergneis; 2 = Muskowitgranitgneis; schwarz = dünne Muskowitgranitgneislagen im Schiefergneis; 3 = mylonitische und diaphoritische Lagen im Schiefergneis und Muskowitgranitgneis; 4 = Moränen der Schlußvereisung; 5 = Gehängeschutt.

bis auf die Tanunalm hinaufreichend, und südlich des Marojöchls, von wo sie über den Albonabach bis unter Punkt 2325 hinaufziehen.

Nördlich unter der Hochkarspitze stehen Granitgneise an, die in den unteren Partien Muskowitaugengneise, in den oberen Muskowitgranitgneise sind, doch herrschen letztere vor. Dieser Gesteinszug reicht nach W bis westlich von Punkt 2373 („Im Rendel“), wo er plötzlich endet. Nach O ziehen diese Orthogneise bis nahe an die Gamskarspitze. Nördlich unter Punkt 2744 sind die Orthogneise ganz mylonitisiert und auch unter Punkt 2773 stark gestört. Die Granitgneise sind hier sehr verquetscht und mit den umgebenden Schiefergneisen stellenweise mylonitisiert. Fig. 1 zeigt die Lagerungsverhältnisse bei dem kleinen See südwestlich unter der Gamskarspitze. Hier erreicht der eben beschriebene Gesteinszug sein Ostende. Über dem hangenden Schiefergneis folgen dann zwei

ganz dünne und eine mächtigere Orthogneislage, die alle nach W und S rasch auskeilen. In ganz geringer Ausdehnung findet sich Orthogneis auch südlich des kleinen Sees und südlich von Punkt 2744.

Weitere Vorkommen von Muskowitgranitgneisen sind bei Punkt 2158 und südwestlich Punkt 1919 (Malfontal). Das Vorkommen östlich von Punkt 2184, bei dem der Granitgneis an der Hangendgrenze etwas kataklastisch ist, gehört wahrscheinlich zu dem vom Jakobstal herunterstreichenden Gesteinszug. Bei dem kleinen Aufschluß von Muskowitgranitgneis im Gamskar nördlich unter Punkt 2537 schneidet derselbe gegen NW an einer Verwerfung haarscharf gegen Schiefergneis ab.

Der Schiefergneis von Punkt 2745, NNO ober der Rendelscharte, der auch Lagen mit Feldspatknottenbildungen aufweist (Prof. 2), keilt nach W ganz in die im Liegenden und Hangenden anstehenden Muskowitgranitgneise aus, doch dürften auch hier wenigstens teilweise Ausquetschungen mitgewirkt haben. Als Fortsetzung dieser sehr mächtigen granitischen Masse ist wohl das kleine Vorkommen südwestlich Punkt 2444 und der schmale gegen Punkt 2199 nach W ziehende Gesteinszug aufzufassen. Die dünne Orthogneislage in der Rendelscharte (Prof. 2), die, wie das Profil zeigt, steil nach S einfällt, ist im obersten Teil stark gegen S gebogen, so daß die Schichten hier steil nach N einfallen. Der vom Hohen Spitz herunterstreichende Muskowitgranitgneiszug (Prof. 1) zielt über das Malfontal, den Gipfel des Hinteren Rendelspitz und den größten Teil des Vorderen Rendelspitz aufbauend, nach W. Der nördlich Punkt 2618 noch sehr mächtige Schiefergneis wird nordwestlich davon zu einem schmalen Band, das östlich unter Punkt 2877 ganz auskeilt. Auch hier finden sich dünne mylonitische und diaphoritische Lagen, so daß wenigstens z. T. auch Ausquetschungen mitgewirkt haben. Nördlich des Vorderen Rendelspitz erreichen die Orthogneise eine gewaltige Mächtigkeit (Prof. 3), die sie aber im Streichen nach W nicht lange beibehalten, da auf der Westseite des Moostals nur mehr Schiefergneise anstehen. Bei Punkt 2701 am Grat und südlich davon sind den Orthogneisen Glimmerschiefer zwischengelagert.

Muskowitgranitgneise finden sich südlich des Sattelkopfes (Prof. 5) und im Maroital westlich Punkt 1992. Ein weiterer Zug, der wegen der ziemlich häufigen Feldspatagen als Muskowitaugengneis zu bezeichnen ist (eine getrennte Kartierung der beiden Gesteine wurde nicht durchgeführt) beginnt östlich dieses Punktes und zieht südlich unter Punkt 2124 bis östlich dieses Punktes hinunter, wodurch er sich sehr der Grenze gegen die Phyllitgneise nähert. Dieser Gesteinszug verläuft in seinem östlichen Teil nicht mehr parallel zum Streichen. WSW unter Punkt 2124 streicht er N 80° W corr. und fällt 85° nach S ein, während er östlich unter diesem Punkt in 1960 m Höhe bereits N 75° W corr. streicht und 75° nach N fällt. An seiner Nordgrenze streicht der Schiefergneis in 1820 m Höhe N 70° W corr. und fällt 80° nach S ein. Dieser Orthogneiszug schneidet östlich von Punkt 2124 steil nordfallend diskordant durch die Schiefergneise durch.

Sehr eigenartig ist auch das Vorkommen von Muskowitgranitgneis westlich ober der Alm-Punkt 2082. Hier keilen die Orthogneise rasch nach N und S aus, tauchen aber nach W gewölbeartig unter die süd-

fallenden Schiefergneise ein. Ihre Fortsetzung nach O ist wegerodiert. Die Muskowitgranitgneise SSO unter Punkt 2082 keilen nach W in die Schiefergneise aus. Ihre Erstreckung nach O ist durch Moränen der Beobachtung entzogen.

In der Umgebung des Joches-Punkt 2526 nördlich der Gamskarspitze sind den Schiefergneisen reichlich Glimmerschieferlagen eingeschaltet.

Im allgemeinen fallen die Schiefergneise, wie auch die Profile zeigen, mehr oder weniger steil nach S ein. Südlich des vorhin genannten Punktes wechseln Streichen und Fallen ziemlich stark. Westlich des Gamskarspitze streichen die Schichten noch etwa O—W, während bei dem kleinen See südlich darunter das Schichtenstreichen N—S gerichtet ist mit einem Einfallen nach W. Wier haben hier einen kleinen, aber ganz deutlichen Knick im Schichtenstreichen vor uns. Ein weiterer solcher Knick ist am Grad nördlich des Vorderen Rendelspitz zu beobachten. Der Schiefergneis streicht südlich von Punkt 2428 noch etwa O—W, während der schmale Zug von Orthogneisen bereits NW—SO streicht und die südlich davon folgenden Schiefergneise noch stärker in die N-S-Richtung umschwenken. Die nördlichen und mittleren Partien nördlich von Punkt 2701 streichen etwa NNW—SSO mit einem ziemlich steil nach W gerichteten Einfallen. In den südlichen Partien dieser Gneismasse schwenkt das Streichen wieder in die O-W-Richtung ein.

Im hintersten Teil des Malfontales an der Grenze gegen den südlichen Zug von Muskowitgranitgneis fallen die Schiefergneise etwa 70° S, legen sich dann aber bald zu beiden Seiten des Malfontbaches viel flacher und fallen südlich Punkt 2381 nur mehr gegen 40° S. Auch hier zeigt sich wieder, wie stark sich Streichen und Fallen einer und derselben Gesteinspartie innerhalb kurzer Strecken ändern.

Der Gipfel-Punkt 2337 und der Peischelkopf sind aus stark quarzitischen Schiefergneisen aufgebaut, die so intensiv gefaltet sind, daß hier nur die Faltenachsen gemessen werden können. Ähnliche Verhältnisse herrschen auch in der Umgebung von Punkt 2457 (südlich des Maroijöchls), an den Hängen nördlich von Punkt 1701 im Maroital, südlich unter Punkt 2221 und am ganzen Berghang ober Punkt 2082. Für den Gipfel des Peischelkopfes ist eine intensive Kleinfaltung der Schiefergneise charakteristisch.

Am Hange nordwestlich ober Punkt 2127 im Maroital ist der Schiefergneis auf eine kleine Strecke ganz zerrüttet und im Rutschen begriffen. Im gleichen Tal ist südlich unter Punkt 2328 ein kleiner Bruch zu beobachten. Bei Punkt 2292 (westlich vom Maroijöchl) sind die Schichten stark gestört, liegen aber sehr flach.

An die Schiefergneise schließt nach S eine Zone von Granat und Staurolith führenden Glimmerschiefern an, die vom Malfontal über das Moostal ins Ferwalltal hinüberzieht und sich an der Steinwand in zwei Teile spaltet. Der nördliche Teil zieht, den Wildebenespitz bildend, über den hinteren Teil des Maroitals und südlich des Albonkopfes bis westlich von „Im Krachel“, wo er vollständig auskeilt. Die Glimmerschiefer des südlichen Teiles werden südlich und westlich vom Gtanskopf immer

untypischer und den Schiefergneisen ähnlicher und gehen im Streichen allmählich in diese über. An Gipfeln sind aus dieser Gesteinszone noch der Vordere Rendelspitz und der Kleine Sulzkopf zu erwähnen. Der nördliche Teil des Großen Sulzkopfes besteht aus demselben Gestein.

Die Glimmerschiefer liegen auf der Ostseite des Vorderen Rendelspitz diskordant auf dem Muskowitgranitgneis, während auf der Westseite von einer solchen Störung nichts zu sehen ist. Die Glimmerschiefer sind hier intensiv gefaltet und stark diaphoritisch. Die dünnen, südlich davon den Glimmerschiefern zwischeugelagerten Orthogneislagen sind sicher z. T. stark ausgewalzt worden, da die kleinen linsenförmigen Vorkommen westlich unter Punkt 2554, nördlich (Prof. 3) und östlich von Punkt 2779 schwer anders zu deuten sind. Westlich der linsenförmigen Vorkommen unter Punkt 2554 ist ein kleiner Diabasgang. Von diesem an läßt sich ein schmaler Orthogneiszug über Punkt 1783 bis hoch an den Ostabhängen des Kleinen Sulzkopfes hinauf verfolgen. Südlich dieses Gesteinszuges liegt eine mächtige Granitgneismasse (in der Umgebung des Vorderen Rendelspitz überwiegen die Muskowitaugengneise), die sich aber westlich der Roßfallalm stark verschmälern. Oberhalb der Moränen westlich ober der Tritschalm scheinen sich die beiden Gesteinszüge in einen zu vereinen. Die zwei kleinen Vorkommen nördlich von Punkt 2511 gehören wohl noch der großen Granitgneismasse des Hinteren Rendelspitz an.

An der Steinwand steht eine ziemlich mächtige Muskowitgranitgneismasse an, die im Hangenden und Liegenden von dünnen Schiefergneis-zügen begleitet ist. Westlich ober der Ferwallalm schalten sich mehrere solche Granitgneiszüge mit sie begleitenden Schiefergneisen ein, von denen sich der nördlichste Zug dieser Gesteine westlich unter dem Wildebenespitz stark verbreitert. Westlich des Maroibaches treten an der Grenze zwischen den Glimmerschiefern und den Schiefergneisen zunächst geringmächtige Augengneise auf, die rasch an Mächtigkeit zunehmen, zwischen dem nördlichen Teil des Kaltenberggletschers und Punkt 2705 als mächtige Granitgneismasse (Prof. 8) über Punkt 2719 nach W ziehen, wo sie ebenso rasch wieder beträchtlich an Mächtigkeit verlieren.

Den vorhin genannten Schiefergneisen sind südlich Punkt 2365 eine sehr mächtige und nördlich unter Punkt 2462 (Prof. 8) geringer mächtige Augengneismasse zwischengelagert, die nach W auskeilt und in deren östlichem Teil zwei Schiefergneislagen zwischengeschaltet sind. Das Verhältnis dieser Orthogneise zu denen südlich des Wildebenespitz (es fehlen in dem Arbeitsgebiet noch einige Revisionsbegehungen) ist noch nicht geklärt. Südlich davon bis tief herab an den Südhängen des Pfluntales stehen, wie schon erwähnt, Schiefergneise an, in die die Glimmerschiefer im Streichen auskeilen. Der Gipfel des Gtanskopfes selbst wird von einem schmalen Gesteinszuge aufgebaut, der wohl zu den migmatitischen Granitgneisen zu rechnen ist und nach O rasch auskeilt.

Diabasgänge wurden nordwestlich Punkt 2297, östlich von Punkt 2430 (im hintersten Malfontal), bei Punkt 2892 und westlich darunter gefunden. Letztere scheinen diskordant im Glimmerschiefer eingelagert zu sein.

Auch das Streichen der Granat und Staurolith führenden Glimmerschiefer ist im allgemeinen O—W gerichtet und die Schichten fallen, wie

die Profile 1—3 und 5—8 zeigen, mehr oder weniger steil nach S ein. Die zwischen den Albonkopf und den Kaltenberggletscher eingeschaltete Augengneismasse fällt in ihrem östlichen Teil steil nach S ein, während sie westlich des Gletschers nicht allzu steil nach N einfällt. Beim Aufstieg vom Pfluntal auf den Gstanskopf sind die Schichten fast durchwegs durch Hakenwerfen aus ihrer ursprünglichen Lage gebracht, fallen aber ober Punkt 2557 sehr steil nach N ein.

An diese Zone schließen nach S Gesteine an, die zunächst noch normale Schiefergneise sind, dann aber rasch in die Biotitfleckengneise des Paznaun übergehen. Im Moostal sind an der Grenze beider Gesteine dünne Muskowitgranitgneise zwischengelagert, die auf der Westseite des Tales von einem Amphibolit begleitet werden. Östlich unter dem Sulzferner schneidet der Glimmerschiefer an einer Verwerfung, der auch der Abfluß des kleinen Gletscherbaches folgt, gegen den Muskowitgranitgneis ab, über dem zunächst Schiefergneis und dann Amphibolit folgt. Westlich ober dem Sulzferner steht über dem Glimmerschiefer gering mächtiger Schiefergneis an, der nördlich unter dem Gipfel des Großen Sulzkopfes (Prof. 5) über Punkt 2342 ins Ferwalltal zu Punkt 1615 und von dort über den Rücken des Gaiskopfes zieht. Als Fortsetzung der schon erwähnten Muskowitgranitgneise streicht ein Band dieser Gesteine, das den nördlichen Teil des Großen Sulzkopfes bildet, ins Ferwalltal hinunter. Nördlich der Vorderen Branntweinhütte ist in diesem Gestein ein Quarzit zu beobachten. Westlich von Punkt 2397 schalten sich zwischen die zwei Gesteinszüge Biotitgranitgneise ein (nördlich unter dem Hahnentrittkopf [Prof. 6] sind die beiden Orthogneise durch dünne Schiefergneislagen voneinander getrennt), die am Gaiskopf und östlich davon große Mächtigkeit erlangen und mit Unterbrechungen bis ins Gafunatal hinüber reichen.

Die Schiefergneise, die am Gaiskopf an einer Stelle in den Biotitgranitgneis auskeilen, haben dadurch, daß derselbe mit seinen nördlichen Lagen hier auskeilt, zwischen Punkt 2195 und Punkt 1615 Grenzen erhalten, die am Südrande nur durch das Auskeilen und am Nordrande nur durch Verbiegungen zu verstehen sind. Nordwestlich vom Gaiskopf liegt in den Glimmerschiefern ein Vorkommen von nach N einfallendem Muskowitgranitgneis. Südlich des Großen Sulzkopfes stehen mächtige Schiefergneise an, im S (Prof. 5) von Amphibolit begleitet, die nur bis in das kleine Tal östlich des Hahnentrittkopfes hinabreichen. Südlich dieser Amphibolite beginnen die Biotitfleckengneise. Nördlich unter dem Hahnentrittkopf sind nur mehr die nördlichsten Lagen zu den Schiefergneisen zu stellen, am Ausgange des Pfluntales stehen nördlich des schmalen Amphibolitstreifens noch Schiefergneise an. Die Grenze nach W folgt dem Pflunbach aufs Gafuner Winterjöchl. Westlich von Punkt 2121 an treten die Biotitfleckengneise ohne Zwischenlagerung von Schiefergneisen an die Augengneise heran.

Auf der Ostseite des Moostales folgt südlich Punkt 2370 sehr geringmächtiger Amphibolit und dann der Biotitfleckengneis, dessen Grenze nördlich unter Punkt 2773 und am Nordrand des nördlichen Madaunferners entlang und auf den Gipfel der Kreuzjochspitze verläuft. Hier keilen die Biotitfleckengneise, denen besonders westlich der Kreuzjoch-

spitze Lagen von Biotitschiefern zwischengeschaltet sind, nach O in die Schiefergneise aus. Der weitere Grenzverlauf erfolgt von Punkt 3046 (Madaunspitze) über Punkt 2657 nach O.

Im S der Glimmerschiefer sind den Schiefergneisen Muskowitaugengneise bei Punkt 2753 und nördlich der Kreuzjochspitze (mit zwischen- gelagertem Diabasgang) und Muskowitgranitgneise westlich unter der aus Schiefergneisen aufgebauten Riffelspitze (2978) und Amphibolite zwischen- gelagert, die vom Kartenrand über Punkt 2753 (Prof. 1) und über den Ostgrat der Kreuzjochspitze ziehen. Solche Gesteine finden sich außerdem östlich und als ganz kleine Vorkommen südöstlich und südlich der Kreuzjochspitze.

Im Biotitfleckengneis treten Amphibolite nördlich vom Madaunjoch, südöstlich der Rucklespitze, südöstlich vom Hahnentrittkopf und in un- bedeutender Ausdehnung östlich der Vorderen Branntweinhütte und bei der Frashhütte auf.

Die größte Mächtigkeit erreicht die vorwiegend aus Biotitflecken- gneisen bestehende Zone am Ostrande des Kartenblattes im Gebiet der Seßlaldalm. Diese Zone wird westlich und östlich des Fasultales durch bedeutende granitische Massen stark eingeengt, bedeckt aber in der Umgebung der Konstanzer Hütte einen breiten Raum. Westlich des Schönferwalltales bauen die Biotitfleckengneise den zwischen dem Pflun- und Gaflunatal im N und dem obersten Silbertal im S gelegenen Berg- rücken des Trost- und Muttberges auf.

In den Biotitfleckengneisen liegen Biotitgranitgneismassen, die die Faselfadspitzen aufbauen und auf der Nordseite derselben in ihren rand- nahen Partien Augengneise enthalten. Diesen verdanken wir auf der linken Seite des Moostales die Feststellung, daß die Faselfadspitzen eine große tektonische Mulde darstellen (Prof. 5), da sich die Augengneise der Nordseite ziemlich tief nach S hinunter verfolgen lassen, während auch auf der Südseite ziemlich flach nordfallende, allerdings stark diaphthoritische Augengneise bis nahe an die vorhin genannten ziehen, so daß an dem muldenförmigen Bau nicht mehr zu zweifeln ist. Auch die im Liegenden des Augengneises anstehenden Biotitfleckengneise sind hier ganz diaphthoritisch.

Südwestlich unter Punkt 2833 sind die Biotitgranitgneise des südlichen Muldenflügels etwas gegen NO überkippt. Für eine Überkipfung spricht auch das Vorkommen von Schiefergneisen (die nördlichsten Lagen im SW der Faselfadspitzen sind Schiefergneise) im Hangenden der Biotit- granitgneise nördlich Punkt 2558. Nördlich unter dem Scheihler sieht man die Mulde (Prof. 6) nach W in die Luft ausstreichen. Größtenteils steil nordfallende Biotitgranitgneise liegen bei Punkt 2679, durch mylo- nitische Lagen getrennt, auf südfallenden Biotitfleckengneisen auf. Hier zeigt sich auch deutlich, daß die Biotitfleckengneise des südlichen Mulden- schenkels sich diesem Bauplane nicht fügen. Nördlich unter Punkt 2679 steht stark gestörter, teils steil nach N, teils steil südfallender Augen- gneis an, der bis gegen Punkt 2648 reicht. In diesem Gestein tritt auch ein mächtiger Diabasgang auf, der sich nur z. T. dem allgemeinen Streichen anpaßt. An ihrem Nordrande werden die Augengneise von stark mylonitisierendem Biotitfleckengneis ziemlich konkordant unterlagert.

Nördlich davon tritt noch ein ganz kleiner Diabasgang und eine noch stärker mylonitische Zone auf. Westlich unter Punkt 2679 steht zwischen dem mylonitischen Biotitfleckengneis und dem ebenfalls stark diaphoritischen und mylonitischen Biotitgranitgneis eine etwa 2 m mächtige Linse von kristallinem Kalk an, der N 15° W corr. streicht und 35° nach O einfällt. Es ist dies das einzige bisher bekannt gewordene Vorkommen in Gebiete, abgesehen von 1 bis 2 cm dicken Marmorlagen in den Amphiboliten des Oberen Blattkopfes.

An der Rucklespitze (Prof. 3) steht ebenfalls ziemlich mächtiger Biotitgranitgneis an, dem auf der Nordostseite des Berges zwei Augengneislagen zwischengeschaltet sind. Die Art und Weise, wie die Granitgneismasse gegen O endet, spricht sehr dafür, daß wir auch hier eine allerdings etwas nach N überkippte Mulde vor uns haben. Die hier ziemlich O—W streichenden und südfallenden Biotitfleckengneise passen sich nämlich, wenn schon sie hier stark diaphoritisch sind, mit ihrem Streichen und Fallen ziemlich dem der granitischen Masse an ihrem Ostrande an, da sie hier nach NW unter dieselbe einfallen. Das schmale Band von Biotitgranitgneis wäre dann wohl als die ausgewalzte Fortsetzung dieser Mulde nach W und als die Verbindung mit der Mulde der Faselfadspitzen zu betrachten.

Auch nach S gehen die Biotitfleckengneise nördlich ober Punkt 1269 (Cutarwald) allmählich in die Schiefergneise über.

Diabasgänge wurden nördlich Punkt 2808, östlich Punkt 2773 und Punkt 2645, nördlich Punkt 2727 (letzterer quer zum Streichen, alle in der Umgebung des Madaunjoches), westlich unter Punkt 2242 (Moostal), nördlich der Augstbergler Spitze, bei Punkt 2558 und nördlich davon (östlich vom Scheibler) angetroffen. Ziemlich mächtige Quarzite finden sich unter Punkt 2151 (Seßladalm) und südlich Punkt 1269 ober der Trisanna. Bei Punkt 2206 nördlich vom Kleinen Patteriol steht ein Quarzgang an, der schräg zum Streichen verläuft und eckige Einschlüsse vom umgebenden Gestein enthält.

Auch die Zone der Schiefergneise und Biotitfleckengneise paßt sich ziemlich gut dem allgemeinen O—W-Streichen und Südfallen an. Ein kleiner Knick im Streichen ist am Kreuzjochspitz zu bemerken, da die Biotitfleckengneise nördlich und westlich davon ziemlich O—W streichen und nur am Gipfel ein N—S gerichtetes Streichen mit einem flachen Einfallen nach W zu beobachten ist. Doch ist diese Erscheinung nur ganz lokal. An der Südseite der Madaunspitze sind die Biotitfleckengneise sehr stark gestört, teilweise ganz grobkataklatisch ausgebildet. Auch östlich des Schottersees ist ein kleiner Knick im Streichen vorhanden, da hier lokal ein NW—SO gerichtetes Streichen vorkommt. Südlich des Rucklespitzes bei Punkt 2547 fallen die Schichten sehr flach nach S ein. Östlich Punkt 2743 stehen die Biotitfleckengneise teils saiger, teils fallen sie aber auch steil nach N ein. Das hier ganz vereinzelte Vorkommen von Einfallen nach N herrscht von dem südlich der Biotitfleckengneise gelegenen Biotitgranitgneis nach S hin im westlichen Teil des Gebietes westlich des Grasspitzes (= Punkt 2908) fast allgemein vor. Am Augstbergler Spitz liegen die stark gefalteten Biotitfleckengneise ziemlich flach, wodurch sich bedeutende Abschwenkungen von dem O—W-Streichen

ergeben. Östlich des Schönferwalltales sind die stellenweise auch etwas diaphoritischen Biotitfleckengneise (z. B. nördlich unter Punkt 2037 O und an vielen anderen Stellen) vielfach so intensiv gefaltet, daß hier nur die Faltenachsen gemessen werden können. Nördlich ober dem Kuchenjoch und besonders unter dem Gipfel des Scheibler (Prof. 6) kommen mylonitische Lagen vor. Am Weg auf den Scheibler finden sich in zirka 2900 m und darunter je eine Amphibolitlage von nur wenigen Dezimetern Dicke.

Die eine ziemlich große Fläche am unteren Teil der Südabhänge des Pfluntales bedeckenden Orthogneise, Schiefergneise und nur zu einem geringen Teile beteiligten Glimmerschiefer bilden hier eine einzige Bergsturzmasse, so daß die einzelnen Gesteine hier nicht mehr getrennt zur Darstellung gebracht werden können. OSO Punkt 2220 sind in dem hier anstehenden Schiefergneis eine größere Anzahl bis 3 und 4 m breite, gegen 30 m lange und bis zu 8 m tiefe Spalten zu beobachten, von denen der größere Teil NW—SO bis WNW—OSO verläuft. Der ganze Berg ist hier im Rutschen begriffen. Ähnliche Rutschgebiete finden sich weiter westlich, unter Punkt 2670 und südlich der Pflunspitzen.

An der Südgrenze der Biotitfleckengneise tritt ein im O bei Punkt 2073 (nördlich Ebne) zunächst ganz geringmächtiger, dann aber rasch zu großer Mächtigkeit gelangender Biotitgranitgneis auf. Dieser baut die meisten der bekannten Kletterberge der Ferwallgruppe auf: den Fatlarspitz (Prof. 3), Saumspitz (Prof. 4), Seekopf, Rautekopf, Kuchen und Küchelspitz (Prof. 5 und 6), den Großen Patteriol (Prof. 7), den Fasulspitz, die Wannenköpfe, den Valschavielkopf (Prof. 8) und die Berge der Schwarzen Wand.

Nördlich des Saumspitzes werden die Biotitgranitgneise von sehr mächtigen Augengneisen, die bei Punkt 2629 einen Diabasgang enthalten, begleitet. Diese verschmälern sich aber unter dem Groß-Kartelferner ganz beträchtlich, lassen sich aber an der Liegendgrenze der Biotitgranitgneise bis zum Cularwald westlich von Punkt 1269 verfolgen.

Auch auf der Nordseite des Großen Patteriol treten in randlichen Partien Augengneise auf, wie verschiedene Blöcke an seinem Nordwestabhänge zeigen. Solche Gneislagen dürften sich auch an den Nordabhängen der Kuchenspitze finden, wie allerdings sehr undeutliche Gesteinsstücke im Fasultal vermuten lassen. Geringmächtige Lagen von Schiefergneisen sind wohl als primäre Einlagerungen in den Granitgneisen auf der Südseite des Valschavielkopfes und des Großen Patteriol und südlich des Fasulspitzes zwischengeschaltet. Hier ist südlich unter Punkt 2536 ein kleines Vorkommen von Muskowitgranitgneis zu beobachten. An ihrem Südrande werden die Biotitgranitgneise von Punkt 2439 (südwestlich vom Valschavielkopf) ins Schönferwalltal, von dort südlich des Fasulspitzes ins Fasultal und von da in S von Küchelspitz, Rautekopf und Seekopf bis ins Vergröbkar von einem ziemlich mächtigen Augengneiszuge begleitet. Östlich dieses Kars schalten sich am Älsnerspitz (Prof. 3) zwischen den Biotitgranitgneis und den Augengneis je eine dünne Lage von Muskowitgranitgneis und Schiefergneis ein. Letzterer steht auch im Hangenden des Granitgneises südlich Punkt 2073 an.

Im Fasultal erweckt das Einfallen der nördlichen Lagen des Biotitgranitgneises (Prof. 7) und das ziemlich flach nach N geneigte Einfallen des hier allerdings stark gefalteten Augengneises im Liegenden des Biotitgranitgneises südlich des Patteriol den Anschein, daß es sich hier um eine tektonische Mulde handle. Es ist dies allerdings die einzige Stelle, aus der auf einen synklinalen Bau geschlossen werden kann. Auch am Kuchenjoch ist, wie Prof. 6 zeigt, zu beobachten, daß die nördlichsten Biotitgranitgneislagen zunächst ziemlich flach nach S einfallen und sich erst weiter unten ziemlich plötzlich viel steiler stellen. Aber an der Südgrenze stehen die Schichten hier ungefähr saiger und auch weiter östlich herrscht allgemein ein sehr steiles Südfallen. Westlich des Großen Patteriol beginnen die Granitgneise steil nach N einzufallen. Nördlich unter den Wannenköpfen fallen die Schichten noch sehr steil nach N ein, stehen weiter westlich saiger und beginnen dann flacher nach N einzufallen. Man wird vorläufig noch abwarten müssen, ob nicht die weitere Verfolgung dieses Gesteinszuges nach W noch verlässlichere Beobachtungen über den tektonischen Bau ermöglicht.

Diabasgänge finden sich südlich des Kuchenjoches, westlich unter Punkt 2492 (Fasultal) und südlich des Großen Patteriol (z. T. schräg zur Schichtung). Kleinere Mylonitzonen sind südlich und westlich der Saumspitze und am Schneidjöchl zu beobachten.

Auf der Ostseite des Fasultales reichen die Biotitgranitgneise nicht so weit nach S wie auf der Westseite. Dies ist einerseits auf das etwas nach N abbiegende O-W-Streichen und andererseits auf die steile Aufrichtung der Schichten an der Kuchelspitze zurückzuführen. Das Kartenbild erweckt den Eindruck, als ob die etwa O—W streichende Granitgneismasse östlich vom Rautekopf geknickt und der Teil östlich des Knickes weiter nach N vorgeschoben worden wäre und als ob sich dieselbe Erscheinung östlich des Seekopfes wiederholen würde. Dieser Vorschub nach N könnte allerdings nicht besonders groß sein, ohne große Störungen zu hinterlassen, die aber nirgends gefunden wurden. Kleine Vorschübe nach N genügen aber andererseits wieder nicht, ohne einem raschen Auskeilen der Saumspitzgranitgneismasse nach W gegen die Biotitfleckengneise jenes Felsrückens, auf dem die Darmstädter Hütte (die Umgebung der Darmstädter Hütte habe ich schon früher beschrieben — 10) steht, das Auslangen zu finden. Große Verschiebungen nach N innerhalb des Gesteinszuges können nicht stattgefunden haben und so ist es wohl wahrscheinlich, daß auch an der Südgrenze wenigstens teilweise die primäre Form der Granitgneismasse für ihre heutige Gestaltung mit verantwortlich gemacht werden muß.

Im S schließt an die Biotitgranitgneise eine Zone von Amphiboliten an (Prof. 1 und 3—8), die sich vom Albonakopf im W bis ins Paznauntal NNO von Ebne verfolgen läßt. Zwischen dem Albonakopf und dem Rautekopf sind den Amphiboliten meist eine oder mehrere Lagen von Feldspatknottengneisen zwischengelagert. Auch südlich des Talligerspitzes sind noch drei Amphiboliflagen den Schiefergneisen des Mitterspitzes (Prof. 7) zwischengelagert. Die größte Mächtigkeit erreicht dieser Gesteinszug am Talligerspitz. Westlich darunter unter Punkt 2741 ist eine Störung zu beobachten. Die saiger stehenden Amphibolite biegen

ganz plötzlich in eine fast söhliche Lagerung um und stellen sich östlich ober Punkt 2351 ziemlich unvermittelt wieder saiger. Die südlich der Amphibolite folgenden Schiefergneise machen mit ihren nördlichsten Lagen nur teilweise diese Verbiegungen mit.

Südlich der Amphibolite stehen Schiefergneise an, in denen im Gebiet westlich des Rautekopfes Feldspatknottenbildungen auftreten. Solche finden sich zwischen dem Valschavielsee (hier und südlich Punkt 2501 dünne Amphibolitlagen) und dem Albonakopf (Prof. 8) ziemlich weit nach O reichend und im Fasuttal, mehr an der Grenze gegen die Amphibolite (Prof. 5 und 6). In den meist stark gefalteten Schiefergneisen und Feldspatknottengneisen zwischen Punkt 2627 und 2095 (Fasuttal) treten an zahlreichen Stellen meist nur in Form von ganz kleinen linsenförmigen Vorkommen Amphibolite auf, von denen nur einige größere in der Karte ausgeschieden werden konnten.

Südlich des Seekopfes (Prof. 4) kommt südlich des Schiefergneises noch einmal eine mächtige Lage von Amphibolit vor, die nördlich Punkt 2852 rasch in die Schiefergneise auskeilt. Nach S schließen sich hier mächtige Biotitschiefer an, die sowohl nach O als auch nach W rasch auskeilen.

Zwischen dem Älsnerspitz und dem Oberen Plattkopf (Prof. 3) sind den Schiefergneisen zwei Amphibolitmassen zwischengelagert, die beide nach W rasch auskeilen, deren südliche im Hangenden von Schiefergneis begleitet, mit diesem bis ins Paznauntal (Prof. 1) hinunterzieht. Der Amphibolit keilt unter dem Talschutt aus, während der früher erwähnte Schiefergneis als die Westfortsetzung des östlich Ebne anstehenden Schiefergneises aufgefaßt werden muß. Über den Schiefergneisen liegen ungemein mächtige Amphibolite, die die Gehänge nördlich der Trisanna zwischen Versahl und Ebne aufbauen.

Am Westrande von Blatt Landeck, SSW von Ulmich, treten zwei schmale Amphibolitlagen, getrennt durch Schiefergneise, auf, von denen die nördliche rasch an Mächtigkeit zunimmt und die Abhänge von Punkt 1645 aufbaut, während die südliche erst im Schwarzvesilgraben mächtiger wird und dann westlich davon die unteren Partien der Velillspitze (Prof. 3) und den Nordfuß des Tschamatsch südlich ober Ischgl bildet. Der zuvor genannte Schiefergneis setzt sich wohl auf der Nordseite des Tales in den nördlich ober Vergröß fort. Die große zwischen Versahl, Ebne und dem Oberen Plattkopf auf den Nordabhängen des Paznauntales ausgebreitete Amphibolitmasse taucht nach W unter sie überlagernde Biotitfleckengneise, denen nördlich ober Punkt 1357 ein Quarzit zwischengelagert ist, unter. Diese Biotitfleckengneise gehen nach N nördlich ober Punkt 2287 in auf der Westseite des Vergrößkars anstehende Schiefergneise über. Auch nach O gehen die Biotitfleckengneise, die auf ihrer Westseite von einer weiteren Amphibolitmasse überlagert werden, in Schiefergneise über, die südlich der früher genannten Biotitschiefer liegen. Die Amphibolitmasse reicht nach W bis zu Punkt 1640 (am Madleinbach) und taucht nördlich davon unter die gerade vorher erwähnten Schiefergneise unter, während sie nördlich Punkt 2207 in diese auskeilt. Die Schiefergneise ihrerseits keilen wieder nach S gegen Punkt 1640 wahrscheinlich ganz aus und verringern ihre Mächtigkeit nach W unter Punkt 2608 zum größten Teile.

Die Biotitfleckengneise nördlich ober Versahl, denen auch das kleine Vorkommen südlich Punkt 1357, südlich der Rosanna angehört, haben ihre Fortsetzung wahrscheinlich in dem vom Schwarzvesilgraben (Prof. 3) über die Punkte 2247 und 2121 zum Velillbach ziehenden Biotitfleckengneis. Dieses Gestein teilt sich westlich von Punkt 2158 (hier und südlich davon je ein Amphibolitstreifen) und der nördliche Ast erstreckt sich bis nördlich unter Punkt 2121 nach W. In dem darunter liegenden Amphibolit wurden Einlagerungen von Schiefergneisen nördlich unter Punkt 2121, östlich unter Punkt 1627 bei Pasnatsch und südlich ober Punkt 1325 beobachtet. Hier findet sich außerdem noch Biotitgranitgneis, im Schwarzvesilgraben steht unter Punkt 1958 Muskowitgranitgneis an.

Über den Biotitfleckengneisen des Velillspitz folgen Biotitgranitgneise, die von Augengneisen überlagert werden. Letztere keilen am Velillbach aus, treten aber westlich des Fimberbaches wieder in großer Mächtigkeit auf. Hier werden sie von Biotitgranitgneisen unterlagert, die aber nicht allzu weit nach W reichen. Der nördlich ober Paznaun anstehende Augengneis ist zweifellos als die Fortsetzung des Augengneises von der Südseite des Paznaunales zu betrachten. Er zieht von Paznaun ins Madleintal über die Madleinalm zwischen dem Südlichen Schönpleißkopf und dem Karkopf durch ins Fasultal hinüber. Von hier ziehen die Augengneise über die Nördlichen Brüllerköpfe ins Ochsental hinunter und bauen westlich des Scheidsees die Valschavieler Berge auf. Zwischen die Augengneise und die Schiefergneise schalten sich zwischen Punkt 2504 (Madleinalm) und dem Fasulferner Biotitschiefer ein, die an ihrer mächtigsten Stelle die beiden Schönpleißköpfe aufbauen. Nördlich des Strittkopfes folgen zunächst Schiefergneise, dann eine dünne Muskowitgranitgneislage, mächtige Schiefergneise, in den nördlichsten Lagen mit Feldspatknoten und darüber (Prof. 8) mächtige, bis zum Valschavielsee nach N reichende Muskowitgranitgneise, die nach O in die Schiefergneise auskeilen, mit denen sie hier verzahnt sind.

Die Augengneise werden zwischen dem Strittkopf und dem Ochsental an ihrem Nordrande von dünnen Amphiboliten begleitet. An vielen Stellen sind den Augengneisen auch Schiefergneise zwischengelagert (wohl als primäre Einlagerungen in den Orthogneisen). Solche Schiefergneise treten auch am Südrand der Augengneise zwischen „In der Tschassen“ und dem Ochsental und zwischen dem Fasulferner und dem Madleinferner auf, wo sie in Biotitfleckengneise übergehen. Bei Punkt 2461 haben diese schon eine ziemlich große Mächtigkeit erreicht und ziehen von hier den rechten Hang des Madleintales aufbauend ins Paznaunale hinunter und setzen sich auf der Südseite des Tales über den Nordrücken des Tschamatsch bis zur Velillalm fort. Das Gebiet der Velillalm und des Velillspitz wird später im Zusammenhang mit seiner Fortsetzung nach S eingehend beschrieben werden. Auf der Westseite am Ausgang des Madleintales schalten sich zwischen die Amphibolite und die zuvor erwähnten Augengneise wieder Biotitfleckengneise ein, die aber nach N rasch auskeilen. Bemerkenswert ist noch ein kleines linsenförmiges Vorkommen von Augengneis im Schiefergneis westlich ober Punkt 2186 (im Fasultal).

Südlich der Augengneise folgen am Verbellner-Bach zunächst geringmächtige, aber schon am Jöchligrat (Fig. 2) zu großer Mächtigkeit gelangende Biotitschiefer, die bis ins Paznauntal hinüberstreichen. Im Madleintal tritt zwischen diesen und dem Biotitfleckengneis migmatitischer Granitgneis auf (Prof. 4), den ich auf der geologischen Kartenskizze des Gebietes der Darmstädter Hütte (10) irrtümlich als körnig-schuppigen Biotitgneis eingetragen habe. Die Biotitschiefer bauen die Südlichen Brüllerköpfe, den Karkopf und den Grasspitz auf. Im Fasultal steht östlich ober Punkt 2269 in den Schiefergneisen in ganz geringer Ausdehnung und Mächtigkeit Muskowitgranitgneis und südlich davon Aplit an. Westlich ober Punkt 1387 im Paznauntal liegen im Biotitschiefer eine Serie von Amphibolit- und dünnen Schiefergneislagen, die intensiv miteinander verfalltet sind und in ihrem Hangenden von migmatitischem Granitgneis überlagert werden. Diese Gesteine keilen nach N ganz unvermittelt in die Biotitschiefer aus. Sie werden in dem kleinen Graben nordwestlich ober Punkt 1387 von einem Bruch durchsetzt.

Südlich der Biotitschiefer treten sehr mächtige Amphibolite auf, die von den übrigen Amphiboliten des Gebietes dadurch stark abweichen, daß sie eine Bänderung besitzen, indem hornblendereiche Lagen mit feldspatreichen wechsellagern. Solche gebänderte Amphibolite gibt auch Blumental (4, S. 68) aus der Silvretta weiter im S an. Diese Amphibolite werden an ihrer Nordseite zwischen dem Fasultal und westlich des Grasspitz von dünnen Granatbiotitgneisen begleitet, südlich des Grasspitz von Schiefergneisen. Letztere überlagern hier Amphibolite, an deren Nordseite Biotitfleckengneise anstehen und die sowohl nach S als auch nach N in die Biotitschiefer auskeilen. Den gebänderten Amphiboliten, die im Gebiet des Kartenblattes als einzigen Gipfel den Vertinesberg (Prof. 7) aufbauen, sind im Gebiet der Matnal- und Muttentalnalm und südlich des Schafbichljoches Biotitgranitgneise und Schiefergneise (Prof. 5 und 6) zwischengelagert.

Diabasgänge finden sich südlich des Rautekopfes, westlich des nördlichen Schönpleißkopfes, „am Talliger“, westlich Punkt 2233 (NNO vom Scheidsee), am Valschavielsee und südlich ober Pasnatsch.

Der vorher beschriebene Augengneiszug erleichtert im Paznauntal sehr das Verständnis der ziemlich komplizierten tektonischen Verhältnisse. Die Augengneise fallen an den Valschavieler Bergen und am Vollandspitz steil nach N ein, richten sich im Fasultal steil auf und beginnen östlich des Fasultales steil nach S einzufallen. Das WSW—ONO bis O—W gerichtete Streichen schwenkt auf der Madleinaln ziemlich plötzlich in ein N—S gerichtetes um, das auch die Augengneise südlich der Trisanna bis zum Fimberbach heibehalten, wobei das Einfallen mehr oder weniger steil nach W erfolgt. Am Fimberbach und östlich davon herrscht wieder in den Augengneisen und den darunter liegenden Biotitgranitgneisen und Biotitfleckengneisen ein WSW-ONO-Streichen mit Südfällen vor.

Auf der Verbellner-Alm und am Jöchligrat fallen die Biotitschiefer und gebänderten Amphibolite sehr flach nach N ein (Fig. 2), passen sich aber weiter östlich gut dem Streichen und Fallen des Augengneiszuges an. Am Kamm ober Punkt 2600 östlich vom Schafbichlloch sind die Amphibolite ungemein stark zerklüftet, vielfach ziemlich quer zur Schichtung.

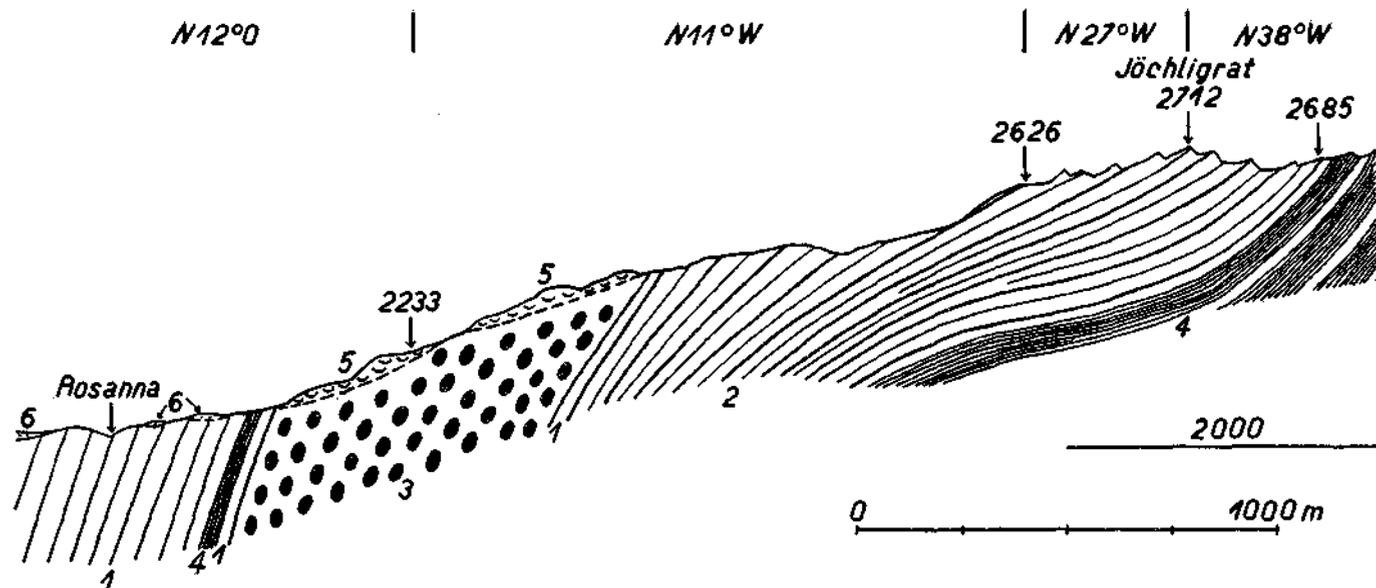


Fig. 2. Profil: Schönferwalltal—Jöchligrat.

1 = Zweiglimmeriger Schiefergneis; 2 = Biotitschiefer; 3 = Zweiglimmeriger Augengneis; 4 = Amphibolit; 5 = Moränen der Schlußvereisung; 6 = Talschotter und Gehängeschutt.

Besonders auf der Südseite des Paznaunales sind die Amphibolite vielfach intensiv gefaltet und stark gestört, so daß die Schichtung stellenweise nicht mehr erkennbar ist. An ihre Stelle tritt dann meist eine grobkataklastische Zertrümmerung. Durch die Schlucht bei Punkt 2158 südlich Waldhof geht ein kleiner Bruch. Östlich desselben liegen die Biotitfleckengneise etwa 10 m tiefer.

Auch östlich der Lagermasse des Augengneisuzuges schwenkt das Streichen der Schichten in den unteren Partien zu beiden Seiten des Paznaunales bis nahe an den Kartenostrand in die N-S-Richtung um, wobei die Gesteine allgemein nach W einfallen. Dadurch entsteht eine Synklinale, wie auch die Prof. 1 und 3 zeigen, an die nach SO eine Antiklinale anschließt, die äußerlich kaum irgendwo als solche zum Ausdruck kommt. Die Kartierung des anschließenden Gebietes südlich und südwestlich von Ischgl wird wesentlich zum Verständnis der im Paznauntal ziemlich komplizierten tektonischen Verhältnisse beitragen.

Im Madleintal reichen die südlich der Augengneise anstehenden Biotitfleckengneise östlich Punkt 2367 weiter nach N als die südlich davon, so daß hier ein ganz deutlicher kleiner nach N gerichteter Knick entsteht, der genau südlich unter den Knick östlich des Rautekopfes zu liegen kommt und vielleicht doch auf eine stärkere N-S-Bewegung auf der Ostseite als auf der Westseite des Madleintales zurückzuführen ist.

Westlich des Kartenrandes von Blatt Landeck bilden die Schiefergneise eine große flache Mulde, die nach W. Hammer (2, S. 80 und 2 α , S. 572, 573, 683—686) besonders durch den Verlauf der Biotitfleckengneise westlich von Ulmich im Paznauntal kartographisch zum Ausdruck kommt. Diese Mulde stellt die Fortsetzung der vorher erwähnten Mulde nach O dar. Nur treten im Paznauntal westlich von Ebne, besonders im südlichen Muldenschenkel, aber auch im nördlichen an Stelle der auskeilenden Biotitfleckengneise hauptsächlich Amphibolite auf, wodurch allerdings die Erkenntnis des synklinalen Baues sehr erschwert wird.

Auf der Ostseite des Malfontales folgen isoklinale, meist steil nach S fallende Gesteinsfolgen von N nach S. Die südlich des Blanka Horn ganz flach liegenden Granat und Staurolith führenden Glimmerschiefer fallen bereits an Latte-Joch steil nach S ein und ziehen in gleicher Lagerung nach W fort. Der Übergang aus der ziemlich flachen Lagerung der Gesteine weiter im O in die viel steilere weiter im W erfolgt noch östlich des Bereiches von Blatt Stuben.

Zusammenfassung.

Das Westende der Phyllitzone von Landeck liegt östlich der Arlen Mäher, nördlich des Arlbergpasses. Die südlich davon folgende Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer, die im weiteren Sinne noch zur Landecker Phyllitzone zu rechnen ist, konnte bis in die Gegend von Innerberg im Silbertal verfolgt werden, ist aber ziemlich sicher auch im Montafon anzutreffen.

Zwischen dem Malfontal (bei Pettneu) und dem Vermalentobel (bei Danöfen) liegen die Silvretagneise konkordant auf den Phyllitgneisen.

Erst im Vermalentobel selbst ist die Überschiebung der Schiefergneise der Silvrettadecke auf die Phyllitgneise und Glimmerschiefer zu beobachten.

Wir haben in dem kartierten Gebiet isoklinale Gesteinszonen vor uns, die O—W bis WSW—ONO streichen und die mehrere kleine und einen großen Knick erfahren haben. Diese Knicke im Schichtenstreichen sind wohl auf einen Widerstand im O bei dem von S nach N erfolgten Vorschube zurückzuführen. Von tektonischen Bauelementen ist eine große Mulde (Biotitgranitgneis der Faselfadspitzen) sicher nachweisbar und die Biotitgranitgneismasse Schwarze Wand—Fatlarspitze wohl auch als Mulde zu deuten. Die große Mulde der Schiefergneise und Biotitfleckengneise zwischen der Pontlatzer Brücke und Ulmich im Paznauntal setzt sich auch noch auf Blatt Stuben nach W fort. Doch erschweren hier die großen, oft plötzlich auskeilenden oder untertauchenden Amphibolitmassen, die hier die Schiefergneise und Biotitfleckengneise z. T. verdrängt haben, sehr die Erkenntnis des geologischen Baues. Eine volle Klärung ist hier aber erst durch eine Kartierung des bereits auf Blatt Silvretta liegenden Gebietes südlich und südwestlich von Ischgl zu erreichen.

Die verschiedenen Orthogneismassen des Gebietes müssen mit Ausnahme einiger bereits erwähnter als primäre Einlagerungen in den Phyllitgneisen, Glimmerschiefern und Schiefergneisen aufgefaßt werden.

Die Richtung der allenthalben verbreiteten Faltenachsen schwankt zwischen O—W und WSW—ONO, wobei der größere Teil meist ziemlich flach nach W einfällt. An den Knickstellen, besonders aber in der Gegend von Ischgl, wo sich der große Knick im Schichtenstreichen besonders bemerkbar macht, wurde ein N-S-Streichen der Faltenachsen mit einem Einfallen nach S wahrgenommen. An verschiedenen Stellen, z. B. nördlich unter dem Peischelkopf in 2350 m, zeigt sich, daß auch diese Achsen wellig verbogen sind.

Angaben über die Art und Weise der Durchbewegung und der Deformation können erst nach petrographisch-tektonischer Analyse der von orientierten Präparaten des ganzen Gebietes hergestellten Schliffe gemacht werden.

Die Karte von G. A. Koch entspricht heute keineswegs mehr den an eine geologische Karte gestellten Anforderungen. Ebenso ist der geologische Führer von J. Blaas (3) für das Gebiet der Ferwallgruppe zu einem großen Teile unbrauchbar.

Bei der fast durchwegs von isoklinalen Schichtenserien aufgebauten Ferwallgruppe ist es unmöglich, vom Paznaun bis zum Arlberg vier fast parallele Antiklinalen zu erkennen, wie dies G. A. Koch (7, S. 189, und 9, S. 37) angibt. Gerade zwei seiner Antiklinalen haben sich als ziemlich deutliche Synklinalen zu erkennen gegeben.

Auch die Auffassung von M. Vacek (12, S. 11) kann ich nicht teilen, der das ganze Gebiet der Nordabdachung der Silvretta und der Ferwallgruppe für eine einzige ungeheure Mulde hält, deren Muldentiefstes der Kamm des Biotitgranitgneiszuges Patteriol—Fatlarspitze darstellt.

Benutzte Literatur.

1. Ampferer, O. Über den Südrand der Lechtaler Alpen zwischen Arlberg und Ötztal. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien 1930, Bd. 80.
2. Ampferer, O. und W. Hammer. Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Landeck. Wien 1924.
- 2a. Ampferer, O. und W. Hammer. Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt in Wien 1911, Bd. 61.
3. Blaas, J. Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen, Heft 3, Innsbruck 1902.
4. Bluemental, M. Zur Tektonik des Westraudes der Silvretta zwischen oberstem Prätigau und oberem Montafon. Jahresberichte der Naturforschenden Gesellschaft Graubündens, Neue Folge, Bd. 64, Chur 1926.
5. Fonllon, H. Über die Gesteine und Minerale des Arlbergtunnels. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien 1885, Bd. 35.
6. Hammer, W. Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt in Wien 1919, Bd. 68.
7. Koch, G. A. Vorläufige geologische Mitteilungen aus der Ferwallgruppe. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien 1876.
8. Koch, G. A. Die Tunnelfrage bei der Arlbergbahn. Wien 1880.
9. Koch, G. A. Die Abgrenzung und Gliederung der Silvrettagruppe. Wien 1884.
10. Reitbofer, O. Zur Geologie der Umgebung der Darmstädter Hütte im Moostal bei St. Anton a. Arlberg. Jahresbericht 1930 der Sektion Darmstadt des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins.
11. Richter, M. Der ostalpine Deckenbogen. Eine neue Synthese zum alpinen Deckenbau. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien 1930, Bd. 80.
12. Vacek, M. Geologische Aufnahmen und Untersuchungen im Felde (Jahresbericht). Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien 1901.
13. Technischer Bericht über das Projekt der Arlbergbahn (Bludenz—Landeck) (mit geologischem Teil von H. Wolf). Wien 1872.

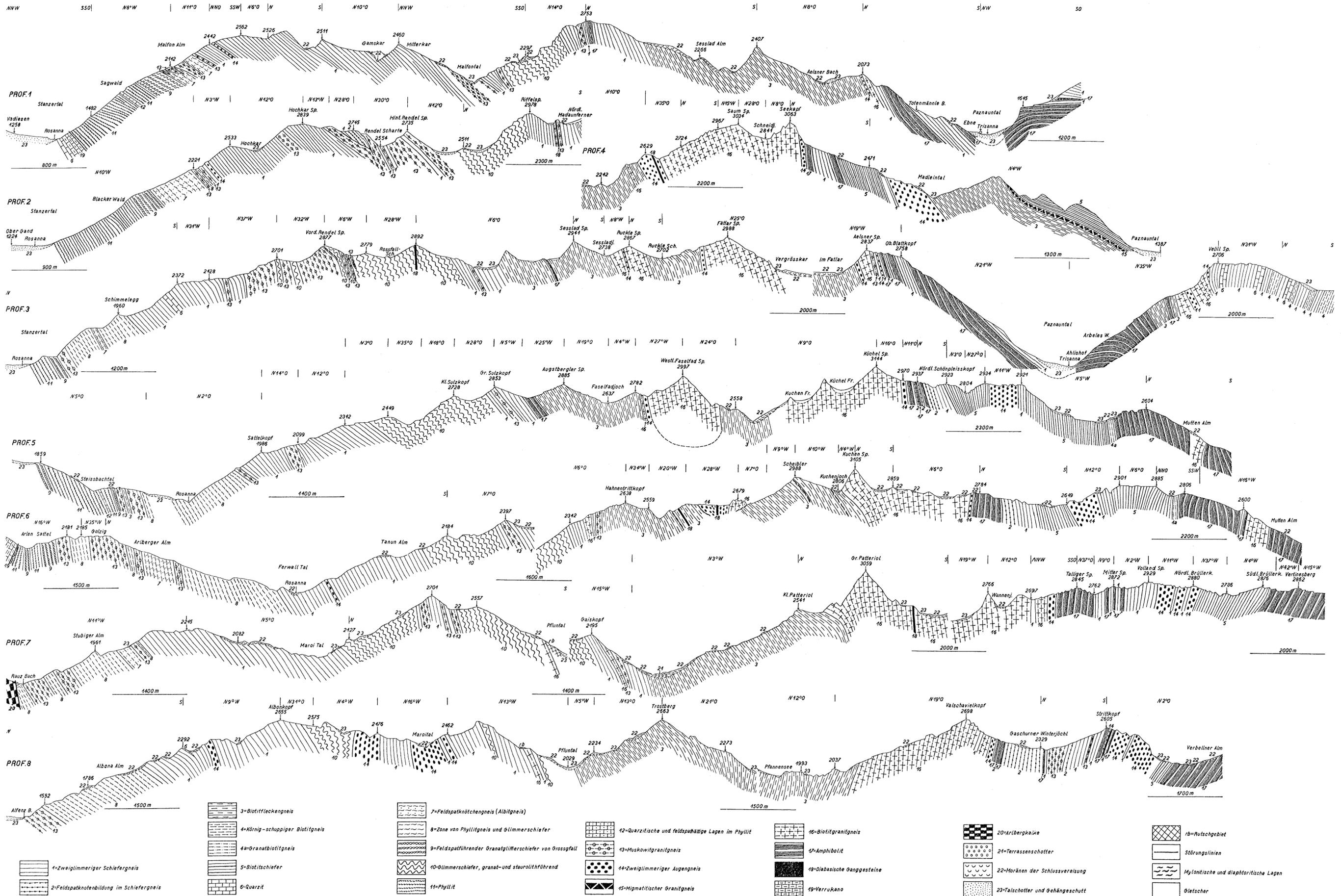
Geologische Profile aus der Ferwall Gruppe.

O. Reithofer: Ferwall Gruppe I.

Maßstab 1:25.000

Tafel VII

Aufgenommen von O. Reithofer 1928—1930.



Deckengrenzen in den Vilser Alpen.

Von C. W. Kockel (Leipzig) und M. Richter (Bonn).

(Mit 11 Textfiguren und 2 Tafeln.)

Im Jahre 1924 veröffentlichten wir in den Verhandlungen dieser Anstalt eine Studie, die sich zunächst mit dem Bau der Vilser Alpen beschäftigte. Wir folgten dabei weitgehend den Gedanken Otto Ampferers, wie sie dieser 1921 in der gleichen Zeitschrift dargelegt hatte.

Auf dieser Basis gelang es dann, die bis dahin noch fast völlig unbekannte Tektonik der Hohenschwangauer Alpen zu enträtseln, die östlich des Lech die unmittelbare Fortsetzung der Vilser Alpen sind. Mehrjährige Spezialaufnahmen, die der eine von uns (Kockel) dort durchführte, haben in der Folgezeit ergeben, daß Ampferers Vorstellungen, vor allem seine Trennung der beiden Vilser Decken, den Schlüssel zu zahlreichen Problemen liefern, an denen noch F. F. Hahn 1914 scheitern mußte.

Gleichzeitig aber tauchten östlich des Lech Fragen auf, die eine etwas andere Lösung erforderten, als sie Ampferer für die Vilser Alpen zuerst vorgeschlagen hatte. So stellte sich heraus, daß die beiden Vilser Decken keine Ultradecken, sondern Teildecken der Lechtaldecke sind, wie das Ampferer zuerst 1919 auch angenommen hatte. Weiter zeigte sich, daß die Grenze zwischen den beiden Vilser Decken nicht genau dort liegt, wo sie nach den bisherigen, auch im Allgäuführer (Richter 1924) vorgetragenen Anschauungen über die Vilser Alpen zu erwarten gewesen wäre.

Nachdem die Ergebnisse der Spezialkartierung der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach im Druck sind (1930), schien es uns daher eine Pflicht, auch jene Widersprüche zu lösen, die durch die Spezialaufnahme zwischen den beiden Seiten des Lech, zwischen Hohenschwangauer Bergen und Vilser Alpen, entstanden waren.

Nach mehrfachen Begehungen im Laufe der letzten Jahre führten wir deshalb im Sommer 1930 eine gemeinsame größere Exkursion in den Vilser Alpen durch. In deren Verlauf gelang es uns, die Widersprüche zu klären, und darum sollen die Ergebnisse im folgenden dargestellt werden.

Wir beginnen mit einer kurzen Darstellung der westlichen Hohenschwangauer Berge, um von diesen aus die tektonischen Elemente nach W in die Vilser Alpen zu verfolgen. Wir heschreiten so den umgekehrten Weg wie in unserer Studie von 1924, in der wir die Vilser Alpen als Sprungbrett für das Gebiet östlich des Lech benutzen mußten. Heute kann uns dieses damals noch unbekanntes Gebiet als Sprungbrett in die Vilser Alpen dienen.

Legt man das Profil Hoher Straußberg—Hornburg im O zugrunde (Tafel IX), so zeigt die Tektonik zunächst fünf große tektonische Elemente. Im S liegt ein in den Hohenschwangauern hoch aufgefalteter Sattel, in dessen Sattelkern unter den Partnachschiechten der Oberen Vilser Decke Hauptdolomit, stellenweise auch Hierlatzkalk der Unteren Vilser Decke zutage treten, ebenfalls in Sattelstellung. Und im Kern dieses Hauptdolomitsattels tritt als tiefstes die Allgäudecke mit verschiedenen Jurastufen auf.

Der südliche Sattel ist also deutlich als Deckensattel entwickelt, Kockel hat ihn 1926 als Bennadeckensattel bezeichnet. Südlich daran schließt sich der Nordflügel einer Muldenzone, die weiter nach O allmählich immer undeutlicher wird, nach W aber in den Vilser Alpen eine große Bedeutung besitzt als Reintaldeckenmulde. Nördlich des Bennadeckensattels folgt östlich vom Lech die Tegelbergdeckenmulde mit Hauptdolomit und darüber transgredierendem Cenoman im Muldenkern. Daran schließt sich nördlich der Vilstaldeckensattel, dessen Südflügel aus der in sich verschuppten unteren Trias der Oberen Vilser Decke, dann aus Hauptdolomit und Jurakalken der Unteren Vilser Decke besteht. Im Kern dieses Deckensattels wölbt sich als breiter Sattel die Allgäudecke mit Fleckenmergeln im Sattelkern heraus.

Das nördlichste wichtige tektonische Element ist dann die Randdeckenmulde des Falkensteinzuges, des am weitesten vorgeschobenen Randstreifens der Oberen Vilser Decke, wie wir bereits 1924 nachweisen konnten. In der Hornburg zeigt der Falkensteinzug am deutlichsten muldenförmigen Bau.

Die geschilderten fünf tektonischen Hauptelemente ziehen nun ohne Änderung nach W über den Lech in die Vilser Alpen hinein. Sieht man zunächst von einer Durchverfolgung im einzelnen ab, so bleibt als wichtiges Problem die Grenze zwischen den beiden Vilser Decken auf der Südseite des Vilstaldeckensattels. In den Hohenschwangauer Bergen ist die Grenze zwischen beiden klar und einwandfrei. Auf der Nordseite vom Branderschrofen und Tegelberg besteht der letzte Rest der nach O auskeilenden Unteren Vilser Decke aus tektonisch geflaserten Hierlatzkalken, die zwischen Neokom der Allgäudecke und unterer Trias der Oberen Vilser Decke eingeschaltet sind.

Gegen W zu wird die Grenzziehung aber bald schwieriger. Die Untere Vilser Decke nimmt gegen den Lech hin an Mächtigkeit und Schichtenbestand langsam zu, während andererseits die Schichten der unteren Trias an der Basis der Oberen Vilser Decke in derselben Richtung an der Deckenbasis langsam ahgeschert werden. Von großer Bedeutung sind daher die Profile auf der Nordseite des Schwarzenbergs südlich Füssen (Tafel IX). Hier besteht die Untere Vilser Decke an der Basis meist aus Hauptdolomit, der über sich Hierlatzkalk oder noch höhere Juraglieder in Kalkfazies trägt (z. B. Weißhaus). Darüber liegt die Obere Vilser Decke mit Hauptdolomit an der Basis. Sehr hezeichnend ist die starke tektonische Flaserung, die die Hierlatzkalke unter der Deckenbasis der Oberen Vilser Decke erfahren haben. Rothpletz hat hier die Deckengrenze auf seiner Karte der Vilser Alpen 1886 ganz richtig schon als Störung eingezeichnet.

Weiter gegen W wird die Untere Vilser Decke noch vollständiger und mächtiger. Die erste Andeutung dazu findet sich bereits auf der Nordseite des Schwarzenbergs gegen den Schwansee zu, wo unter dem Hauptdolomit an der Deckenbasis nochmals Hierlatzkalk auftritt, so daß hier also die Untere Vilser Decke das Profil Hierlatzkalk unten, Hauptdolomit und darüber nochmals Hierlatzkalk zeigt.

Auf der Südseite des Schwarzenbergs treten zwischen Hauptdolomit oder Plattenkalk und der sich daranschließenden tieferen Trias lokale Störungen auf, so daß z. B. an der Fürstenstraße und am Alpseewestufer Raibler Schichten unmittelbar gegen den Plattenkalk des Schwarzenbergs anstoßen (Tafel IX). 1924 waren wir geneigt, aus diesen Gründen hier die Grenze zwischen Unterer und Oberer Vilser Decke zu legen und hatten so den ganzen Schwarzenberg noch zur Unterer Vilser Decke gerechnet. Dies stimmte mit der damaligen Deutung der Tektonik in den Vilser Alpen ausgezeichnet überein, denn die Fortsetzung des

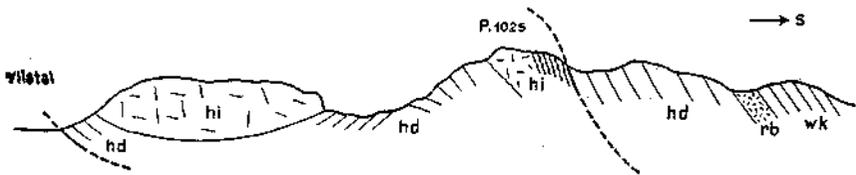


Fig. 1. Der Ranzen von SW gesehen.

hi = Hierlatzkalk, *hd* = Hauptdolomit, *rb* = Raibler Schichten, *wk* = Wettersteinkalk.

Hauptdolomits vom Schwarzenberg westlich vom Lech liegt im Vilser Kegel und im Brentejoch, die damals zur Unterer Vilser Decke gerechnet wurden. Erst der südlich darauffolgende Wettersteinkalk des Hundarschberges westlich und des Kitzberges östlich vom Lech schien der Nordrand der Oberer Vilser Decke zu sein. Bei der Spezialaufnahme der Hohenschwangauer Berge ergab sich aber die interessante Feststellung, daß die Störung auf der Südseite des Schwarzenbergs nur lokal ist, und daß bereits auf der Ostseite des Alpsees ein vollkommen normaler Schichtenverband vom nordfallenden Wettersteinkalk über die Raibler Schichten in den Hauptdolomit des Gassenthomaskopfes vorhanden ist, der die unmittelbare Fortsetzung desjenigen vom Schwarzenberg darstellt. Und weiter im O ist dann überall dasselbe Norrualprofil vorhanden bis östlich der Hochplatte.

Hier ergab sich daher mit aller Sicherheit, daß die bisherige Grenzziehung in den Vilser Alpen nicht richtig sein konnte, sondern daß auch hier die Grenze der Oberer Vilser Decke weiter im N zu suchen war. Es mußten also der Hauptdolomit der stattlichen Felsköpfe von Vilser Kegel und Brentejoch ebenfalls zur Oberer Vilser Decke gerechnet werden, nach Analogie mit den neuen Ergebnissen in den Hohenschwangauer Bergen.

Unmittelbar westlich der Lech ist die direkte Fortsetzung des Schwarzenbergs der Inselberg des Ranzens. Dieser zeigt bereits einen deutlichen Eigenbau der Unterer Vilser Decke (Tafel IX und Fig. 1). So kann man eine nördliche Mulde und einen südlich daran anschließenden Sattel

erkennen. Der nördlichste Teil des Ranzen, unmittelbar südlich der Straße Vils—Ulrichsbrücke, zeigt einen schmalen Streifen Hauptdolomit, der östlich vom Lech kein Analogon besitzt. Er wird überlagert von teilweise marmorisiertem und zerklüftetem, sonst aber durchaus massivem Hierlatzkalk, der über Punkt 917 nach O zieht. Südlich kommt unter ihm wieder Hauptdolomit heraus, der deutlichen Sattelbau zeigt und damit sich als Äquivalent des Hauptdolomits vom Berzenkopf östlich des Lech zu erkennen gibt. Und genau wie an diesem der Hauptdolomit wieder von Hierlatzkalk im S normal überlagert wird, so auch am Ranzen. Zwar zeichnet Rothpletz auf seiner Karte zwischen beiden eine Störung ein, doch ist diese nicht vorhanden. Über dickbankigem Hauptdolomit, der mit 40 bis 50° nach S einfällt, legt sich an der Basis des darüber transgredierenden Hierlatzkalkes eine bis über $\frac{1}{2} m$

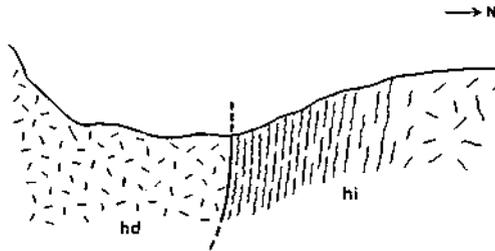


Fig. 2. *hi* = Hierlatzkalk der Unteren, *hd* = Hauptdolomit der Oberen Vilsler Decke.

mächtige Breccie aus aufgearbeitetem Hauptdolomitmaterial mit hellem, kalkigem Bindemittel, die rasch in dickbankigen rötlichen Hierlatzkalk übergeht. Daraus geht hervor, daß es sich um einen normalen Transgressionsverband beider Gesteine handelt.

Entsprechend den Verhältnissen am Berzenkopf und Schwarzenberg war nun die Grenze gegen die Obere Vilsler Decke südlich von diesem Hierlatzkalk zu erwarten. Und hier liegt sie auch tatsächlich. Der massive und ungebankte, etwa 10 m mächtige Hierlatzkalk geht nach S plötzlich in mindestens 5 m heftig geflaserten Hierlatzkalk über, dessen saigere Flaserung O—W streicht. Die Grenze gegen den südlich folgenden Hauptdolomit der Oberen Vilsler Decke ist im Ranzen selbst schlecht aufgeschlossen, sehr gut dagegen westlich vom Ranzen auf der Ostseite von Punkt 1154, wo dasselbe wie im Profil des Ranzen zu beobachten ist. Auf den massigen 70° nach S fallenden Hierlatzkalk folgt mit Annäherung an die Untergrenze der Oberen Vilsler Decke wieder der geflaserte Hierlatz mit steilstehender Flaserung, dann mit scharfem tektonischem Kontakt der gänzlich mylonitisierte Hauptdolomit der Oberen Vilsler Decke (Fig. 2). Erst weiter ab von der Deckenbasis zeigt dieser dann 30° Südfallen.

Genau wie am Ranzen zeichnet auch hier Rothpletz keine Störung ein, er hat auf dieser ganzen Strecke die Störung auf der Nordseite des Hierlatzkalkes eingezeichnet, da wo in Wirklichkeit ein Transgressionsverband vorliegt. Auf seiner Karte wird der Hierlatzkalk auf der falschen Seite von einer Störung begleitet.

Die so von den Hohenschwangauer Bergen herüber verfolgte Basis der Oberen Vilser Decke (und Grenze gegen die Untere) unterfährt damit aber den Hauptdolomit des Vilser Kegels auf dessen Nordseite und ebenso den Hauptdolomit des Brentejochs. Diese beiden mächtigen Dolomitberge gehören also entgegen der bisherigen Auffassung zur Oberen Vilser Decke. Hatten wir bisher als Beweis für die neue Auffassung die Deckengrenzen aus den Hohenschwangauer Bergen in die Vilser Alpen verfolgt, so mußte nunmehr ein zweiter Beweis innerhalb der letzteren selbst gefunden werden. Hierzu kam nicht mehr die klar gestellte Nordseite von Vilser Kegel und Brentejoch in Betracht, sondern die Südseite dieser Berge. Hier mußte nach der neuen Erkenntnis ein normaler Schichtverband vorhanden sein vom Hauptdolomit der genannten Gipfel zum Wettersteinkalk der Sebenspitze und des Hundsarschberges, der nach der früheren Auffassung zuerst auf den Profilen von Ampferer als schmaler eingefalteter Streifen allein die Obere Vilser Decke darstellte.

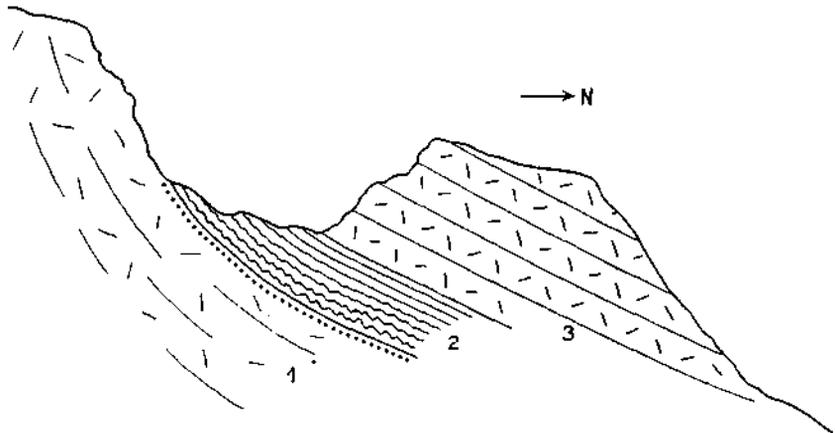


Fig. 3. 1 = Wettersteinkalk, zuoberst mit zirka 20 cm vererzter Lage. 2 = zirka 3 m Raibler Sandsteine, 3 = Raibler Zellenkalk.

Tatsächlich gelang auch der zweite Beweis. Unter dem nordfallenden Hauptdolomit von Brentejoch und Vilser Kegel kommen ganz normal die Raibler Schichten heraus, ebenso nach N einfallend wie der sie unterlagernde Wettersteinkalk der Sebenspitze und des Hundsarschberges. Die Karte von Rothpletz war hier richtiger als die spätere Deutung, nur ist der Streifen der Raibler Schichten zu schmal gezeichnet (er ist doppelt bis dreimal so breit). Sehr wesentlich ist, daß die Raibler Schichten ein vollkommenes Normalprofil zeigen, so wie wir dieses weiter im O in gleicher Weise nachweisen konnten (Geologie der Bayrischen Berge usw. 1931). Sehr gut erschlossen sind z. B. die Profile in den Tobeln unmittelbar östlich unter der Hundsarschalpe (Fig. 3). Der oberste Wettersteinkalk ist hier vererzt und führt reichlich Brauneisen. Genau wie wir weiter im O nachweisen konnten, zeigt sich hier die präkarnische Vererzungs- und Verwitterungszone. Darüber liegen

zirka 3 m gefälte Sandsteine als Basis der Raibler Schichten, dann folgt die mittlere Abteilung derselben mit Zellenkalken und Zellen-dolomiten, grauen und bräunlichen Kalken, alles flach nach N fallend. Die oberste Abteilung besteht aus der gewöhnlichen mächtigen Rauchwackenserie, die dann rasch in den nordfallenden Hauptdolomit des Vilser Kegels übergeht. Schon Ampferer 1919 hat diese Rauchwacken in seinem Profil durch den Vilser Kegel eingezeichnet, ohne indes das Normalprofil und die Zusammengehörigkeit von Vilser Kegel und Hundsarschberg zu erkennen. In gleicher Weise ist der normale Übergang vom Wettersteinkalk der Sebenspitze über die Raibler Schichten in den Hauptdolomit des Brentejochs weiter im W vorhanden.

Der normale Schichtverband zwischen Sebenspitze—Hundsarschberg im S und Brentejoch—Vilser Kegel im N schließt demnach jede tektonische Grenze in diesem Gebiet aus. Die Deckengrenze zwischen Unterer und Oberer Vilser Decke liegt also tatsächlich auf der Nordseite von Brentejoch und Vilser Kegel. Damit entspricht das Profil genau dem der Hohenschwangauer Alpen: Brentejoch — Vilser Kegel — südlicher Ranzen — Schwarzenberg und Gassenthornaskopf sowie Tegelberg und Branderschrofen in dessen Fortsetzung bilden einen einheitlichen Hauptdolomit der Oberen Vilser Decke.

Die Zusammenhänge sind aber noch viel inniger. Genau so wie der Hauptdolomit im Branderschrofen und Tegelberg eine Mulde bildet (am ersteren noch mit Cenoman im Kern), so auch in den Vilser Alpen im Kegel und Brentejoch, deren Hauptdolomit eine schon von weitem sichtbare Muldenstellung erkennen läßt. Und ebenso ist diese auf der Zwischenstrecke beiderseits des Lech überall nachzuweisen. Damit haben wir die Tegelbergdeckenmulde nun bis zum Brentejoch verfolgt und hier noch Obere Vilser Decke in ihr erkannt.

Rothpletz zeichnet in seiner Karte auf der Nordostseite des Vilser Kegels bei Punkt 1350 einen Streifen Wettersteinkalk und Raibler Schichten ein. Diese sind nicht vorhanden, die ganze Zone besteht ausschließlich aus südfallendem Hauptdolomit. Lediglich eine starke Verbauung des Tobels südlich Punkt 1350 mit Moränen, die reichlich Geschiebe von Wettersteinkalk und Raibler Rauchwacken führen, durch den Lechgletscher ist hier bemerkenswert.

Ehe wir uns der Besprechung der Westgrenze der Oberen Vilser Decke zuwenden, betrachten wir erst den Bennadeckensattel (Fenster des Füssener Jöchls) innerhalb der Vilser Alpen. In diesen ist, genau wie in den Hohenschwangauer Bergen, der Bennadeckensattel als Doppelfenster entwickelt; unter der Oberen Vilser Decke ist also nicht nur die Untere, sondern sogar auch die Allgäuendecke bereits von der Erosion angeschnitten. Die Profile vom Hundsarschjoch bis zum Füssener Jöchel zeigen dabei folgende wichtige Einzelheiten:

Der Nordflügel des Deckensattels wird vom Wettersteinkalk der Oberen Vilser Decke gebildet, der vom Kitzberg östlich des Lech über den südlichsten Ranzen zum Hundsarschberg und weiter zur Sebenspitze streicht. Seine weitere Fortsetzung nach W werden wir später kennenlernen. Dieser Zug Wettersteinkalk bildet in den Vilser Alpen zugleich die Basis der Oberen Vilser Decke nördlich des Bennadeckensattels. Das zusammen-

hängende Profil von ihm bis in den Hauptdolomit des Kegels und Brentejochs haben wir oben kennengelernt. Unter dem Wettersteinkalk — ebenfalls im Nordflügel des Deckensattels — liegt die Untere Vilser Decke. Sie zeigt dabei einen Schichtbestand, der Hauptdolomit, etwas Plattenkalk, Kössener Schichten, Oberrhätkalk, Hierlatzkalk sowie im W auch noch Liaskieselkalk und Fleckenmergel umfaßt.

Unter dieser Serie liegt im Sattelkern die Allgäudecke. Sie besteht aus Fleckenmergeln, Radiolariten, Aptychenschichten des Oberjura und Neokoms und aus Cenoman.

Der Südflügel des Deckensattels wird zunächst wieder von Unterer Vilser Decke eingenommen, doch treten im Gegensatz zum Nordflügel unter dem Hauptdolomit noch Raibler Schichten und etwas Wettersteinkalk hinzu. Außerdem reicht ihre Schichtserie im Südflügel nicht mehr in den Lias hinein, sondern schließt mit Oberrhätkalcken ab. Über diesen setzt endlich hart südlich des Kammes Schlicke—Hahnenkopf—Läuferspitz die Obere Vilser Decke wieder ein mit Wettersteinkalk oder Raibler Schichten. Sie bilden den Südflügel des Bennadeckensattels und den Nordflügel der Reintaldeckenmulde.

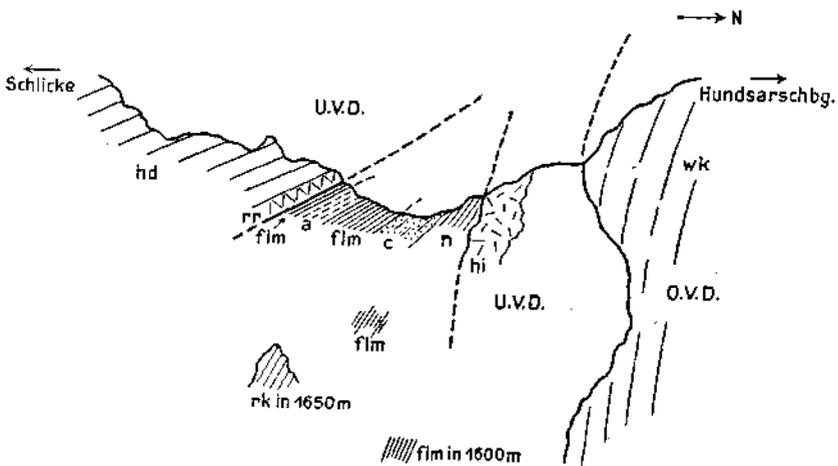


Fig. 4. Ansichtsskizze des Hundarsarschjochs von Osten.

c = Cenoman, *n* = Neokom, *a* = Aptychenschichten und Radiolarite, *flm* = Fleckenmergel, *hi* = Hierlatzkalk, *hd* = Hauptdolomit, *rr* = Raibler Rauchwacken, *rk* = Raibler Kalke, *wk* = Wettersteinkalk, *O. V. D.* = Obere Vilserdecke, *U. V. D.* = Untere Vilser Decke.

Wir betrachten zuerst das Profil vom Hundarsarschberg zur Schlicke (Fig. 4). Unter dem mehr oder minder saiger stehenden Wettersteinkalk liegt im S ein verquetschter Fetzen Hierlatzkalk, der vom Hundarsarschjoch aus noch ein Stück weiter nach O hinabzieht, dann aber verschwindet. Er ist im Joch der einzige Vertreter der Unteren Vilser Decke im Nordflügel des Deckensattels, die hier also außerordentlich reduziert ist. Darunter beginnt im Joch selbst sofort die Allgäudecke, u. zw. folgen von N nach S rasch aufeinander Neokom, cenomane Breccien und

Konglomerate, Fleckenmergel, rote Aptychenschichten mit Linsen von Radiolariten und nochmals Fleckenmergel. Alle genannten Horizonte bilden nur schmale Streifen und Linsen, die im Streichen einander rasch ablösen. Im Südfügel folgen über den letzten Fleckenmergeln wenig mächtige Raibler Rauchwacken der Unteren Vilser Decke, die rasch in den Hauptdolomit der Schlickenordwand übergehen. Auf diesen legen sich Plattenkalke, etwas Kössener Schichten und Oberrhätalkalk, der südlich des Schlickegipfels und in der Vilser Scharte von Wettersteinkalk, bzw. Raibler Schichten der Oberen Vilser Decke überfahren wird (Taf. IX).

Steigt man vom Joch nach O in das zum Hundsarschbach führende Tälchen hinab, so sieht man in zirka 1600 m zum letztenmal Fleckenmergel der Allgäudecke; bei raschem östlichem Achsenfallen, das man im Musauer Berg prachtvoll beobachten kann, scheinen sie in dieser Höhe unter der Unteren Vilser Decke einzutauchen. Denn noch etwas tiefer sind nur noch Raibler Kalke und Rauchwacken an der Basis der Unteren Vilser Decke aufgeschlossen, die unmittelbar vom Wettersteinkalk der Oberen überfahren werden. Das Doppelfenster ist damit zum einfachen Fenster geworden, dessen Satteln deutlich im Hauptdolomit der Nordwand unterm Plattjoch und Musauer Berg verfolgt werden kann.

Im Profil vom Vilser Kegel zur Schlicke fällt also im Bennadeckensattel der fast ganz reduzierte Nordflügel der Unteren Vilser Decke auf, dem ein ganz normal gebauter Südfügel gegenübersteht. Diese Reduktion kann nur als Folge der Deckenfaltung im saiger stehenden oder überkippten Nordflügel des Deckensattels verstanden werden.

Verfolgt man den Nordflügel des Deckensattels vom Hundsarschjoch nach W gegen das Füssener Jöchl zu, so zeigt sich eine sehr interessante Erscheinung. Die noch im Hundsarschjoch so sehr reduzierte Untere Vilser Decke vervollständigt sich rasch und schon das Profil vom östlichen Schlagstein zur Vilser Scharte weicht erheblich vom Profil des Hundsarschjoches ab (Taf. IX). Steigt man den Weg von der Vilser Alpe zum Schlagstein empor, so trifft man im untersten Teil der Schlagsteinwand in überkippter Lagerung erheblich geflaserte Hierlatzkalke, die darauf hinweisen, daß nicht weit darüber im N die Basis der Oberen Vilser Decke liegen muß. Über massigen Hierlatzkalk kommt man dann durch Kössener Schichten in den Hauptdolomit des Schlagsteins, der die Basis der Unteren Vilser Decke bildet. Die Allgäudecke darunter im Satteln ist nur schlecht aufgeschlossen. Im Südfügel hat die Untere Vilser Decke ebenfalls eine Bereicherung erfahren durch Aufnahme eines schmalen Bandes von Wettersteinkalk an der Basis. Das Profil darüber bis zum Hahnenkopf entspricht dann dem der Schlicke.

Sehr viel komplizierter ist das noch weiter westlich gelegene Profil vom Brentejoch über Vilser Jöchl—Sebenspitz—Seferspitz—Füssener Jöchl—Läuferspitz zum Schartschrofen (Taf. IX). Das Stück Brentejoch—Sebenspitz entspricht genau dem Profil Vilser Kegel—Hundsarschberg im O. Wir haben im Brentejoch-Südgrat nordfallenden Hauptdolomit, unter dem im Vilser Jöchl die Raibler Schichten mit ihrem Normalprofil herauskommen.

Ampferer hatte hier 1919 die Grenze zwischen Unterer und Oberer Vilser Decke angenommen und die Raibler Schichten auf dem Haupt-

dolomit des Brentejochs liegend gezeichnet. Tatsächlich tauchen aber die Raibler Schichten ganz normal nach N unter den Hauptdolomit mit recht flachem Nordfallen und es besteht hier derselbe ungestörte Schichtverband wie auf der Südseite des Vilser Kegels.

Die Raibler Schichten werden von dem ebenso flach nach N fallenden Wettersteinkalk der Sebenspitz unterlagert und auf der Südseite des Gipfels stehen wir wieder an der Basis der Oberen Vilser Decke am Rande des Doppelfensters. Die Untere Vilser Decke hat in diesem ihren Schichtbestand noch weiter vermehrt. Über dem Hierlatzkalk, den wir im Schlagstein schon kennen lernten, liegen hier im Joch zwischen Seben- und Seferspitz noch Fleckenmergel und Kieselkalke des Lias, die nach W zur Sebenalpe hinunterziehen. Auf eine lange Strecke gegen W zu liegen diese Schichten völlig normal auf dem Hierlatzkalk, und es ist kein Zweifel möglich, daß sie ein normales Schichtglied der Unteren Vilser Decke sind, was Richter 1924 schon im Allgäuführer angenommen hatte. Allerdings hat Ampferer 1919 diese Fleckenmergel und Kieselkalke als nicht zur Unteren Vilser Decke gehörig betrachtet. Er faßte sie als Fetzen der Allgäudecke auf, der von der Oberen Vilser Decke aus dem Fenster des Füssener Jöchl nach dessen Öffnung entnommen und bei der weiteren Deckenbewegung als von der Oberen Vilser Decke mitgeschleifter Fetzen auf die untere geraten sei. Ist aber ein solcher Mechanismus für den Bennadeckensattel, der erst nach der Deckenfaltung geöffnet wurde, bereits unmöglich, so widerspricht dieser Auffassung auch die Fazies. Die mächtigen Liaskieselkalke sind typisch für die Lechtaldecke weiter im O, sie fehlen der Allgäudecke vollkommen. Und so findet sich in der Allgäudecke in den ganzen Vilser Alpen nirgendwo die Fazies der Liaskieselkalke.

Unter dieser Serie liegen Hierlatzkalk, Rhätkalke, Plattenkalk und Hauptdolomit, der den Gipfel der Seferspitz aufbaut. Und nun zeigen sich bis zum Füssener Jöchl hin heftige Komplikationen, die die Basis der Unteren Vilser Decke betreffen. Denn diese hebt sich nach S nicht einfach über dem Bennadeckensattel in die Luft, sondern ist auf dem Nordflügel desselben in sich stark verschuppt.

Der Gipfel der Seferspitz besteht aus Plattenkalk und Hauptdolomit, der ein östliches Achsensteigen zeigt. Infolgedessen hebt sich bereits in dem Südosthang der Seferspitz die Allgäudecke heraus, mehrfach verschuppt mit der Unteren Vilser Decke. So kommt man von N nach S zweimal in Aptychenschichten, die mit Plattenkalk der Seferspitz abwechseln. Nach dem südlichsten Plattenkalkstreifen quert man einen Fetzen Hierlatzkalk-Oberrhätkalk, der über den Weg Füssener Jöchl—Sebenalpe zieht. Im Streichen hält er nicht lange aus. Beiderseits und südlich unter ihm kommt man sofort in Aptychenschichten der Allgäudecke, südlich unter dem Weg treten auch noch Sandsteine und Konglomerate des Cenomans auf. Von größter Bedeutung aber ist, daß dieser Streifen Allgäudecke im S sofort von einer nordfallenden Hauptdolomit-Plattenkalkserie tektonisch unterlagert wird, welche die steilen Felsabstürze des Lumberger Grates gegen das Füssener Äple zu bildet.

Verfolgt man diese Serie des Lumberger Grates gegen W, so sieht man da, wo der Weg zur Sebenalpe nach N den Grat westlich der Seferspitz überschreitet, den Hauptdolomit der Lumberger Gratserie an den Hauptdolomit der Seferspitz anstoßen und sich scheinbar mit diesem vereinigen. Das beide Serien trennende Fenster der Allgäudecke verschwindet an dieser Stelle und am Weg sind nur etwas Aptychenschichten und Radiolarite mitten im Hauptdolomit vorhanden. Die Serie des Lumberger Grates, die im S überall auf jungen Schichten der Allgäudecke schwimmt bis zum Neokom und Gault aufwärts, gehört aber ebenfalls noch zur Unteren Vilser Decke und hängt mit dem Einstein zusammen.

Die Untere Vilser Decke zeigt demnach hier im W eine deutliche Zweiteilung und der gesamte Lumberger Grat bis zum Seichenkopf und zur Seferspitz besteht daher aus zwei übereinandergeschobenen Serien der Unteren Vilser Decke. Beide Schuppen werden getrennt durch mitgeschleifte Fetzen der Allgäudecke, zu denen der oben beschriebene Zug gehört, weiter aber auch durch Hierlatzkalk, der ebenfalls oben vom Südhang der Seferspitz erwähnt wurde (Taf. IX und Fig. 5). Und daß diese Trennungslinie weiter verfolgt werden kann, geht daraus hervor, daß auch schon Ampferer 1919 einen Fetzen Hierlatzkalk erwähnt, der westlich unterm Seichenkopf mitten in dessen Hauptdolomit eingeschaltet ist. Ebenso zeichnet Reiser auf seiner Karte im Hauptdolomit auf der Westseite des Lumberger Grates einen Fetzen Raibler Schichten ein, der den Hauptdolomit zweiteilt. Diese Verhältnisse erinnern sehr an den Schuppenbau der Lechtaldecke im nordwestlichen Rätikon, wo die einzelnen Schuppen ebenfalls durch Fetzen des Untergrundes (Aroscher Schuppenzone) getrennt werden, die von der jeweils höheren Schuppe an ihrer Basis mitgeschleift wurden.

Ob dieser Teilung der Unteren Vilser Decke, auf die bereits Ampferer 1919 aufmerksam machte, eine größere Bedeutung zukommt, ist noch unklar. Immerhin ist sehr auffallend, daß auch am Nordrand der Unteren Vilser Decke im Nordflügel der Tegelbergdeckenmulde eine deutliche Zweiteilung vorhanden ist. Und wieder schiebt sich auch hier zwischen die beiden Teile die Allgäudecke ein auf der Strecke von der Kanzel nördlich vom Brentejoch bis hinüber nach Vils. An der Kanzel besteht die höhere Serie aus Hierlatzkalk mit etwas Hauptdolomit an der Basis, der dem des Aggensteins entspricht. (Auffallend ist die scharfe Reduktion des Aggensteinhauptdolomits bis zum völligen Verschwinden nach O, erst südöstlich Vils und am nördlichen Ranzen tritt er wieder auf.) Weiter nach O besteht die höhere Serie nur noch aus Hierlatzkalk, erst vom Ranzen an nach O treten auch wieder andere Schichtglieder hinzu.

Unter ihr liegt der bekannte Gault von Vils, der in langem Streifen nach O bis Vils durchzieht. Entgegen der bisherigen Auffassung rechnen wir ihn nicht zur Unteren Vilser Decke, sondern zur Allgäudecke, in die er faziell und tektonisch allein paßt. Im Einklang mit dieser Deutung steht, daß er gegen die verschiedensten Horizonte der Unteren Vilser Decke vom Hauptdolomit an bis zum Malnkalk tektonisch anstößt.

Unter diesem Gaultstreifen liegt die tiefere Serie der Unteren Vilser Decke, bestehend aus etwas Hauptdolomit und mächtigem Jura in Kalkfazies (hierher gehören z. B. die bekannten Vilser Doggerkalke und der ganze Rote Stein). Diese tiefere Serie liegt zwischen dem ihm aufgeschuppten Gaultstreifen im S und Neokoin der Allgäudecke im N und ist beschränkt auf das Gebiet westlich von der Kanzel bis nach Vils.

Genau wie im N setzt auch am Füssener Jöchel allein die höhere Serie sich nach O fort (Seferspitz-Schlagstein), die tiefere dagegen hebt sich (Felsabstürze des Lumberger Grates westlich vom Füssener Jöchel) nach O sehr rasch in die Luft. So vereinigen sich die jungen Schichten

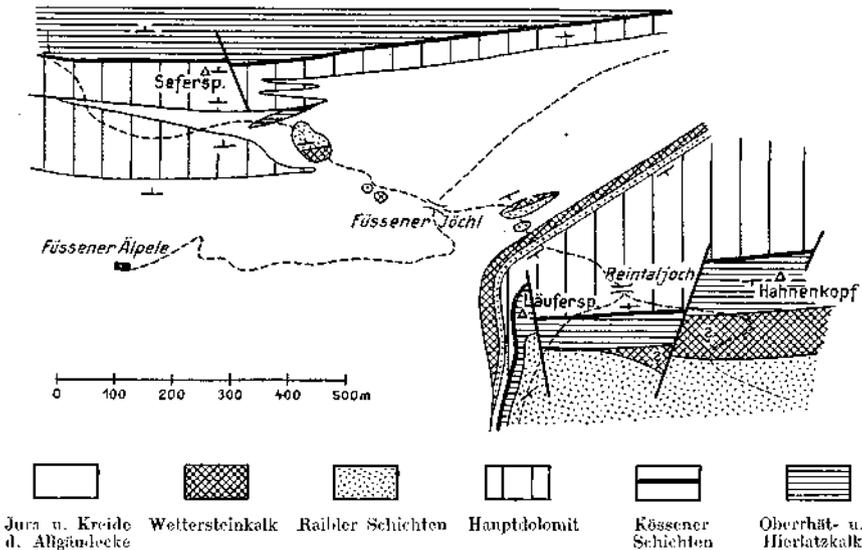


Fig. 5. Skizze der Umgebung vom Füssener Jöchel.

der Allgäudecke vom tektonischen Liegenden und Hangenden des Lumberger Grates miteinander. Und auch auf dem Südflügel des Deckensattels ist keine Spur mehr der tieferen Serie vorhanden, die höhere liegt hier unmittelbar der Allgäudecke auf. Die Zweiteilung der Unteren Vilser Decke ist also auf das Gebiet nördlich vom Benna- deckensattel und auf den W beschränkt.

Nordwestlich vom Füssener Jöchel liegt eine Reihe kleiner Klippen auf den Aptychenschichten der Allgäudecke. Geht man den Höhenweg vom Füssener Jöchel gegen die Seferspitz zu, so erhält man einen ausgezeichneten Einblick in diese kleine Klippenlandschaft. So liegen etwa 100 m westlich vom Joch kleine Blöcke von Wettersteinkalk und Raibler Rauchwacken auf den Aptychenschichten herum. Etwas weiter folgt eine kleine Erhöhung aus Wettersteinkalk, nach dessen Durchquerung man in Raibler Sandsteine, eisenschüssige Kalke, Dolomite und Rauchwacken kommt, an die sich wieder Sandsteine, am nächsten

Bnckel dann Dolomite und Rauchwacken, dann Hauptdolomit anschließen, der mit zirka 50° nach N einfällt. Wo der Weg zuletzt vor Erreichen des Seferspitzsüdhangs wieder eben geht, werden die Dolomite von Raibler Sandsteinen unterteuft, unter denen sofort graue Aptychenschichten der Allgäudecke heraustreten. Es sind dies diejenigen, die die Teilung der Unteren Vilser Decke bedingen und von denen wir oben bei Besprechung der Südseite der Seferspitze ausgegangen sind (Fig. 5).

Daraus ergibt sich aber, daß die eben geschilderten kleinen Schub-schollen der höheren Serie der Seferspitze entsprechen müssen, da sie vom Lumberger Grat durch die Aptychenschichten in ihrem tektonischen Liegenden getrennt werden. Sie gehören daher der höheren Serie der Unteren Vilser Decke (Seferspitze) an. Tatsächlich entsprechen sie auch

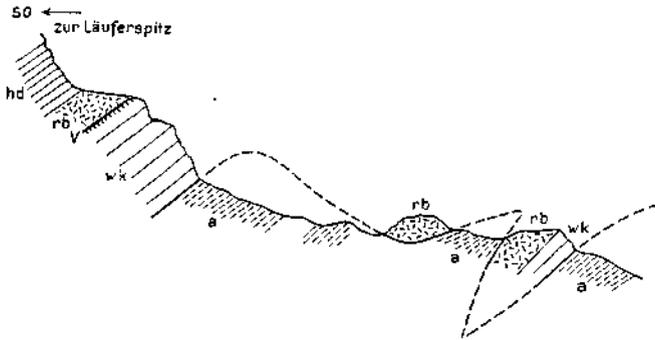


Fig. 6. Profil vom Nordgrat der Läufer Spitze.

a = Aptychenschichten, hd = Hauptdolomit, rb = Raibler Schichten, wk = Wettersteinkalk (v = vererzte Lage).

den Schub-schollen südöstlich vom Füssener Jöchel (siehe unten), die in derselben tektonischen Lage auftreten und hier ebenfalls Reste der höheren Serie der Unteren Vilser Decke sind (Fig. 5 und 6). Man kann daher in den Klippen nicht Reste der Oberen Vilser Decke sehen, wie dies Ampferer 1919 getan hat. Die Obere Vilser Decke kommt erst weiter nördlich im Nordflügel und weiter südlich im Südflügel des Deckensattels zum Ausstrich, tritt aber am Füssener Jöchel nicht an den Sattelkern heran.

Der Südflügel unseres Deckensattels ist vom Füssener Jöchel nach O und S weit weniger kompliziert gebaut als der Nordflügel. Folgt man dem Weg vom Füssener Jöchel zum Reintaljoch (Fig. 5, 6), so hat man zunächst die Folge: graue, rote und wieder graue Aptychenschichten der Allgäudecke im Kern des Deckensattels. Wo der Weg nach S umbiegt, trifft man eine erste Klippe der Unteren Vilser Decke, an der Basis Wettersteinkalk, darüber Raibler Schichten. Es folgen danach: graue Aptychenschichten, eine zweite Klippe von Raibler Kalken, Dolomiten und Rauchwacken und noch einmal graue Aptychenschichten. Während die zweite Klippe nur auf dem Grat liegt, zieht die erste nach O noch ein Stück weit gegen den Schlagstein zu hinab. Diese Klippen entsprechen genau den oben beschriebenen westlich vom Füssener Jöchel.

Dann beginnt die geschlossene Masse der Unteren Vilser Decke, den ganzen Felskopf der Läuferispitz aufbauend. Ihre Basis besteht aus Wettersteinkalk, der an seiner Oberkante wieder die typische Vererzungszone aufweist. (Rothpletz hat ihn hier als Dachsteinkalk-Oberrhätalk kartiert.) Darüber liegen Raibler Schichten: Sandsteine, darüber Dolomite und Rauchwacken, dann der Hauptdolomit der Läuferispitz-Nordwand (Fig. 6). In diesem bleibt man bis zum Reintaljoch.

Am Höhenweg zum Schartschrofen ist man auf der Ostseite der Läuferispitz zunächst ebenfalls noch in demselben Hauptdolomit (Fig. 7). Dieser wird von wenig mächtigen Kössener Schichten überlagert, darüber liegt Oberrhätalk mit etwas daraufklebendem Hierlatzkalk. Diese Serie bildet hier die Oberkante der Unteren Vilser Decke, darüber folgt die Obere mit mächtigen Raibler Dolomiten und Rauchwacken, beginnend, die den ganzen namenlosen Gipfel zwischen Läuferispitz und Schartschrofen aufbauen. Der letztere besteht dann aus Wettersteinkalk und gehört bereits dem Südflügel der Reintaldeckenmulde an. Auf dem Südflügel derselben, wo unter der Oberen Vilser Decke erneut die Untere und die Allgäudecke im Deckensattel von Tannheim herauskommen, ergibt sich bezüglich der Deckengrenzen keine Änderung der bisherigen Auffassung.

Größere Schwierigkeiten fanden sich dagegen im Gebiet des Seebaches auf der Südseite von Aggenstein und Brentejoch. Das letztere hatten wir ja wegen seines Zusammenhanges mit dem Vilser Kegel und der Sebenspitz als einwandfrei zur Oberen Vilser Decke gehörig erkannt. Da sich aber die Vilser Decken gegen W in die Luft ausheben, mußte auch eine neue Westgrenze der Oberen

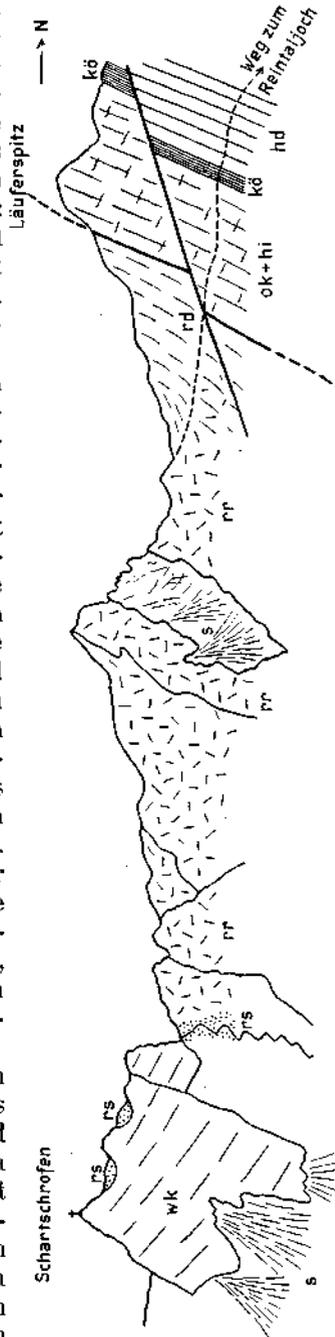


Fig. 7. Ansichtsskizze des Gipfelgrates vom Schartschrofen zur Läuferispitz.
 ok+hi = Oberrhätalk, kö = Kössener Schichten, kd = Hauptdolomit, rd = Raibler Dolomite, rr = Raibler
 Rauchwacken, rs = Raibler Sandsteine, wk = Wettersteinkalk, s = Schutt.

Vilser Decke gefunden werden. Nach der früheren Auffassung lag diese unmittelbar westlich unter der Sebenspitz, zwischen dieser und der Sebenalpe.

Nach der Karte von Reiser und dem Profil von Ampferer mußte man bisher annehmen, daß der Hauptdolomit des Aggensteins mit dem des Brentejochs direkt zusammenhing. Die Karte von Reiser, die gerade noch bis in dieses Gebiet reicht, verzeichnet hier eine normale Mulde von Kössener Schichten und Hierlatzkalk zwischen Aggenstein und Brentejoch. Danach hätte man glauben dürfen, daß auch der Aggenstein noch zur Oberen Vilser Decke gehörte. Andererseits sprach aber gegen diese Annahme, daß der Hauptdolomit des Aggensteins mit demjenigen von Einstein und Rappenschrofen, dieser aber wieder mit dem vom Lumberger Grat zusammenhängt, der als sicher zur Unteren Vilser Decke gehörig erkannt wurde.

Brentejoch und Aggenstein konnten daher nicht zusammengeschaltet werden, irgendwo mußte zwischen ihnen die Grenze der beiden Vilser Decken zu finden sein. Es ist uns geglückt, diese Grenze nachzuweisen. Wir betrachten daher im folgenden das sehr gut aufgeschlossene Gebiet zwischen Aggenstein und Brentejoch.

Der Steig vom Aggensteingipfel zur Pfrontener Hütte führt bis kurz westlich der Hütte dauernd durch Hauptdolomit, der nach S einfällt. Er wird von zirka 4 m Plattenkalk überlagert. Es folgen: einige Meter ebenfalls südfallende rote Knollenkalke des unteren Lias mit großen Ammoniten-Querschnitten, nordfallender Hierlatzkalk, darunter Oberrhät-kalk, nur wenig mächtig. In dem schmalen darauffolgenden Satteln liegen Kössener Schichten. Auf dem Südflügel folgt sofort Hierlatzkalk, der beim Stall neben der Hütte von ganz wenigen Fleckenmergeln mit typischen Fleckenkalen überlagert wird. Bei der Hütte wieder nordfallender Hierlatzkalk in dicken Bänken. Etwas weiter nochmals etwas Fleckenmergel, dann wieder Hierlatzkalk mit einem letzten kleinen Fleckenmergelrest bis zu der Stelle, wo der Pfrontener Weg nach N abbiegt. Hier transgrediert der Hierlatzkalk mit normalem Verband über 70° nordwestlich fallenden Hauptdolomit. (Die hier auf der Karte von Rothpletz eingetragene Störung ist nicht vorhanden.) Das beifolgende Profil Fig. 8 folgt dem Weg und geht daher nicht genau quer zum Streichen. Auf der Karte von Reiser finden sich hier nur Kössener Schichten auf dem Nordflügel der Mulde an der Grenze vom Hauptdolomit und Hierlatzkalk verzeichnet, während die tatsächlich vorhandene Schichtenfolge bisher unbekannt blieb.

Dieses Profil zeigt in tektonischer Beziehung die größte Übereinstimmung mit dem des Ranzen, wie es zu Beginn dieser Arbeit geschildert wurde. Die Mulde bei der Pfrontener Hütte würde der Mulde des nördlichen Ranzen entsprechen. In diesem Falle war zu erwarten, daß südlich des Hauptdolomits vom Muldensüdflügel nochmals Hierlatzkalk auftritt, entsprechend dem südlichsten Hierlatzkalk der Unteren Vilser Decke im Ranzen. Und tatsächlich ist dieser vorhanden. Folgt man von der schon eben erwähnten Wegabzweigung nach Pfronten dem Höhenweg weiter zur Sebenalp, so sieht man rechts unter dem Weg nach kurzer Zeit eine kleine Steilstufe, die aus Hierlatzkalk besteht.

Dieser läßt sich verfolgen bis zu dem Plateau, das sich südwestlich von Punkt 1822 befindet und über das der Höhenweg hinweggeht, bevor er in den Tobel zieht, der von diesem Punkt 1822 herabkommt. Dieses Plateau wird gebildet von Plattenkalk, bzw. Rhätkalk und rotem Hierlatzkalk, doch tritt der letztere nur in einzelnen Linsen auf. Die ganze Serie ist noch Untere Vilser Decke und fällt nach ONO ein. Darüber liegt im Tobel und jenseits von ihm mächtiger Hauptdolomitmylonit, der bereits dem Hauptdolomit des Brentenjochs angehört, somit Obere Vilser Decke ist. Damit liegt an dieser Stelle einwandfrei die Grenze zwischen den beiden Vilser Decken: Hauptdolomitmylonit der Oberen auf Hierlatzkalk und Rhätkalken der Unteren. Es ist dasselbe Profil wie am Schwarzenberg oder Ranzen.

Verfolgt man die Deckengrenze nach N, so steigt man zweckmäßig zu der kleinen Scharte unmittelbar westlich unter Punkt 1822 empor (nicht zur Scharte Punkt 1706, sondern östlicher zu der höher gelegenen steilen Gratscharte). Hier sieht man in dem Wandabbruch des Punktes 1822 die Überschiebung prächtig aufgeschlossen (Fig. 9). Der untere Teil der Wand wird aus flach S-, bzw. 30° ONO-fallendem Hauptdolomit aufgebaut. Darüber liegt mit ganz scharfer Grenze Hauptdolomitmylonit, derselbe, den wir bereits unten am Plateau als Basis der Oberen Vilser Decke kennen gelernt haben. Das Wesentliche ist aber, daß auch hier an einer Stelle an der Grenze zwischen den beiden Dolomiten wenige

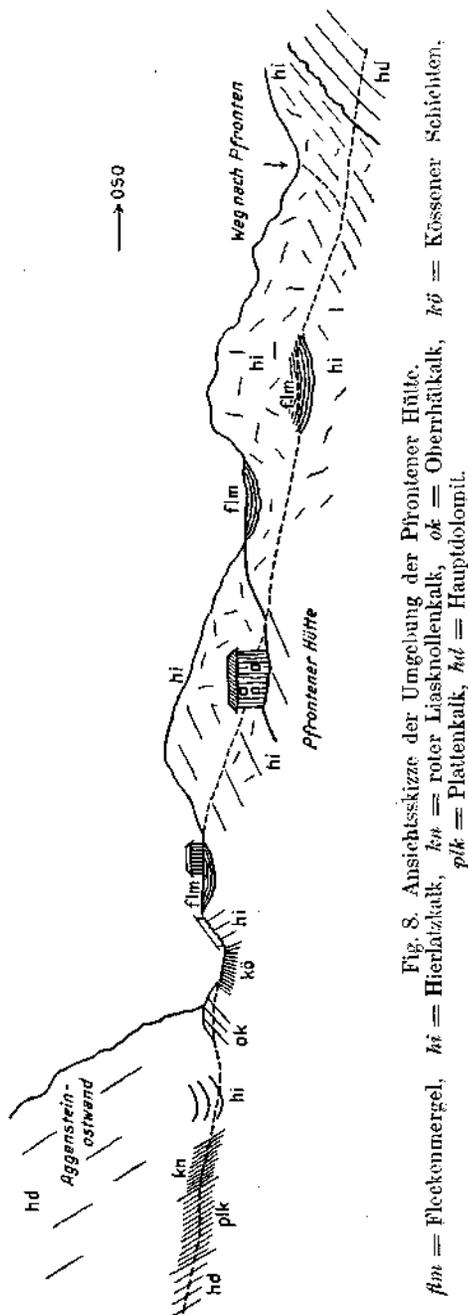


Fig. 8. Ansichtsskizze der Umgebung der Pfirntener Hütte.

flm = Fleckenmergel, hi = Hierlatzkalk, kn = rotter Liasknollenkalk, ok = Oberrhätkalk, kō = Kössener Schichten, pik = Plattenkalk, kd = Hauptdolomit.

Zentimeter Fleckenmergel auftreten, die an der Basis der Oberen Vilser Decke mitgeschleift wurden. Und steigt man von wieder hier nach dem Plateau hinunter, so findet man in dem kleinen Bachriß zwischen den beiden Dolomiten wieder kleine Fetzen von Fleckenmergeln, Hierlatz- und Rhätkalken als Beweis für die Deckengrenze.

Diese ist weiterhin gut aufgeschlossen in dem Tobel, der von Punkt 1822 herabkommt und das Plateau auf der Ostseite abschneidet. Die östliche Seite des Tobels wird von mächtigem, gänzlich myloniti-

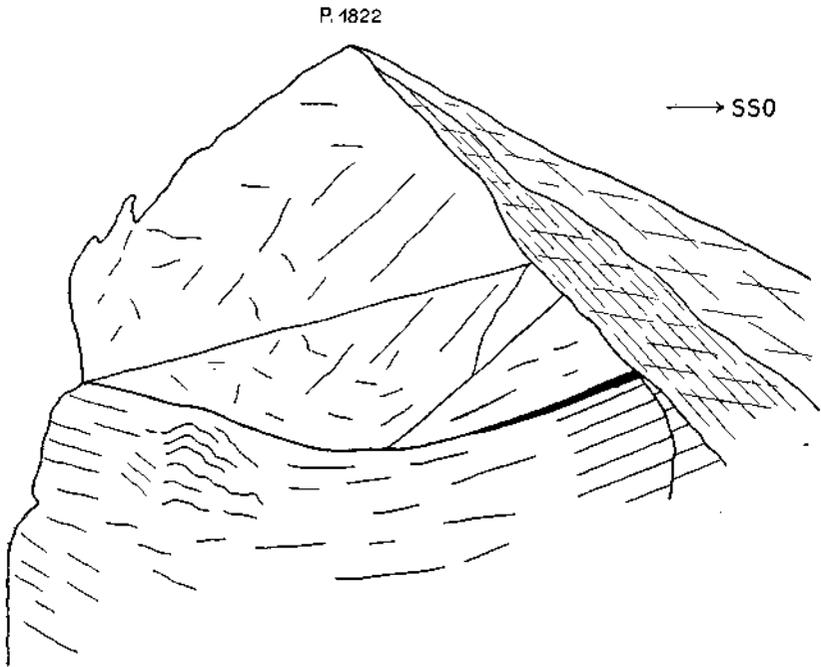


Fig. 9. Ansichtsskizze des P. 1822 (Westgrat von Brentejoch)
Hauptdolomit der Oberen auf Hauptdolomit der Unteren Vilser Decke
(schwarz = Fetzen von Fleckenmergeln.)

siertem Hauptdolomit gebildet, die westliche von Rhätkalken, mitunter auch etwas Hierlatzkalk, besonders im oberen Teil. In 1580 m Höhe findet sich das in Fig. 10 dargestellte Profil, wo zum erstenmal auch Raibler Schichten an der Basis der Oberen Vilser Decke vorhanden sind, über einem Fetzen Fleckenmergel der Unteren. Weiter abwärts stellen sich dann mächtige Rauchwacken an der Basis der Oberen Decke ein, hier springt die Überschiebung aus dem Tobel ab und verläuft westlich von ihm. Diese Raibler Schichten entsprechen denen vom Nordgrat der Sebenspitze. Und so wie dort die Raibler Schichten noch vom Wettersteinkalk unterlagert werden, so treffen wir auch in diesem Tobel eine kleine Felsrippe aus Wettersteinkalk als Basis der Oberen Vilser Decke. Und dieses schmale Band Wettersteinkalk zieht gut verfolgbare nach O,

meist zirka 60° nordfallend, und direkt in den Wettersteinkalk der Sebenspitz hinein. Dieser hört also gar nicht über der Sebenalp auf, sondern läßt sich noch über 1 km weit nach W verfolgen.

Mit diesem Wettersteinkalk ist die Basis der Oberen Vilser Decke erreicht. Das Liegende wird im Profil unseres Tobels von Liaskieselkalk gebildet, der beiderseits des oberen Seebaches, besonders aber auf dessen Südseite, gut verfolgt werden kann bis zur Sebenalp. Unmittelbar westlich dieser läßt sich das Profil feststellen: zuoberst Liaskieselkalk, darunter Fleckenkalke, die nach unten in Hierlatzkalk übergehen. Die ganze Serie fällt westlich unter der Sebenalp 40° nach N. Die

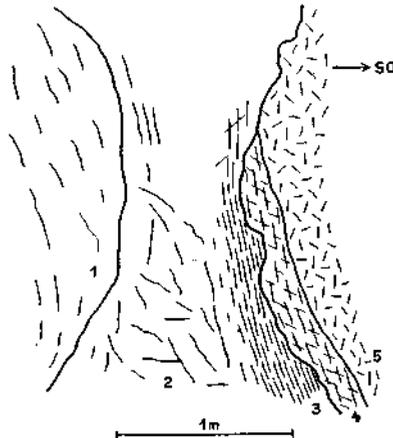


Fig. 10. Grenze der beiden Vilser Decken im oberen Seebachtobel (Ansichtsskizze). 1 = Platten- oder Rhätkalk, 2 = heller Dolomit-Kalkmylonit (Platten- oder Rhätkalk?), 3 = graue zerfaserte Liaskleckenkalke, 4 = hellgelblicher Kalkmylonit (Raibler Schichten), 5 = Hauptdolomit-Myonit.

Liaskieselkalke und Fleckenmergel ziehen dann zum Joch südlich der Sebenspitz empor, wo wir sie bereits bei der Besprechung des Profiles vom Brentejoch nach S kennengelernt haben.

Das Normalprofil Sebenspitz—Seferspitz ist also noch über 1 km weiter im W vorhanden an der Mündung des von Punkt 1822 kommenden Tobels in den Seebach, doch streichen schon auf dieser Strecke die Schichten nicht mehr O—W, sondern SO—NW. Von der Mündung dieses Baches an nach N hebt sich dann aber die Obere Vilser Decke flexurartig nach W in die Luft hinaus bis zur Scharte westlich Punkt 1822. Fleckenmergel und Hierlatzkalk ihrer Unterlage sind dabei stark mitgenommen und nur noch fetzenweise erhalten. Ebenso gehen Wettersteinkalk und Raibler Schichten der Oberen Vilser Decke nach N sehr rasch verloren (Taf. IX), und so wird ihre Basis vom Brentejoch bis hinüber nach Neuschwanstein nur von Hauptdolomit gebildet. Erst östlich Neuschwanstein setzen die tiefen Triasglieder wieder ein.

Damit ist auch die Westgrenze der Oberen Vilser Decke sichergestellt und es hat sich gezeigt, daß die Tegelbergdeckenmulde unverändert aus den Hohenschwangauern in die Vilser Alpen fortsetzt bis

westlich unters Brentejoch. Weder auf der Karte von Rothpletz noch auf der von Reiser sind die interessanten Verhältnisse im westlichsten Grenzgebiet der beiden Vilser Decken dargestellt worden, auf beiden Karten findet sich hier nur Hauptdolomit verzeichnet. Wettersteinkalk und Raibler Schichten, Rhät- und Hierlatzkalk sowie Fleckenmergel und Liaskieselkalke wurden hier bis heute vollständig übersehen.

Infolge des starken Achsensteigens gegen W verschmälert sich vom Aggenstein ab auch die Untere Vilser Decke sehr rasch, um dann auf der Westseite des Einsteins sich ebenfalls in die Luft hinaus zu heben. Damit ist die Tegelbergdeckenmulde von den Vilser Decken befreit. Gleichzeitig heben aber auch die Aptychenschichten des Muldenkerns der Allgäudecke aus, die Muldenfüllung besteht nur noch aus Fleckenmergeln. Diese vereinigen sich mit den Fleckenmergeln, die in den Bennaedekensattel hineinziehen, zu einer einheitlichen Muldenzone, die der eine von uns (Richter 1924) als Schattwalder Mulde bezeichnet hat (Taf. IX). Aus dieser im W so einfachen Mulde entwickeln sich also in den Vilser Alpen Tegelbergdeckenmulde, Bennaedekensattel und Reinaldeckenmulde. Noch weiter im SW verliert die Schattwalder Mulde oberhalb der Zipfelsalpe bei Hinterstein auch ihre junge Muldenfüllung und besteht nur noch aus Hauptdolomit. Der Muldenkern streicht dann südlich Hindelang zwischen Imberger Horn und Breitenberg durch und wird im Retterschwangtal vom Rand der ostalpinen Decke abgetrennt.

Länger als die Vilser Decken innerhalb der Schattwalder Deckenmulde hält sich der Falkensteinzug, den wir zum erstenmal 1924 näher behandelten. Unsere damalige Auffassung, wonach dieser der Oberen Vilser Decke zugerechnet werden muß, wurde durch die Aufnahme der Hohenschwangauer Berge bestätigt. Die Fortsetzung des Falkensteinzuges nach W liegt in den Pfrontener Kienbergen. Noch westlich der Fallmühle hat er von N nach S die Schichtenfolge: Cenoman, Hauptdolomit, Raibler Schichten und Wettersteinkalk, genau wie südlich vom Weißensee. Von der Vils an bleibt aber nur noch der Hauptdolomit in einem schmalen Streifen übrig (Taf. VIII), der in Cenoman und Aptychenschichten eingewickelt ist. An der Schwandalpe, südlich Unterjoch, setzt dieser Streifen ein Stück weit aus, beginnt im Kleebach wieder, eingewickelt zwischen Aptychenschichten und Cenoman (Fig. 11), und baut dann den Felskamm des Spiessers und des Hirschberges bei Hindelang auf. Hier ist der Falkensteinzug an seinem äußersten Südwestrand so stark eingewickelt, daß auf dem Hauptdolomit des Hirschberggipfels Gault und Neokom in verkehrter Lagerung aufliegen (Taf. IX). Schon Reiser hat sich mit diesen eigenartigen Lagerungsverhältnissen beschäftigt, ohne indes die richtige Deutung finden zu können.

So kennen wir heute den Falkensteinzug als Abkömmling der Oberen Vilser Decke vom Hirschberg bei Hindelang bis über die Hornburg hinaus in den Hohenschwangauer Bergen auf eine Länge von über 30 km. Somit sind für die Tektonik in den östlichen Allgäuer Alpen drei große Einheiten maßgebend: im N die Randdeckenmulde mit dem Falkensteinzug im Kern, anschließend der Vilstaldekensattel, der sich nach W verbreitert und hier aus Jochschrofenschuppe und Iselerschuppe

besteht; die Schattwalder Deckenmulde, die, im W schmal und einheitlich, nach O sich rasch verbreitert und in die Tegelbergdeckenmulde, den Bennadeckensattel und die Reintaldeckenmulde übergeht (vgl. Geologie der Bayrischen Berge usw. 1931).

Das nächste sich südlich anschließende tektonische Element ist der Tannheimer Deckensattel, der ebenso wie die Schattwalder Deckenmulde im W im Retterschwangtal unter der Rotspitz von der Basisüberschiebung der ostalpinen Decke abgeschnitten wird. Die weiteren Zusammenhänge hat Richter 1929 dargestellt, während die Fortsetzung der tektonischen Elemente nach O in der Monographie „Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach“ 1931 eingehend dargestellt wurde.

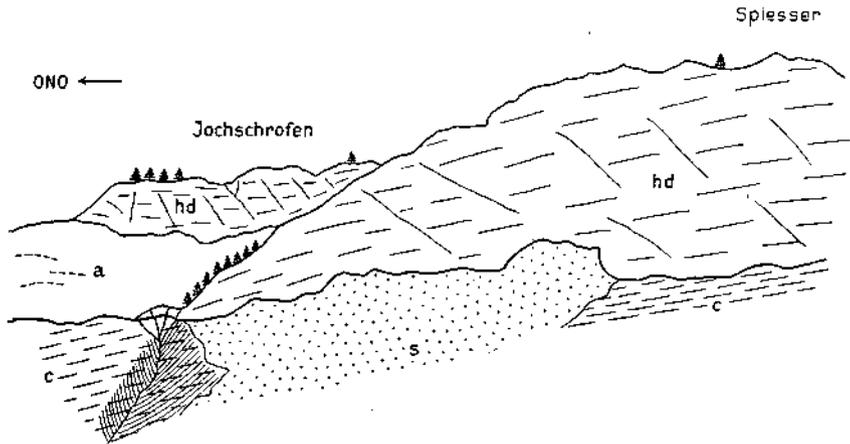


Fig. 11. Ansichtsskizze des Spießers von Norden.

c = Cenoman, a = Aptychenschichten, hd = Hauptdolomit, s = Schutt.

Im Anschluß an diese Monographie ist damit die Tektonik auch der Vilsener Alpen geklärt; diese zeigen denselben modellmäßig schönen Deckenbau, die gleiche tektonische Gliederung und die gleiche intensive Deckenfaltung wie die Hohenschwangauer Berge. Das Nichterkennen dieser Bauformel hat noch Reiser zu einer unrichtigen Auffassung der Tektonik geführt. Der Einstein ist nicht von O hergeschoben, W—O-Überschiebungen gibt es nicht in den Vilsener Alpen. Ebenso unrichtig ist aber auch die Meinung von Boden 1930 (S. 269), wonach die Tegelbergdeckenmulde in den Hohenschwangauer Bergen und in den Vilsener Alpen als von unten aufgepreßter Pilzsattel zu deuten wäre. Unsere Aufnahmen widerlegen diese Auffassung so gründlich, daß eine Diskussion dieser veralteten, auf Rothpletz zurückgehenden Auffassung nicht mehr nötig ist. Ebenso wie das Einfallen der Faltenachsen keineswegs für einen Schub aus O spricht, wie Boden annimmt (S. 270). Neigung der Faltenachsen hat ebensowenig etwas mit der Schubrichtung zu tun wie der Einfallwinkel von Überschiebungsflächen, die später gefaltet wurden.

Wie in tektonischer Hinsicht so auch in stratigraphischer zeigen die Vilser Alpen größte Übereinstimmung mit den Bergen östlich des Lech. Doch sind einige Unterschiede recht bemerkenswert, die vor allem die Untere Vilser Decke betreffen. Während diese östlich vom Lech durch eine typische Schwellenfazies ausgezeichnet ist, d. h. der ganze Jura nur in Kalkfazies ausgebildet ist, sehen wir in den Vilser Alpen eine viel reichere fazielle Entwicklung. Entsprechend den Hohenschwangauer Bergen ist nur der Nordrand der Unteren Vilser Decke im Südflügel des Vilstaldeckensattels vom Ranzen bis zum Aggenstein entwickelt und da auch nur in der tieferen Serie. Über dem Hauptdolomit folgt hier überall sofort der Jura in Kalkfazies. Schon in der höheren sind am Aggenstein etwas Kössener Schichten, Oberrhätkalke und über dem Hierlatzkalk sogar schon Fleckenmergel entwickelt. Dies weist bereits auf südlichere Verhältnisse hin, wie sie dann für den Nordflügel des Benna-deckensattels sehr bezeichnend sind. Hier ist in den Vilser Alpen bereits die Schichtenfolge: Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten (beide allerdings recht wenig mächtig), Oberrhätkalk, Hierlatzkalk und darüber Fleckenmergel und Liaskieselkalk vorhanden. Dies ist eine Schichtenfolge, die weitgehend an die der Oberen Vilser Decke im nördlichen Ammergebirge erinnert (vgl. Geologie der Bayrischen Berge usw. 1931). Die Schwellenfazies der Unteren Vilser Decke geht daher in den Vilser Alpen rascher nach S in die normale Fazies über als östlich vom Lech.

Höhere Schichtenglieder als Malmkalke im N und Liaskieselkalke im S enthält die Untere Vilser Decke in den Vilser Alpen nicht, der Vilser Gault gehört der Allgäudecke an und ist bezeichnend für die nördlichste Randzone derselben von Hindelang bis in die Hohenschwangauer Berge.

Weiter von Bedeutung sind die Anzeichen für die präkarnische Regression an der Oberkante des Wettersteinkalks in beiden Vilser Decken der Vilser Alpen. Dies stimmt mit den Ergebnissen überein, die weiter im O (Bayrische Berge usw. 1931) gewonnen wurden.

So verbinden die Vilser Alpen in Stratigraphie und Bauformel die eigentlichen Allgäuer Alpen mit den Bayrischen Bergen östlich vom Lech.

Literaturverzeichnis.

Ampfere O., Zur Tektonik der Vilser Alpen. Verhandlungen der Geologischen Staatsanstalt, Wien, 1919.

Boden K., Geologisches Wanderbuch für die Bayrischen Alpen. Ferd. Enke, Stuttgart, 1930.

Böse E., Geologische Monographie der Hohenschwangauer Alpen. Geognostisches Jahreshft, 6, München, 1893.

Hahn F. F., Ergebnisse neuer Spezialforschungen in den deutschen Alpen III. Die Kalkalpen Südbayerns. Geologische Rundschau, 1914.

Kockel C. W. und Richter M., Über die Tektonik der Vilser und Hohenschwangauer Alpen. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1924.

Kockel C. W., Die Deckenfalten der Hohenschwangauer Berge. Geologische Rundschau, 1926.

Kockel C. W., Richter M. und Steinmann H. G., Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. Wissenschaftliche Veröffentlichungen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins X, Innsbruck, 1931.

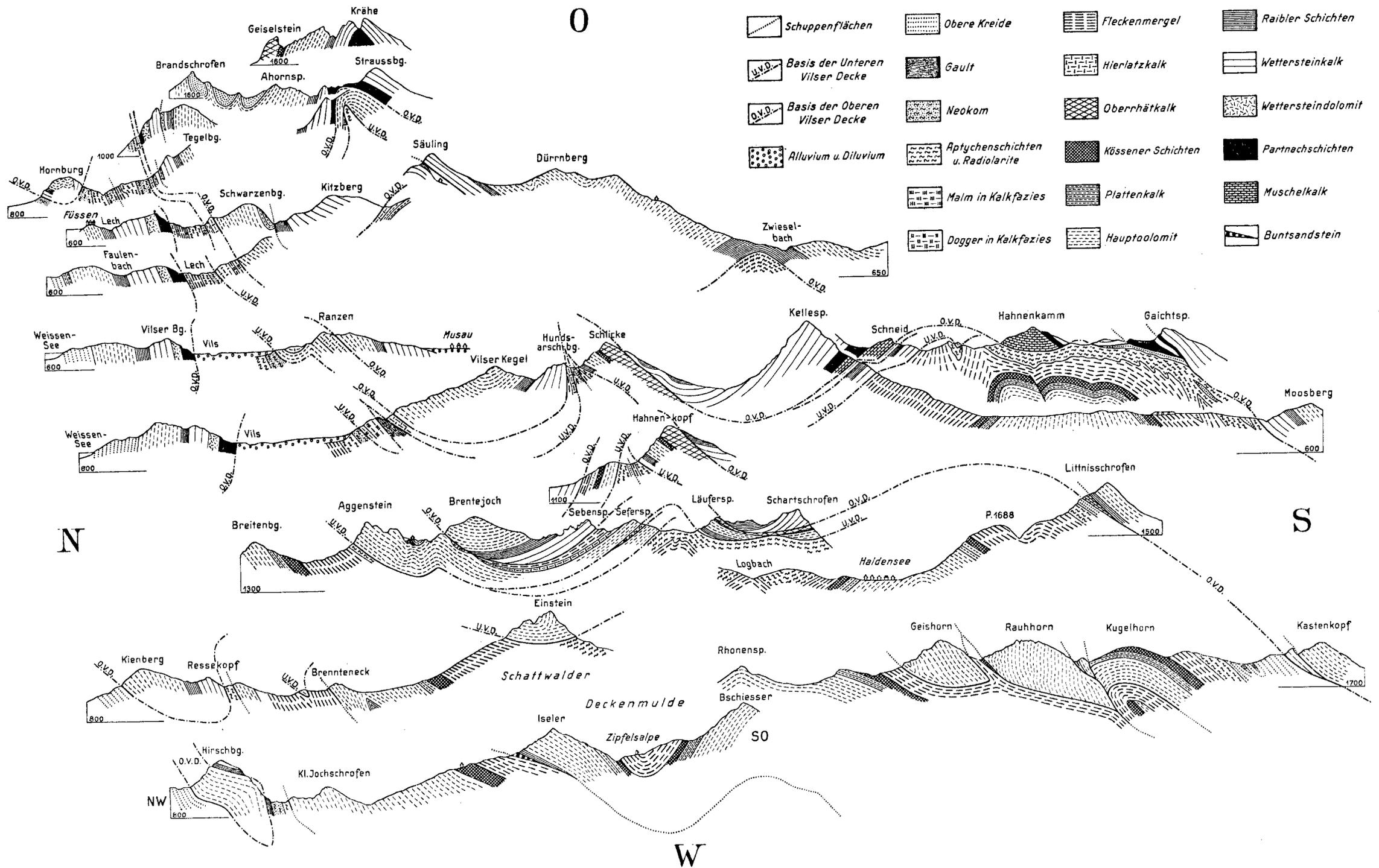
Reiser K. A., Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. Geognostische Jahreshefte, 33, 35, 36, München, 1919, 1921, 1922.

Richter M., Geologischer Führer durch die Allgäuer Alpen. Gehrüder Borntraeger, Berlin, 1924.

Richter M., Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc., 1929.

Rothpletz A., Geologisch-palaeontologische Monographie der Vilsener Alpen. Palaeontographica 33, 1886.

C. W. Kockel und M. Richter: Deckengrenzen in den Vilsener Alpen.



Profile durch die östlichen Allgäuer Alpen
1:50 000

Nach O. Ampferer, K.A. Reiser, A. Rothpletz und neuen Aufnahmen von C.W. Kockel u. M. Richter. Gezeichnet v. M. Richter 1930.

Die tertiären Ablagerungen am Saume des Hartberger Gebirgsspornes.

Von Walter Brandl.

(Mit 1 Tafel und 6 Textfiguren.)

Einleitung.

Vorliegende Arbeit soll die Ergebnisse aufzeigen, die bei der geologischen Aufnahme der tertiären und quartären Ablagerungen am Ost- und Südostrand des Masenberges erzielt wurden. Die Aufnahme wurde von 1926 bis 1930 durchgeführt.

Ich fühle mich angenehm verpflichtet, an dieser Stelle Herrn Privatdozenten Dr. A. Winkler-Hermaden für die liebenswürdige und zuvorkommende Unterstützung meiner Arbeit sowie für die Bestimmung der pontischen Versteinerungen meinen ergebensten Dank zum Ausdruck zu bringen.

Das aufgenommene Gebiet stellt einen schmalen Streifen der jungen Ablagerungen an dem Ost- und Südostrand des Masenberges mit seinem vordringenden Sporn, dem Ringkogel, dar. Das von tertiären Schichten aufgebaute Gebiet hebt sich auch morphologisch vom bis 1272 m ansteigenden Grundgebirge deutlich ab. Langgezogene Höhenrücken bis zu 500 m Seehöhe und breite Talböden sind auch hier, wie in der übrigen Oststeiermark, charakteristisch. Die Begrenzung der geologischen Aufnahme wurde zum Teil sehr willkürlich genommen. Als Nordgrenze wurde der Nordrand der Aufnahme-sektion genommen. Die Aufnahme erstreckt sich gegen O bis zur Lafnitz, die hier die steirisch-burgenländische Grenze bildet. Im W wurde das Gebiet bis zum Löffelbach aufgenommen. Im S bildet die Straße zwischen St. Johann i. d. Haide und Alhau die Grenze. Von hier bis zum Südrand der Sektion bei Safenau verläuft die Abgrenzung willkürlich.

Die Aufschlußverhältnisse sind im allgemeinen ziemlich schlecht. Meist gewähren nur Hohlwege und Gräben einen Einblick in die Schichtfolge. An manchen Stellen war es deshalb ausgeschlossen, die genauen Schichtgrenzen festzustellen, wie westlich von Unterlungitz und südlich von Lafnitz.

Es wird vielleicht befremden, daß ich bei Beschreibung mancher Aufschlüsse sehr ins Detail gehe. Ich glaube aber das mit der raschen Vergänglichkeit derselben als notwendig zu erachten. Speziell in den weichen Schichten der tertiären Sedimente haben viele Aufschlüsse nur kurze Dauer.

Die aufgefundenen pontischen Versteinerungen habe ich der Geologischen Bundesanstalt in Wien übergeben.

Die nordöstliche Steiermark ist lange Zeit hindurch ziemlich unerforscht geblieben. Erst im letzten Jahrzehnt ist durch die intensive Durchforschung unseres steirischen Beckens von A. Winkler auch mehr Licht in den geologischen Aufbau unseres Gebietes gebracht worden. Es darf uns daher durchaus nicht auffallen, wenn die Literatur über unser Gebiet spärlich ist.

Da die sarmatischen Schichten von Hartberg durch ihren großen Fossilreichtum wohl bald auffielen, ist es erklärlich, daß sie bereits 1831 beschrieben wurden. Sedgwick und Murchison geben mit einer für die damalige Zeit bewundernswerten Genauigkeit die Schichtengliederung an, wie sie in den Steinbrüchen bei Schildbach ersichtlich ist (1).

1854 spricht Andraë in seinem „Bericht über die Ergebnisse geognostischer Forschungen im Gebiete der 9. Sektion der Generalquartiermeisterstabkarte in Steiermark und Illyrien“ von „konglomeratartigen, zum Leithakalk gehörigen Massen am rechten, schroff abfallenden Gehänge des Lungitzbaches unterhalb Reibersdorf“. Damals wurde nämlich auch das Sarmat noch als Leithakalk bezeichnet. Es ist das die erste Erwähnung des Sarmats von Grafendorf. Ebenso wird ein Aufschluß bei Unterlungitz erwähnt und abgebildet. Die Abbildung stellt die Anlagerung von Terrassenschotter an Pontikum dar. Andraë kennt auch die Aufschlüsse im Sarmat von Schildbach, Löffelbach und Todterfeld.

Hofmann (3) beschäftigt sich zwar nur mit dem Gebiete östlich der Lafnitz (ehemals Ungarn), erkennt aber hier — was verdient hervorgehoben zu werden — diluviale Terrassen. Er zeichnet sie auf seiner Karte nördlich von Alhau ein.

Die 1878 erschienene Mitteilung Hilbers über die zweite Mediterranstufe bei Hartberg (4) beruht wohl, wie er selbst angibt, auf einer Fundortverwechslung. Auch ich konnte trotz genauester Begehung des in Betracht kommenden Terrains nirgends Versteinerungen der zweiten Mediterranstufe finden.

1894 veröffentlicht Hilber (6) eine Darstellung des Tertiärgebietes unserer Gegend. Sie stellt die Ergebnisse der geologischen Aufnahme, die 1892 für die Geologische Reichsanstalt erfolgte, dar. Die davon herstammende handkolorierte Spezialkarte, Blatt Hartberg-Friedberg (im Besitz der kartographischen Abteilung der Geologischen Bundesanstalt und im Landesmuseum Graz, geologische Abteilung, ausgestellt), ist nicht gedruckt worden. Es war das die letzte systematische Aufnahme unserer Gegend. Wenn man beachtet, daß seitdem nahezu 40 Jahre vergangen sind, so wird man wohl die Fülle neuer Ergebnisse verstehen. Trotzdem ist aber die Aufnahme Hilbers, besonders wenn die knappe Zeit, die zur Durchführung derselben zur Verfügung stand, berücksichtigt wird, sehr wichtig als Grundlage jeder anderen geologischen Arbeit in unserem Gebiet. Sie bietet eine große Anzahl verlässlicher Beobachtungen. Die Abweichungen von der Darstellung Hilbers sind folgende:

Die Verbreitung des Sarmats, das Hilber im allgemeinen ziemlich genau angibt, ist größer. Die Tone und Sande des Pontikums sind weit verbreiteter als aus der Karte Hilbers ersichtlich ist. Auf den Höhen der Hügel liegen Terrassenschotter jungpliozänen und diluvialen Alters. Belvedereschotter (pontische Schotter) sind in unserem Gebiete

nicht vorhanden. Der Blockschutt des Stambachtales, den Hilber für diluvial hielt, ist nach meinen Aufnahmen ins Miozän zu stellen. Ich konnte auch eine bedeutend größere Verbreitung desselben feststellen. Tektonische Fragen werden in dieser Arbeit nicht berührt. Es sei auch darauf hingewiesen, daß ich die Beobachtung Hilbers, wonach das Sarmat auf dem Grundgebirge aufliegt, bei Hartberg nicht bestätigen kann.

Erst 1913 finden wir über die geologischen Verhältnisse in unserer Gegend einige wichtigere Beobachtungen veröffentlicht. Winkler (7) bespricht hier das Sarmat von Grafendorf. Er beschreibt besonders Erosionsdiskordanzen und eine tektonische Diskordanz im Sarmat nördlich von Grafendorf. Außer den Steinbrüchen beim Eisenbahnviadukt wird auch ein Aufschluß in der Nähe des Schlosses Kirchberg a. W. beschrieben. Den obersarmatischen Bewegungen wird hier ein eigenes Kapitel gewidmet. Die Wichtigkeit der Angaben Winklers ersieht man schon daraus, daß durch den fortschreitenden Abbau der Steinbrüche die beschriebenen tektonischen Verhältnisse nicht mehr zu sehen sind mit Ausnahme der Erosionsdiskordanz im „oberen“ Steinbruche.

1921 streift Winkler in seiner Studie über das Pliozän der Oststeiermark auch das Sarmat von Hartberg (8). Er verweist aber besonders auf die große Verbreitung jungpliozäner und diluvialer Terrassenschotter in der Oststeiermark.

1924 begann auch die geomorphologische Erforschung der Randgebirge unserer Gegend, wobei aber auf die Geologie der nordöstlichen Steiermark wenig geachtet wurde. Eine Ausnahme sind hierin nur die Arbeiten Winklers (9). Sölch (10) bezeichnet hier den Masenberg und Rabenwald als „letzte Reste eines älteren, höheren Flächenniveaus“. Die Kuppe des Masenberges ragt über ein in rund 1100 m Seehöhe liegendes Flächensystem noch empor. Die Verflachungen der „Buckligen Welt“ sollen nach Sölch einst höher gelegen sein.

1925 gibt Winkler (11) eine großzügige Gliederung der alten Flächensysteme bis zum Pontikum für den Bereich der ganzen steirischen Bucht. Ausgehend von dem Charakter der Sedimente wird auf die morphologische Entwicklung des Gehirges geschlossen. Der Wechselgestaltung entsprechen die grobklastischen Sinnersdorfer Konglomerate und Friedberger Schotter, die, entgegen der Ansicht Petrascheks, in das mittlere Miozän gestellt werden, und die pontischen Sedimente, die der Vorstufe (Raacher Niveau Sölchs) entsprechen. Wichtig für uns ist der Hinweis, daß die Granite und Granitgneise der Sinnersdorfer Konglomerate vom Masenbergstock herkommen müssen.

1826 streift A. Aigner (12) auch unser Gebiet. Er erwähnt, daß die Fluren, die über den pontischen Sedimenten der Bucht von Pöllau liegen, auch um den Masenberg herum an dessen Ostabdachung zu beobachten sind. Die Schotter von Vorau hält Aigner für pontisch. Der Masenberg und Tommerberg „ragen wie Inselberge aus weitgedehnten Flächen auf“. Die Vorstufe (Raacher Niveau) hält Aigner als am Hartberger Bruch abgesunkenen Teil der Flachlandschaft auf dem Wechsel.

Im selben Jahr befaßt sich Winkler mit den asymmetrischen Tälern unseres Gebietes, dessen Ursache in Hebungen des Masenbergstockes gefunden wurde (15).

1927 veröffentlicht Winkler eine vorläufige Mitteilung über die geologischen Aufschlüsse beim Bau der Friedberg-Pinkafelder Bahn. Es wird eine Aufstellung der Schichtengliederung in diesem komplizierten Gebiete unternommen. Die Algenkalk- und Bryozoenkalkablagerungen bei Grafendorf werden erwähnt. Die Störungen und Steilstellungen der miozänen Schichten werden beschrieben (18).

1928 werden von Sölch (20) einige Beobachtungen in unserem Gebiete mitgeteilt. Zunächst wird aufmerksam gemacht, daß sich bei Hartberg „die Anzeichen des Strandes des obersarmatischen Meeres“ in 400 m Seehöhe, bei Grafendorf jedoch in 500 m Seehöhe befinden. Anschließend daran werden einige Erklärungsmöglichkeiten erörtert. Als wichtigstes der tiefer gelegenen Flächensysteme wird jenes Niveau angesehen, das an Gebirgsrand bei Vorau in 600 bis 630 m Seehöhe liegt. Das heutige Haupttal liegt meist 150 bis 200 m darunter. Wechsel, Pretul und Stuhleck sind nach Sölch stärker herausgehoben worden. Dieser Behauptung kann auch ich, wie später ersichtlich sein wird, voll und ganz beistimmen, wenngleich ich eine nur leichte Höferschaltung annehme. Unrichtig ist jedoch, daß die sarmatischen Schichten westlich von Hartberg unmittelbar über dem Grundgebirge liegen.

Die 1929 erschienene Studie R. Mayers (23) über die Morphologie des mittleren Burgenlandes befaßt sich zwar nicht mit unserem Gebiete, soll aber trotzdem erwähnt werden. Das Raacher Niveau wird als Rumpflandschaft aufgefaßt, die in der „Buckligen Welt“ bei Kirchberg auch über die miozänen Konglomerate übergreift, weshalb die Rumpffläche jünger als diese sein muß.

Miozäne Blockschichten.

Die ältesten Tertiärablagerungen, die in dem hier untersuchten Gebiete vorkommen, sind die miozänen Blockschichten. Sie liegen ausschließlich am Grundgebirgssaume des Masenbergstockes und seiner Ausläufer. Sie ziehen sich aus der Gegend von Löffelbach bis gegen Lafnitz, bald größere, bald geringere Breite einnehmend, hin. Hilber beschreibt diese Schichten und weist sie dem Diluvium zu, ohne dies zu begründen. Auch wird von ihm die Frage aufgeworfen, ob man es nicht mit Gletscherablagerungen zu tun habe (6).

Die Blockschichten bestehen aus Blockschotterlagen, die mit Schotterbänken, die weniger grobe Gerölle führen, Sanden und auch seltener Tonen wechsellagern. Die Blöcke dieser Ablagerungen erreichen nicht selten einen größten Durchmesser von 1 m. Im Gebiete von Staudach konnte ich aber Blöcke von 2 m Länge beobachten. Die Blöcke bestehen gewöhnlich aus Granit, Granitgneis, Augengneis und anderen kristallinen Gesteinen. Auch Glimmerschiefer sind nicht selten anzutreffen, wenngleich sie meistens beim Transport zerrieben wurden. Diese Gesteine gestatten es, die Blockschotter von den jüngeren Terrassenschottern zu unterscheiden, da letztere fast ausschließlich Quarzgerölle von oft nicht unbedeutender

Größe bergen, obwohl auch die Zusammensetzung der Blockschotter örtlich sehr wechselt und auch Umschwemmung desselben zu Terrassenschotter angenommen werden muß. Die Granitblöcke stammen vom Masenberg, dessen höherer Teil zum Teil aus Granit besteht.

Teilweise sind die Blöcke gut gerundet, teilweise herrscht aber auch eckiges Material vor, was an Wildbachablagerungen erinnert. Auch in größeren Schotterlagen sind gut gerundete kleinere Gerölle vorhanden. Die Mächtigkeit der grobklastischen Blockschuttlagen ist sehr schwankend und beträgt oft Zehner von Metern. Nicht allzu selten sind Feinschotterlagen, die häufig deutliche Diagonalschichtung aufweisen.

Die Sandlagen, deren Mächtigkeit zwischen wenigen Dezimetern und mehreren Metern schwankt, sind meist licht gefärbt. Nicht selten sind orangefarbene Sande anzutreffen. Bald sind die Sande gröber, bald feiner entwickelt und gehen auch gelegentlich in einen schmierigen, graublauen Ton über. Alle diese feinklastischen Sedimente sind im allgemeinen sehr glimmerreich, da ihr Material vom aufgearbeiteten Grundgebirge stammt.

Das nördlichste Vorkommen der miozänen Blockschichten in dem von mir aufgenommenen Gebiete liegt im NW von Reibersdorf. Der etwa 2 km in das Grundgebirge hineinreichende Blockschotter ist am besten in den Gräben aufgeschlossen, die vom Kleinsungitzbach gegen das Steinfeld ziehen. Westlich vom „Hassinger“ sah ich im Graben, der vom Steinfeld herabkommt, etwa 3 m mächtig aufgeschlossene Feinschotter mit Geröllen bis zu Walnußgröße und in dessen Hangenden 2 m Sand und gelbe Tone. Der Feinschotter zeigte deutliche Diagonalschichtung. Den Graben aufwärts gehend folgt eine Anzahl von Aufschlüssen, aus denen man deutlich die Wechsellagerung grober blockführender Horizonte mit sandigen und tonigen Ablagerungen ersehen kann. Die Blockschotter reichen auf dem Wege vom Hausbauer gegen das Steinfeld bis 580 m Seehöhe hinauf. Schon nahe dem Grundgebirge schließt eine Grube feine lichte Sande auf.

Die größte Ausbreitung haben die Blockschotter im Stambachtal (westlich von Grafendorf), von wo sie bereits V. Hilber beschreibt (5). Während die Ostgrenze der Blockschichten des Stambachtals schwer festzustellen ist, da in den bebauten Flächen zwischen Grafendorf, Reitenau und Seibersdorf keine Aufschlüsse vorhanden sind, so können wir im Stambachtal die Grenzen der Blockschotterablagerungen gegen das Grundgebirge hin ziemlich genau verfolgen und gelangen auch da zur Vorstellung, daß die Blockschichten rinnenartig ins Grundgebirge des Masenbergabhanges hineingreifen.

Bemerkenswert erscheint das häufige Vorkommen von gut gerundeten Granitblöcken in den Grobschottern dieses Tales, da solche in der Rinnenfüllung nordwestlich von Reibersdorf nicht beobachtet werden konnten. Westlich von Seibersdorf sind in die Blockschotter jungpliozäne Terrassen eingeschnitten. Einige Hohlwege und sonstige Aufschlüsse südlich des Schlosses Reitenau zeigen deutlich den fluvialen Typus dieser Ablagerungen. Im Hohlweg, der vom Stambachtal gegen Sankt Pangratz führt, reichen die Blockschotter bis 480 m empor. Die häufig vorkommenden Granitblöcke sind meistens schon zersetzt und nur ihre

randlichen Umrisse sind noch sichtbar. Stets sind die Granitgerölle ausgezeichnet gerundet.

Auch zwischen Siebenbirken und Penzendorf liegen zwei in das Grundgebirge hineinreichende, mit Blockschotter gefüllte Rinnen. Interessante Aufschlüsse dieser Schichten liegen beim „Grabenlipp“. Grobe Blockschotterlagen wechseln hier mit feineren und größeren Sanden von meist gelber oder brauner Färbung. Auch grau bis grünlich gefärbte Sande stellen sich nicht selten ein. Fig. 1 stellt die Schichtfolge in einem größeren, unmittelbar neben dem Bach beim „Grabenlipp“ gelegenen Aufschluß dar, wie sie für die Blockschotter typisch ist. Gewaltige Schuttmassen sind auch die Füllung derselben Rinne bei Punkt 530.

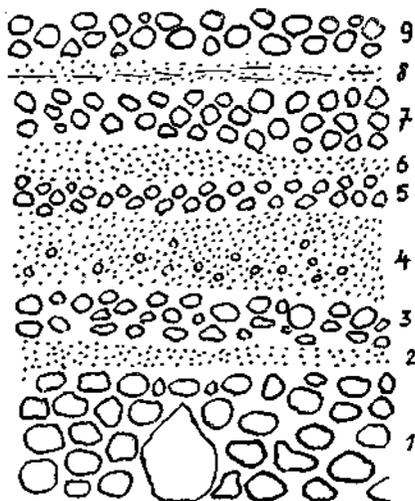


Fig. 1.

1 = 4 m mächtige Blocklage mit Blöcken über Kopfgröße. Darunter ein gegen 2 m hoher Block. 2 = $\frac{1}{2}$ bis $\frac{3}{4}$ m braune Sande. 3 = Schotterlage mit durchschnittlich etwas über faustgroßen Geröllen. 4 = 1 m brauner gröberer Sand mit Feinschotter, nach oben in lichten Letten übergehend. 5 = 30 cm Schotterlage mit Geröllen bis höchstens Faustgröße. 6 = $\frac{1}{2}$ m Sand. 7 = 1 m Blocklage (Blöcke bis zu Kopfgröße). 8 = Letten. 9 = Blocklage.

Ein Grundgebirgssporn trennt eine kleinere mit Blockschutt gefüllte Rinne von der eben besprochenen. Hier reichen die Ablagerungen bis östlich vom „Waldhaus“ (Punkt 561) und lagern dem Nordabhang des Ringkogels an. Südlich von Punkt 429 sind Sande und Feinschotter vorherrschend, die hier bedeutendere Mächtigkeit erlangen. Es könnte hier vermutet werden, daß hier zwischen dem sandig ausgebildeten Blockschottern und dem Grundgebirge eine etwa ONO—SSW verlaufende Bruchlinie durchziehen dürfte, außer es wären die Flanken der mit diesen Ablagerungen gefüllten Rinne derart steil, daß eine Bruchlinie vorgetäuscht wird. Auch westlich von Penzendorf konnte ich eine Reihe von Aufschlüssen in den Blockschichten studieren. So beobachtete ich beim Kreuz nördlich von Penzendorf Sand und Feinschotter, die von Sand und Ton mit Deltaschichtung überlagert werden. Deutliche Diagonalschichtung weisen auch die groben Blockschotterablagerungen auf, die am Fahrweg von Penzendorf nach Penzenberg durch eine Schottergrube aufgeschlossen werden.

Unmittelbar nach der geschlossenen Ortschaft Penzendorf fand ich am Fahrweg nach Hartberg in grobklastischen Ablagerungen sarmatische Versteinerungen. Wahrscheinlich handelt es sich hier um Strandablagerungen des Sarmats, die hier, an der Grenze der Blockschichten, erhalten geblieben sind.

Auch am Abhange des Ringkogels im Gebiete der Stadt Hartberg umsäumen die Blockschichten in Form eines schmalen Streifens das Grundgebirge. Sehr gut aufgeschlossen sind die Blockschichten unmittelbar östlich des Kalvarienberges von Hartberg. Hier läßt sich auch die Auflagerung auf dem Grundgebirge beobachten. Auch an dieser Stelle sind nicht selten Blöcke von über 1 m Länge anzutreffen. Ebenso sind südlich und südwestlich von Schloß Neuberg die miozänen Blockschichten anzutreffen. Auch Hilber (6) erwähnt hier diese Blöcke. NW von Löffelbach reicht eine mit Blockschotter gefüllte Rinne in das Grundgebirge hinein. Sandlager erreichen hier oft bedeutende Mächtigkeit. In den Gräben sind teilweise unvollkommen gerundete Blöcke bis zu 3 m³ Inhalt zu beobachten.

Wenn wir das Alter dieser Schichten feststellen wollen, so ergibt sich schon auf Grund des bei Penzendorf vorhandenen Fossilfundortes, der seinem Niveau nach über den Blockschottern liegt, daß wir diese Schichten unbedingt dem Miozän zuweisen müssen und es hier nicht mit diluvialen Schichten zu tun haben.

A. Winkler stellt diese Ablagerungen (11) in das mittlere Miozän und sieht in ihnen Äquivalente der Friedberger Schichten, die in ihrer ganzen Ausbildungsweise den Blockschottern am Abhange des Masenbergmassives gleichen. Das Fehlen der sehr groben Granitblöcke in den Friedberger Schichten läßt sich wohl durch die Annahme erklären, daß diese bei verminderter Strömungsgeschwindigkeit am Gebirgsrande liegen blieben. Es ist aber auch nicht ausgeschlossen¹⁾, daß die Ausfüllung der Rinnen noch im älteren Sarmat stattgefunden hat, wengleich dafür keine Beweise erbracht werden können.

Nach diesen Beobachtungen zu schließen muß in vorsarmatischer Zeit die Bildung der Rinnen erfolgt sein. Diese Rinnenbildung war jedenfalls das Ergebnis tektonischer Bewegungen, die zweifellos im mittleren Miozän stattgefunden haben. Nur bedeutende Hebungen konnten eine derartige Erosion schaffen. Es ist wohl dieselbe tektonische Phase, die in der Weststeiermark die Bildung der Schwanherger Schuttrinnen und die Ablagerung des Konglomerates westlich von Stivoll veranlaßte²⁾. Zuerst wurde der Schutt über die Gegend von Friedberg, die Höhen östlich von Mönichkirchen in das Gebiet des Brennberges (westlich von Ödenburg) transportiert (17). Später hlieb auch in den Rinnen der etwas feiner werdende Flußschotter liegen. Damals bestand wohl noch eine trennende Schwelle zwischen dem oststeirischen und nordoststeirischen Becken, die etwa in der Gegend von Hartberg gelegen sein dürfte.

¹⁾ Bei Rohrbach a. d. L. gehen die grobklastischen miozänen Blockschichten allmählich in das Sarmat über, weshalb es möglich ist, daß die obersten Lagen der Blockschichten noch dem Sarmat angehören.

²⁾ Dr. L. Waagen im Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt, pag. 57 (Verhandlungen 1928).

Auch die im Vorauer Becken aufgestapelten Blockschuttmassen gehören zu diesen Schichten, da sie den Ablagerungen des Stammbachtales außerordentlich ähnlich sind.

Der den grobklastischen Ablagerungen entsprechende Steilabfall ist nach A. Winkler am Wechsel zwischen den Flachformen des Hochkogels und dem Niveau in rund 1000 *m* Seehöhe entwickelt, wogegen sich jedoch A. Aigner wendet (14).

Endlich sei auch erwähnt, daß die mit Blockschutt gefüllten Rinnen einen großen Einfluß auf die Entwicklung des Talnetzes gehabt haben. Die Blockschuttrinnen haben vielfach den jetzigen Oberläufen der Gewässer ihren Weg vorgezeichnet. Junge, jedenfalls schon jungpliozäne Flüsse haben gerade dort ihre Täler eingeschnitten, wo sie leichter ausgeräumt werden konnten und das war im Laufe dieser Rinnen. So folgen der Reibersdorfer Bach, der Stambach, der Greinbach und der Löffelbach in ihrem Oberlaufe zum Teil diesen leicht ausräumbaren Rinnen.

Auch auf die morphologische Gestaltung des Grundgebirgsrandes wirkt die Verbreitung dieser Schichten ein. Die pontischen Vererbungsflächen, die an anderer Stelle kurz besprochen werden sollen, sind, den Süd- und Ostrand des Masenbergmassives umsäumend, an den Stellen, wo die Blockschuttrinnen in das Grundgebirge weiter hineingreifen, häufig nicht oder wenigstens nicht so deutlich entwickelt. So sind beispielsweise die Flachformen in 570 *m* Seehöhe im Stambachtal nicht entwickelt.

Zusammenfassend kann hervorgehoben werden, daß die ältesten Schichten des hier beschriebenen Gebietes als Blockschuttablagerungen entwickelt sind, die rinnenförmig bis zu $2\frac{1}{2}$ *km* weit in das Grundgebirge hineingreifen und dadurch an die „Schwanberger Schotter“ der Weststeiermark erinnern. Die Bildung dieser Rinnen, die steil und tief in das Grundgebirge eingeschnitten wurden, erfolgte wohl im mittleren Miozän durch tektonische Höhershaltung des Masenbergstockes, wodurch ein kräftiges Aufleben der Erosion bedingt wurde. Der zunächst während des Entstehens der Rinnen gegen NO verfrachtete Schutt entspricht dem Sinnersdorfer Konglomerat bei Pingau und Sinnersdorf. Mit fortschreitender Ausgleichung des Gefälles und Senkung kam es nun zur Füllung der Rinnen, die in der Wechsellagerung der Blocklagen mit Sand und Kies den Typus der mittelmiozänen Friedberger Schotter entsprechen, deren Alter auch auf die Blockschichten übertragen werden kann.

Sarmatische Schichten.

Auf die fluviatile Blockschotterablagerung folgte in unserem Gebiete die Transgression der sarmatischen Flachsee. Ob die sarmatischen Sedimente konkordant auf dem Blockschotter liegen oder zwischen beiden eine Diskordanz besteht, kann nicht gut festgestellt werden, da Aufschlüsse nahe der Grenze beider Ablagerungen fehlen. Wenngleich die unabhängige Verbreitung des Sarmats von den Blockschottern auffällig erscheint, so zeigt doch wieder das ruhige „Hinabtauchen“ der letztgenannten unter die sarmatischen Schichten von Löffelbach einen

allmählichen Übergang an. Dafür sprechen auch übrigens die außerhalb des hier behandelten Gebietes bei Rohrbach a. d. L. gelegenen Aufschlüsse (18).

Die sarmatischen Schichten treten in unserem Gebiete in zwei Ablagerungsbereichen auf. Eine Scholle liegt südwestlich von Hartberg und eine zwischen Grafendorf und Lafnitz. Gegenüber der geologischen Aufnahme Hilbers konnte eine bedeutend größere Verbreitung des Sarmats konstatiert werden, worüber ich bereits an anderer Stelle berichtete (21). Es war mir auch möglich, viele bisher unbekannte Fossilfundorte ausfindig zu machen.

a) Das Sarmat südwestlich von Hartberg.

Bei Hartberg haben die sarmatischen Schichten große Verbreitung. Es scheint hier eine mehrere Quadratkilometer große Scholle vorhanden zu sein. Die am höchsten gelegenen Aufschlüsse liegen in rund 400 m Seehöhe. Am tiefsten liegen sie in unserem Gebiete am Südrand des Kartenblattes. Die obersten Horizonte liegen hier etwa in 320 m Seehöhe. Sie liegen jedoch auf dem südlich anschließenden Spezialkartenblatt Fürstenfeld noch tiefer. Hier tauchen sie dann unter die pontischen Schichten hinab, um erst südlich der Raab wieder an die Erdoberfläche zu gelangen.

Wie bereits oben erwähnt, haben die sarmatischen Schichten Hartbergs schon frühzeitig das Augenmerk der Geologen auf sich gelenkt. Auch den Versteinerungen wurde große Aufmerksamkeit geschenkt, so daß auch an dieser Stelle darüber wenig zu berichten sein wird. Es sollen nur einige neue Versteinerungsfundorte angegeben werden. Das Hauptaugenmerk in dieser Arbeit richtet sich auf die Festlegung der Schichtenfolge und die Beziehungen zu den liegenden und hangenden Schichten. Durch das Studium einiger neuer Aufschlüsse konnten einige interessante Beobachtungen gemacht werden, die sich mit den Beobachtungen A. Winklers im Sarmat der südöstlichen Steiermark gut vereinbaren lassen (19).

Auf dem Höhenrücken zwischen Schildbach und Hartberg liegen Steinbrüche, die hier, soweit sie Neues bieten, beschrieben werden sollen.

Im Steinbruche bei Punkt 373 liegt unten eine Kalkbank mit

Tapes gregaria,
Mactra podolica,

Cardium Jammense,
Trochus sp.

Über dem darüberliegenden Sand, der mit zahlreichen dicken Schalen von *Tapes gregaria* erfüllt ist, folgen Kalkbänke, die durch Sandzwischenlagen getrennt werden. Im Sand fand ich hier

Tapes gregaria,
Cardium obsoletum,
Trochus sp.,

Hydrobia,
Bulla (?),
Cerithium disjunctum.

Über dieser Schichtenfolge liegt grüner Ton, in den Dr. A. Winkler pontische Versteinerungen aufgefunden hat. In den tiefsten Lagen dieses Tones sind auch sarmatische Versteinerungen (*Cardium plicatum*). Dieser Ton macht das Fallen des Kalkes mit, so daß jedenfalls keine Diskordanz vorhanden ist.

1.) Der liegende grobe Sand zeigt schöne Diagonalschichtung. Er dürfte jedenfalls einer submarinen Düne angehört haben. Die Wassertiefe war so gering, daß sich die Wellenbewegung auf dem Sande auswirken konnte.

2. Die Schichte mit den *Cerithium pictum* liegt auf der haarscharf verlaufenden Grenze zwischen dem fossilereen Sand und den versteinungsreichen Schichten.

3. Die Lumachelle entspricht einem Spülstrand, worauf die dickschaligen, mit der Klappe nach oben liegenden Muschelformen (*Tapes*, *Mastra*,

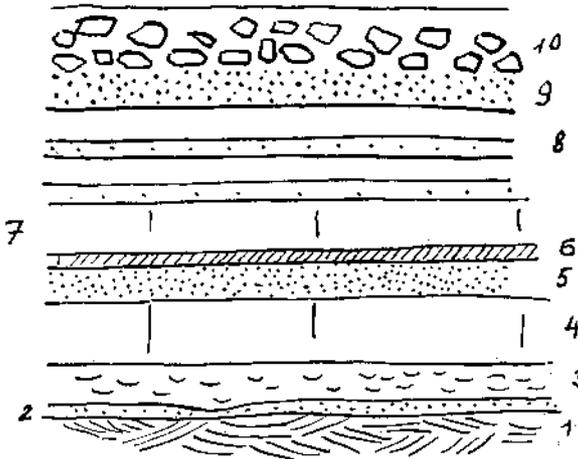


Fig. 2.

1 = 3 m mächtiger Sand und Kies mit Diagonalschichtung. 2 = Sande mit *Cerithium pictum* 10 cm. 3 = Muschellumachelle 70 cm. 4 = Foraminiferenbank 90 cm. 5 = Sand 20 cm. 6 = Steinmergel 12 cm. 7 = Foraminiferenbank 90 cm. 8 = Kalkbänke mit Saudlagen 70 cm. 9 = Sand mit massenhaft *Cerithium disjunctum* 50 cm. 10 = Kalkschutt 1 1/2 m.

Cardium plicatum, *Trochus*) hinweisen. An der unteren Grenze sind diese Schichten unregelmäßig in die Schichte des *Cerithium pictum* eingelagert.

4. Die Foraminiferenbank dürfte in einem seichten, von der Flachsee teilweise abgeschnürten Becken entstanden sein. Sand, Steinmergel (5 und 6) mit feinschaligen Cardien führen zu einer zweiten Foraminiferenbank.

8. Erst über dieser sind die dünngeschichteten Kalke, die erfüllt von Muschelsplittern sind, Zeugen für ein etwas tieferes Wasser. In ihnen findet sich häufig ein dünnschaliges *Cardium*.

9. Das Hangende dieser Kalke bilden feine, lichte Sande, die erfüllt sind von *Cerithium disjunctum*.

10. Über den Sand liegt Kalkschutt.

Auch die übrigen Steinbrüche nördlich von Schildbach erschließen im wesentlichen diese Schichtenfolge. In einigen Steinbrüchen stellen sich auch höhere Kalklagen ein.

1) Die Nummern beziehen sich auf Fig. 2.

In den Klüften des Kalkes sind braune, muschelartig brechende Tone als Klüftfüllung zu beobachten, die mit den überlagernden Tonen zusammenhängt (Fig. 3).

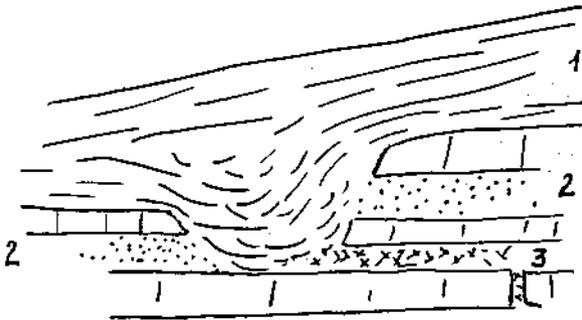


Fig. 3.

1 = Ton, an der Auflagerungsstelle braun. 2 = Sarmatischer Kalk und Sand. 3 = Klüftfüllung.

Hilber fand im ersten Bruch südlich vom Kalvarienberg.

Cerithium mitrale Eichw.,
Cardium obsoletum Eichw.,
Modiola marginata Eichw.,
Cerithium Hartbergense Hilb.,
Cerithium disjunctum Sow.,
Trochus Podolicus Dub.,
Cardium plicatum.

In Packs Bruch:

Trochus Podolicus Dub. h.,

In Grubers Bruch:

Cerithium disjunctum Sow.,
Cerithium mitrale Eichw.,
Trochus Podolicus Dub. h.,
Tapes gregaria Partsch,
Modiola Volhynica Eichw.

In Trendlers Bruch:

Buccinum duplicatum Sow.,
Cerithium disjunctum Sow.,
Trochus Podolicus Dub.,
Tapes gregaria Partsch,
Cardium plicatum Eichw.

In Ernsts Bruch:

Cerithium mitrale Eichw.,
Maetra Podolica Eichw.

In Schildbach:

Cerithium Hartbergense Hilb.,
Murex sublavatus Bast.,
Tapes gregaria Partsch var. *nana*
 Sow.

Ein größerer Steinbruch geht im Sarmatvorkommen bei Punkt 358 (südwestlich von Schildbach) um, das Hilber auf seiner Karte nicht eingezeichnet hat. Dieser gestattet uns einen guten Einblick in die charakteristische Schichtenfolge des Sarmats bei Hartberg. Es soll deshalb auch eingehender geschildert werden.

Als tiefstes Schichtenglied treffen wir hier groben Sand mit Diagonalschichtung in einer Mächtigkeit von 2 m aufgeschlossen. Im Sande kommen auch Quarzgerölle bis zu Haselnußgröße vor. Splitter von Cardien, die ich in diesen Schichten fand, beweisen, daß diese Sande dem Sarmat angehören.¹⁾

Im Hangenden des Sandes liegt eine wenige Zentimeter mächtige *Cerithium*-Schichte. Eine Schichte mit *Cardium plicatum*, *Maetra podolica* und *Tapes*, die eine Mächtigkeit von 30 cm hat, geht nach oben in eine

¹⁾ Hilber spricht von der Möglichkeit, daß diese Sande einer tieferen Schichtgruppe angehören. Seine Bemerkung bezieht sich zwar auf die Sande nordöstlich Schildbach, die sich aber in gleicher geologischer Position befinden wie hier.

dünne Sandlage über, die von einer 1·7 bis 1·8 m mächtigen Foraminiferenkalkbank überlagert wird. Dieser feste, als Baustein gut verwendbare braune Kalk führt — besonders nahe der Basis — meist dickschalige Formen. Es sind das:

Tapes gregaria,
Maetra podolica,

Cardium obsoletum,
Cardium plicatum.

Eine etwa 2 dm mächtige Sandlage, die nur wenige Versteinerungen enthält, trennt diese Kalkbank von der folgenden, die nur rund $\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit erlangt. Der im Hangenden dieser Sandlage befindliche Kalk ist etwas oolithisch-sandig (Foraminiferen!). Die Sandlage führt ebenso wie der Kalk

Tapes gregaria,
Trochus,

Cerithium disjunctum,
Cerithium Hartbergense.

Im Hangenden zweier weiterer Sand- und Kalklagen stellt sich eine Lage mergeligen Kalkes ein, in der viele dünnschalige Cardien sind. Nachdem über einer Sandzwischenlage abermals eine etwa 30 cm mächtige oolithische Kalkbank entwickelt ist, welche

Tapes gregaria,
Cardium obsoletum,

Cardium plicatum und
Trochus sp.

führt, folgen grüne Tone. Diese sind konkordant auf der Schichtenfolge aufgelagert und täuschen nur stellenweise eine Diskordanz vor. Der Kalk wurde an manchen Stellen vom Wasser bis zu 2 m Tiefe ausgelaugt, daß die Schichten des Hangenden nachrutschten. An einer Stelle sah man noch deutlich die Harnische, die einen nachgerutschten Schichtenkeil von grünem Ton begrenzten.

Ähnliche Erscheinungen sind auch in den Steinbrüchen bei Schildbach deutlich zu erkennen.

Vergleicht man die Schichtfolge dieses Steinbruches mit den Steinbrüchen bei Schildbach, so kommt noch deutlicher der zyklische Absatz der Sedimente zum Ausdruck. Hier wie dort die scharfe Grenze des unteren Sandes gegen die „Kalkserie“. Aus dem Fehlen der Cerithien-Sandlage im Hangenden des Kalkes muß auf eine bedeutendere Mächtigkeit der Sedimente geschlossen werden, was wohl auf die größere Entfernung vom Strand zurückzuführen sein dürfte.

Auf den Feldern östlich von Punkt 389 findet man wenige Meter über der Talsohle zahlreiche Versteinerungen: Es sind:

Cerithium disjunctum,
Cerithium pictum,
Cerithium Hartbergense,

Trochus,
Tapes gregaria,
Cardium obsoletum.

Über diesen Schichten findet man auf den Feldern lößkindelartige Kalkkonkretionen mit sarmatischen Versteinerungen. Dann folgen grüne und bläuliche Tone, die ich bereits für Pontikum halte.

An Versteinerungen aus den Kalkbrüchen bei Löffelbach erwähnt Hilber (6):

Im unteren Freitagschen Bruch:

Trochus Podolicus, *Cerithium disjunctum*, *Modiola marginata* und *Volhynica*, *Cerithium mitrale*, *Cardium obsoletum* und *plicatum*, *Solen subfragilis*.

In Freitags oberen Bruch:

Cerithium disjunctum Sow. s.,
Trochus Podolicus Dub. hh.,
Solen subfragilis Eichw.,
Psammobia Labordei Bast.,

Tapes gregaria Partsch,
Cardium protractum Eichw.,
Modiola Volhynica Eichw.,
Modiola marginata Eichw.

Im Kaiser-Wülflingschen Bruch:

Buccinum duplicatum Sow.,
Buccinum cf. *Verneuillii* Orb.,
Pleurotoma Sotterii Micht h.,
Cerithium mitrale Eichw.,
Cerithium disjunctum Sow.,
Cerithium Hartbergense Hilb.,
Cerithium Hartbergense Hilb. var.
Dominici Hilb.,
Cerithium Hartbergense Hilb. var.
Rüdti Hilb.,

Trochus Podolicus Dub.,
Maetra Podolica Eichw.,
Psammobia Labordei Bast.,
Tapes gregaria Partsch,
Tapes gregaria Partsch, var. *nana* Sow.,
Cardium obsoletum Eichw. var. *Vindobonense* Partsch,
Cardium plicatum Eichw.,
Modiola marginata Eichw.,
Modiola Volhynica Eichw.

Oberhalb des Bruches östlich der Straße:

Cerithium disjunctum Sow.,
Cerithium Hartbergense Hilb.,
Cerithium Hartbergense Hilb. var.
Dominici Hilb.,
Cerithium Hartbergense Hilb. var.
Löffelbachense Hilb.

Cerithium Hartbergense Hilb. var. *Rüdti*
Hilb.,
Cerithium Hartbergense Hilb. var. *Schildbachense* Hilb.

Im SW von Löffelbach:

Trochus Podolicus, *Cerithium mitrale*, *Psammobia Labordei*.

Im W von Löffelbach, vom Kreuz westlich hinab:

Cerithium mitrale.

Am Waldrand westlich vom „Ziegelwald“ der Aufnahme-sektion fand ich Oolith mit

Tapes gregaria,
Cardium obsoletum,

Buccinum duplicatum.

Südlich von Punkt 346 war ein kleiner Steinbruch. Unten war Sand mit *Cerithium disjunctum*. Darüber folgte etwa 20 cm mergeliger Kalk mit schlecht erhaltenen sarmatischen Gastropoden. Über einer weiteren Sandlage folgte grüner Ton, in dessen untersten Lagen Abdrücke von *Cerithium* und *Cardium* beobachtet werden konnten. Die höheren Lagen des einige Meter mächtig aufgeschlossenen Tones sind fossilifer. Dieser Ton ist dem oben beschriebenen vollkommen gleich ausgebildet, infolgedessen auch gleichaltrig. Während die unteren Lagen noch sicheres Sarmat sind, gehören die höheren Lagen wahrscheinlich dem Pontikum an. Es ist bemerkenswert, daß auch hier wie in der Südoststeiermark die sarmatischen Schichten in das Pontikum übergehen.

Hilber sammelte hier:

Buccinum duplicatum Sow.,
Murex sublavatus Bast.,
Pleurotoma Doderleini M. Hörnes h.,
Pleurotoma Sotterii Micht h.,
Cerithium mitrale Eichw.,
Cerithium disjunctum Sow.,
Cerithium Hartbergense Hilb.,
Trochus Podolicus Dub.,
Hydrobia imnutata Frauenfeld,
Planorbis,

Bulla Lajonkaircana Bast.,
Maetra Podolica Eichw. h.,
Tapes gregaria Partsch h.,
Cardium obsoletum var. *Vindobonense*
Partsch,
Cardium plicatum Eichw.,
Cardium aff. *Suessi* Barb.,
Modiola marginata Eichw.,
Modiola Volhynica Eichw.,
Foraminiferen h.

An der Straßengabel Flattendorf (nördlich Grillberg) sind einige Brüche, die sarmatische Kalke aufschließen. Bereits Hilber fand hier:

<i>Buccinum duplicatum</i> Sow.,	<i>Tapes gregaria</i> Partsch var. <i>nana</i> Sow.,
<i>Cerithium mitrale</i> Eichw.,	<i>Cardium obsoletum</i> Eichw. var. <i>Vindobonense</i> Partsch,
<i>Cerithium disjunctum</i> Sow.,	<i>Cardium plicatum</i> Eichw.,
<i>Cerithium Hartbergense</i> Hilb.,	<i>Modiola Volhynica</i> Eichw.
<i>Trochus Podolicus</i> Dub.,	

In einem der Kalkbrüche bei der Straßengabel sah ich unten Bänke eines lichten Kalkes mit

<i>Cerithium disjunctum</i> ,	<i>Tapes gregaria</i> ,
<i>Buccinum duplicatum</i> ,	<i>Mastra Podolica</i> .

Darüber liegt eine $\frac{1}{2}$ m mächtige Sandlage, die vorherrschend *Cerithium disjunctum* führt. Ein ebenso an der Straße nach Pöllau gelegener Aufschluß vor dem Löffelbach zeigt Sand mit

<i>Trochus Poppelackii</i> ,	<i>Buccinum duplicatum</i> ,
<i>Cerithium pictum</i> ,	<i>Tapes gregaria</i> ,
<i>Cerithium disjunctum</i> ,	<i>Cardium obsoletum</i> .

Am Waldrand nordöstlich von Punkt 384 stehen versteinungsleere Sande an, über denen höher oben gegen O fallender Kalksandstein liegt. Der plattige Kalksandstein wird hier als Baustein gebrochen. Erwähnt sei auch der Fund des Schädels eines *Rhinoceros* bei Löffelbach (6). Am Waldrand westlich von Punkt 384 findet man am Feldweg im groben Sand:

<i>Cerithium disjunctum</i> ,	<i>Cardium obsoletum</i> ,
	<i>Tapes gregaria</i> .

Nördlich und nordwestlich von Löffelbach legen sich die sarmatischen Schichten über die hier auftretenden Blockschotter. Leider sind keine Aufschlüsse in der Grenzzone vorhanden.

Ein isoliertes Sarmatvorkommen liegt nördlich von Hartberg bei Penzendorf. Hier liegt in etwa 420 m Seehöhe ein Aufschluß sarmatischer Brandungsablagerungen. Unmittelbar südlich des „P“ von „Penzendorf“ ist an der Fahrstraße nach Hartberg grober Schotter zu sehen, der schlecht erhaltene sarmatische Versteinerungen enthält. Auch Bryozoenkalkblöcke sind hier zu finden. Unter den schlecht erhaltenen Versteinerungen bemerkte ich

<i>Cerithium pictum</i> ,	<i>Tapes gregaria</i> ,
Cardien.	

Aus der eigenartigen Lage dieses Vorkommens glaube ich auf eine Strandablagerung schließen zu können. Damit wären auch die groben Gerölle zu erklären.

b) Das Sarmat zwischen Grafendorf und Lafnitz.

Die sarmatischen Schichten dieser Gegend nehmen Teile der Höhenrücken zwischen Grafendorf und Lafnitz ein. Am tiefsten ist das Sarmat bei Grafendorf in 400 m Seehöhe, ober Tags aufgeschlossen.¹⁾ Das

¹⁾ Es sei jedoch darauf hingewiesen, daß man anlässlich einer Brunnengrabung in Grafendorf sarmatische Versteinerungen in 356 m Seehöhe antraf (5).

höchstgelegene Vorkommen ist westlich von Lafnitz in 510 m Seehöhe. Unter den Gesteinen herrschen Sande, Oolithe und Tone vor. Kalk und Kalksandstein treten in Gegensatz zum Hartberger Sarmat etwas zurück.

Zwischen der Haltestelle und dem Dorf Lafnitz liegen auf dem Grundgebirge Schotter und Sand. Darüber sah ich anlässlich des Aufstellens von Telephonmasten grünen Ton mit Pflanzenresten. Im Hangenden befinden sich dann die bei der Haltestelle Lafnitz durch einen kleinen Steinbruch aufgeschlossenen Kalksandsteine, welche 25° gegen W fallen. Südwestlich des Dorfes liegen Sandgruben. Den Sand, der gegen W fällt, halte ich für sarmatisch, da in seinem Hangenden sich sarmatischer Sandstein befindet. Er führt bei Punkt 455

Tapes gregaria, Cardien,
Cerithien.

In der von Wald bedeckten Gegend südlich von Lafnitz sind nur wenige Aufschlüsse. Deshalb war es mir unmöglich, die genaue Abgrenzung des Sarmatvorkommens durchzuführen.

Im Graben nordwestlich der Haltestelle Lafnitz wechsellageru grüne Tone und Sande. Die Tone enthalten außer Pflanzenresten noch

Cardium obsoletum, *Tapes gregaria*,
Cardium, *Trochus*,
Modiola,

Östlich vom „Hassing“ stehen in 490 m Seehöhe Kalksandsteine und Oolithe an. Sie führen hier

Modiola, *Cardium*,
Tapes gregaria, *Cerithium* sp.,
Cardium obsoletum,

Dieser Aufschluß gehört bereits zu den unmittelbar östlich des Kleinlungitzlaes gelegenen Sarmatvorkommen, die mit den Vorkommen bei Lafnitz in Verbindung stehen und bereits von V. Hilber erwähnt werden.

Über dem Bauernhause „Sommer“ sah ich eine sarmatische Kalkbank mit

Tapes gregaria, *Cardium obsoletum*,
Mactra podolica, *Cerithium rubiginosum*.

Beim Bauernhause selbst steht rotbrauner Sand an, der vielleicht den Blockschichten angehören dürfte. Im Seitengraben, der südlich davon gegen NO führt, sieht man unter dem Oolith, der in den unteren Lagen bis faustgroße Gerölle führt, grobe Quarzhlöcke bis zu 50 cm Durchmesser. Vielleicht stammen auch diese aus dem Blockschotter.

Westlich vom „Hassing“ liegen unter Oolithbänken, die 15° gegen OSO fallen, grüne Tone und Sande. Diese enthalten

Tapes gregaria, *Mactra podolica*,
Cardium obsoletum.

Eine gut erkennbare Erosionsdiskordanz konnte ich in der Nähe des Eisenbahniadukts unter dem Bauernhause „Trapp“ (jetzt Urban) beobachten. Über Kalksandstein mit kleinen Geröllen liegt taschenförmig in seine Unterlage eingebetteter Sand mit Geröllen bis zu Faustgröße.

In den größeren Steinbrüchen beim Eisenbahnviadukt lassen sich die seinerzeit von A. Winkler (7) beschriebenen Verhältnisse nicht mehr gut erkennen, da die Steinbrüche bereits stark verwachsen sind. Im großen Steinbruch ist noch deutlich eine Erosionsdiskordanz zu beobachten. Auf grauem Sandstein liegen oolithische Gesteine, die taschenförmig, mit über faustgroßen Geröllen an der Basis, in ihre Unterlage eingreifen.

Nach Ablagerung des Sandsteins erfolgte eine Trockenlegung, durch die eine unebene Oberfläche geschaffen wurde. Bei neuerlichem Untertauchen unter den Wasserspiegel ist dann der oolithische Kalk abgelagert worden. In diesem Steinbruch kann auch deutliche Strandhaldenschichtung festgestellt werden. Wie fast überall im Sarmat der Oststeiermark, werden auch hier Sedimentationszyklen ersichtlich. Die oolithischen Gesteine sind wie bei Hartberg sehr deutlich gebankt, was auf einen rhythmischen Wechsel in der Sedimentation zurückzuführen ist.

Dieser Steinbruch, aus dem Hilber *Cerithium mitrale* und *Trochus papilla* erwähnt, gehört bereits der ausgedehnten Sarmatscholle zwischen Grafenberg—Reibersdorf—Grafendorf an. Auf der Höhe dieser Scholle, nordöstlich von P. 499, war ein Riff, an dem die Fluten der sarmatischen Flachsee brandeten. An das Grundgebirge, das hier aus Glimmerschiefer besteht, lagern sich dichte Bryozoen-, Algen- und Serpulidenkalk an. Der Kontakt des Kalkes mit dem Grundgebirge ist ein so inniger, daß beim Schlagen von Handstücken sich nicht etwa der Kalk vom Glimmerschiefer an der Auflagerungsfläche trennt, sondern ihm immer noch ein Stück Glimmerschiefer anhaftet. Oft sind Algenkalk von Bryozoenkalken umkrustet. An einer Stelle sah man, wie in dichten weißen Algenkalk eine Spalte hineinreichte, deren Füllung aus dichtem Kalk mit kleinen Quarz- und Glimmerschiefergeröllen besteht.

Die Spalte, deren Breite 3 dm beträgt, dürfte, nach ihren unebenen Rändern zu schließen, durch eine Trockenlegung des Riffs entstanden sein. Bei der neuerlichen Überflutung bildete sich dann die Spaltfüllung. Vielleicht entspricht auch das über dem dichten Kalk liegende Brandungskonglomerat, das an einer Stelle des Steinbruches zu finden ist, diesem neuerlichen Untertauchen unter den Wasserspiegel. Heute ist durch den fortgeschrittenen Abbau des Steinbruches die hier beschriebene Spalte nicht mehr vorhanden. In höheren Lagen führt der Kalk viele Austern. In diesem Steinbruch sind außer den bereits erwähnten Versteinerungen noch

Modiola,
Cardium obsoletum,
Tapes gregaria,

Cerithium rubiginosum,
Spirorbis.

Der Südrhang des Hügels, auf dem die Ortschaften Grafenberg und Reibersdorf liegen, wird hauptsächlich von Oolith aufgebaut, der — wie in einem tief eingeschnittenen Graben ersichtlich ist — eine Mächtigkeit von über 10 m erreicht. Im Graben südöstlich von Reibersdorf ist zwischen Oolith eine Tonbank mit Cardien. Etwas nördlich von Punkt 467 fand Dr. A. Winkler anlässlich einer Exkursion Algenkalk, die

damals noch im Sarmat Österreichs unbekannt waren.¹⁾ Südöstlich von Punkt 414 ist eine Sandgrube, die sarmatischen Sand im Hangenden einer Oolithlage aufschließt.

Gegenüber dem Schloß Kirchberg am Walde sind mit 35° gegen SO fallende Oolithbänke, unter denen grüner Tegel liegt. Hier fand ich:

<i>Tapes gregaria,</i>	<i>Cerithium,</i>
<i>Mactra podolica,</i>	<i>Trochus Poppelackii.</i>
<i>Cardium obsoletum,</i>	

welche bis auf letztere Form auch von A. Winkler hier festgestellt wurden (7). Südlich vom Schloß Kirchberg entspringt an der östlichen Talflanke eine stärkere Quelle in sarmatischen Schichten. Ober ihr sind grüne Tone und grobe braune Sande aufgeschlossen, die miteinander wechselligern. Sie enthalten:

<i>Modiola,</i>	<i>Hydrobia,</i>
<i>Cardium obsoletum,</i>	<i>Cerithium pictum,</i>
<i>Cardium plicatum,</i>	<i>Cerithium Hartbergense,</i>
<i>Cardium Jannense,</i>	<i>Buccinum duplicatum.</i>

Der grüne Ton enthält auch zahlreiche Pflanzenreste. Diese Schichten gleichen den grünen Tonen, die ich bei der Haltestelle Lafnitz fand.

Etwa 100 m ober dem Schlosse Kirchberg treten wieder Bryozoenkalke auf. Im sarmatischen Sand und Feinschotter ist

<i>Tapes gregaria,</i>	<i>Cerithium rubiginosum,</i>
<i>Cardium obsoletum,</i>	<i>Spirorbis.</i>
<i>Ervilia,</i>	

Anlässlich des Baues der Wasserleitung für das Schloß Kirchberg war im Schloßhof in die sarmatischen Kalke ein schneeweißer, blätteriger Kalktuff eingelagert. Auf interessante tektonische Beobachtungen, die hier gemacht werden konnten, soll später eingegangen werden.

Bemerkung zur Tabelle: Schichtfolge in den Steinbrüchen bei Schildbach.

Bemerkenswert ist vor allem das Durchziehen der Foraminiferenkalkbänke, der Tapesschichten und des Cerithiensandes.

Das Liegende des unteren fossileren Sandes wird in den Steinbrüchen nirgends aufgeschlossen, wohl ist es in dem Graben nordöstlich von Punkt 373 gut zu sehen. Es sind gegen O fallende fossilere Tone.

Die Muscheln der Tagesschichte liegen überall mit der Schale gegen oben. Die Schichte mit *Cerithium pictum* ist sehr ungleich mächtig ausgebildet, scheint aber gegen S mächtiger zu werden; ebenso wird die untere Foraminiferenbank gegen S immer mächtiger.

Die Sande und Kalke zwischen der zweiten Foraminiferenbank und dem Sand, der mit *Cerithium disjunctum* und *Cerithium Hartbergense* erfüllt ist, nehmen gegen N an Mächtigkeit zu, gleichzeitig stellen sich auch stärkere Sandlagen ein, was auf die Ufernähe zurückzuführen sein dürfte. Eine dritte Foraminiferenlage ist im nordwestlichsten Steinbruch aufgeschlossen.

In Klüfte des Kalkes läßt sich überall ein brauner, muschelg brechender Ton beobachten, der von oben eingeschwennt wurde.

¹⁾ Winkler hat Algenkalke auch bald darauf im Sarmat des Wiener Beckens festgestellt. (Zentralblatt für Mineralogie, 1928).

Schichtfolge in den Steinbrüchen bei Schildbach.

100 m NO von Punkt 373	NNW vom vorigen Bruch	NNW vom vorigen Bruch (unterer Teil)	Derselbe Bruch (oberer Teil)	NNW von Schildbach	Oberster Steinbruch	Oberster Steinbruch gegen O v. vorigen	
Kalkschutt	Kalkschutt	Kalkschutt	Kalkschutt	Kalkschutt	Kalkschutt Cerithienkalk Kalk mit Muscheln 60 cm	Kalkschutt 3 Kalkbänke 80 cm	
					Foraminiferenkalk 40 cm	—	
					Sand 8 cm Kalkbänke 50 cm	Kalkschutt 160 cm	
			Cerithiensand 50 cm		Cerithiensand 60 cm	Cerithiensand 55 cm	Sand mit <i>Cer. disj.</i> 60 cm
			Kalkbänke 70 cm		Kalk 15 cm Sand 16 cm	Kalk m. <i>Cer.</i> 15 cm Sand m. <i>Cer. disj.</i> 4 cm Kalkbank 20 cm Sand 14 cm	Kalkband 15 cm Sandlage 70 cm Kalklage 30 cm Sandlage 28 cm
Foraminiferenbank 80 cm		Foraminiferenbank 56 cm	Foraminiferenbank 60 cm	Foraminiferenbank 50 cm	Foraminiferenbank		
Steinmergel 12 cm Sand 20 cm	Steinmergel 6 cm Sandiger Tegel 10 cm Steinmergel 4 cm	Sand 3 cm Steinmergel 22 cm Sand mit <i>Card.</i> 30 cm	Sand 13 cm Steinmergel 13 cm Brauner Ton 45 cm		Steinmergel 12 cm grüner Ton 12 cm	—	
Foraminiferenbank 90 cm	Foraminiferenbank 90 cm	Foraminiferenbank 75 cm	—	—	Foraminiferenbank	—	
Schichte mit <i>Tapes gregaria</i> , <i>Card. plicat.</i> 60 cm	Schichte mit <i>Tapes greg.</i> , <i>Card. plicat.</i> 1 m	<i>Tapes</i> -Schichte 70 cm	—	<i>Tapes</i> -Schichte 30 cm	—	—	
Schichte mit <i>Cer. pictum</i> 10 cm	Schichte des <i>Cer. pictum</i> 3—4 cm	Schichte m. <i>Cer. pictum</i> bis 3 cm	—	fehlt	—	—	
Sand mit Diagonalschichtung	Sand mit Diagonalschichtung	Sand mit Diagonalschichtung	—	Sand mit Diagonalschichtung	—	—	

Sarmatische Bewegungen.

Das Sarmat westlich von Hartberg stellt eine flachwellig verbogene Scholle dar, die über dem Blockschotter gelegen, flach gegen S geneigt ist. Halbdomartig aufgewölbt, reichen die Kalke bis zu 400 m Seehöhe empor. Bei den großen Steinbrüchen östlich von Schildbach fallen die Schichten 5—10° gegen SW. Eine Brunnengrabung bei Punkt 354 bot folgende Schichtenfolge von oben nach unten: 2 m Terrassenlehm mit Schotterbasis; 2 m grüner versteinungsloser Tegel; Kalkbank; $\frac{1}{2}$ m Sand; Tegellage.

Bei der Straßengabel Flattendorf sind die oberen Kalkbänke wieder in 380 m Seehöhe aufgeschlossen. Wenn man auch annimmt, daß die Tone jenen, die ich auf dem Wege von Schildbach nach Löffelbach fand, entsprechen, so muß doch bei Schildbach eine Niederbiegung erfolgt sein. Bei Löffelbach ist nördlich von Punkt 384 mit 5—10° gegen SO fallender Kalksandstein. Nördlich von Löffelbach tauchen die Blockschotter unter das Sarmat unter. Bei Buchberg kann man deutlich den Übergang des Sarmats in das Pontikum beobachten. Am Waldrand im NO von Punkt 389 sind sarmatische Sande und Kalke mit *Trochus*, *Cerithium pictum*, *disjunctum* und *Hartbergense*, *Tapes*, *Maetra*, *Modiolu* und *Cardien*. Darüber findet man auf dem Felde lös-kindartige Kalkkonkretionen mit Muschelsplitter. Darüber liegen gelbe und blaue pontische Tone und Sande bis zu 400 m Seehöhe.

Auch im S und O tauchen die sarmatischen Schichten unter das flachliegende Pontikum. Die pontischen Schichten nehmen jedoch stellenweise an den Verbiegungen des Sarmats keinen Anteil. Es muß deshalb angenommen werden, daß an Ende des Sarmats Bewegungen stattgefunden haben. Die Bewegungen dürften allerdings gegen S mit der wachsenden Entfernung vom Grundgebirge, bzw. Festland ausgeklungen sein.

Bereits Winkler machte auf sarmatische und postsarmatische Bewegungen bei Grafendorf aufmerksam (7). Aber auch bei Penzendorf konnten von mir Beobachtungen gemacht werden, die auf solche Bewegungen hindeuten. In einem Graben bei Penzendorf sieht man Blockschotter, der mit 10° gegen ONO einfällt. An ihn und den Rest sarmatischer Strandablagerungen lagern die fast horizontal liegenden pontischen Schichten an. Es müssen also die pontischen Schichten erst nach der Steilstellung der Blockschotter abgelagert worden sein.

Weitere Beobachtungen konnte ich auch bei Grafendorf machen. Anlässlich des Baues der Wasserleitung für das Schloß Kirchberg waren neben dem Wirtschaftsgebäude Sand und Oolith zu sehen, die 10—15° gegen S einfielen. Bei einer unmittelbar darüberliegenden Sandlage wurde 20° Fallen gegen SSO gemessen. In einem südöstlich davon gelegenen Steinbruche fallen Oolithbänke 40° gegen SO. Unmittelbar östlich liegen wieder vollkommen flach liegende Oolith- und Sandlagen. Am Abhang des Hügels, auf dem Reibersdorf steht, liegen nahe dem Bachbette des Reibersbaches steil aufgerichtete Sande und Kalke. Über diesen liegen dann weniger geneigte Schichten. Nahe der Talsohle sind entblößt: lichte glimmerreiche Sande, 20 cm mächtige Kalkbank, $\frac{1}{2}$ m Sand mit

Geröllen bis Kindsfaustgröße, Kalkbank mit Geröllen. Das Fallen wurde hier mit 20° gegen SO gemessen.

Fig. 4 stellt die Diskordanz zwischen den steil einfallenden und flach geneigten Schichten dar.

Über Kalksandstein und Sand, die mit 35° gegen SO fallen, liegt auf den Schichtköpfen ein waagrecht liegender Schotter, der nach oben in Sand mit Feinschotter übergeht. Die darüberliegende Kalksandsteinbank ist nur leicht geneigt. Höher oben liegen Sande, Schotter und Kalke. Die Gerölle der Schotterlage erreichen Faustgröße. Diese Schichten fallen 8° gegen O. Diese Lagerungsverhältnisse zeigen uns die Bewegungen während der Sedimentation der sarmatischen Schichten. Die unteren, steil gegen SO geneigten Lagen wurden durch eine stärkere Bewegung schräggestellt und kamen dadurch auch aus dem Wasser. Nach einiger Abtragung

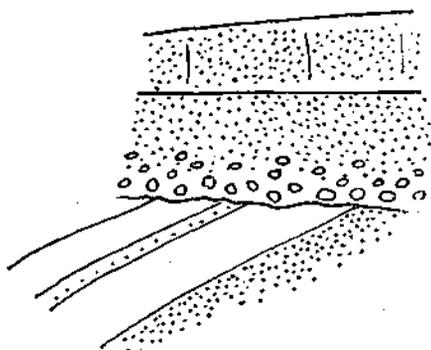


Fig. 4.

wurde dieses Schichtenpaket jedoch wieder überflutet. Es gelangten da wohl in ursächlichem Zusammenhange mit den Bewegungen, die sich jedenfalls auch in dem umgebenden Festland ausgewirkt haben, gröbere Schotterlagen zur Ablagerung, in die Sande und Kalke zwischengelagert sind. Die oben beschriebenen steilgestellten Oolithbänke gegenüber dem Schloß Kirchberg a. W. dürften vielleicht auch jener Bewegung ihre jetzige Lagerung verdanken.

Auch im Lungitztal fallen westlich von Punkt 514 Oolithbänke mit 10° gegen SO. Der Oolith südwestlich von Punkt 530 liegt jedoch nahezu söhllich. Westlich von Lafnitz herrscht im Sarmat nicht mehr das Südostfallen, sondern Westfallen. So fallen im kleinen Steinbruch nahe der Haltestelle Lafnitz die Schichten mit 25° gegen W. Nordöstlich von Punkt 455 sah ich sarmatische Sande, die 20° gegen SW einfallen. Im Graben östlich von Punkt 514 liegen die sarmatischen Tone nahezu horizontal. Die Grenze zwischen dem Sarmat und Pontikum zwischen Grafendorf und dem Lungitztal dürfte wahrscheinlich einem Bruch entsprechen, der vorpontisch entstand und zurückverlegt wurden, daß sich die pontischen Schichten direkt an das Grundgebirge anlagern konnten. Leider konnten hier nirgends Aufschlüsse gefunden werden, die genauen Einblick in die Grenze beider Schichten ermöglichen. Jedenfalls spricht die Höhenlage der sarmatischen Sedimente für eine nachsarmatische Hebung.

Wie ein Keil steckt in diesen Schichten eine mächtige Blockschotterablagerung. Trotz genauester Begehung ist es hier nicht möglich, die Lagerungsverhältnisse ohne Annahme von Brüchen zu deuten. Ich vermute, daß hier die oben beschriebenen sarmatischen Bewegungen bereits auch eine Hebung der Blockschotter mit Teilen des Sarmats verursachte, die spätere Überflutung wohl das Sarmat überdeckte, aber nicht mehr über die Blockschotter langte.

Durch die nachsarmatische Diskordanz ist auch das isolierte Sarmatvorkommen bei Penzendorf zu erklären. Es ist der letzte Rest einer Strandablagerung, der zufällig der vorpontischen Abtragung entgangen ist.

Die pontischen Schichten weisen nirgends bedeutendere Störungen auf. Die an manchen Stellen zu beobachtenden leichten Schichtneigungen sind auf jüngere Verbiegungen zurückzuführen.

Vergleicht man die tektonischen Verhältnisse bei Grafendorf mit denen bei Hartberg, so fällt uns sofort die verhältnismäßig ungestörte Ablagerung und Lagerung des letzteren auf, wenngleich auch da schwache Anzeichen einer postsarmatischen Störung vorhanden sind. Es scheinen hier mit der wachsenden Entfernung vom Friedberg-Pinkafelder Becken die Störungen auszuklingen.

Diese Störungen nach Ablagerung des Sarmats sind die letzten, die sich als Brüche bemerkbar machen, denn von nun an treten in unserer Gegend nur mehr Verbiegungen auf (vielleicht mit Ausnahme der Pöllauer Bucht). Dies muß besonders betont werden, um falsche morphologische Spekulationen hütanzuhalten.

Pontikum.

Die pontischen Schichten nehmen in unserem Gebiete den größten Raum ein, wenn man von den nur geringe Mächtigkeit erlangenden Terrassenablagerungen absieht.

Sie bestehen hauptsächlich aus grün, bläulich oder grau gefärbten Tönen, braunen und lichten Sanden, seltener aber Schottern und Mergeln. Der Kalkgehalt ist meist minimal. Selbst Versteinerungen sind meist nur in Form von Abdrücken erhalten.

Hilber hat auf seiner nicht gedruckten Karte pontische Sande und Tone meist nur dort eingetragen, wo diese anstehend zu beobachten sind. Es ist deshalb selbstverständlich, daß eine Neuaufnahme ein vollständig verändertes Bild bringen mußte. Betont muß jedoch werden, daß die Ausscheidungen Hilbers sonst durchaus verlässlich sind.

Die tiefsten Schichten des Pontikum sind nur selten gut abgeschlossen. Bei Hartberg sind es Tone, die unmittelbar die Kalke des Sarmats überlagern, wie namentlich bei Schildbach festgestellt werden konnte.

Bei Grafendorf ist derzeit kein Aufschluß, der Einblick in den Übergang des Sarmats in Pontikum gewährt. Winklers Beobachtungen (7) lassen jedoch erkennen, daß hier sich Schotter und Sande an das gehobene Sarmat legen und daher wohl als tiefste Schichten des Pontikums zu werten sind. Die Schichtenfolge, die Hilber (6) nach einem eingesandten Bericht über einen artesischen Brunnen in Grafendorf mitteilt, halte ich für nicht zuverlässig (da ich namentlich die Auffindung

eines *Cerithium mitrale* im Tegel bezweifeln möchte), um daran weitere Folgerungen zu knüpfen.

Das Pontikum zwischen Lafnitz und Hartberg besteht aus einer steten Wechsellagerung von Tonen mit Sauden. Die selten auch Gerölllagen und Mergel führenden Schichten enthalten nur bei Seibersdorf Kohlenreste. Die Mächtigkeit der Tegel beträgt manchmal gegen 30 m. Sie scheinen jedoch nur in den untersten Horizonten des Pontikums

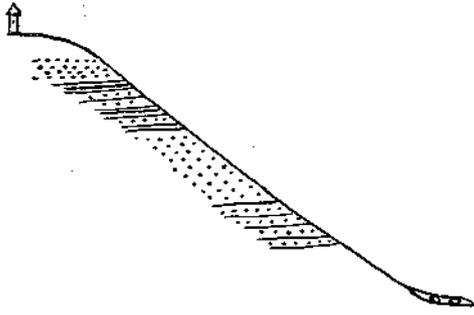


Fig. 5.

1 = brauner Sand. 2 = grauer sandiger Tegel. 3 = glimmerreicher, brauner Sand. 4 = lichter, sandiger Tegel.

vorherrschend zu sein. In höheren Horizonten, wie in den Hohlwegen des Lungitztales, sind die Sandlagen vorherrschend.

Der Saod hat meist bräunliche Farbe und enthält viel Glimmer. Selten ist er mehlig. Meist ist er etwas verfestigt (Hohlweg bei Wagen Dorf) und zerfällt in Platten. Deltaschichtung ist nicht oft zu bemerken.

Eine größere Schotterlage ist in Grafendorf beim „Z“ vom Ziegelofen an der Bahnhofstraße eingeschaltet.

Versteinerungsreiche Kalkmergel stehen, wie bereits Hilber (5) bekannt, im Bachbett bei Seibersdorf an.

Besonders die tieferen Schichten des Pontikums sind versteinerungsreich. Außer an den von Hilber bereits entdeckten Fundorten konnte ich noch an sechs anderen Stellen pontische Versteinerungen sammeln. Herrn Priv.-Doz. Dr. A. Winkler-Hermaden danke ich für die Bestimmung der nachstehenden Versteinerungen.

Ober dem Friedhof Grafendorfs sind in einem kleinen Wäldchen am Feldweg kleine Aufschlüsse. Hier sind pontische Versteinerungen ausnahmsweise gut erhalten. Ich sammelte hier:

<i>Melanopsis vindobonensis</i> Fuchs,	<i>Neritodonta cf. millepunctata</i> Brus.,
<i>Melanopsis</i> aus der Gruppe <i>bucciniformis</i> und <i>Pygmaea</i> Handmann,	<i>Neritodonta</i> spec.,
<i>Melania Escheri</i> ,	<i>Rhus stygia</i> Ung.

Die Neritinen haben noch ihre ursprüngliche Färbung. Unweit dieser Fundstelle fand Hilber Cardien und Ostracoden. Sämtliche Versteinerungen liegen in einem braunen, sandigen Tegel. Es scheint, daß die Versteinerungen hier zusammengeschwemmt wurden.

In der obenerwähnten schotterführenden Sandgrube in Grafendorf fand ich im hangenden Tegel

Cardium sp. (größere Form).

Bei Grafendorf enthalten die an einem Fahrweg ostnordöstlich von Punkt 376 nahe dem Talboden anstehenden Tegel:

Cardium (Pontalmyra) cf. Jagici *Cardium of desertum* Stol.,
Brus., *Planorbis* spec.

Sehr versteinierungsreich ist der Mergel im Bachbett in Seibersdorf. Hilber (5) sammelte hier

Planorbis, *Cardium* wechselrippig,
Hydrobia, *Cardium* feinstgerippt,
Valvata, *Pinus heptios* Ung.,
Cardium obsoletum ähnlich, *Quercus Palaeo-Hex* Ett.,
Cardium obsoletum ähnlich, schwach- *Planera Unger* Ett.
rippig.

Ich fand im Kalkmergel und auch im hangenden Ton

Congeria ornithopsis Brus., *Laurus* sp.,
Congeria Partsch M. H., *Leguminosites macharoides* Ett.
Melanopsis Martiniana,

Südlich von Siebenbirken fand ich im Bachbett häufig Congerien. Hilber (5) fand im Bachbett bei der Edelmühle:

Linnaeus (?) *Pinus Laricio* Poir. Samen,
Congerien, *Glyptostrobus Europaeus* Brongn. Samen,
Cardium obsoletum ähnlich, *Laurus Helicidum* Ung. Blätter.
Cardium flügeltragend,

Zwischen Obersafen und Wagendorf sind in der Nähe des Gasthauses Pöhl am Weg versteinierungsreiche grüne Tegel. Hier fand ich:

Cardium of desertum Stol., *Cardium (Pontalmyra) cf. Jagici* Brus.

Im tief eingeschnittenen Hohlweg nordöstlich von Eggendorf (Fahrweg nach Unterlungitz) stellte ich in einer nach O fallenden Tonlage arg zerdrückte Versteinierungen fest. Zu erkennen waren

Cardium sp., *Melanopsis* sp.

Cardien findet man auch im unteren Teil des Hohlweges, der von Wagendorf auf die Wagendorfer Heide führt, und unmittelbar östlich der Mühle bei Punkt 415. Bei St. Johann i. d. H. sah ich auch östlich von Punkt 359 am Abhang des Hügels im Hohlweg

Congeria sp., *Melanopsis* sp.

Unter diesen Schichten liegt kreuzgeschichteter Sand. Hilber (5) sammelte im großen Hohlweg bei Unterlungitz:

Planorbis, *Congeria cf. Ospathulata* Partsch, Stein-
Cardium flügeltragend, kern,
Congeria cf. Czjzeki M. Hoern. Ostracoden.
Steinkern,

Zwischen Hartberg und Schildbach wurden Versteinierungen im Pontikum bei Punkt 373 nördlich von Schildbach über dem sarmatischen Kalk angetroffen. Es ist ein pontisches

Cardium sp.

Bläuliche Tone werden auch in der großen Ziegelei am Rande des Ziegelwaldes bei Hartberg verarbeitet. Über diesen basalen Tönen des Pontikums stellen sich aber bald Sande ein, die Deltaschichtung aufweisen. Eine große Sandgrube nordwestlich vom Todterfeld bietet einen guten Einblick in diese sandigen Ablagerungen. Ich glaube, daß diese Ablagerungen in besonders seichtem Wasser gebildet worden sind.

Vergleicht man nun die Sedimente des Pontikums zwischen Lafnitz und Hartberg mit jenen südlich von Hartberg, so bemerken wir bald Unterschiede. Bei Grafendorf bemerkt man fast nie Kreuzschichtung. Die Mächtigkeit der basalen Tone ist bedeutend. Es muß hier folglich durch sehr lange Zeit eine ruhige Ablagerung vorgeherrscht haben.

Bei Hartberg hat dagegen die ruhige Sedimentation nur wenig Sedimente abgelagert. Bald wurden die Sedimente nur in geringer Wassertiefe abgelagert.

In ein höheres Niveau des Pontikums gehören wahrscheinlich sandig-feinschotterige Schichten, die bei Punkt 501 zwischen Lafnitz und Grafendorf aufgeschlossen sind. Auch die Schotter unmittelbar südlich von Punkt 430 (westlich von Lafnitz), die hier auf dem Sarmat liegen, dürften hierher gehören. Sande und Schotter ober dem Schloß Kirchberg am Walde, die man bis 500 *m* Seehöhe verfolgen kann, gehören jedenfalls auch in diesen Horizont.

Bei Hartberg reichen beim Bergpark die pontischen Schotter am Abhange des Ringkogels bis gegen Punkt 571 empor. Hinter einem Bauernhaus am Hartberg in 410 *m* Seehöhe stehen grobe Schotter an, die in einer Kerbe des Grundgebirges liegen. Diese Schotter sind ohne Zweifel Brandungskonglomerate des pontischen Süßwassersees. Es ist also hier eine Strandmarke in 410 *m* Seehöhe erhalten.

Diese Reste der einst mächtigen Ablagerungen sprechen für lange andauernde Senkung.

Auch die pontischen Schichten haben fast nie sölhige Lagerung. Das Schichtfallen ist leicht gegen O. So liegen bei Eggendorf (Bildstock nördlich von Punkt 353) pontische Schichten, die etwa 6° gegen O fallen (Fig. 5). In den Hohlwegen bei Wagendorf und Oberlungitz herrscht häufig O- und NO-Fallen. Im Hohlweg, der bei der Mühle in Unterlungitz auf den Höhenrücken führt, fallen die sandigen, pflanzenführenden Schichten 8° gegen ONO. In der oben beschriebenen Sandgrube südwestlich von Punkt 362 fallen die Schichten 5° gegen SW. Bei den Häusern am Abhang nordwestlich von Todterfeld fallen Sande 20° gegen NW. Es scheint also hier eine kleine Antiklinale vorhanden zu sein.

Jungpliozäne und diluviale Terrassenschotter.

Wie in der Gegend westlich von Waltersdorf bedecken auch in unserem Gebiete junge Flußschotter und Lehme die stratigraphisch tiefer gelegenen Schichten. Es sind die Terrassenschotter, auf deren weite Verbreitung in der Oststeiermark bereits Winkler (8) aufmerksam gemacht hat. Auch hier liegt über einem basalen Schotterhorizont fast immer eine Lehmschichte. Diese Flußschotter, die bereits zur Zeit der Abtragung der mächtigen Sedimente des steirischen Beckens entstanden sind, blieben in verschiedenen Höhen liegen. Sie sind von anderen Schottern leicht durch ihren Quarzreichtum zu unterscheiden. Auch harte Amphibolite sind als Gerölle nicht sehr selten. Die Lehme sind meist rotbraun und zeigen keine Schichtung, wodurch sie mit pontischen Tonen nicht leicht verwechselt werden können.

Die Mächtigkeit der Terrassenablagerungen ist sehr verschieden. Selten erreichen sie größere Mächtigkeit. Oft kommt es vor, daß nur mehr wenige verstreute Gerölle auf einem Höhenrücken als Rest einer einst mächtigeren Decke zurückgeblieben sind. Alles andere wurde abgetragen. Das ist auch der Grund, warum man Gerölle oft dort findet, wo keine Terrassenablagerungen sind. Die durch das Regenwasser abwärtsgeschwemmten oder durch die Schwerkraft abwärtswandernden Gerölle können dann nur zu leicht zu Irrtümern bei der Aufnahme führen.¹⁾

Fast durchwegs sind die Schotter gut gerundet, was auf einen weiteren Transport schließen läßt. Die Schotterlagen sind auch manchmal frei von Lehm. Näher dem Grundgebirge sind auch eckige Stücke häufig anzutreffen. Hier sind eben Glimmerschiefer und Gneise, die bei weiterem Transport leicht zerrieben werden, vorhanden. Die Größe der Gerölle ist sehr verschieden. Die größten Gerölle beobachtete ich bei Punkt 487 auf einer Schottergrube auf dem „Lechenberg“ (östlich von Grafendorf). Hier sind ausgezeichnet gerundete Blöcke mit über 60 cm größtem Durchmesser. Man wird nicht fehlgehen, wenn man daraus auf jungpliozäne Hochschaltungen der angrenzenden Gebirge schließt, denn nur Gewässer mit größerem Gefälle können solche Blöcke weiterverfrachten. In den Bächen findet man jetzt nur kleine Gerölle. Einen jungpliozänen Zyklus kennt auch A. Winkler (22).

Da in den Terrassenschottern unseres Gebietes bisher keine Fossilien gefunden wurden, ist es ausgeschlossen, eine exakte Trennung der jungpliozänen Terrassenablagerungen von den diluvialen durchzuführen. Ich rechne hier, wie es auch im Wiener Becken gemacht wird, die Terrassen, die über 50 m über dem heutigen Talboden liegen, in das Jungpliozän, die darunter in das Diluvium.

a) Jungpliozäne Terrassenschotter.

Hierher gehören zunächst die Schotterablagerungen auf den Höhen zwischen dem Tale der Hartberger Safen und der Lafnitz. Auch nahe dem Grundgebirgsrande und auch auf diesem selbst sind sie anzutreffen. Sie liegen überall diskordant auf ihrer Unterlage.

Die höchstgelegenen pliozänen Terrassenschotter sind westlich der Lafnitz in rund 510 m Seehöhe. Auch nordwestlich von Grafendorf sind ober dem Schlosse Kirchdorf diese Ablagerungen in gleicher Höhe am Grundgebirge anlagernd zu beobachten. Westlich von Seibersdorf reichen sie beim Bauernhaus „Riegler“ bis 480 m empor, um sich aber als Talleiste auch in das Stambachtal hinein fortzusetzen. Das ist ein Beweis, daß dieses Tal bereits im Jungpliozän in Ausbildung begriffen war. Es ist wohl darauf zurückzuführen, daß — wie bereits oben erwähnt — die Blockschotter eine Lockerzone im etwas härteren Grundgebirgsrande waren und so die frühe Anlage des Tales begünstigten. Bei Hartberg liegen die höchstgelegenen Blockschotter nur mehr in rund 400 m Seehöhe. Dieses allmähliche Ansteigen der Terrassenschotter gegen N dürfte durch Verbiegungen zu erklären sein.

¹⁾ Ich vermute auch, daß auch Hilber auf seiner oben erwähnten Karte aus diesem Grunde dem „Belvedereschotter“ eine viel zu große Ausdehnung zugewiesen hat.

Wenn wir versuchen, die Entwässerung im Jungpliozän zu rekonstruieren, so kommen wir zur Tatsache, daß sie von der heutigen ganz verschieden war. Auch auf Taf. I, die den Versuch einer übersichtlichen Darstellung der jungpliozänen und diluvialen Entwässerung bietet, ist das deutlich ersichtlich.

Auf dem Lehenberg (rund 470 *m*) ist ein ausgeprägter Talboden zwischen einer in 490 *m* Seehöhe gelegenen Terrasse im N und 487 *m* Seehöhe gelegenen Terrasse im S eingeschnitten.

Auf dem Hügel zwischen dem Safen- und Lungitzbache liegt eine Serie von jungpliozänen Terrassen von Reibersdorf bogenförmig gegen SSO in 500, 460, 445 und 430 *m*. Südlich von der Terrasse in 430 *m* Seehöhe liegen Terrassenschotter 448 *m* hoch (vgl. Fig. 6). Erst südlich von Punkt 440 sind wieder tiefere Terrassensysteme erhalten. Es sind Terrassen in 410 bis 430 *m*.

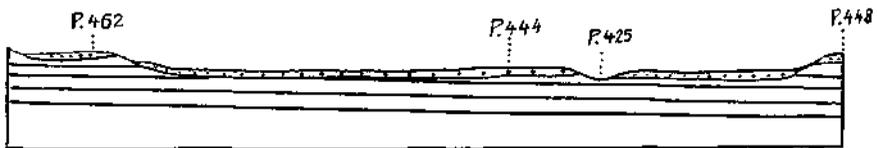


Fig. 6.

In der Nähe des Bahnhofes Lungitz-Wagendorf sind auf der Höhe des Hügels mehrere Meter mächtige Schotter in 403 *m* Seehöhe aufgeschlossen. Der Lehm über dem Schotter ist bereits abgetragen worden. Nur an der Lehne gegen Punkt 440 kleben noch einige Reste. Südlich von diesem zweiten Terrassensystem schwingt sich der Höhenrücken abermals auf zu Punkt 444. Gegen St. Johann i. d. Haide ist eine pliozäne Terrasse in 421 *m* Höhe.

Die erstgenannte Terrassenreihe halte ich für Ablagerungen jener Gewässer, die im Sinne der Ahdachung des sich allmählich aufwölbenden Masenbergmassives, aus dem Gebiete des Stambachtales gegen O bis SO flossen. Die Terrassenbildungen zwischen Punkt 440 und Punkt 444 (Eggendorfer Point) sind jedenfalls durch einen Bach entstanden, der aus der Gegend von Staudach (zwischen Riegelfeld und Ringkogel) kam. Es war wohl ein Vorläufer des Greinbaches.

Auch der Hügel zwischen der Lafnitz und dem Lungitzbache trägt auf seiner Höhe jungpliozäne Terrassenschotter. Hier treffen wir aber andere Verhältnisse als auf dem oben besprochenen Höhenzug. Außer den in höhere Terrassen eingeschnittenen Talboden beim „Lehen Berg“ liegen die Terrassen gegen S immer tiefer. Es sind hier besonders ausgeprägte Terrassen in 480, 460 und 430 *m* Seehöhe entwickelt. Auch hier liegt nahezu überall über den basalen Schottern, die durch eine meist gut aufgeschlossene Diskordanz vom Pontikum geschieden werden, eine Lehmdecke.

Im folgenden soll der Versuch unternommen werden, die Terrassen auf den beiden Hügelketten zur Rekonstruktion des jungpliozänen Flußnetzes zu benutzen, soweit dies überhaupt möglich ist.

Zunächst ist sicher, daß unser Teil der Oststeiermark am Ende des Pontikums bis mindestens 500 *m* Seehöhe mit pontischen Schichten

gefüllt war. Liegen doch bei Grafendorf die Terrassenlehme in über 500 *m* Seehöhe. Damit soll aber auch nicht die Möglichkeit bezweifelt werden, daß solche Schotter einst in größerer Höhe abgelagert wurden und nun aber bereits der Abtragung zum Opfer gefallen sind. Über die Entwässerung zur Zeit, als die höchsten Terrassenschotter gebildet wurden, läßt sich nichts Bestimmtes behaupten. Der Stambach floß zunächst gegen OSO. In 460 *m* Seehöhe ist nördlich vom Bahnhof Grafendorf eine kleine Terrasse noch erhalten. Besser ist der Talboden östlich von Wagendorf in gleicher Seehöhe erhalten. Der Bach rückte allmählich tiefer einschneidend gegen S. Breite Talböden sind auf den Höhen nordöstlich von Obersafen und östlich von Unterlungitz in 430 *m* Höhe entstanden. Die Entwässerung hat auf diese Weise sich allmählich gegen SO gerichtet. Zu gleicher Zeit bildete der Greinbach den Talboden auf dem Höhenzug nördlich der Eggendorfer Point. Quer über das heutige Safen- und Lungitztal flossen die Gewässer nunmehr gegen SO. Ein flacher Rücken lag zwischen dem jungpliozänen Stam- und Greinbach. Westlich von Punkt 448 erfolgte nun eine Anzapfung des Stambaches von S her. Dadurch erfolgte eine Vereinigung beider Gewässer in der Gegend von Untersafen. Die Terrassenschotter westlich von Unterlungitz und in 410 *m* Seehöhe auf dem Hügelzug zwischen St. Johann i. d. Haide und Allhau sind Bildungen der bereits vereinigten Gewässer. Bald darauf, wohl um die Wende von Pliozän und Diluvium, erfolgte westlich der Eggendorfer Point abermals von S her eine Anzapfung dieser Bäche.

Auch die Lafnitz hatte im Jungpliozän einen anderen Lauf. Weite Terrassen dehnen sich am Ostabhang des Hügels, der zwischen dem Lafnitz- und dem Lungitztale liegt, auf weite Strecken gut verfolgbar aus. Besonders gut ausgeprägt sind die Lafnitzterrassen in 430 und 410 *m* Seehöhe. Es erfolgte daher auch die Vereinigung mit dem jungpliozänen Safenbach in dieser Gegend.

Auch westlich von Hartberg sind auf den Hügeln Terrassenschotter anzutreffen. Ausgedehnte Terrassen finden wir hier in 390 und 360 *m* Höhe. Obgleich sie nicht 50 *m* über dem Talboden liegen, reihe ich sie dennoch in das Jungpliozän, da es den Anschein hat, als ob bei Hartberg eine tiefer gebogene Zone liegen würde. Vielleicht sind auch die oben erwähnten Anzapfungen damit in einen gewissen Zusammenhang zu bringen.

b) Diluviale Terrassenschotter.

Diese Ablagerungen gleichen vollständig den jungpliozänen Terrassenschottern. Sie erlangen aber keine so große Verbreitung. Eingeschachtelt in jungpliozäne Terrassen ziehen sie, bald breitere, bald schmalere Terrassen bildend, an den Gewässern dahin. Häufig finden wir die diluvialen Terrassen westlich der Gewässer, während sie am anderen Hang entweder vollkommen fehlen oder nur wenig entwickelt sind. Dadurch werden die für die Gegend eigenen asymmetrischen Täler gebildet. Starke Abrückung der Gewässer vom Masenbergmassiv, wie sie Winkler beschrieb (15), sind für das Diluvium und auch die Gegenwart charakteristisch.

Die größte diluviale Terrasse liegt in 400 m Seehöhe zwischen Penzendorf und Seibersdorf. Aber auch bei St. Johann in der Haide sind weite Terrassen, darunter die deutlich erkennbare Terrasse im Tale der Lafnitz in 400 m Seehöhe erhalten. Es wird wohl deshalb anzunehmen sein, daß die Zeit, in der sich diese breiten Terrassen entwickeln konnten, durch geringen Tiefenschurf ausgezeichnet war.

Als sich dann die Flüsse neuerdings weiter einschnitten, kamen wiederum jüngere Terrassenschotter zur Ablagerung. So bildete sich im Tal der Lafnitz in 480 m Seehöhe eine breite Terrasse zwischen Allhau und St. Johann i. d. H. Auch im Lungitztal begleiten jungdiluviale Terrassen den Lauf des Baches.

Auch im Diluvium waren die Entwässerungsverhältnisse noch andere als heute. Die Flüsse legten ihren Lauf, wie bereits oben erwähnt, mehr gegen O.

Der Safenbach floß aber nicht wie heute von Hartberg weg gegen SSO, sondern machte hier ein Knie. Ein prächtiger Talboden, den die Bahn benutzt, um vom Safen- in das Lungitztal zu kommen, ist bei St. Johann i. d. H. noch erhalten geblieben. Bereits die ausgedehnte 400-m-Terrasse führt deutlich aus der Seibersdorfer Gegend zum alten Talboden bei St. Johann. Auf den Feldern bei St. Johann konnte ich häufig bis faustgroße Kalkgerölle aus dem Sarmat beobachten. Besonders zahlreich findet man diese südlich von St. Johann.

Eine junge Anzapfung hat bei Penzendorf nordwestlich von der Kote 397 stattgefunden. Der Greinpaß hat früher den Sattel zwischen Punkt 404 und Punkt 397 überflossen. Es ist dieser Sattel daher ein Strunkpaß in Miniatur.

Alluvium.

Im Alluvium bildeten sich die breiten Talböden, die dem tertiären Hügellande eigen sind. Besonders das Lafnitztal hat eine ansehnliche Breite. Größere Ausdehnung hat das Alluvium bei Hartberg und Grafendorf. Diese Becken dürften mit den Anzapfungen in Beziehung stehen, was auch aus Taf. I hervorgeht. Die Bildung eines Beckens ist durch die Anzapfung, welche stärkere Zertalung und dadurch auch wirksamere Denudation schaffte, bedingt. Im Alluvialbereiche von Hartberg war auch die Einbiegung im Jungpliozän für die Ausbildung des Beckens wirksam. In der Gegenwart ist diese Einbiegung nicht mehr wirksam, da sich die Grundwasserverhältnisse gegen früher bedeutend gebessert haben.

Die Sedimente des Alluviums sind hauptsächlich Lehme, Sande und Schotter. Nahe dem Grundgebirge sind die Schotter oft ziemlich grob, da hier die gefällsreicheren Bäche ein sanfteres Gefälle erhalten und dadurch zur Akkumulation ihrer größeren Gerölle gezwungen werden.

Die jungen Veränderungen der Bachläufe sind im allgemeinen zum Stillstand gekommen, nur macht sich noch immer ein leichtes „Abdrängen“ vom Masenbergmassiv bemerkbar.

Auch junge Verbiegungen müssen stattgefunden haben, denn der diluviale Talboden bei St. Johann i. d. H. ist gegen Hartberg zu hinab-

gebogen. Scharf und tief eingeschnittene Gräben bei Eggendorf sprechen dafür, daß hier Bewegungen in Form von Schollenverbiegungen stattgefunden haben. Das Safental dürfte niedergesunken sein, denn es liegt bedeutend tiefer als das Lafnitztal. Bei Eggendorf scheint tatsächlich im großen Hohlweg eine Antiklinale vorhanden zu sein. Vielleicht deutet auch das artesische Wasser Grafendorfs und Seibersdorfs darauf hin.

Morphologische Beobachtungen.

Bei der geologischen Aufnahme konnten auch einige morphologische Beobachtungen gemacht werden, die vielleicht deshalb von Interesse sein mögen, da in der geomorphologischen Literatur nur vereinzelt der Masenbergstock erwähnt wird (Sölch 10, 20, Aigner 12). Zum Gegenstand einer eingehenden Studie wurde er noch nie, obwohl eine solche sehr viel Neues aufzeigen könnte.

Der Ost- und Südabhang des Masenberges fällt nicht gleichmäßig zum tertiären Hügelland ab, sondern ist durch stufenförmig angeordnete Flachformen unterbrochen. Diese sind es, die unser besonderes Interesse erregen. Zwischen den vom Abhang strömenden Gewässern finden wir häufig Ecken, an denen gut entwickelte Flachformen mit einem konvexen Gefällsbruch enden. Dazugehörige Leistenfluren lassen sich aber selten finden, da sie bereits durch die talwärts gelegenen, hinaufrückenden Steilformen und durch die zurückgreifenden Quelltrichter zerstört wurden. Auf den Zwischentalscheiden liegen oft Klippen (Beistein, Wulmenstein).

Die höchste Erhebung des Masenberges, der Grätzer Kogel (1272 m), trägt keine Gipfflur, sondern ist eine noch nicht entwickelte Klippe. Herumliegende Steinblöcke und ein kleiner Fels beweisen das. Mit einem steilen konkaven Hang fällt der Berg zur obersten Flachform ab, die um den Berg in 900—1000 m Seehöhe zieht. Besonders deutlich sind diese Flachformen auf dem Bergrücken des Zeilers Viertels ausgeprägt (Punkt 924, 911 und 932). Westlich vom Grätzer Kogel entspricht diesem Niveau der flachere Hang ober dem konvexen Gefällsbruch beim Kirchlein St. Pongratz (Punkt 926). Von hier zieht eine wenig breite Flur gegen S. Ober dem Hochwartale endet diese Flur. Westlich vom Masenberg scheinen die Flachformen auf dem „Zeiler Rücken“ diesem Niveau zu entsprechen.

Ich halte dieses Niveau gleichaltrig mit jenem, das die Wasserscheide zwischen dem Becken von Passail und dem von Semriach krönt und von Sölch (10) als eines der ostmurischen Hauptniveaus angesprochen wird.

Weitere Fluren finden wir in 720 m am Ostabhang des Massives. Nur stellenweise treffen wir sie an. Die auftretenden Flachformen sind nur undeutlich zu erkennen. Nur bei Frñnhöf (südwestlich von Stambach) und bei Punkt 724 (südlich vom Schnellerviertel) ist die Flur noch gut erhalten. Am Ringkogel fehlt dieses Niveau, doch dürfte der dem Wulmenstein vorgelagerte Rücken, auf dem Punkt 718 liegt, der letzte Rest einer hieher gehörenden Flur sein.

In etwa 550—580 *m* Seehöhe zieht um den Süd- und Ostabfall des Masenbergstockes die am besten ausgeprägte Flachformenlandschaft. Besonders zwischen Hartberg und dem Annenkogel ist diese Stufe ausgezeichnet zu erkennen. Sie gehört zu jener Verebnung, die aus der Grazer Gegend das Randgebirge säumend bis zur „Buckligen Welt“ (Raacher Niveau Sölchs) zieht. Es läßt sich das Ansteigen dieser Verebnungen von Hartberg gegen N gut feststellen. Die bei Hartberg 560 *m* hoch gelegenen Verebnungen finden wir südlich von Stambach in 571, nordwestlich von Grafendorf bereits in 580 *m* Seehöhe. Im Schnellerviertel treffen wir sie bereits bei 600—615 *m*. Im Stambachtale fehlen sie aber. Die Gewässer haben bisher die Formen noch nicht aufzählen können. Sölch und Aigner erwähnen dieses Niveau.

Nördlich von Grafendorf liegt auf den Hügeln ein Flachformenrelief in rund 500 *m* Höhe. Es greift über die miozänen und pliozänen Ablagerungen hinweg. In ihm haben sich der Reibersdorfer und der Lungitzbach eingeschnitten. Die Erhaltung dieser Formen dürfte wohl nur dem wasserdurchlässigen Untergrunde (Kalk) zuzuschreiben sein, der eine weitgehende Zertalung verhindert. Die übrigen Talböden wurden bereits bei Besprechung der pliozänen und diluvialen Terrassenschotter erwähnt.

Die Altersbestimmung der verschieden hoch gelegenen Niveaus läßt sich sehr schwer vornehmen. Nirgends sehen wir in unserem Gebiete die tertiären Sedimente in irgendwelche Beziehungen zu den Reliefformen treten.

Verfolgen wir nun die bei uns am deutlichsten ausgebildete Flur in 550—580 *m* Seehöhe über Lebing in die Bucht von Voralpe und von hier zur breiten Randstufe am Fuße des Wechsels, so kommen wir zur Überzeugung, daß die Fluren in unserem Gebiete der Vorstufe (Raacher Niveau) entsprechen. Da für diese Verebnung nach Winkler (11, 22) nur pontisches Alter in Frage kommt, so ist auch unsere Flur in 550—580 *m* Seehöhe ins Pontikum zu setzen. Aigner und Sölch (9, 12) nehmen zwar für die Ausbildung der Randstufe, die sie als gleichartig der Hochfläche des Wechsels bezeichnen, das mittlere Miozän in Anspruch, doch ist solches nach den Ausführungen Winklers (19) und auch Mayers (23) ausgeschlossen. Überdies würde man eine ungemäßen komplizierte Bruchtektonik feststellen müssen, um den Nachweis der Gleichartigkeit der verschieden hoch gelegenen Niveaus erbringen zu können. Von einer solchen jungen Bruchtektonik habe ich jedoch bei meinen Aufnahmen nichts bemerkt. Auch die sandig-tonige Entwicklung des Pontikums läßt sich mit der randlichen Ausbildung von Flachformen gut in Einklang bringen, was auch Winkler (11, 22) betont. Auch bei Verfolgung dieses Niveaus in der Richtung gegen Graz kommen wir zur Ansicht, daß die Ausbildung dieser Hauptflur im Pontikum erfolgte. Bezeichnend ist auch, daß die pontische Randverebnung bei Hartberg am tiefsten liegt, nämlich in 550 *m* Seehöhe, während sie bei Graz 690—700 *m*, bei Weiz jedoch nur mehr 650 *m* hoch liegen. Während Aigner (12) diese Flächen bei Graz nicht für pontisch hält, ist jedoch Sölch (20) der Ansicht, daß sie im Pontikum entstanden.

Es gilt nun das Alter der übrigen Formen festzustellen. Das Flachformenrelief in 900—1000 *m* Seehöhe dürfte wohl älter als das unten liegende pontische Niveau sein. Ich vermute, daß diese Flachformen in das Sarmat zu stellen sind, denn es wäre doch eigenartig, wollte man annehmen, daß im höheren mittleren Miozän, wo so ein gewaltiger Schuttransport vom Masenberg aus stattfand, ein flacheres Relief entstanden sein sollte. Die auftretenden Steilformen zwischen dem pontischen und sarmatischen (?) Niveau sind wohl das Produkt sarmatischer und nachsarmatischer Bewegungen.

Der Steilabfall des Masenberges dürfte dann wohl in vorsarmatischer Zeit, als die Sinnersdorfer Konglomerate und Friedberger Schotter zur Ablagerung kamen, gebildet und durch Abflachung der Hänge von unten nach oben in sarmatischer (?) Zeit das konkave Profil erhalten haben. Daher kann man den Masenberg mit vollem Recht als Inselberg ansprechen (11).

Die noch in 500 *m* erhaltene Landfläche bei Reibersdorf ist, nach ihrer noch stellenweise erhaltenen Überdeckung mit jungpliozänen Terrassenschottern zu schließen, im frühen Jungpliozän entstanden.

Die Täler sind — soweit sie im Grundgebirge eingeschnitten — durchwegs Täler mit konvexen Hängen ohne Gefällsstufen. Eine Ausnahme ist jedoch das Tal des Waldbaches nördlich vom Ringkogel und Wulmenstein. Während der oberste Lauf des Baches in einem breiten Talboden liegt, stürzt der Bach dann durch eine steile Schlucht in das vom Tertiär gebildete Hügelland. Der breite Talboden, der in 720—750 *m* Seehöhe liegt, dürfte jedenfalls im Pontikum entstanden sein. Auch die Spielstätte, eine Einsattelung zwischen dem Ringkogel und Wulmenstein, dürfte damals gebildet worden sein. Heute noch führt ein uralter künstlicher Graben vom breiten Hochtal entlang dem nördlichen Abhang des Wulmensteins über die Spielstätte der Stadt Hartberg Wasser zu.

Zusammenfassung.

Die ältesten Schichten des hier untersuchten Gebietes sind die miozänen Blockschotter. Nach ihrer Ausbildung zu schließen, gehören sie den Friedberger Schichten an. Wie ein leichter Schuttmantel umhüllen sie im O und NO den Masenberg. Sie sind Ablagerungen, die in einem akzentuierten Relief zur Ablagerung gekommen sind und oft in Form von steilwandigen Rinnen in das Grundgebirge hineinreichen. Sie sind das Produkt von Höherschaltungen des Masenbergmassives. Sie legen Zeugnis ab, daß die Hebungen des Mittelmiozäns für den Alpenostrand von großer Bedeutung gewesen sind.

Die sarmatischen Schichten sind zwar meist als feinklastische Schichten entwickelt, doch stellen sich bei Grafendorf bereits in den höheren Horizonten Schotterlagen ein, die jedoch hinter den Blockschottern sowohl an Mächtigkeit als auch an Größe der Gerölle zurückbleiben. Neu ist hier das Vorkommen von Algen- und Bryozoenkalken.

Während bei Grafendorf Oolith große Mächtigkeit erlangt, herrschen bei Hartberg die Kalke vor. Bezeichnend für das Sarmat von Grafendorf sind die Erosionsdiskordanzen, die auf zeitweise Trockenlegung der Schichten schließen lassen. Das Sarmat von Hartberg ist durch seine ruhige Ablagerung ausgezeichnet. Keine Erosionsdiskordanzen sind festzustellen.

Sowohl die miozänen Blockschotter als das Sarmat weisen oft größere Neigung der Schichten auf. Besonders bei Grafendorf sind Bewegungen vor sich gegangen, die Verstellung der Schichten bedingten. Diese Bewegungen haben die ruhige zyklische Ablagerung unterbrochen, aber keine bedeutendere Bruchtektonik geschaffen. Bei Hartberg sind aber leichte Verbiegungen entstanden. Hier scheinen die Bewegungen bereits ausgeklungen zu haben.

Auf diese Bewegungen ist auch die Anordnung der Sarmatvorkommen zurückzuführen. Die hochgehobenen Sarmatvorkommen wurden zunächst erodiert, daß an manchen Stellen nur geringe Reste (Sarmat bei Penzendorf) erhalten blieben. Das Sarmatvorkommen von Hartberg dürfte durch eine antiklinale Aufwölbung bedingt sein.

Das Pontikum ist durch eine mächtige Schichtfolge, bestehend aus Tegel, Sand, Mergel und Schotter vertreten. Die Schotter treten sehr zurück und sind nur in höheren Horizonten mächtiger entwickelt. Vereinzelt Reste des Pontikums reichen bis zu 530 *m* Seehöhe empor. Zwischen Lafnitz, St. Johann i. d. H. und Hartberg liegen die Schichten mit geringer Neigung gegen O und NO fallend. Hier ist nur bei St. Johann Kreuzschichtung zu beobachten. Es müssen in dieser Gegend die Sedimente in größerer Wassertiefe zur Ablagerung gekommen sein. Beim Todterfeld weisen die Schichten häufig Kreuzschichtung auf. Hier dürfte eine Schwelle gelegen sein, die durch die geringe Wassertiefe diese Schichtung erzeugte. Es dürfte das mit der antiklinalen Aufwölbung des Sarmats bei Hartberg in Zusammenhang stehen.

Sind bisher die Ablagerungen in einem sinkenden Becken entstanden, so ist die Ablagerung bzw. Aufschüttung jungpliozäner Terrassenablagerungen bereits in einem Abtragungsgebiet vor sich gegangen. Die jungpliozänen Terrassenschotter erlangen zwar selten größere Mächtigkeit, ihre Gerölle erreichen aber die Größe von einem halben Meter. Es müssen also auch im Jungpliozän Höherhaltungen des Randgebirges erfolgt sein, die, obwohl unsere Gegend bereits im Abtragungsbereich gelegen war, sich noch erkennen lassen. Da die jungpliozänen Terrassen im N noch in größerer Meereshöhe (500 *m* Seehöhe) auftreten als im Süden bei Hartberg (400 *m*), so müssen wir am Ende des Pliozäns oder Anfang des Diluviums Herabbiegungen bei Hartberg annehmen.

Die Entwässerung erfolgte im Jungpliozän nicht wie heute gegen OSO, sondern zunächst gegen O und NO. Langsam bildete sich dann die OSO-Richtung aus. Durch eine Reihe von Anzapfungen, die wahrscheinlich unter dem Einfluß von Einbiegungen bei Hartberg entstanden, bildete sich allmählich das heutige Safental zwischen Grafendorf und Eggendorf aus.

Bereits im Diluvium kamen im Lafnitztal und besonders im Safental zwischen Eggendorf und Grafendorf breite Terrassen zur Ausbildung, was auf geringen Tiefen- und größeren Seitenschurf zurückzuführen ist.

Nach Ausbildung der 400 m Terrassen setzte neuerdings größerer Tiefenschurf ein. Es bildeten sich jüngere Terrassen, die aber nur geringe Breite erlangten.

Das Abdrängen vom Masenbergstock hält vom Jungpliozän bis in die Gegenwart hinein an.

Es soll nun noch der Versuch unternommen werden, die Schichten in das Zyklenschema Winklers (20) einzubauen.

Die miozänen Blockschotter gehören in den III. Zyklus. Sie sind durch die Gebirgsbewegungen im mittleren Miozän (Steirische Phase Stilles) bedingt, da diese sich auch hier auswirkten.

Die Schotterlagen sind als Auftakt zwar hier nicht zu werten, da sie erst nach der Schaffung der Rinnen abgelagert wurden.

Die Schotterlagen des Sarmats leiten hier den IV. Zyklus ein, da sie hier mit Gebirgsbewegungen unzweifelhaft zusammenhängen. Zu diesem IV. Zyklus gehören auch die pontischen Schichten.

Die ungemein groben Terrassenschotter des Jungpliozäns bei Punkt 487 westlich von Grafendorf dürften jedenfalls mit dem Beginn des V. Zyklus in ursächlichem Zusammenhang stehen. Daß in unserem Gebiet keine anderen Ablagerungen, die den Beginn desselben anzeigen, vorhanden sind, ist dadurch zu erklären, daß die Oststeiermark bereits Abtragungsgebiet war.

Den Beginn des VI. Zyklus setze ich in unserem Gebiete in jene Zeit, in der nach Ausbildung der 400-m-Terrasse ahernals der Tiefenschurf einsetzte.

Aus diesen Ausführungen geht hervor, daß sich unser Gebiet in die Zyklenfolge Winklers gut einbauen läßt. Nachstehende Tabelle soll dazu eine übersichtliche Darstellung bieten.

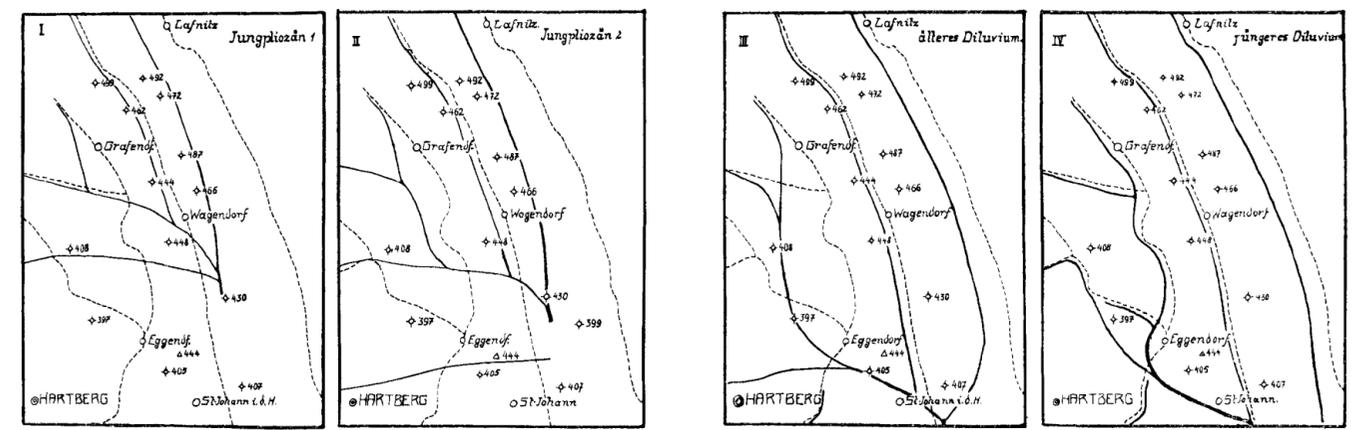
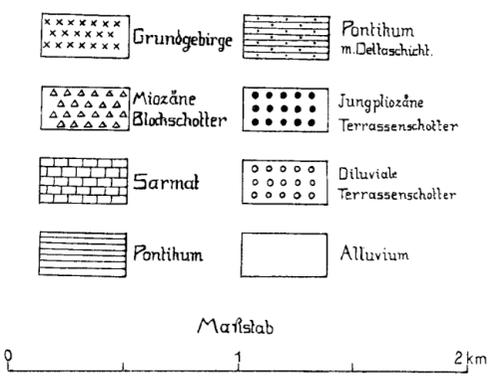
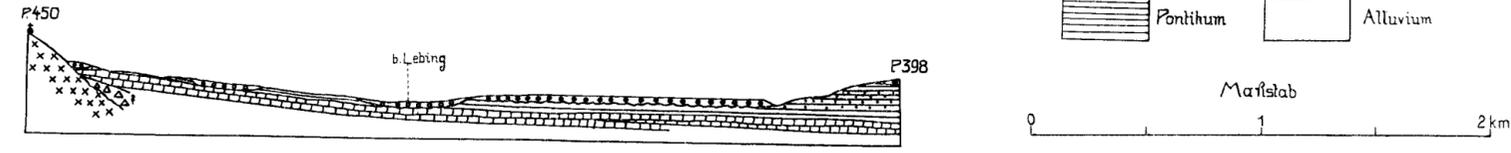
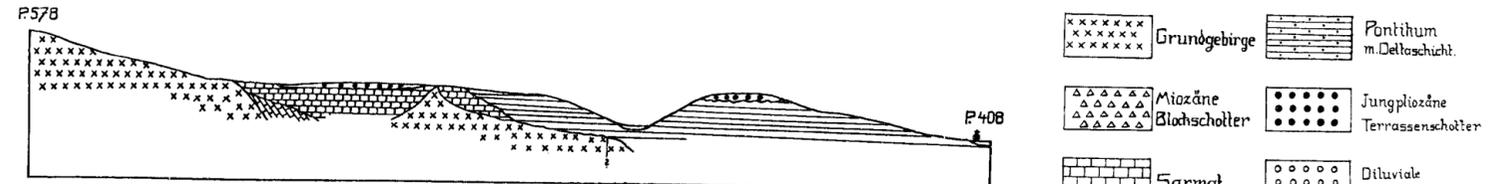
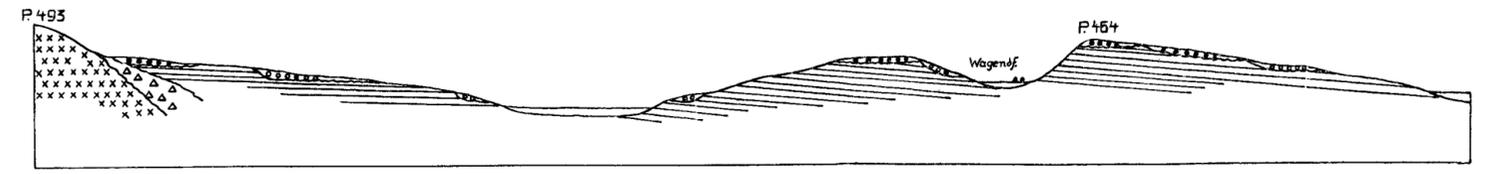
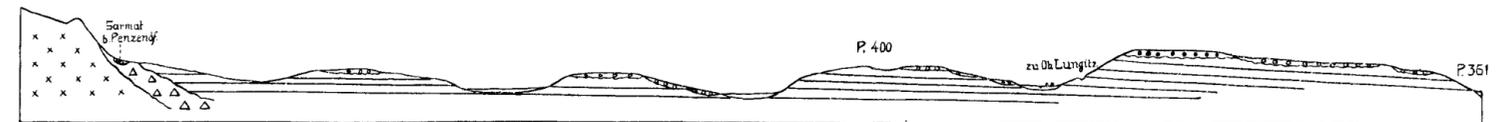
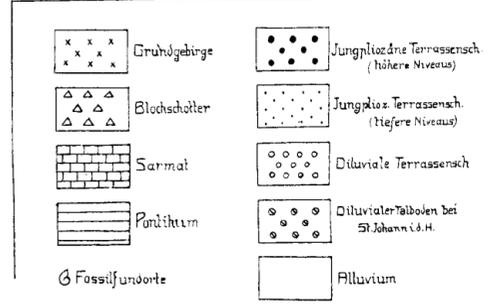
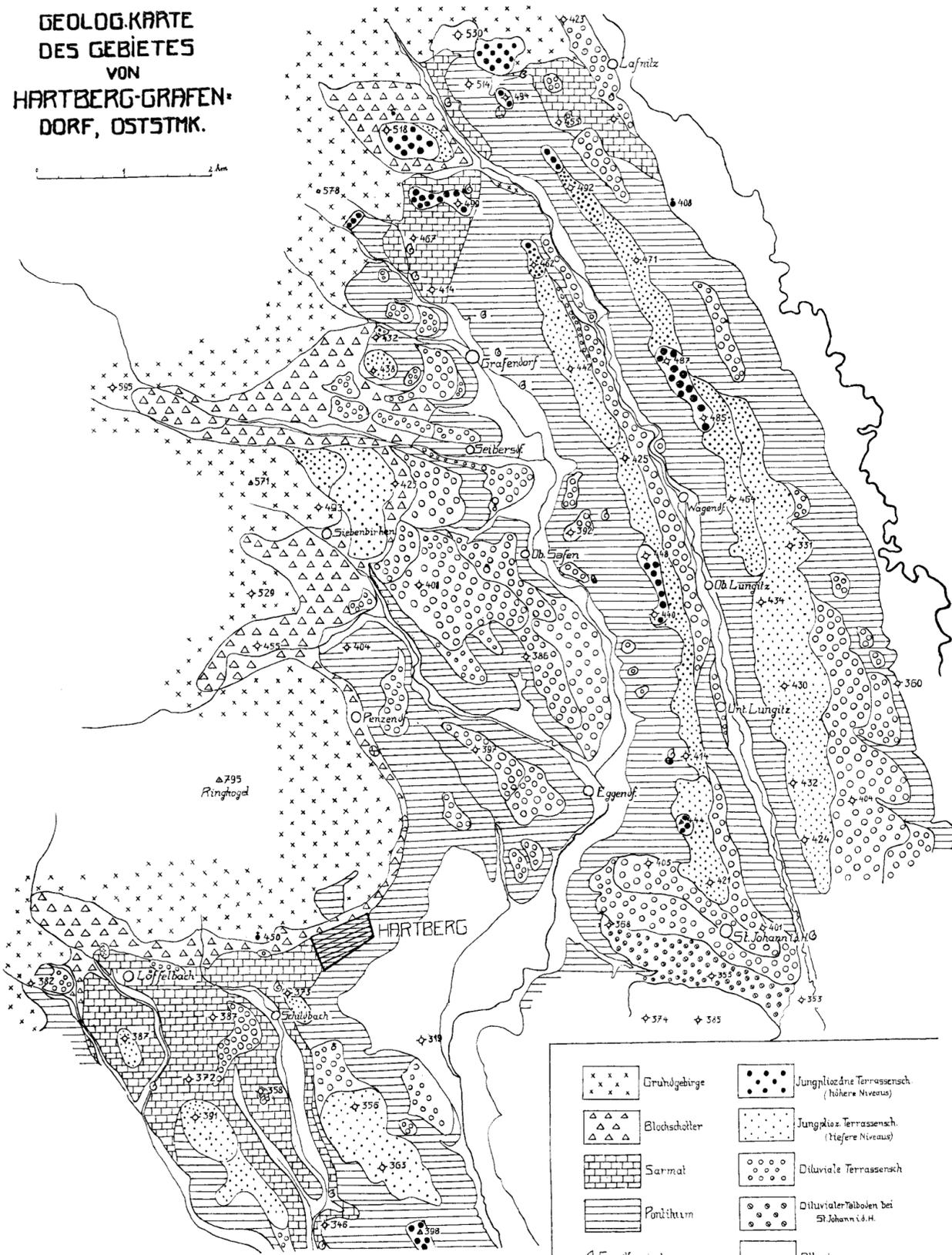
Zyklus nach Winkler	
III.	Miozäne Blockschotter in das Grundgebirge rinnenförmig hineinreichend. Sarmatische Kalke, Oolithe, Tone und Sande, in höheren Lagen
IV.	mit Schotterbänken. Sarmatische Bewegungen. Verbiegungen bei Hartberg. Pontische Sande und Tone. Langsame Verlandungen.
V.	Jungpliozäne Terrassenschotter. Grobe Gerölle ($\frac{1}{2}$ m) in den ältesten Terrassen. Breite Ausbildung der 400-m-Terrasse im Diluvium (?).
VI.	Neuerdings stärkeres Einschneiden der Flüsse. Ausbildung diluvialer und alluvialer Terrassen.

Literaturverzeichnis.

1. Sedgwick and Murchison. A Sketch of the Structure of the Eastern Alps . . . Transaction of the Geological Society 2. series vol. III. London, 1831.
2. Andrae, Carl Justus. Bericht über die Ergebnisse geognostischer Forschungen im Gebiete der 9. Sektion der General-Quartiermeisterstabs-Karte in Steiermark und Illyrien während des Sommers 1853. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1854.
3. Hofmann K. Geologische Detailaufnahme im nordwestlichen Teil des Eisenburger Comitatus. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1877.
4. Hilber Vinzenz. Die 2. Mediterranstufe bei Hartberg in Oststeiermark. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1878.
5. Hilber Vinzenz. Sarmatisch-miozäne Conchylien Oststeiermarks. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, 1891.
6. Hilber Vinzenz. Das Tertiärgebiet um Hartberg in Steiermark und Pinkafeld in Ungarn. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1894.
7. Winkler A. Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1913.
8. Winkler A. Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Pliozäns. Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt, 1921.
9. Sölch J. Das Semmeringproblem. Festschrift für Professor Dr. Fr. Heiderich. Wien 1923.
10. Sölch J. Alte Flächensysteme im ostmurischen Randgebirge. Festschrift für Professor Dr. Sieger. Wien 1924.
11. Winkler A. Zur geomorphologischen und geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen in der Miozänzeit. Geologische Rundschau, 1926.
12. Aigner A. Die geomorphologischen Probleme am Ostrande der Alpen. Zeitschrift für Geomorphologie, 1926.
13. Winkler A. Zur Morphologie des Ostalpenrandes. Zeitschrift für Geomorphologie, 2. Bd.
14. Aigner A. Zur Morphologie des Ostrandes der Alpen. Zeitschrift für Geomorphologie, 2. Bd.
15. Winkler A. Das Abbild junger Schollenbewegungen im Flußnetz des steirischen Tertiärbeckens. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 1926.
16. Winkler A. Die Bodenbewegung und ihre Bedeutung für die Landwirtschaft. Fortschritte der Landwirtschaft, 1927.
17. Winkler A. Führer zur geologischen Exkursion in das südliche Wiener Becken (Burgenland), an den Ostfuß des Hochwechsels und in das oststeirische Vulkan- und Tertiärgebiet. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, XX. Bd., 1927.
18. Winkler A. Die geologischen Aufschließungen beim Bau der Bahnlinie Friedberg—Pinkafeld und der geologische Bau des nordoststeirischen Tertiärbeckens (vorläufige Mitteilung). Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1927.
19. Winkler A. Über die sarmatischen und pontischen Ablagerungen im Südostteil des steirischen Beckens. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1927.
20. Sölch J. Die Landformung der Steiermark. Verlag des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, 1928.
21. Brandl W. Vorläufige Mitteilung über Studien im Tertiär und Quartär der Umgebung Grafendorfs bei Hartberg. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1928.
22. Winkler A. Über Probleme ostalpinen Geomorphologie. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, 1929.
23. Mayer R. Morphologie des mittleren Burgenlandes. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, 1929.

**GEOLOG. KARTE
DES GEBIETES
VON
HARTBERG-GRAFEN-
DORF, OSTSTMK.**

1:20000
2 km



----- Heutige Entwässerung.

Die Gefügeregelung eines Bändermagnesits (aus der Breitenau bei Mixnitz, Steiermark)

Von Eberhard Clar, Graz, Technische Hochschule.

(Mit 2 Tafeln und 9 Diagrammen.)

Die Untersuchungen, über die im folgenden berichtet wird, hatten ursprünglich den Zweck, auf gefügestatistischem Wege einen Beitrag zu der Frage zu bringen, ob die Spatmagnesite vom Typus Veitsch auch ihrem Gefüge nach als ein Glied der kristallinen Schiefer angesprochen werden können, wie das aus dem begleitenden Mineralbestand und aus Gründen der Lagerstättenform erschlossen worden ist.¹⁾ Die sichtbaren Bewegungserscheinungen beschränken sich bei den Spatmagnetitstöcken in der Regel auf nachkristalline, rein örtliche Quetschzonen und randliche Verschleifungen, die von der eigentlichen Lagerstättenbildung leicht abtrennbar sind; eine allgemeine, mit der Umprägung der Begleitgesteine gehende (vorkristalline) Durchbewegung mußte wohl am ehesten bei den sogenannten „Bänder-“ (oder „Streifen-“) Magnesiten gefügeanalytisch faßbar sein. Einmal wegen des Auftretens ausgezeichneter Gefügeflächen, weiters wegen möglicher Analogie zu bänderigen Tektoniten und nicht zuletzt deshalb, weil sich die häufigeren richtungslosen Abarten des Spatmagnesits durch ihre Grobkörnigkeit der normalen Behandlung mit dem U-Tisch entziehen.

Die Frage nach der Durchbewegung der Spatmagnesite ist für die Genese von Wichtigkeit, sowohl für Einzelheiten in der Auffassung metasomatischer Entstehung nach Redlich¹⁾ wie auch²⁾ besonders und hier wohl entscheidend für die Möglichkeit einer Entstehung durch Eklektogenese nach Mohr.³⁾ Darauf soll jedoch vom Einzelfall aus nicht eingegangen werden, zumal nach einem kurzen Hinweis⁴⁾ und freundlicher Mitteilung Herrn Prof. Petrascheks von ihm ausführlichere Mitteilungen über die Verbreitung primärer Strukturen in unseren Spatlagerstätten und daraus zu ziehende Schlußfolgerungen bevorstehen. Das Studium der Bändermagnesite war aber

1) K. A. Redlich, Die Bildung des Magnesits und sein natürliches Vorkommen; Fortschritte der Mineralogie usw. (Linck). 4. Bd., 1914. Zusammenfassung und Literatur.

2) Roszas Erklärungsversuch wird nicht in Betracht gezogen.

3) H. Mohr, Zur Entstehungsfrage der alpinen Spatmagnesite vom Typus Veitsch; Tschermarks mineralogisch-petrographische Mitteilungen, 38. Bd., 1925. Dazu K. A. Redlich, Bemerkungen zu H. Mohr: . . . , Zeitschrift für praktische Geologie, 1926.

4) W. Petraschek, Die Industrie der kristallinen Magnesite; Internationale Bergwirtschaft, 23. Jg., 1930.

auch allgemein gefügekundlich interessant durch das Nebeneinanderbestehen grundsätzlich verschiedener Gefügeregelungen auf engem Raum und besonders durch das Erscheinen der Möglichkeit, daß hier eine vorbestehende Regel, die Metasomatose überdauernd, vom neuen Mineral übernommen wird, ein Sonderfall der „Regelung nach dem Baugrund“ (Sander).¹⁾

Die Bändermagnesite, die im Breitenauer Bruch einen Großteil des Magnesitstockes aufbauen, sind kurz durch die Angabe zu kennzeichnen, daß bei ihnen dunkelgraue bis bräunliche (Verwitterung) feinkörnigere Lagen von unter 0,5 bis über 1 cm Mächtigkeit wechselagern mit hellen, weißen, etwas gröber körnigen Lagen ähnlicher Mächtigkeit. Die dunklen Lagen können (seltener) meterlang und länger anhalten, meistens aber keilen sie bald aus und lösen einander kulissenartig ab (Abb. 2, Taf. XI), sind auch manchmal unterbrochen oder in kurzen Stücken um geringe Beträge aus der allgemeinen Richtung verdreht. Die hellen Bänder erfüllen allen Zwischenraum; in ihnen kann man öfters schon mit freiem Auge Andeutungen symmetrischer Gangstruktur (siehe diese Abb.) erkennen, wobei dann die Körner kurzsäulig normal zur Bänderung entwickelt scheinen. Der Kornverband in den dunklen Lagen kann kurz als feinpinolitisch bezeichnet werden, was sehr gut in Schlifften zum Ausdruck kommt. Abb. 4, Taf. XII, gibt ein kennzeichnendes Übersichtsbild und auch ebensolche Einzelheiten über die Art des Verbandes der Lagen.

An einzelnen Aufschlußbildern wird schon aus der bloßen Beobachtung evident, daß der bänderige Aufbau an diesen Stellen nicht eine unmittelbare Wirkung der Durchbewegung sein kann und daß er auch nach seiner Bildung nicht mehr tektonisch gestört worden ist: Bändermagnetit mit auffallend breiten Lagen verändert sich plötzlich im Weiterstreichen derart (Abb. 1, Taf. XI), daß sich die dunklen Bänder in Schollen auflösen, die durch weißen Spat, gleich dem der hellen Bänder, verkittet sind. Die Schollen sind unregelmäßig begrenzt, manchmal länglich und dann auch oft zur Richtung der benachbarten Bänderung verdreht oder quergestellt; die Verdrehung kann auch hier an einem ganz schwach ausgeprägten feinlagigen Aufbau innerhalb der Schollen erkannt werden. Auf den ersten Blick kann das Gesamtbild dieser Stelle etwa mit der scholligen Auflösung eines bänderig injizierten Amphibolites in einem sauren Intrusiv verglichen werden.

Um die abgetrennten Schollen, ungeachtet ihrer Richtung, legt sich die weiße, spätige Füllmasse in radial gestellten keuligen Kristallen an, vollständig gleich der Verkittung einer Kalkbreccie durch grobspätigen Kalzit. Dieses reine Anlagerungsgefüge ist von der Richtung der benachbarten Bänderung vollkommen unabhängig und ohne jede Bewegungsmerkmale, es kann also an dieser Stelle auch im unmittelbar benachbarten Bändermagnetit nach Absatz der weißen Spatfülle in den hellen Bändern keine Bewegung mehr stattgefunden haben.

¹⁾ B. Sander, Gefügekunde der Gesteine, Springer, Wien 1930. Das Werk wurde für das Folgende fortgesetzt als Grundlage benützt, so daß bei den einzelnen Stellen nicht mehr besonders darauf hingewiesen wird.

An einer anderen Stelle im Bruch gab es rhythmisch-lagige Sinterbildungen von Magnesit von grobkristallin-strahligem Aufbau, die auch in Drusen endigen können; diese Absätze waren teils der Bänderung parallel eingefügt, also gleichgestellt den hellen Lagen des Bändermagnesits, teils auch haben sie Schollen einseitig umkrustet. Das ungestörte Anlagerungsgefüge war hier noch deutlicher als im vorherbeschriebenen Bild, jede spätere Bewegung in der Bänderung auszuschließen.

Das waren wichtige Hinweise auf eine nichttektonische Entstehungsweise auch der Hauptmasse des Bändermagnesits, aus der eine beliebige Probe gefügestatistisch behandelt wurde, um zu sehen, ob auch hier ungestörte Anlagerungen gefügebildend wirksam waren.

Es konnte von vornherein erwartet werden, daß Magnesit in seinem Gefüge gleiche oder ähnliche Regeln ausbildet, bzw. gefügebildenden Faktoren allgemein gegenüber sich ähnlich verhält wie Kalzit und Dolomit; immerhin war es mindestens wünschenswert, wenigstens zwei Regeln des Magnesits, eine tektonische und eine freie Wachstumsregel, vor der eigentlichen Untersuchung kennenzulernen.

Das Beispiel für die erste mußte in Ermangelung anderer sicherer Magnesittektonite ein Harnischmylonit des Breitenauer Bruches geben.

Das mürbe Stück zeigt eine Schar wellig ausgebildeter Spiegelflächen als vorherrschende Spaltflächen des Gesteins, und unter einem wechselnden Winkel von zirka 70—90° dazu eine zweite, mechanisch weniger betonte Schar gleich ausgebildeter Flächen, ebenfalls wellig und mit Spiegeln; beide lassen eine recht deutliche Riefung etwa normal zur gemeinsamen Schnittgeraden erkennen.

Der Schliff gibt das typische Bild eines nachkristallinen Mylonits mit kaum auflösbarem Femzerreibsel, in dem an sich wenig gestörte Bruchstücke größerer Körner schwimmen; ausgezeichnete Flächen waren im Schliff nicht ersichtlich. Ausgezählt wurden die Achsen der Fragmente, soweit es die Korngröße erlaubte.

Der im Achsendiagramm (Diagramm 1) zum Ausdruck kommende Gürtel läßt in sich gut zwei Maximalbereiche erkennen, die jeder für sich die Zeichnung einer (*ab*)-Fläche normal zu einem zentralen Minimum möglich machen. Die so erhaltenen Flächen stimmen innerhalb der durch die Wellung sich ergebenden Fehler mit dem am Handstück sichtbaren Spiegelflächen überein, wodurch wohl auch die Zulässigkeit dieser Konstruktion belegt wird. Die Schnittgerade der Flächen gibt die Zonenachse *B* des Gürtels; die Riefung geht in beiden Flächen etwa normal *B*, ist also Rillung und das Gestein ein echter Harnischmylonit mit zweisechariger Zerschering an (*hol*)-Flächen, deren eine als bergmännischer Verwerfer „ins Freie führt“.

In diesem Zusammenhange ist nur die Tatsache von Belang, daß auch beim Magnesit die Achsen in einen Kleinkreis um das Lot auf eine Scherfläche eingeregelt werden, analog der Einregelung von *e* des Kalzits in *s*.

Eine Wachstumsregel konnte in den schon erwähnten sinterigen Magnesitabsätzen untersucht werden; Abb. 5, Taf. XII gibt das Übersichtsbild eines Schliffes dieser Bildung und zeigt gut den Lagenbau

und die stengelige Entwicklung der Körner normal zu den Anwachflächen, bzw. den Flächen gleichzeitiger Wachstumsstörung. Es wurden die Achsen der ganzen oberen, grobkörnigen vermutlich stärksten geregelten Schlichthälfte vermessen, nur die pinolitähnlichen Feinkornpartien, soweit sie sich zu kurzen Lagen ordnen und so eine Unterbrechung des Absatzes anzeigen, wurden ausgenommen, weil in ihnen nur weit weniger fortgeschrittene Stadien der Regelung zum Ausdruck kommen können, die durch ihre verhältnismäßig hohe Kornzahl die Regel der Grobkornlagen verfälschen würden; Feinkorn ohne Lagenbau wurde mitgenommen.

Die so erhaltene Regel (Diagramm 2) ist sehr scharf, die Achsen besetzen einen Großkreisgürtel mit deutlichen Untermaxima nach der von Kalzit bekannten Wachstumsregel $c \parallel$ Wand, entsprechend der Aufwachsung flacher Rhomboeder auf der scharfen Kante, wodurch auch die Gefügetracht bestimmt ist; es kommt ohne Störungen lediglich der richtende Einfluß der im betrachteten Bereiche ebenen Wand zum Ausdruck. Diese Regel ist vielleicht nicht die einzige Wachstumsregel eines Magnesitsabsatzes in offenen Klüften, hat aber als solche für das Folgende Bedeutung.

Der Bändermagnetit ist in drei Schlifften gemessen worden, einem parallel der Bänderung und zwei normal dazu. Der Schliff parallel der Bänderung ist möglichst in einer hellen Lage geführt (Diagramm 3), in einem Normalschliff, dem die Abb. 4, Taf. XII entnommen ist, sind helle und dunkle Bänder getrennt ausgezählt (Diagramm 4 und 6), im letzten Schliff nur die hellen Lagen (Diagramm 5). Zur Erkennung der Lagebeziehung der einzelnen Schliffte zueinander ist in jedem der drei hergehörigen Diagramme die Spur der Schlicfebene (= Projektionsebene), der anderen mit Richtungsbezeichnung im Sinne des Beschauers (l. r. o. u.) eingetragen (z. B. l.—Spur 5—r.).

Im Schliff parallel der Bänderung, der fast durchwegs aus Grobkorn ohne dunkle Zwischenmasse besteht, wurden bis zur nötigen Polzahl alle erreichbaren Körner eingemessen, auch solche kleinerer, pinolitartiger Gruppen.

Das Diagramm 3 dafür gibt immerhin deutlich einen Achsengürtel im Großkreis der Projektionsebene mit auffällender, aber noch nicht deutbarer, nahe symmetrischer Anordnung der Untermaxima; es herrscht die Wachstumsregel $c \parallel$ Bänderung; das kleine, fast zentrale Maximum könnte für die an einem Teil der Körner wirksame zweite vom Kalzit bekannte Wachstumsregel $c \perp$ Wand gehalten werden, es wird aber unten durch Überlagerung einer anderen Regel gedeutet werden müssen.

Bei der Einmessung für Diagramm 4 und 5 (normal zur Bänderung) zeigte es sich bald, daß bei Einziehung aller Körner in den hellen Bändern bis zum Pinolitrand (siehe Abb. 4) keine merkbare oder wenigstens eindeutige Regel erhalten wird; Rand- und Mittelpartien der hellen Bänder haben nicht gleichartige Regelung. Zur Trennung der Regeln mußte die Messung gleichsam auf den Mittelfaden beschränkt und die geringere erreichbare Körnerzahl in Kauf genommen werden, ein Nachteil, der allerdings durch die übereinstimmende Regel in den

drei Schliften ausgeglichen wird. Im eigentlichen Mittelfaden wurde jedes Korn eingemessen.

So geben Diagramm 4 und 5 übereinstimmend mit 3 wieder einen breiten, aber doch deutlichen Achsengürtel parallel der Bänderung, die Wachstumsregel $c \parallel$ Wand. Das herausfallende Untermaximum im NW-Quadranten von Diagramm 4 wird unten erklärt werden können.

Die Randstörung der hellen Spatlagen schien von den Pinolitzonen auszugehen, es mußten daher auch diese für sich vermessen werden; Diagramm 6 gibt die bei ihnen auftretende Regel: zwei, hzw. ein doppeltes Maximum mit schwacher Andeutung eines Kleinkreisgürtels der Achsen um ein ebenso schwach angedeutetes Minimum etwa normal der Bänderung; Unterbesetzung etwa normal der Bänderung. Mit der Achsenregel geht eine gewisse Trachtregel parallel, indem gewöhnlich c in einer durch den kürzesten Durchmesser eines Kornes gehenden Ebene liegt.

Die Achsenregel an sich ist sicher, soweit das überhaupt ohne die hier unmögliche Einmessung direkt eingeregelter Flächen erschließbar ist, eine tektonische, vollständig analog der Kalzitregel $e \parallel s$, mit Einregelung der Gleitgeraden in (0112) ohne Beteiligung von Zwillingsschiebungen, wie es zu erwarten war. Durch die Lage des gespaltenen Maximums und die Andeutung des Kleinkreisgürtels von ihm aus sind die tektonischen Bezugsrichtungen leicht ins Diagramm einzutragen. Man kann dann auch, wenn man will, aus dem Diagramm die Andeutung eines gespaltenen, durch die beiden Lappen des Maximums gehenden untergeordneten Gürtels herauslesen, für den ($a c$) die Symmetrieebene ist (b als B).

($a b$) des Diagramms steht um zirka 15° schief zur horizontal gestellten, nur ungefähr feststellbaren Richtung der Bänderung im Schriff, und es fällt auf, daß auch das Diagramm 4 (vom selben Schriff) eine ähnliche Schiefstellung des aktiven Achsengürtels herausgelesen werden kann. Dadurch scheidet das Maximum im NW-Quadranten aus dem Gürtel aus.

Wie in der Abb. 4 gut zu erkennen, bestehen die Randteile der hellen Bänder aus weitergewachsenen Pinolitkörnern der dunklen, und es ist sehr verständlich, daß sich so die Regel der Pinolitlagen noch weit in die hellen Bänder hinein auswirken kann, deren Eigenregel überlagernd; ein ja auch schon von Sander angeführter Fall. Die Regel der Pinolitlagen ist gleichsam das Gesetz der Anisotropie der Wand des aktiven Wachstumsgefüges, und die vom Großkreisgürtel der Achsen abliegenden Maxima in Diagramm 3 und 4 sind als Fortwirkungen dieses Gesetzes in den selbständig geregelten Bereich hinein als Restregel zu begreifen.

Die Stellung dieser gewissermaßen „Reliktmaxima“ kommt im Übersichtsdiagramm der Maxima des Bändermagnesits (Diagramm 7) gut zum Ausdruck; sie liegen nahe den ebenfalls eingetragenen Maxima des Pinolits. Noch deutlicher wird ihre Einordnung, wenn man die aus dem Diagramm erschlossene Ebene ($a b$) der Diagramme 4 und 6 als Bezugsebene der Bänderung verwendet (punktierte Lage).

Diese Schiefstellung des Großkreisgürtels der Achsen im Wachstumsgefüge, bzw. der Kristalle in den hellen Bändern könnte auf monokline

Symmetrie der Lösungszufuhr bei der Bildung, hier aber eher auf eine geringe Bewegung der Gangwände zurückgeführt werden; besser noch auf eine homogene Deformation der Intergranulare, da auch die Pinolitlage davon betroffen ist. Damit steht möglicherweise die Anordnung von Trübungen (Porenreihen?) in den Körnern der hellen Bänder in Zusammenhang, und noch ein anderes Moment weist darauf hin (unten).

Das Übersichtsdiagramm bringt nach Abzug der Restregel aus den Pinolitbändern wieder den Großkreisgürtel der Achsen des hellen Spates gut zum Ausdruck und zeigt auch, daß dessen Untermaxima anscheinend reell sind. Es kann kein Zweifel bestehen, daß die hellen Lagen ein durch spätere Bewegungen unbeeinflusstes Wachstumsgefüge darstellen.

Für den Bändermagnetit als Ganzes ist es auch schwer denkbar, daß sich eine spätere Bewegung auf die dunklen Lagen beschränkt haben könnte, ja, diese Möglichkeit ist auszuschließen, weil beim Auskeilen scharf geregelter Pinolitlagen Störungen im anschließenden hellen Spat fehlen. Der Bändermagnetit ist als solcher kein Tektonit.

Da weiterhin die Menge der hellen Spatbänder die der dunklen Lagen meist überwiegt, ist auch eine sekundäre Bildung der hellen Späte durch Lösungsumsatz aus der Nachbarschaft bei dem Fehlen anregender dauernder Bewegungen nicht denkbar; der Bändermagnetit ist in seiner heutigen Form nur als eine ursprüngliche Magnetitstruktur deutbar. Es kann sich bei den hellen Bändern nur um einen kluffartigen Absatz in einem aufgeblättern schiefriigen Gestein gehandelt haben, wobei in Übereinstimmung mit ähnlichen Ergebnissen an Sideriten¹⁾ eine nicht unwesentliche Volumsvermehrung stattgefunden haben muß.

Die erwähnte Kornschiefstellung könnte als Auswirkung der die Aufblätterung verursachenden und begleitenden Spannungen verstanden werden.

Das Bemerkenswerte zweier in Lagen abwechselnder, grundsätzlich verschiedener Gefügeregeln in einem monomineralischen Gestein verlangt noch kurze Überlegungen über das Zustandekommen der tektonischen Regel in den dunklen pinolitischen Lagen.

1. Die einfachste mit den Tatsachen vereinbare und der gebräuchlichen Vorstellung bei ähnlichen Verhältnissen auf anderen Lagerstätten entsprechende Annahme über deren Zustandekommen wäre die, daß die Magnetitbildung hier in zwei Generationen vor sich gegangen ist, einer ersten, die den Magnetit der dunklen Lagen, und einer zweiten, die den der hellen Spatlagen entstehen ließ. Zwischen beiden, oder in den Absatz der ersten Generation eingreifend, müßte dann eine Phase der Durchbewegung liegen, die das primäre Gefüge des ersten Magnetits umformte und schließlich die Räume für den Absatz des hellen Spates in offenen oder virtuellen Klüften schuf. Auch in diesem Falle ist der fertige Bändermagnetit kein Tektonit.

¹⁾ A. Kern, Zur geologischen Neuaufnahme des steirischen Erzberges; Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch Leoben, 75. Bd., 1927.

F. Angel, Über Gesteine vom steirischen Erzberg; Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, 64/65. Bd., 1929.

K. A. Redlich und K. Preclik, Zur Tektonik und Lagerstätten-genese des steirischen Erzberges. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien, 1930.

Für den die Regel der Pinolitlagen bedingenden Umformungsakt kann weiterhin die Angabe gemacht werden, daß er vorkristallin ist in bezug auf die letzte Kristallisation in diesen Lagen; man kann weiter festlegen, daß diese Regel nur durch Abbildungskristallisation erhalten sein kann, denn die bekannte Art der Kornbindung in den Pinoliten (siehe Abb. 4) verlangt nicht nur Rekristallisation, sondern auch wesentliches Wachstum der Kristalle nach der Durchbewegung in einem Scherungs-s, das ja aus dem Diagramm 6 ablesbar ist. Das Pinolitgefüge ist als typisch kristalloblastisch bekannt.¹⁾

Damit könnte man auch die sichtbare Regel auf eine Regelung von „Keimen“, allerdings nur im Sinne wesentlich kleinerer Individuen, beziehen. Bei der Vorstellung einer metasomatischen Bildung der Magnesitkörner (die schließlich auch bei der Eklettogenese nach Mohr zu fordern ist) ist aber theoretisch nicht unbedingt zu verlangen, daß diese geregelten „Keime“ tatsächlich auch schon Magnesit waren, sondern es ist auch denkbar, daß bei der baulichen Verwandtschaft der rhomboedrischen Karbonate das feine Korn des verdrängten Kalkes oder Dolomits als „Keim“ die Orientierung der aufsprössenden Magnesitkörner regelt. Richtig gesagt, daß hier die von Sander schon erörterte „Regelung nach dem Baugrund“ zur metasomatischen Erhaltung einer dem „Baugrund“ vorher aufgeprägten Gefügeregel geführt haben kann.

2. Besteht also theoretisch die Möglichkeit, daß die verschiedenartige Regelung in den verschiedenen Lagen des Bändermagnesits dadurch zustande kommt, daß in den Pinolitlagen die metasomatisch übernommene Regel des umgewandelten Dolomit- oder Kalkgesteins sichtbar wird, während die hellen Bänder als Klustabsatz ihre eigene Regel entwickeln konnten. Beide können Wachstumsgefüge sein, eben in verschiedenartig anisotropem Feld, und der gesamte Bändermagnesit kann durch einen einzigen Vorgang gebildet sein.

Die gesamte Durchbewegung des Gefüges könnte vormagnesitisch sein, nur vielleicht Restspannungen aus der wahrscheinlich unmittelbar vorhergehenden Bewegungsphase hätten bei Stoffzufuhr die Aufblätterung der Schiefer und die Lockerung des Brecciengefüges bedingt.

Diese Entstehungsart der Regelung in den dunklen Lagen ist meines Erachtens sofort anzunehmen und ist anderen Erklärungen weitaus vorzuziehen, wenn eine so weitgehende Erhaltung einer vorhandenen Kornbauregel beim Ersatz verschiedener Karbonate einmal grundsätzlich nachgewiesen ist.

Die Versuche in dieser Richtung sind bis jetzt über Hinweise nicht hinausgekommen, weil die bisher zur Verfügung stehenden Stücke keine eindeutigen Schlüsse gestattet haben. Am aussichtsreichsten erscheinen Sideritverdrängungsstufen trotz der durch die kontinuierliche Wanderung der Achsen in den Körnern bedingten Unannehmlichkeiten bei der Messung und Zählung. Verdränger und Verdrängtes muß auf engem Raum womöglich in einem Stück orientiert zu entnehmen sein, beide

¹⁾ W. Petraschek, Metallogenetische Zonen in den Ostalpen; Comptes rendu des XIV. Internationalen Geologen-Kongresses, Madrid 1926.

in fedorowierbarer Korngröße, Metasomatose darf sich nicht mit Hohlraumausfüllung überlagern und jede nachmetasomatische Bewegung muß von vornherein aus dem Handstückbefund auszuschließen sein. Die Regel des Ausgangsgesteins soll einfach und scharf sein, da nach bisherigem Einblick niedere Regelungsgrade nur näherungsweise übernommen werden und wahrscheinlich alle Regeln etwas flauer zum Ausdruck kommen werden.

Im Breitenauer Bruch ist der einzige Rest nicht verdrängten Ausgangsgesteins ein Bänderdolomit, der am Nordende des Bruches in den höheren Etagen ansteht und dort in seinem Streichen durch Vermittlung unreiner Dolomit-Magnesit-Gesteine in groben Spatmagnesit übergeht, bzw. von ihm abgeschnitten wird. Der Bänderdolomit ist als Zwickel an den hauptsächlich von Tonschiefern umschlossenen Stock angegliedert.

Der Bänderdolomit hat den Habitus des Schöckelkalkes in Körnung und Art der Bänderung und läßt wie dieser die Gefügebildung durch Faltung und Plättung ablesen. Die Durchbewegung ist nach den Verbandsverhältnissen älter als die Magnesitbildung, und es bleibt natürlich offen, ob er nicht überhaupt erst in dieser Phase aus einem Bänderkalk zu einem Dolomit wurde.¹⁾ Denn die seltenen Dolomite dieser tieferen Gesteinsreihe des Hochlantschgebietes sind nicht als Bänderdolomite entwickelt, während Bänderkalke neben Kalkschiefern häufig sind und auch tektonisch dem Schöckelkalk gleichgestellt werden können.²⁾

Es wurden wieder nur Achsen eingemessen, soweit es die Korngröße erlaubte; das erhaltene Diagramm (Diagramm 8) gibt einen zerschlissenen Gürtel mit zwei Maximalbereichen, deren jeder allenfalls auch auf eine eigene *s*-Fläche, die nicht mit der Bänderung zusammenfällt, bezogen werden kann. Das *B*-tektonische Bild paßt ganz gut zur Entstehungsgeschichte des Gesteins.³⁾

Die Regel der Pinolitlagen des Bändermagnesits geht nun sicher nicht auf die eines solchen Bänderdolomits zurück, denn auch für das Ausgangsgestein müßte die Einmaligkeit des Achsenmaximalbereiches typisch sein. Eine Analogie konnte aber eigentlich auch nicht erwartet werden, denn die Bänderung des Dolomits ist nicht gleichzeitig ausgesprochene Spaltfläche, so daß dieser nicht zu einer solchen Aufblätterung geeignet ist, wie sie für das Ausgangsgestein des bänderigen Magnesites nach obigen gefordert werden muß. Wohl aber konnte ein solcher Dolomit Ausgangsgestein sein für die eingangs erwähnten feinpinitischen Schollen, die wohl eben wegen des Fehlens einer ausgezeichneten Spaltbarkeit in *s* zustande gekommen sind.

1) Das entspräche der Redlichschen Auffassung; daß Magnesit und begleitender Dolomit sich in einer Phase unmittelbar aus dem Kalk bilden. Diese Umwandlung wäre ebenfalls bereits eine metasomatische Regelübernahme, nur ist sie an dieser Stelle mangels anschließender Kalke nicht belegbar.

2) 8 Autoren, Die geologische Karte der Hochlantschgruppe in Steiermark; Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, 64./65. Bd., 1929.

3) E. Clar, Zum Kapitel Lösungsumsatz in Kalken. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Beilage-Bd. LX, Abt. B, 1928.

Die Auszählung einer solchen feinpinitischen Scholle, u. zw. mit quergestellter interner Bänderung, ergab nun tatsächlich, wie das Achsendiagramm (Diagramm 9) zeigt, *B*-tektonische Regelung; eine Übereinstimmung in Einzelheiten konnte natürlich hier nicht erwartet werden.

Kann man also hier ein Gestein ähnlich dem Bänderdolomit als Grundlage annehmen, so findet sich eine solche für den Bändermagnesit leicht in den in der näheren und weiteren Umgebung des betrachteten Magnesitbruches weit verbreiteten Schieferkalken und Kalkschiefern, die in dieser Schichtenfolge jeden anderen Kalkzug begleiten und die die oben geforderte ausgezeichnete Spaltbarkeit in *s* aufweisen.

Ein Beweis dafür, daß für die früher gebrachte Vorstellung einer Regelungsübernahme hier auch tatsächlich zutrifft, kann in diesen noch sehr rohen Parallelen freilich nicht gesehen werden, sie kann vorerst nur als Möglichkeit betrachtet werden und es muß genügen, wenn sich aus den Beobachtungen in der Lagerstätte bloß Anhaltspunkte für sie und keine Schwierigkeiten ergeben.

Es braucht nicht wunderzunehmen, wenn in unserem Falle gerade der Zusammenhang der Kalkschiefer mit dem Magnesit verloren gegangen ist. Denn die Magnesitisierung setzt zweifellos auch bei den Bändermagnesiten die Fähigkeit zu Gleitungen in *s* ganz bedeutend herab, wie sie ja überhaupt *s*-zerstörend wirken kann, und schafft dadurch gewaltige Unterschiede im Verhalten gegenüber Schubbewegungen zwischen dem Magnesit als Masse und den leicht gleitenden Kalkschiefern.

Eine scharfe Gegenüberstellung des tektonischen Verhaltens einer Magnesitmasse gegenüber anderen Gesteinen ermöglicht auch erst, einen scheinbaren Widerspruch aufzuklären, der sofort in die Augen springt und deshalb hier schließlich noch behandelt werden muß. Die Spatmagnesite vom Typus Veitsch, und das gilt auch für die Lagerstätte in der Breitenau, die hier allein berücksichtigt wird, sind, wie Redlich für das Semmeringgebiet betont hat, prätektonisch (nicht im Gefüge, aber als Lagerstätte!), d. h. ein Teil der im Bau des Gebietes sichtbaren Tektonik ist jünger als sie. Wir sagen nicht „Haupttektonik“, denn wenn wir, und wohl mit Recht, die Entstehung der Kalkbänderung als stärkste tektonische Gefügeumbildung der Kalke mit der Haupttektonik gleichsetzen, so ist die Magnesitisierung entsprechend der Auffassung von Petraschek in unserem Fall jünger, weil sie bereits den Bänderdolomit ergreift.

Trotzdem kann es bei Betrachtung der Randpartien des Stockes nicht zweifelhaft sein, daß nicht unbedeutende spätere Bewegungen stattgefunden haben (siehe die Ahb. 3, Taf. XI). Nur haben sie in unserem Falle, wie die Gefügeuntersuchung gezeigt hat, wenigstens einen Großteil des Stockes, die Bändermagnesite nicht betroffen, sondern sind in der Gefügebeeinflussung auf die äußersten Ränder beschränkt und hier anscheinend durchwegs nachkristallin in bezug auf die Kristallisation = Bildung der Magnesite geblieben.

Die wohl immer tektonisch zu erklärende stockartige Form auch dieser Magnesitlagerstätte kann nicht durch eine zur Linsenbildung führende Durchbewegung zustande gekommen sein, wie das auch

angenommen wurde; eine solche ist ohne Beeinflussung des Gefüges undenkbar.

Auch Magnesitisierung bereits von einander getrennter Kalklinsen (Redlich, Petraschek) genügt in unserem Falle für die Erklärung der Lagerstättenform nicht, weil die Kalke und Kalkschiefer in der nördlichen Hochlantschbasis nie auch nur annähernd ähnlich gedrängte Formen aufweisen.¹⁾

Stellt man sich hingegen einen Kalkzug vor, der nur örtlich, etwa auf kurze streichende Erstreckung, aber in ganzer Mächtigkeit²⁾ (an tektonischen Lockerungszonen?) in Magnesit umgewandelt und dadurch in diesen Bereiche seiner Gleitfähigkeit verlustig gegangen ist, so ist es aus den Unterschieden im mechanischen Verhalten sehr gut zu verstehen, wenn bei tektonischen Bewegungen die Kalke und Kalkschiefer sich aus dem Verbands mit dem Magnesit lösen und abgeschleppt werden. Der Magnesit bleibt trotz Verfrachtungen ein tektonischer Block ohne innere Durchbewegung, bleibt je nach dem Grade von Abspaltungen eine unregelmäßig rundliche Knolle und sein internes Parallelgefüge mag, wie stellenweise in Breitenau, diskordant zur äußeren Begrenzung gehen, da es ja mit der heutigen Tektonik nichts mehr zu tun hat.

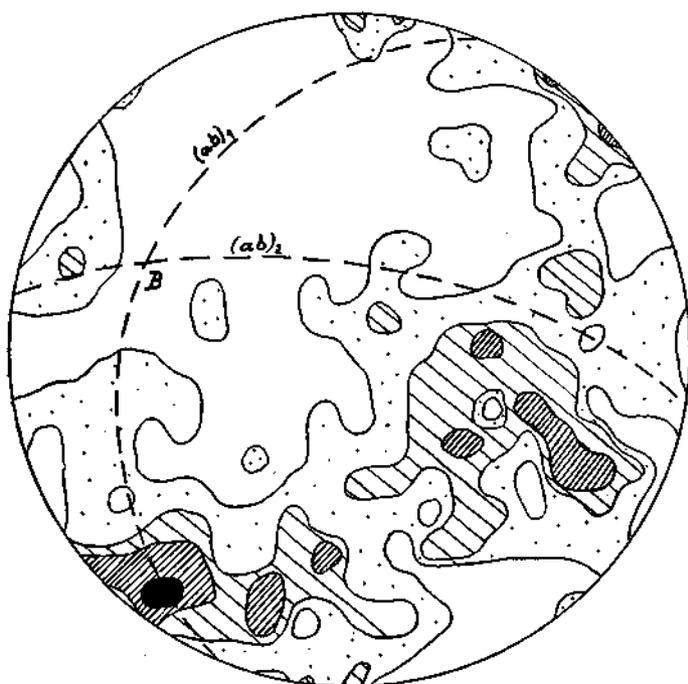
Mit dieser Abänderung der gebräuchlichen Vorstellung einer metasomatischen Entstehung auch dieser Spatmagnesitlagerstätte lassen sich die beobachteten Gefügebilder der Bändermagnesite in sie sehr gut, besser als in andere genetische Vorstellungen, einfügen.

Diagramme.

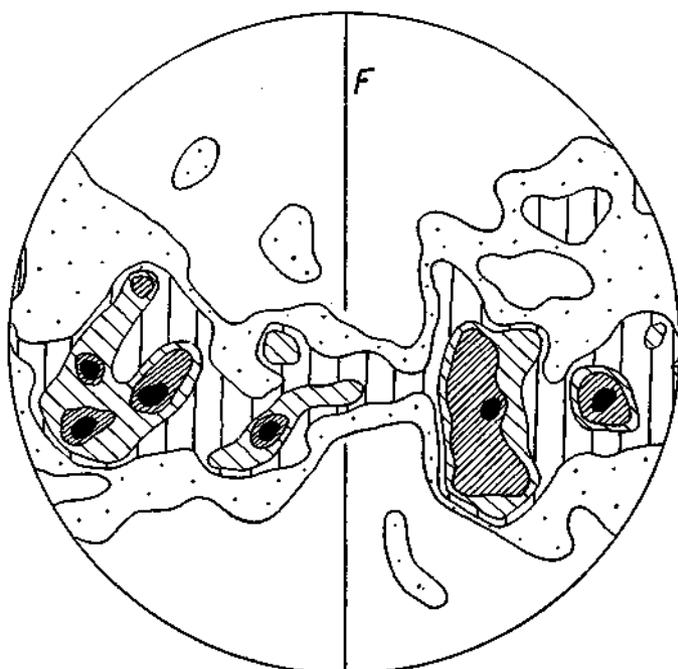
1. Nachkristalliner Harnschynylonit von Spatmagnesit; 193 Achsen, $\succ 4-3-2-1-0$.
 2. Sinteriger Magnesitabsatz, Schliff der Abb. 5, Taf. XII, grobe Lage der oberen Schlichthälfte; Schnitt nahe \perp Wand, F Stengelachse. 192 Achsen, $6-5-4-3-2-1-0$.
 3. Bändermagnesit, helle Lage, Schnitt parallel der Bänderung, 208 Achsen ohne Wahl, $\succ 3-2-1-0$.
 4. Bändermagnesit, Schliff der Abb. 4, Taf. XII, \perp Bänderung, mittlere Körner der hellen Lagen, 113 Achsen, $\succ 4-3-2-1-1/2-0$.
 5. Bändermagnesit, \perp Bänderung, zirka 60° zu Diagramm 4, mittlere Körner der hellen Lagen, 116 Achsen, $\succ 4-3-2-1-1/2-0$.
 6. Bändermagnesit, Schliff wie Diagramm 4, \perp Bänderung, Pinolitlagen, 211 Achsen, $5-4-3-2-1-0$.
 7. Übersichtsbild der Achsenmaxima im Bändermagnesit (Diagramme 3–6). Maxima von Diagrammen 4–6 rotiert nach Diagramm 3 (Bänderung). \circ aus Diagramm 3, \bullet aus Diagramm 4, \odot aus Diagramm 5, \otimes aus Diagramm 6. \circ abliegende Maxima aus Diagramm 4 und 6 bei Rotation von (a b) dieser Diagramme in die Projektionsebene.
 8. Bänderdolomit, Schnitt annähernd \perp Bänderung, 205 Achsen, $4-3-2-1-0$.
 9. Feinpinolitische Magnesitscholle mit interner Bänderung. Schnitt annähernd \perp Bänderung. 240 Achsen, $4-3-2-1-0$.
- Alle Diagramme sind anzehzt mit $1/10$.

1) 8 Autoren, Die geologische Karte der Hochlantschgruppe in Steiermark; Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, 64./65. Bd., 1929.

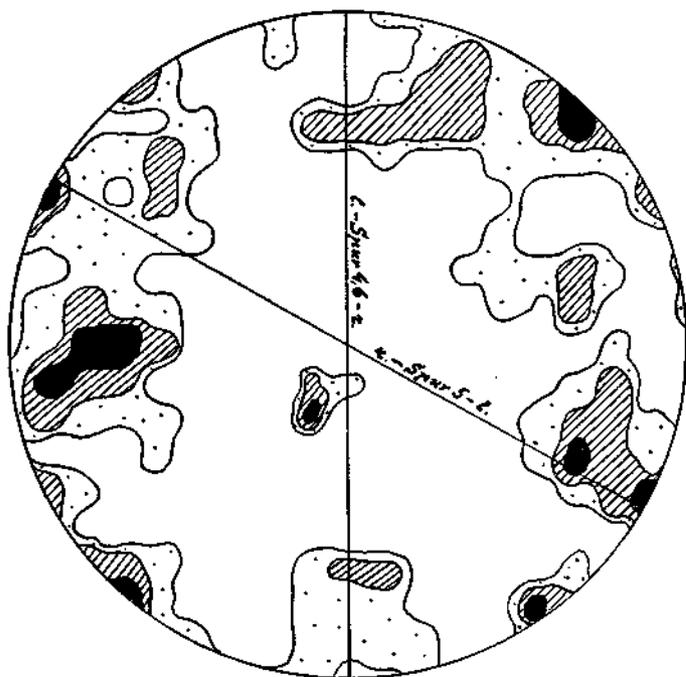
2) Vgl. das Verhältnis von Mächtigkeit zu streichender Ausdehnung einiger Magnesitstücke bei Mohr I. c.



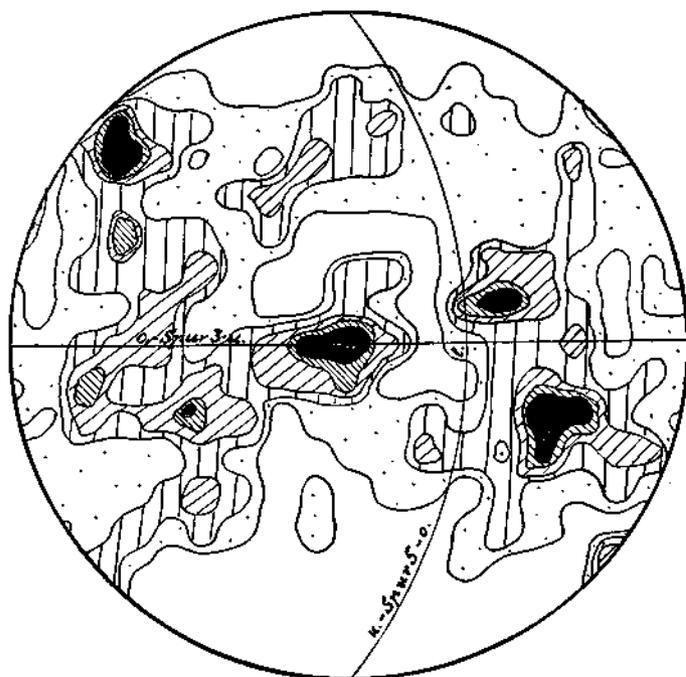
D. 1.



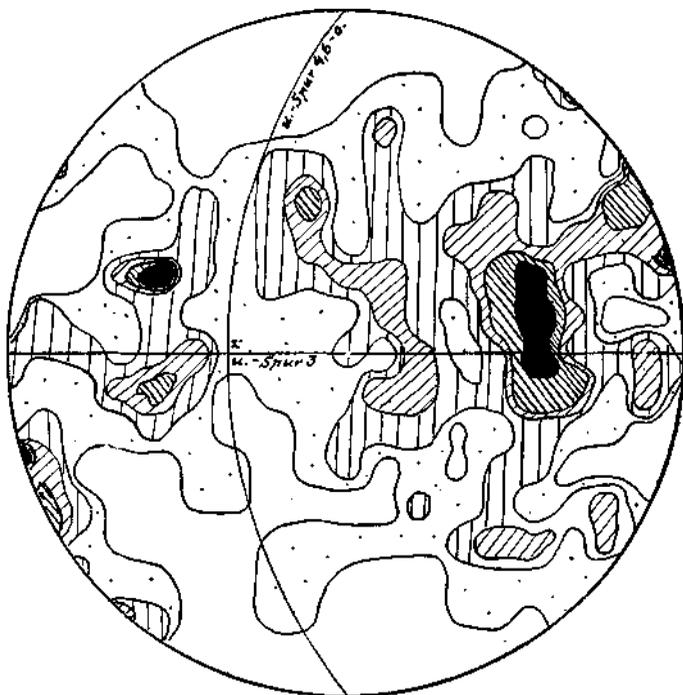
D. 2.



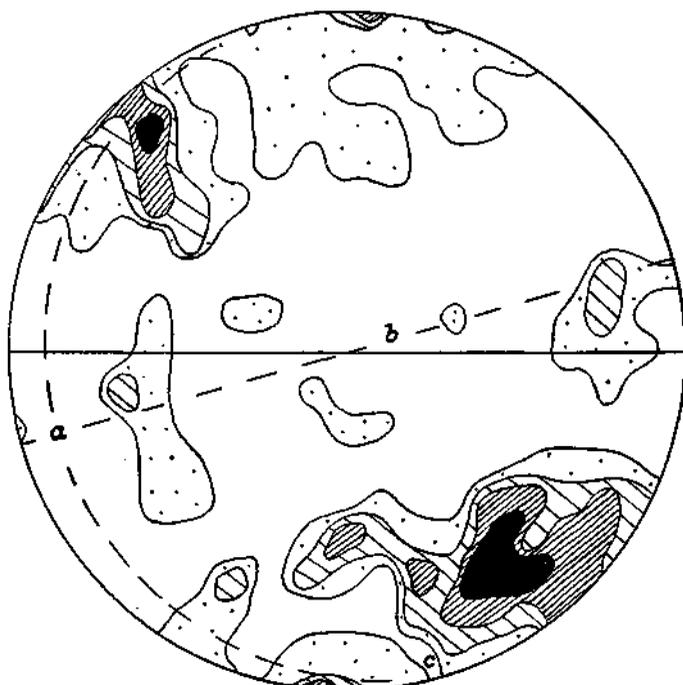
D. 3.



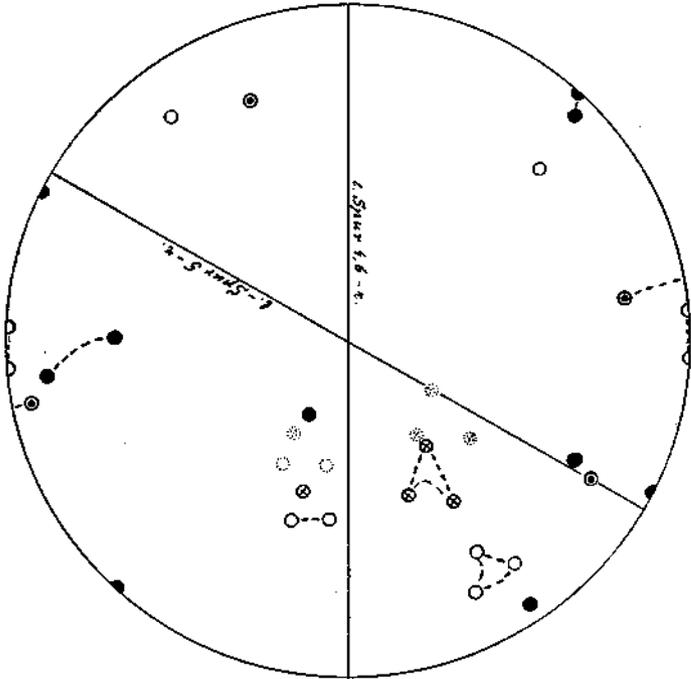
D. 4.



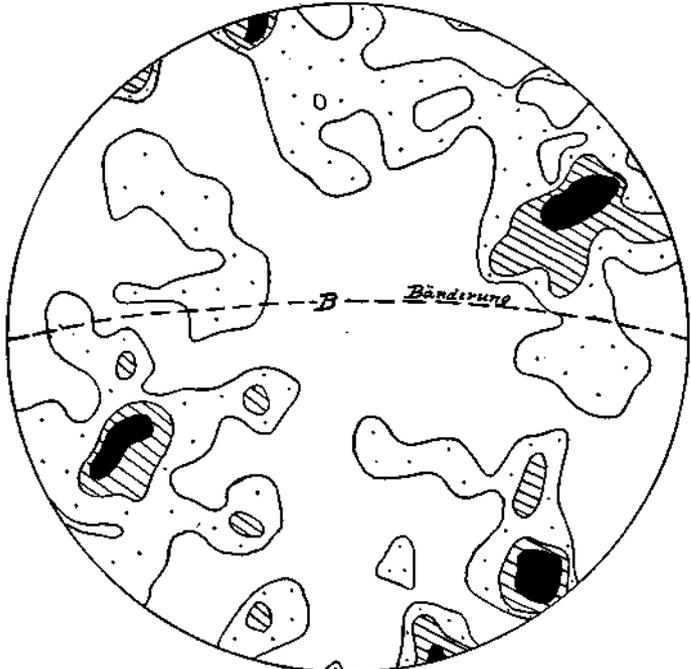
D. 5.



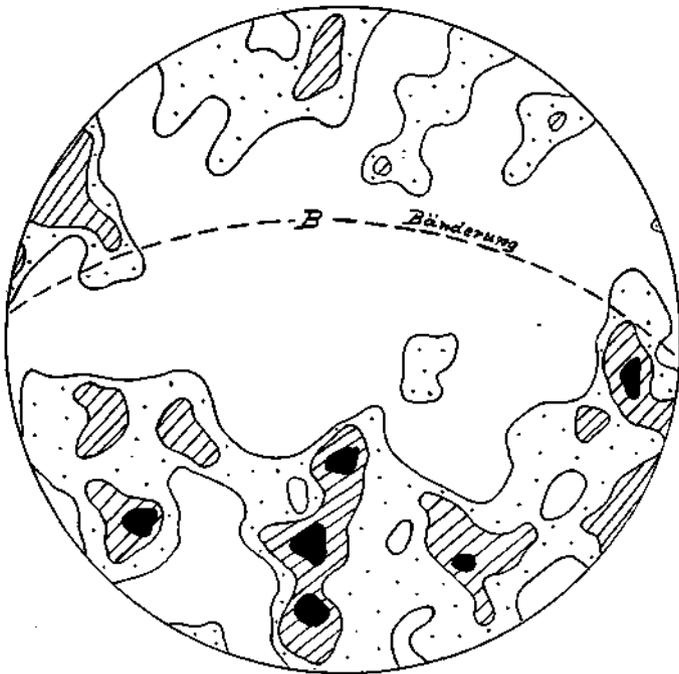
D. 6.



D. 7.



D. 8.



D. 9.

Tafelerklärung.

- Abb. 1. Aufschluß im Breitenauer Magnesitbruch auf Etage 5; vom unteren Bildrand zur Mitte zieht Bändermagnesit mit unregelmäßigem Lagenbau, in der Bildmitte werden die dunklen Bänder plötzlich breit, schollenartig; oben und links unten zahlreiche Schollen von dunklem, feinpulverischem Magnesit, eingebettet in weißen Spatmagnesit. Bildhöhe etwa 2 m.
- Abb. 2. Bändermagnesit, angeschliffenes Stück; es soll zeigen: Anhalten oder Auskeilen, auch Verdrehung der dunklen, feinkörnigen Bänder; gröberes Korn bei teilweise symmetrischer Gangstruktur in den hellen Bändern. Etwa natürliche Größe.
- Abb. 3. Aufschluß der Basis des Breitenauer Magnesitstockes auf Etage 8; Magnesit stößt an Kluft- und Harnischflächen gegen verquälten Graphitschiefer ab; nachmagnesitische Schollenbewegung. Bildhöhe etwa 3 m.
- Abb. 4. Dünnschliff eines Bändermagnesits, Übersichtsbild; Pimolitegefüge in den dunklen Bändern mit Weiterwachsen randlicher Körner in den Bereich der hellen Bänder; hier Neigung zu stengeliger Kornentwicklung normal zur Bänderung. Schliff von Diagramm 4 und 6. Vergrößerung etwa 7fach.
- Abb. 5. Dünnschliff einer Sinterbildung von Magnesit, Übersichtsbild; Lagenbau, stengelige Kornform normal zur Aufwachswand. Wachstum von unten nach oben. Vergrößerung etwa 7fach.



Abb. 2.



Abb. 3.



Abb. 1.

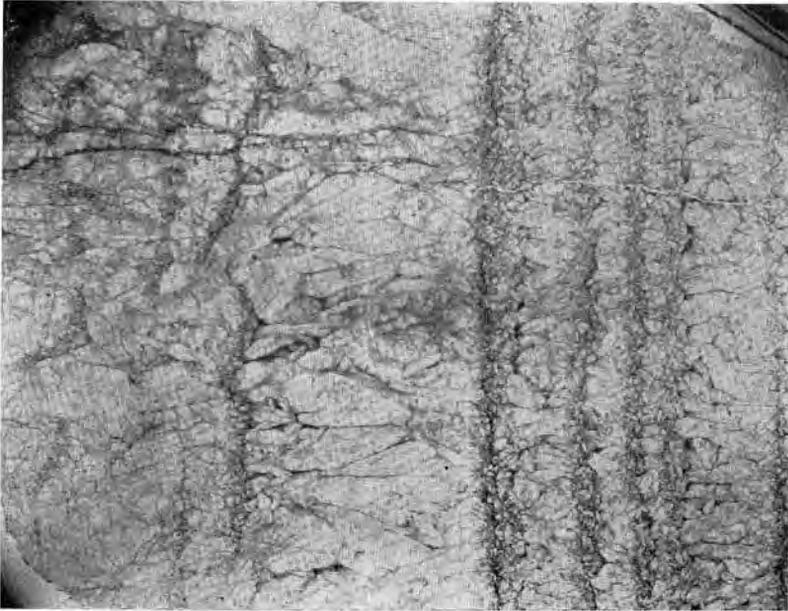


Abb. 5.



Abb. 4.



H. Fietze

Zur Erinnerung an Emil Tietze.

Von Wilhelm Hammer.

Mit einer Bildnistafel.

Wie ein hoher alter Eichbaum inmitten jüngeren Waldes, so stand E. Tietze in seinen letzten Lebensjahren im Kreise der heute tätigen Wiener Geologen, denn außergewöhnlich lang war es ihm vergönnt gewesen, am gleichen Ort und im selben Beruf zu wirken und noch ein Dutzend Jahre darüber hinaus vom ruhigen Alterssitze aus dem Treiben der Nachkommenden zuzusehen.

Unmittelbar nach Abschluß seiner Hochschulstudien trat er in den Dienst jenes wissenschaftlichen Institutes, dem er durch volle 48 Jahre, länger als je bisher ein anderes Mitglied desselben, angehörte und das durch 16 Jahre zu leiten er berufen war.

So reicht sein Wirken an der Anstalt aus einer Zeit, für die kein Augenzeuge an der Anstalt mehr lebt, bis in die nahe Vergangenheit, und es spiegelt sich in seinem Leben eine lange Epoche der Geschichte österreichischer Geologie, an deren Verlauf Tietze selbst lebhaften Anteil genommen hat.

Sowohl die Achtung vor der starken und eigenartigen Persönlichkeit und die Pietät gegenüber dem langjährigen Mitglied und Leiter des Institutes als auch seine Stellung in der Entwicklung der österreichischen Geologie laden dazu ein, das Leben und Wirken dieses bedeutenden Mannes uns in geschlossenem Bilde nochmals in die Erinnerung zurückzurufen.

Es sollen hier nur die größeren, kennzeichnenden Züge des Bildes umrissen werden; manches, das durch die Jahre an Bedeutung verblühen ist, so sehr es auch seinerzeit den Erlebenden bewegt haben mag, und anderes, das nur untergeordneten zeitlichen Vorfällen entsprang, muß hier übergangen werden.

Lebenslauf und amtliche Tätigkeit.

Emil Tietze wurde, wie er selbst in einer hinterlassenen Handschrift berichtet, am 15. Juni 1845 in Breslau als Sohn eines Fabrikanten geboren und besuchte dort zuerst eine Realschule, dann das Magdalenyngymnasium, an dem er Ostern 1864 die Reifeprüfung ablegte. Er studierte hierauf in Breslau und in Tübingen an der Universität zwei Jahre Naturwissenschaften und wandte sich schließlich in Breslau ganz dem Studium der Geologie zu, wo er bei Professor F. Römer mit der Dissertation „Über die devonischen Schichten von Ebersdorf unweit Neurode in der Grafschaft Glatz“ im Jahre 1869 das Doktorat der Philosophie erwarb (1 u. 2).¹

¹ Die Zahlen in Klammern beziehen sich auf das angeschlossene Schriftenverzeichnis Tietzes.

Noch im gleichen Jahre wurde er zum Korrespondenten der Wiener Geologischen Reichsanstalt ernannt und über Vermittlung seines Landmannes G. Stache 1870 in den Verband der Anstalt aufgenommen, zunächst als Volontär und kurz darauf als Praktikant, als welcher er in diesem Jahre auch seine Aufnahmestätigkeit begann.

Direktor Wilhelm v. Haidinger war erst zwei Jahre vorher in den Ruhestand getreten und Franz v. Hauer, der schon seit Gründung der Anstalt Seite an Seite mit ihm geplant und gearbeitet hatte, Direktor geworden.

Wenn auch bei der Gleichstrebigkeit beider der Direktionswechsel keine Änderung in dem Hauptziele und dem Arbeitsgeiste der Anstalt mit sich brachte, so bildete dieser Zeitpunkt doch einen Abschnitt in dem Entwicklungsgange der Anstalt, der einen äußeren Ausdruck in dem von 1867 bis 1871 erfolgten Erscheinen der Hauerschen Übersichtskarte der Monarchie fand. Sie war ein Endergebnis und Symbol für die Tätigkeit in den ersten zwei Jahrzehnten des neugegründeten Reichsinstitutes, welche der großzügigen, übersichtlichen Durchforschung der ganzen Monarchie gewidmet gewesen waren. Es war die Grundlage gelegt worden für die Kenntnis der Formationen Österreich-Ungarns und ihrer Verbreitung und mit der Übersichtskarte der Rahmen aufgestellt worden, innerhalb dessen die weitere Vertiefung und Ausarbeitung durchzuführen war.

Jeder der an dem Zustandekommen des Kartenwerks beteiligten Geologen hatte weite und verschiedenartige Ländergebiete durchstreifen können, ähnlich den Entdeckungsreisen in wenig oder gar nicht erforschten fremden Ländern. Den Nachkommenden fiel nun die Aufgabe zu, das noch sehr weitmaschige Bereisungsnetz zu verengen, was naturgemäß für den einzelnen Geologen eine Einschränkung des Arbeitsfeldes auf ein bestimmtes Land oder eine größere geologische Einheit auf eine Reihe von Jahren hinaus mit sich brachte. Von Spezialaufnahmen im heutigem Sinn waren diese Bearbeitungen allerdings noch weit entfernt. Es waren Übersichtsaufnahmen mit der damals im Erscheinen befindlichen Spezialkarte 1 : 75000 als topographische Unterlage. Gelegenheit zu wichtigen neuen Funden, unerforschte Landesteile zur erstmaligen näheren Erkundung boten sich noch reichlich.

Für einen eben erst in das wissenschaftliche Berufsleben eintretenden Geologen war es sicher außerordentlich wertvoll und anregend, in einer solchen Epoche lebhafter Entfaltung der Landesaufnahme und unter der Leitung einer so überragenden und von großen Arbeitsplänen erfüllten Persönlichkeit wie Fr. v. Hauer den Dienst an der Anstalt antreten zu können.

Die erste Aufgabe, welche Tietze zufiel, war die Teilnahme an der Aufnahme der Militärgrenzgebiete im Banat und in Kroatien in der Abteilung des Chefgeologen Foetterle. Den Aufenthalt im Banat benützte Tietze auch zu einem Besuch der angrenzenden Teile von Serbien.

Außerdem besichtigte er 1870 in Weiterführung seiner für die Doktordissertation unternommenen Studien in den paläozoischen Formationen das Grazer Paläozoikum und paläozoische Gebiete Kärntens.

Von 1873 bis 1875 erfolgte eine Unterbrechung seiner Aufnahmearbeiten durch eine Reise nach Persien, die er 1873 im Auftrage einer englischen Unternehmung (Baron Reuter) antrat. Als die Unternehmung 1874 ihre Arbeiten in Persien einstellte, wurde er durch Vermittlung des österreichischen Gesandten in Teheran in den Dienst der persischen Regierung gestellt, in welchem er über ein Jahr verblieb. Tietzes Tätigkeit in Persien war geteilt zwischen der Ausführung der ihm zuteil gewordenen Aufträge praktischer Richtung und den eigenen wissenschaftlichen Studien. Es befaßte sich hauptsächlich mit der Untersuchung des Albursgebirges und bereiste auch Teile des zentralen Persien (Isfahan und Chonsar) sowie die nördlichen Teile der großen Salzwüste. Bei der Einreise von Tiflis her, hatte er einige Teile der Provinz Aserbeidschan kennen gelernt, während er die Rückreise über Baku benutzte, um die Gegend von Krasnowodsk, Teile des Kaukasus und einige türkische Küstenstädte in Kleinasien aufzusuchen.

Im November 1875 kam er wieder in Wien an.

Von nun an verlief seine antliche Laufbahn ununterbrochen ihren normalen Gang, der ihn bis zur ersten Stelle im Beamtenkörper der Reichsanstalt führte.¹⁾ Noch 1875 wurde er zum Adjunkten ernannt, 1877 zum Geologen und 1885 zum Chefgeologen. 1901, nach dem Übertritt Mojsisowics' in den Ruhestand, wurde er als rangältester Chefgeologe zum Vizedirektor bestellt und schon im folgenden Jahr, am 16. Juli 1902 übernahm er von seinem Freund und Vorgänger Guido Stache die Direktion, die er nun bis Ende Dezember 1918 innehatte, eine wenig kürzere Zeit als die Direktionszeit von Haidinger und von Hauer.

Nach der Rückkehr aus Persien erhielt Tietze Galizien als Arbeitsfeld für seine weitere Aufnahme Tätigkeit zugewiesen, wobei er der II. Sektion, die von dem Chefgeologen C. M. Paul geleitet wurde, zugeteilt wurde und mit diesem zunächst die ostgalizischen Karpathen zu untersuchen hatte. Von 1882 an leitete er selbst die IV. Sektion. Die Kartierung der Karpathen und ihres podolischen Vorlandes bis an die russische Grenze bildete nun, mit kurzen Unterbrechungen, durch 13 Jahre den Gegenstand seiner Aufnahme Tätigkeit, die für dieses Gebiet schließlich mit der Bearbeitung einer Übersichtskarte von Galizien (die nicht im Druck erschienen ist) beendet wurde.

Als die Geologen der Reichsanstalt ihre Aufnahmen in Galizien im Maßstab 1:75.000 zu Ende gebracht hatten, übernahm der galizische Landesausschuß im Verein mit der Akademie der Wissenschaften in Krakau die Herausgabe geologischer Spezialkarten von Galizien in die eigene Hand. Nur zwei von Uhlig aufgenommene Kartenblätter aus den galizischen Karpathen erschienen später im Farbendruck im österreichischen Kartenwerk. Im übrigen blieben die Aufnahmen Tietze's ebenso wie die seiner Arbeitsgefährten ungedruckt in der Kartensammlung der Anstalt und werden auch jetzt noch — nach 4—5 Jahrzehnten — für manche Gegenden nicht selten noch verlangt.

¹⁾ Eine Anfang der Achtziger Jahre an ihn ergangene Berufung an die Lehrkanzel für Geographie in Bonn lehnte er ab.

Die Weiterführung seiner Aufnahmen gegen Westen führte Tietze hierauf, von 1889 an, zu ausgedehnten Kartierungen in Mähren, denen er bis 1901 oblag. Er kartierte hier die Blätter Olmütz, Landskron—Mähr.-Trübau, Freudental und Brüsaus-Gewitsch (zusammen mit Rosiwal). Die Fertigstellung dieser Blätter fiel schon in die Zeit, als Direktor Stur und Stache die Vorbereitungen zur Veröffentlichung der Karten in Farbendruck trafen, so daß Blatt Olmütz 1894 als Gegenstand der ersten Versuchsdrucke gewählt wurde. Dieses und Blatt Freudental erschienen dann auch in der 1. Lieferung des Kartenwerkes, die anderen bald darauf.

Mit dem Beginn der Vorbereitungen für den Wiener Geologenkongreß und mit der gleich darauf erfolgten Übernahme der Direktion endete seine Arbeit im Felde.

Eine Aufnahmsaufgabe besonderer Art war E. Tietze 1879 zugefallen, indem er, E. v. Mojsisovics und A. Bittner über Wunsch des k. u. k. gemeinsamen Ministeriums beauftragt wurden, eine geologische Übersichtsaufnahme von Bosnien und der Herzegovina durchzuführen, Länder, die, wie Hauer in seinem Berichte schrieb, damals „die in geologischer Hinsicht am wenigsten bekannten in Europa, eine wahre terra incognita“ waren, da man sogar von den übrigen Teilen des Balkans noch mehr Kenntnis besaß. Weil die Aufnahme in einem Sommer durchzuführen war, dabei aber ein Gebiet so groß wie Böhmen und Sachsen zusammen betraf, das überdies schwer zu bereisen war, bildete sie ein würdiges Gegenstück zu den ersten Pionieraufnahmen der Reichsanstalt in Siebenbürgen oder anderen entlegeneren Provinzen der Monarchie. Tietze fiel die Bereisung des nordöstlichen Bosnien zu. Als Frucht der Arbeit der drei genannten Reichsgeologen konnte Hauer bereits in der Jahressitzung Anfang Jänner 1880 eine Übersichtskarte beider Länder im Maßstab 1:300.000 vorlegen. Ein ähnlicher Auftrag wurde Tietze 1881 zuteil, als der k. u. k. Minister des Äußeren die Geldmittel für eine geologische Übersichtsaufnahme von Montenegro bewilligte und die Akademie der Wissenschaften Tietze damit betraute. Die Karte 1:450.000 erschien 1884 in Begleitung einer längeren Abhandlung (99)

Über die wissenschaftlichen Ergebnisse von Tietzes Aufnahmetätigkeit wird weiter unten berichtet werden.

Das Vierteljahrhundert, in dem Tietze seinen Aufnahmen in Galizien und Mähren oblag, bildet einen besonderen Abschnitt in der Geschichte der Landesaufnahme durch die Reichsanstalt: Es war die Zeit der ersten blattweisen Spezialaufnahmen großer Teilgebiete von Österreich — Ungarn wurde seit 1869 von einer eigenen Landesanstalt bearbeitet — mit erhöhtem Personalstand und einem Zeitaufwand für die Aufnahme eines Blattes von etwa $\frac{1}{2}$ bis höchstens 3 Aufnahmsbereisungen normaler Dauer. Die steigende Nachfrage und die erhöhte Bedeutung, welche die sich entfaltende Industrie, besonders der Bergbau, und das Verkehrswesen der Mitarbeit der Geologen beizumessen begann, ließ eine Vervielfältigung der Karten durch Farbendruck als notwendig erscheinen. Die mühsame Vorarbeit dafür, die verschiedenen Druckversuche, wie der oben erwähnte von Blatt Olmütz und von anderen Blättern, die Aufstellung eines gemeinsamen Farbenschemas, die Erreichung der Geldmittel und dergleichen

leisteten Stur und Stache, und letzterer konnte als Krönung langjähriger Bemühungen Ende 1898 die ersten zwei Lieferungen des Kartenwerkes mit 10 Karten, darunter die genannten Tietzeschen Blätter, wenige Jahre vor seinem Rücktritt noch der Öffentlichkeit vorlegen.

Sein Nachfolger konnte die so in Gang gebrachte und für die Anstalt wichtige neue Einrichtung fertig übernehmen und durch ihre Fortführung die Leistung der Anstalt im Kartenwesen auf einer dem Fortschritte der Zeit entsprechenden Höhe erhalten.

Aus der Einführung des Farbendruckes erwuchs die Notwendigkeit, die bisher aufgenommenen Kartenblätter für die Drucklegung zu überarbeiten; während bei der Abgabe handgemalter Kopien es möglich war, neue Ergebnisse fallweise nachzutragen und so veraltete Aufnahmen bis zu gewissem Grade jeweils vor dem Verkaufe zu verbessern, mußte die Vorlage für den Farbendruck, um auf Jahrzehnte hinaus eine brauchbare Unterlage zu bilden, auf den neuesten Stand gebracht und gründlich umgearbeitet werden. Außer diesen mehr technischen Gründen brachte aber der rasche Fortschritt der geologischen Erforschung höhere und strengere Anforderungen an die Aufnehmer mit sich und so wurden aus den Revisionen und Reambulierungen bald völlige Neuaufnahmen, die mit größerem Zeitaufwand und tieferem Eingehen in die Einzelheiten aller Formationen ausgeführt werden mußten.

So entwickelte sich zur Zeit von Tietzes Direktionsbeginn allmählich ein neuer Abschnitt im Aufnahmebetrieb heraus, die Zeit eigentlicher Detailaufnahmen, die im Laufe der drei Jahrzehnte sich nun schon so weit entwickelt hat, daß immer mehr der Übergang zur Herausgabe von Karten größeren Maßstabes als jener der bisherigen Spezialkarten, wenigstens für bestimmte Gebiete, als unvermeidlich erscheint. Die Wichtigkeit der Schaffung einer einheitlichen, zusammenschließenden Spezialkarte für das ganze Staatsgebiet verlangt einstweilen noch — neben der finanziellen Schwierigkeit und dem erst allmählichen Zustandekommen einer entsprechenden topographischen Unterlage — die Fortführung des Kartendruckes im Maßstab 1:75.000, auf der seit 1870 in Verwendung stehenden Spezialkarte.

Der Personalstand der Anstalt stand bei Staches Abgang auf seiner größten Höhe, auf der er dann bis zu Tietzes Rücktritt erhalten wurde. Eine Anzahl junger, arbeitsfrischer Mitglieder war kurz vor und nach dem Direktionswechsel neu aufgenommen worden.

Stache hatte außer der Einführung des Farbendruckes der Anstaltskarten zwei weitere große organisatorische Arbeiten durchgeführt: die Neuauftellung des Museums und eine Neuordnung der Bibliothek, so daß Tietze auch in dieser Hinsicht einen wohlgeordneten „Haushalt“ übernehmen konnte. Es waren so eine Reihe günstiger Umstände vereint, um dem neuen Direktor eine ruhige Fortentwicklung und gedeihliche Arbeitsleistung seines Institutes zu gewährleisten.

Allerdings könnte man sagen, daß diese Erledigung großer Aufgaben durch den Vorgänger dem Nachfolger für eine lange Zeit wenig Spielraum zu eigener organisatorischer Arbeit offen ließ, wie denn auch während Tietzes Direktion keine größeren Umstellungen oder

Neueinführungen im Anstaltsbetrieb erfolgten. Doch müssen auf Zeiten großer Umgestaltung Jahre ruhigen Arbeitens und Schaffens folgen, zu dessen Ermöglichung jene unternommen wurden, wenn anders die Reformen ihren Zweck erreicht haben sollen.

Es war nicht nur Zufall, sondern auch durch persönliche Umstände bedingt, daß Tietzes Direktionsantritt zeitlich mit der Abhaltung des IX. Internationalen Geologenkongresses, der 1903 in Wien tagte, zusammenfiel. Der Kongreß war für den neuen Direktor eine ehrenvolle und festliche Eröffnung seiner Stellung, da er zum Präsidenten desselben gewählt wurde, nachdem er vorher als Generalsekretär die Vorbereitungen geleitet hatte. Er konnte dabei seine repräsentative und organisatorische Fähigkeit zeigen, wie auch die Reichsanstalt Gelegenheit hatte, ihre Leistungsfähigkeit in verschiedener Richtung zu zeigen und ihr altes Ansehen zur Geltung zu bringen (209, 213, 216).

Ein anderes, weniger erfreuliches Feld — aber eines von tiefgreifender Wirkung — auf welchem Tietze als Direktor die Interessen der Anstalt zu vertreten hatte, war die Erhaltung der Selbständigkeit und des wissenschaftlichen Charakters der Anstalt.

Die Belebung der bergbaulichen und industriellen Tätigkeit und das steigende wirtschaftliche Interesse daran, das sich in manchen Gebieten allerdings vorwiegend nur in Spekulationen äußerte, lenkte folgerichtiger Weise die Aufmerksamkeit des Publikums auch auf die geologische Erforschung der betreffenden Gegenden und damit auch auf die Tätigkeit des geologischen Staatsinstitutes. Das Interesse an den Leistungen desselben war aber meist ein zu eng privatwirtschaftliches, um zu einer gerechten Würdigung zu führen; vielmehr ergaben sich mehrfach Angriffe, teils von Seite der Spekulanten, für deren Absichten die Berichte und Urteile der Anstaltsgeologen nicht genügend optimistisch waren, wie z. B. bezüglich der Montanschätze Dalmatiens, teils von montanistischen und technischen Kreisen, welche die Reichsanstalt zu einem ganz ihren praktischen Arbeiten dienenden und ihnen untergeordneten Institut umgestalten wollten. Auch politische Beweggründe waren mitunter mit im Spiele.

Ein paarmal fanden solche Bestrebungen und Angriffe in parlamentarischen Interpellationen ihren Ausdruck: so schon 1902 wegen Dalmatien, dann 1905 (23), wo die Abgeordneten Pfaffinger und Hinterhuber sogar die Kostenüberschreitungen beim Bau der Alpenbahnen und andere unliebsame Vorfälle bei denselben Bauten der mangelnden Voraussicht oder geringen Erfahrung der Anstaltsgeologen zur Last legen wollten, und 1911, als der Abgeordnete Zaransky die Kohlenschürfungen in Galizien zum Anlaß nahm für einen Angriff auf die Reichsanstalt (257). Alle diese Interpellationen gingen auf den Vorwurf aus, daß die Anstalt zu theoretisch eingestellt sei und daß man deshalb eine Sektion für praktische Geologie aus montanistisch geschulten Kräften bestehend, angliedern solle oder daß die Aufnahmsgeologen eine technisch-montanistische Ausbildung erhalten sollen. Zaransky verlangte sogar, „daß die Anstalt auf dem Gebiete der Erschließung von Lagerstätten bahnbrechend vorangehen“ solle. Auch die Inventur der Eisenvorräte Österreichs für das Werk „The ironore resources of the

world“ (Stockholmer Kongreß 1910) bot montanistischen Kreisen Gelegenheit, Anwürfe wegen zu geringer Befassung und Eignung der Anstalt und ihrer Geologen mit praktischen Fragen in einer Polemik zum Ausdruck zu bringen (251).

Tietze widerlegte diese Angriffe und die Berechtigung des darin vorgebrachten Standpunktes zu wiederholten Malen und an verschiedenen Stellen, besonders in den Jahresberichten der Anstalt, in sehr schlagfertiger, zutreffender und oft mit feiner Satyre gewürzter Weise, wobei er sowohl die besonderen Umstände des einzelnen Falles ins richtige Licht rückte als auch die grundsätzliche Verfehltheit jener Interpellationen klarlegte. Wie er in einer dieser Äußerungen, die einläßlichen Darlegungen am Schluß kurz zusammenfassend, sagt, muß „jede Wissenschaft, die der Praxis nützen soll, vor allem als solche betrieben werden; etwas was ich anwenden will, muß da sein und an sich vervollkommenet werden, um mit Nutzen angewendet zu werden“ (257).

Die sorgfältigen und systematischen, auf keinen besonderen Einzelbedarf zugeschnittenen Landesaufnahmen, wie sie die Anstalt seit ihrer Gründung jederzeit gepflegt hat, sind die erste und wichtigste Grundlage für jede praktisch-geologische Betätigung, und eine in obigem Sinne montanistisch-technisch umgewandelte Landesanstalt würde der Praxis bald nicht viel mehr bieten können als die Montanisten und Techniker aus ihren eigenen Kenntnissen und Erfahrungen heraus wissen. Es gibt keine praktische Einzelaufgabe, deren Lösung nicht in letzter Linie auf theoretischen Erkenntnissen beruht, Erkenntnissen, welche nur der richtig heranzieht und anwendet, der sich selbständig und unbeeinflußt von der besonderen Anwendung mit solchen allgemeinen Überlegungen befaßt hat. Im Besonderen der praktisch-geologischen Arbeit ist zur Beurteilung der geologischen Verhältnisse der Baustelle oder des Schurfortes immer die Kenntnis der regionalen geologischen Struktur und Gesteinsart nötig, die eben die von geschulten Geologen betriebene Landesaufnahme liefert.

Die Angriffe von montanistischer Seite dauerten bis kurz vor Beginn des Weltkrieges, und Tietze hatte 1912 bei den weiteren Auswirkungen der Interpellation Zaranskys noch Gelegenheit, persönlich im Abgeordnetenhaus seinen Standpunkt zu vertreten. In einer damals gefaßten Resolution des Parlaments wurde zwar verlangt, daß die Anstalt den Wünschen der Montanisten in möglichst weitgehendem Maß entgegenkommen solle, andererseits aber auch in der Regierungserklärung unter Anerkennung der Leistungen der Reichsanstalt auf praktischem Gebiete betont, daß die Anstalt in erster Linie ein wissenschaftliches Institut sei (Jahresbericht 1912); gewiß ein befriedigender Erfolg für Tietzes Bemühungen, der sich praktisch vor allem in dem Verzicht auf die beantragten Umwandlungen der Anstalt äußerte. Der Krieg hat die Aufmerksamkeit begreiflicherweise dann auf andere dringlichere Dinge gelenkt, obwohl gerade während und nach ihm die bergbauliche Tätigkeit notgedrungen eine außergewöhnliche Anspannung erfuhr.

Eine von Tietze 1912 bei jenem Anlaß gegebene Anregung ist heute noch ebenso berechtigt wie damals: der Vorschlag, auf gesetz-

lichem Weg anzuordnen, daß die Geheimhaltung der bei Bohrungen und anderen Aufschlußarbeiten gewonnenen geologischen Befunde der Öffentlichkeit gegenüber höchstens für eine bestimmte Frist gestattet wird, wobei unter öffentlicher Zugänglichkeit noch keineswegs eine unbeschränkte Publizität zu verstehen wäre. Eine große Menge nutzlos aufgewendeter Schurfkosten hätte schon oft dadurch erspart werden können. Der Tietzesche Vorschlag kam nach dem Kriege (Jahresbericht für 1919) in einer in der Bundesanstalt abgehaltenen Beratung von amtlichen und privaten Vertretern des Bergwesens und aus den geologischen Fachkreisen wieder zur Verhandlung, ist aber bis heute infolge der dagegen stehenden geschäftlichen Interessen nicht zur Ausführung gelangt.

Es lag in zeitlichen Ereignissen und Umständen begründet, zum Teil wohl auch in der persönlichen Veraulagung Tietzes, daß er noch in einer anderen Richtung Veranlassung fand, wiederholt schriftstellerisch und rednerisch sich für die Interessen der Anstalt einzusetzen: nämlich in der Frage der wissenschaftlichen Forschungsinstitute. Den Anstoß dazu bildete zunächst die von Kaiser Wilhelm II. angeregte und unterstützte Gründung solcher Institute, die unabhängig von Hochschulen und Akademien bestehen und nur der wissenschaftlichen Forschung dienen sollten, ein Plan, der von einem beträchtlichen Teil der Hochschullehrer ablehnend beurteilt oder in eine mehr und minder weitgehende Bindung an die Hochschullehrerkanzeln oder doch deren Inhaber abzuändern versucht wurde.

Als ein heftiger Gegner äußerte sich unter anderen auch Professor V. Uhlig¹⁾ in Wien, der die von ihm vertretenen Ansichten über Ziel und Betrieb einer wissenschaftlichen Schule an Hochschulinstituten auch in die Praxis umzusetzen an der Arbeit war, so daß es nahelag, sich Gedanken darüber zu machen, wie sich Uhlig das Verhältnis der Reichsanstalt (obwohl er selbst aus derselben hervorgegangen war) als Forschungsinstitut zu seiner Hochschullehrkanzle vorstellen mochte.

Die lebhaft geführten allgemeinen Erörterungen bezogen sich zwar zunächst nur auf die neuzugründenden Institute, ihre Übertragung auf schon bestehende, zu denen ja auch die Reichsanstalt gehörte, lag aber außerordentlich nahe.

Für die Reichsanstalt war die Abneigung mancher akademischer Kreise gegen die Selbständigkeit solcher Anstalten insofern nichts Neues mehr, als sie seit ihrer Gründung schon mehrmals die Erhaltung ihrer Unabhängigkeit auch nach dieser Seite hin zu verteidigen hatte (Näheres darüber ist in Tietzes Nachruf für Hauer zusammengestellt) und 1860 dieselbe sogar, wenn auch nur für wenige Monate, eingebüßt hatte in Form einer Unterordnung unter die Akademie der Wissenschaften, was sich zunächst gleich in einer Kürzung der Dotationen und in dem drohenden Verlust ihres Amtsgebäudes äußerte. Durch eine Entscheidung des Parlaments wurde dann der alte Zustand wieder hergestellt. Andere Bestrebungen solcher Art spielten sich mehr versteckt oder unter fremder Flagge ab, wie aus verschiedenen Berichten Tietzes hervorgeht.

¹⁾ Tagblatt „Zeit“, Wien, 14. X. 1910, besprochen von Tietze im Jahresbericht Verh. 1911, S. 65 u. 66.

Der Kampf um die Erhaltung der Selbständigkeit gehörte also gewissermaßen zu den Traditionen der Anstalt, und Tietze stellte sich mit der ganzen ihm eigenen Kunst feingeschliffener und treffsicherer Diskussion und Polemik in den Dienst derselben.

Gerade die damals, im ersten Jahrzehnt unseres Jahrhunderts einsetzende Umwälzung der Anschauungen über den Bau der Alpen und anderer Gebirge durch die Deckentheorie ist ein gutes Beispiel für den Wert und die Notwendigkeit selbständiger Forschungsinstitute neben den Hochschulen. Zur Aufstellung und Begründung einer so weitgreifenden Hypothese ist einerseits umfassende spekulative Kombination am Werke, während es andererseits die Zeit und Arbeitskraft eines einzelnen übersteigt, für ein ganzes Gebirge alle nötigen Beobachtungen selbst an Ort und Stelle zu sammeln. Den Hauptstock des Beobachtungsmaterials kann hier nur die Landesaufnahme zur Verfügung stellen; dies ist nicht nur durch den Umfang derselben bedingt, sondern auch deshalb, weil es in der Natur und Zielsetzung der Landesaufnahme liegt, den Tatsachenbestand nicht für eine bestimmte theoretische Analyse zu sammeln, sondern als allseitig verwendbares Quelleumaterial, und darum mit möglichster Objektivität zusammenzutragen.

Neben der aus der schöpferischen Phantasie entsprungenen spekulativen Zusammenfassung steht also als notwendiges Regulativ die kritische Überprüfung durch jene, welche die ausgedehnteste Felderfahrung besitzen. Letztere können aber ihre Aufgabe nur erfüllen, wenn sie wissenschaftlich völlig unabhängig sind, mit anderen Worten: wenn die geologischen Landesanstalten selbständige Forschungsinstitute sind.

Wenn die Deckentheorie im Laufe von drei Jahrzehnten eine fruchtbare Entwicklung durchgemacht hat, indem sie vieles Unbrauchbare, aber für ihre ersten Fassungen Wesentliche abgestreift hat und Grundlegendes, aber von ihr lange Bekämpftes aus anderen Anschauungen in sich aufgenommen hat, so verdankt sie diese Entwicklung zum guten Teile der Überprüfung durch die Geologen der unabhängigen Landesanstalten, wenn dies auch von manchen ihrer Vertreter gerne verschwiegen wird.

In der gegenwärtigen Zeit, wo die Großorganisation sowohl im Wirtschaftsleben in Gestalt von Trusts, Kartellen u. dgl. wie auch auf kulturellem Gebiete im Partei- und Vereinswesen eine immer stärkere Entfaltung nimmt und die individuelle Arbeitsweise immer mehr dem Großbetrieb weichen muß, ist es naheliegend, daß auch zum Ausbau und zur Durchsetzung wissenschaftlicher Ideen von entsprechend begabten oder auch mehr auf Anerkennung und Einflußerweiterung bedachten Wissenschaftlern (oder wissenschaftlichen Körperschaften) eine Art Großbetrieb einzurichten gestrebt wird sowohl durch entsprechende Führung des eigenen Institutes als durch Angliederung oder Überwachung außenstehender fachverwandter Anstalten, die sonst vielleicht unerwünschte Kritik üben oder eigene Wege gehen könnten.

Tietze hat bereits 1908 in einer Ansprache in der Geographischen Gesellschaft (240) auf die Gefahren eines Großbetriebes in der Wissenschaft warnend hingewiesen. Methoden, die im Geschäftsleben nützlich

sein können, lassen sich nicht ohne weiters auf den Betrieb der Wissenschaft übertragen. Eher können Machtmittel, wie sie die Großorganisation bietet, für die Wissenschaft gefährlich werden, sofern sie sich nicht auf die rein materielle Förderung beschränken.

Für den Fortschritt der wissenschaftlichen Forschung ist vor allem die Freiheit der Meinung und ihrer Äußerung eine Lebensnotwendigkeit, und sie muß auch gewahrt werden bei der Zusammenarbeit mit anderen, die ja zweifellos für viele große Arbeitsziele nicht nur wertvoll, sondern unentbehrlich ist.

Innerhalb des Beamtenkörpers der Anstalt ist die Selbstständigkeit der wissenschaftlichen Meinung seit jeher in weitestem Ausmaße gewahrt worden, wie schon die oftmaligen Polemiken in den Druckschriften der Anstalt bezeugen, das gleiche wurde auch gegenüber anderen wissenschaftlichen Instanzen immer angestrebt. Tietze hat diese Grundsätze vor und während seiner Direktion festgehalten und gepflegt. In seiner Ansprache anlässlich des 60jährigen Bestandes der Anstalt (Verh. 1909, S. 303) hat er diese guten Traditionen aus den Zeiten Haidingers und Hauers klar hervorgehoben.

Wenn hier diese Tätigkeit Tietzes eingehender dargelegt würde als es vielleicht manchem Leser notwendig erscheinen mag, so geschah es, weil sie in seiner Direktionsführung einen beträchtlichen Raum einnahmen, denn sie erschöpfte sich nicht in den erwähnten öffentlichen Anlässen, sondern erforderte eine ständige Aufmerksamkeit und Befassung, um das Ziel zu erreichen: Aufrechterhaltung der Selbstständigkeit zum richtig verstandenen Nutzen aller drei Interessenten, und klare Scheidung ihres Wirkungskreises. Tietze fand dazu die angemessene Art der Behandlung und besaß diplomatisches Geschick dafür.

Nicht nur Neues zu schaffen ist ein Verdienst, sondern auch das vererbte Gute zu verteidigen.

Einen nicht unbedeutenden Teil der direktorialen Betätigung bildete bei Tietze die Vertretung der Anstalt auf zahlreichen Kongressen und ähnlichen Veranstaltungen, womit er bereits vor seiner Direktion schon mehrmals betraut worden war.

Es wurde oben bereits seiner Rolle auf dem IX. Internationalen Geologenkongreß in Wien Erwähnung getan. Vorher hatte er schon an dem II. Geologenkongreß in Bologna teilgenommen und war 1891 zum ersten Male als Delegierter des Ministeriums und der Reichsanstalt zum V. Geologenkongreß in Washington entsendet worden, an den er eine ausgedehnte Reise durch die Vereinigten Staaten anschloß. 1894 besuchte er den VI. Geologenkongreß in Zürich. 1896 beteiligte er sich als Regierungsvertreter an dem Kongreß für Geologie und Hydrologie in Clermont-Ferrand und verband damit eine Reise durch das mittlere und südliche Frankreich. 1897 hatte er die Reichsanstalt auf dem VII. Geologenkongreß in Petersburg zu vertreten und machte die Kongreßexkursionen in den Ural und in die russischen Ostseeprovinzen mit. 1900 war er Delegierter des Ministeriums auf dem VIII. Geologenkongreß in Paris und überbrachte die Einladung zur Abhaltung des nächsten Kongresses in Wien. Anschließend an die Tagung reiste er in die Pyrenäen und in verschiedene Gegenden Südfrankreichs.

1905 nahm er an dem internationalen Kongreß für praktische Geologie in Lüttich teil mit Exkursionen in Belgien und Holland. 1906 wurde er von der Regierung als Vertreter zum X. Geologenkongreß in Mexiko delegiert und nahm an mehreren Exkursionen in diesem Lande teil. 1907 vertrat er die Reichsanstalt auf dem Internationalen Petroleumkongreß in Bukarest und bei der Zentenarfeier der Geological society in London. Nach letzterer besuchte er Cambridge als Gast der Universität und unternahm von dort weitere Ausflüge. 1910 nahm er als Regierungsvertreter an dem XI. Geologenkongreß in Stockholm teil und reiste durch Norwegen und nach Spitzbergen. Der letzte Kongreß, auf dem er als amtlicher Vertreter zu funktionieren hatte, war der XII. Geologenkongreß in Toronto 1913, bei welcher Gelegenheit er noch durch Kanada bis zur Insel Vancouver reiste.

E. Tietze war von einem starken Drange zum Reisen erfüllt, und persönliche Eignung, amtliche Stellung und der Besitz entsprechender Geldmittel ermöglichten es ihm, vom Ende seiner Hochschulzeit an bis in hohes Alter die verschiedensten Länder in- und außerhalb Europas aufzusuchen. Erst der Ausbruch des Weltkrieges bereitet der Befriedigung des Wandertriebes ein unwillkommenes Ende.

Tietze führte außer den obigen amtlichen Reisen noch eine große Zahl teils privater Reisen, teils solcher in privatem Auftrag oder über Einladung oder im Auftrage von Körperschaften aus.

Hier wären vor allem die schon mitgeteilten zweijährigen Reisen in Persien zu nennen. Ein zweitesmal kam er 1882 nach Vorderasien, indem er als Geologe an der archäologischen Expedition Professor Benndorfs nach Lykien teilnahm, wobei Tietze außer dem engeren Arbeitsgebiet der Archäologen (Gjölbaschi und Kekowa) die Südküste Kleinasiens von Makri bis Adalia bereiste und in das Innere des Landes bis zum Ak-Dagh vordrang.

Wiederholt führten ihn Reisen in verschiedene Länder der Balkanhalbinsel, so bereiste er dreimal (1882, 1884 und 1898, im Auftrage von Industriellen) Rumänien, 1897 Dalmatien, im gleichen Jahr kam er ein zweites Mal nach Serbien über Einladung der Stadt Belgrad zur Enthüllung des Denkmals für den serbischen Naturforscher Panceic. 1876 begleitete er den Mineralogen und alten Gönner der Reichsanstalt Grafen Bräuner auf einer Reise durch Italien (besonders Sizilien). 1912 nahm er als Gast der British Association f. the advancement of science an deren Tagung in Dundee und den anschließenden Exkursionen im nördlichsten Schottland teil.

Urlaubsreisen führten ihn nach Dänemark, Portugal, Griechenland, Palästina, Ägypten und Syrien und an einige Punkte von Nordafrika.

Es braucht kaum erwähnt zu werden, daß er teils als Teilnehmer oder Vertreter der Anstalt bei Veranstaltungen wissenschaftlicher Körperschaften, teils auf privaten Reisen oftmals nach Deutschland kam und alle Teile Österreich-Ungarns kennen lernte.

Neben seiner amtlichen Betätigung hat E. Tietze einen beträchtlichen Teil seiner Arbeit der aktiven Teilnahme an wissenschaftlichen Vereinen gewidmet, und es lag nahe, daß seine Forschungsreisen in Vorderasien und sein allgemeines Interesse am Studium fremder Länder

ihn der k. k. Geographischen Gesellschaft in Wien zuführten, zudem eine Geologische Gesellschaft in Wien erst Jahrzehnte später begründet wurde. Er trat bereits 1873 in die Reihen der Geographischen Gesellschaft, war von 1880 an Mitglied des Ausschusses und wurde 1896 zum Vizepräsidenten und 1900 zum Präsidenten gewählt. Durch 7 Jahre führte er die Leitung der Gesellschaft, die sich während dieser Zeit eines besonderen Aufschwunges der Mitgliederzahl und der Sachleistungen erfreute. Tietze vertrat im Ausschuß und in Übereinstimmung mit ihm den programmatischen Grundsatz, daß die Gesellschaft neben der Pflege der engeren, fachwissenschaftlichen Ziele auch weiteren Kreisen Anregung geben und in ihnen das Interesse wecken solle für das geographische Wissensgebiet durch allgemeinverständliche, die ganze Erde umfassende Vorträge von Forschungsreisenden u. dgl.; ebenso, daß die Beteiligung der Gesellschaft an geographischen Forschungen sich nicht auf bestimmte, engere Ziele beschränken, sondern über alle Erdteile sich erstrecken solle, ohne deswegen die Geographie der Heimat zu vernachlässigen, im Gegensatz zu der vor Antritt von Tietzes Präsidentschaft von Prof. Penck befürworteten Konzentrierung ihrer Tätigkeit auf Österreich und den Orient¹⁾. Jene Doppelseitigkeit der Ziele wurde auch in den Druckschriften der Gesellschaft nach Tunlichkeit zur Ausführung gebracht.

Als er 1907 die Wiederwahl ablehnte, wurde er zum Ehrenpräsidenten ernannt und 1915, anlässlich seines 70. Geburtstages, verlieh ihm die Gesellschaft die Hauer-Medaille, die höchste und nur wenigen hervorragenden Persönlichkeiten verliehene Auszeichnung, welche die Gesellschaft vergibt.

Ein zweiter Verein, an dessen Bestrebungen und Veranstaltungen E. Tietze dauernden und tätigen Anteil nahm, war der Wissenschaftliche Klub, dem er seit seiner Gründung im Jahre 1876 angehörte, ebenso wie Hauer und Stache. 1882 wurde er in den Ausschuß gewählt, dem er bis in seine letzten Lebensjahre angehörte.

Eine große Zahl von wissenschaftlichen Körperschaften und Vereinen zeichnete ihn durch Ernennung zu ihrem Ehrenmitglied oder auswärtigen Mitglied aus.

Er war Mitglied der Kaiserlich Leop. Carolinischen Akademie der Naturforscher in Halle, Ehrenmitglied der kgl. serbischen Akademie der Wissenschaften in Belgrad, Ehrenpräsident der Geographischen Gesellschaft in Wien, Ehrenmitglied der Deutschen geologischen Gesellschaft, der Gesellschaft für Erdkunde in Berlin, der Geological society in London, der Société géologique de Belgique in Lüttich, der Société Belge de Géologie, Paléontologie et d'Hydrologie in Brüssel, der Uralischen Gesellschaft von Freunden der Naturwissenschaften in Jekaterinenburg, der Rumänischen geographischen Gesellschaft in Bukarest, der Schlesischen Gesellschaft für vaterländische Kultur in Breslau und des Naturhistorischen und kulturhistorischen Vereines in Asch, ferner war er korrespon-

¹⁾ Siehe Penck, „Ziele der Erdkunde“, Vortrag in der Geographischen Gesellschaft 22. November 1887. Ed. Hölzel, Wien 1889, und Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft.

dierendes Mitglied der Geologischen Gesellschaft in Leipzig, der kgl. Gesellschaft der Wissenschaften in Göttingen, der Geological society of America in Newyork und der Gesellschaft Antonio Alzate in Mexiko.

Auch zahlreiche Orden sind ihm verliehen worden: Er war Ritter des österr. kaiserl. Ordens der Eisernen Krone III. Kl., Ritter des Leopoldordens, Besitzer des kais. russischen St. Stanislausordens II. Kl., des Komturkreuzes II. Kl. des kgl. schwedischen Nordsternordens und des Kommandeurkreuzes des Sterns von Rumänien, Ritter des portugiesischen St. Jakobsordens und des montenegrinischen Daniloordens, Besitzer der Ehrenmedaille für 40jährige Dienste.

Tietzes Eintritt in die Reichsanstalt war unter den günstigsten Aussichten erfolgt und die Jahre seiner Direktion in glänzender Weise durch den Wiener Geologenkongreß eingeleitet worden. Leider war ihm nicht auch ein ebenso sonniger Abschied aus dem Berufsleben beschieden. Als er daran dachte, seinem hohen Alter und der langen Dienstzeit nachgebend, in den Ruhestand zu treten, brach der Krieg aus mit allen seinen Bedrängnissen, viele Hoffnungen, auch solche persönlicher Natur, niederdrückend. Anfang 1918 erbat er sich die Versetzung in den Ruhestand, die ihm erst nach dem Ende des Krieges, am Schlusse des Jahres zuteil wurde, nach der außergewöhnlich langen Dienstzeit von 48 Jahren. Mit dem Zusammenbruch der Monarchie mußte er mit schmerzlichem Gefühle auch die Herabdrückung des von ihm geleiteten Institutes auf ein viel kleineres Wirkungsfeld und mit entsprechend kleinerem Personalstand und Mitteln miterleben.

In seiner Abschiedsrede, anläßlich der Erstattung des Jahresberichtes über sein letztes Direktionsjahr, am 28. Jänner 1919 (281), gab er nochmals eine wohlgeprägte Zusammenfassung seiner an die alten Traditionen der Reichsanstalt anschließenden Bestrebungen bei seiner Direktionsführung und knüpfte daran den Wunsch und die Mahnung trotz Einschränkung des Wirkungskreises: „Wir können auch mit einem kleineren Fahrzeug wenigstens ungefähr noch denselben Kurs einzuhalten suchen, den wir auf dem stolzen Schiff verfolgten, das wir verlassen mußten.“

Im Juni 1925 konnte Tietze seinen 80. Geburtstag noch in guter Rüstigkeit feiern unter lebhafter Anteilnahme der beteiligten Kreise, vor allem der Bundesanstalt und der Geographischen Gesellschaft. Später stellten sich Beschwerden des Alters ein, die ihn zwar an der aktiven Teilnahme an öffentlichen Veranstaltungen behinderten, seine geistige Regsamkeit und heitere Gelassenheit aber nicht zu trüben vermochten.

Die liebevolle Pflege seiner Frau erleichterte ihm diese Jahre, insbesondere auch in betreff der weitgehenden Einschränkung seiner Sehkraft in den letzten Jahren. Mit ihrer Hilfe stellte er noch ein Verzeichnis aller seiner Publikationen zusammen, dessen Abdruck hier erfolgt, sowie einen kurzen Lebensabriß und eine Zusammenstellung der ihm am wichtigsten erscheinenden Ergebnisse seiner wissenschaftlichen Arbeit, die beide für diesen Nachruf verwendet werden konnten.

Am 4. März 1931 erlöste ihn der Tod von kurzem Leiden.

Emil Tietze war seit 1879 mit Rosa von Hauer, der Tochter Franz von Hauers, vermählt. Er hinterließ einen Sohn, Geheimrat Professor Dr. Heinrich Tietze in München, und drei Töchter, von denen eine mit dem Professor der Geologie an der Montanistischen Hochschule in Leoben Dr. Wilh. Petrascheck verheiratet ist. Da auch dessen Sohn Dr. Walter Petrascheck Geologe geworden ist, so ist hier der seltene Fall verwirklicht, daß dasselbe wissenschaftliche Fach in einer Familie durch fünf Generationen gepflegt wurde, denn auch der Vater Franz von Hauers, Josef von Hauer, hatte sich schon in Geologie und Paläontologie erfolgreich betätigt. (Siehe Tietzes Nachruf an Hauer.)

Wissenschaftliche Tätigkeit.

Emil Tietzes wissenschaftliche Leistungen sind infolge seiner Anstellung an dem geologischen Staatsinstitut größtenteils an die ihm von dieser Seite erteilten Aufträge, also an die geologische Landesaufnahme, gebunden oder doch aus ihr abgeleitet.

Über die Ergebnisse seiner ersten, dreijährigen Aufnahmen an der Militärgrenze in Ungarn und Kroatien liegen mehrere kurze Reiseberichte vor (8—11, 16, 20—24). In einer ausführlicheren Mitteilung (25) über den südlichen Teil des Banater Gebirgsstockes gibt er die erste Bearbeitung der Liasfauna von Bersacka und der Ammoniten des Aptien von Svitiza, außer der Dissertation die einzige paläontologische Arbeit Tietzes. Seine Ergebnisse im Banater Gebirge haben später durch die Aufnahmen der ungarischen Reichsanstalt mehrfache Bestätigung erfahren.

Die Bereisungen im westlichen Teile der kroatischen Militärgrenze boten ihm vor allem Gelegenheit, die Karsterscheinungen zu studieren, worüber er in einer über Anregung des Generalkommandos in Agram gemeinsam mit anderen Mitarbeitern abgefaßten und für weitere Kreise bestimmten Schrift „Die Wassernot im Karst der kroatischen Militärgrenze“ (deutsch und kroatisch gedruckt) berichtete (siehe 34); weiters führten ihn diese Aufnahmen in das Flyschgebiet südlich Gfina (26), dessen von ihm bereits damals erwartete Fortsetzung nach Bosnien er später Gelegenheit haben sollte zu erforschen (siehe unten).

Ein Hauptteil der wissenschaftlichen Arbeit Tietzes war der geologischen Erforschung Galiziens gewidmet, mit der er als Aufnahmegeologe von 1876 bis 1888 (mit Ausnahme der Jahre 1879 und 1881) beschäftigt war.

Die galizische Arbeitsperiode begann mit der Bearbeitung der Zone des Karpathensandsteins gemeinsam mit C. M. Paul. Über die Karpathensandsteine lagen damals die sorgfältigen Untersuchungen von Hohenegger und Fallaux in dem schlesischen und benachbarten westgalizischen Teil der Zone vor, welche bereits zu einer eingehenden und grundlegenden, z. T. auf Fossilfunde gestützten Gliederung des Karpathensandsteins für dieses Gebiet geführt hatten. Andererseits war Paul durch seine Aufnahmen in der Bukowina für die Ostkarpathen zu einer Einteilung des Karpathensandsteins gelangt. Es handelte sich nun, das

zwischen diesen beiden Endpunkten gelegene größere Mittelstück, das noch so gut wie unbekannt war, aufzuklären und die Hohenegger-schen und Paulschen Befunde in Verbindung zu bringen.

Da Paul die Leitung der Arbeiten oblag und außerdem die Ostkarpathen in ihren Quertälern besser aufgeschlossen und längere zusammenhängende Profile versprochen, wurde zunächst das an die Bukowina anschließende Gebiet in Arbeit genommen, um so die in der Bukowina gewonnene Gliederung gegen W weiterzuführen, und erst später dann die östlichen Abschnitte, nachdem als erstes ausgedehnte Vergleichsturen in Schlesien und in den Ostkarpathen unternommen worden waren.

Die Paulsche Gliederung des Karpathensandsteins in eine untere, mittlere und obere Gruppe, von denen die untere als Ropiankaschichten vorwiegend zum Neocom, die obere zum Alttertiär gestellt wurde, haben Paul und Tietze auch für die mittleren Karpathen als zutreffend befunden, wobei aber mehrfach Wechsel der Fazies sowohl entlang der Zone als auch vom Außen- zum Innenrand zur Aufrechterhaltung der Gliederung herangezogen werden mußte und auch festgestellt wurde, Faziesunterschiede, die später in der Deckengliederung schärferen Ausdruck fanden. Gegenüber der früheren Gliederung in der Bukowina konnte auch manche Verbesserung und Verfeinerung erzielt werden, so die Auffindung von eozänen Hieroglyphenschichten neben solchen von kretazischem Alter.

Während Hauer den größten Teil des Karpathensandsteins dem Alttertiär zugerechnet hatte, war Paul geneigt, zuviel davon zur Kreide zu stellen, welcher Neigung Tietze mit einiger Zurückhaltung sich zumeist anschloß. Die spätere Entwicklung der Karpathenstratigraphie hat wieder mehr Hauer Recht gegeben.

Auf Grund dieser Stratigraphie konnte dann ein Überblick über den Bauplan gewonnen werden, für welchen starke Faltung und Schuppung mit Wiederholung der Schichtfolgen und Auftauchen älterer Horizonte sowie das Vorherrschen eines im allgemeinen isoklinalen Einfallens gegen SW als kennzeichnend erkannt wurden. Es sind die im Feldbefund zunächst feststellbaren tektonischen Elemente, die später die Deckentheorie zu Gruppen höherer Ordnung zusammengefaßt hat, wobei die außerordentliche Vertiefung der Profile durch die zahlreichen späteren Tiefbohrungen eine nicht zu übersehende wesentliche Stütze lieferte.

Daß an den im Laufe von drei Jahren unter dem starken Einfluß Pauls erzielten Ergebnissen spätere genauere Untersuchungen anderer Forscher beträchtliche Umänderungen brachten, beeinträchtigt nicht den Wert und die Bedeutung derselben als erste, die gesamte Sandsteinzone umfassende Grundlage einer Stratigraphie. Die Fehler im System sind zum guten Teil darauf zurückzuführen, daß im wesentlichen nur mit ausgewählten, oft weit auseinander liegenden Querprofilen gearbeitet werden mußte, ohne im Streichen die Schichtzüge verfolgen zu können, was in dem Mangel genügender Zeit begründet war. Wurden doch von Paul und Tietze 1876 9 Spezialkartenblätter bereist, 1877 von diesen und Lenz zusammen 10 (z. T. schon 1876 aufgesuchte) und

1878 von den drei Genannten 6 Kartenblätter! Es waren Aufnahmen, welche über jene für die Hauersche Übersichtskarte zwar an Detaillierung hinausgingen, aber noch keineswegs den Rang von Spezialkartierungen erreichten.

Die Ergebnisse wurden von Paul und Tietze gemeinsam veröffentlicht (56, 70), wobei Tietze einen großen Teil der genauen Lokalbeschreibung dazu beisteuerte, auf deren Mitteilung er — im Gegensatz zu Paul — auch hier schon besonderen Wert legte. Andererseits bringen die von ihm verfaßten Abschnitte (wie ich aus einem von Tietze selbst mit den Autornamen für die einzelnen Abschnitte versehenen Exemplar entnehme) auch wichtige allgemeine Ansichten: so vor allem die Annahme eines vormaligen Landrückens entlang dem Nordrand der Salzformation, welcher die karpathische Fazies der Kreide und des Alttertiärs von der podolischen trennte. Seine Abtragung lieferte das Material für gewisse Konglomerate der Salzformation und die exotischen Blöcke im Flysch, denen Tietze besondere Aufmerksamkeit widmete. Tietze verweist bereits auf die Ähnlichkeit der Verhältnisse mit jenen des Schweizer Flysch und der Molasse hin, auf Grund der Beschreibungen von Studer und Kaufmann. Zuber hat später für eine Erstreckung jenes Landrückens von der Dobrudscha bis zum Sandomirer Gebirge Anhaltspunkte vorgebracht, und die Annahme eines solchen ist auch von späteren Forschern übernommen worden und scheint auch noch in J. Novaks paläogeographischen Rekonstruktionen wieder auf. Sein von Tietze angenommenes Versinken am Beginn des Miozäns ist durch Tesseyres Studien über das staffelförmige Niederbrechen der podolischen Platte gegen die vorkarpathische Senke illustriert worden.

1879 nimmt Tietze sowohl in den „Neuen Studien“ wie auch in den Verhandl. Nr. 7 Stellung zum Problem der Erdölbildung, wobei er die damals u. a. auch von Mendelejeff vom chemischen Standpunkt aus vertretene Herleitung desselben aus Emanationen des Erdinnern ablehnte und sich für die Entstehung durch Umwandlung organischer, u. zw. tierischer Substanzen einsetzte. Später hat sich Tietze noch auf dem Petroleumkongreß in Bukarest (1907) näher über das Thema ausgesprochen (258 und 232, außerdem früher schon 77).

Das Petroleum könne auch auf sekundärer Lagerstätte sich befinden, eine Herleitung des galizischen Petroleums aus der Steinkohlenformation lehnte er aber ab, weil sich die produktive Steinkohlenformation nicht so weit unter den Karpathensandstein hinein fortsetze, eine Ansicht die er in anderem Zusammenhang später (siehe unten) noch weiter begründet hat. In tektonischer Hinsicht ließen ihn seine Erfahrungen in den galizischen Erdölgebieten die Höfersche Antiklinaltheorie als zutreffend bezeichnen.

Nach den gemeinsam mit Paul durchgeführten Karpathenaufnahmen hatte sich Tietze in den folgenden Jahren mit dem außerkarpathischen Galizien zu befassen — abgesehen von den Unterbrechungen durch die Aufnahmen in Bosnien und Montenegro — und konnte erst von 1884 an wieder seine Studien in der Flyschzone, u. zw. nun in Westgalizien, fortsetzen. Die Revisionen der ganzen galizischen Blätter, welche er für die Herstellung einer Übersichtskarte von Galizien in den Jahren

1886—1888 durchführte, boten ihm Gelegenheit, auch die mittleren und östlichen Karpathen nochmals zu bereisen und an der früher mit Paul geschaffenen Gliederung und Karteudarstellung sowohl hinsichtlich der Verbreitung der Schichten als auch in grundsätzlicher Hinsicht manche Verbesserungen zu erzielen. So wurden z. B. bei diesen Revisionen die, nach Tietze eozänen Schichten von Krosno als selbständige Schichtstufen von den oheren Hieroglyphenschichten abgetrennt und auch von den Nachfolgern beibehalten (aber später zum oligozän gerechnet). In seinen zahlreichen „Beiträgen zur Geologie von Galizien“ im Jahrbuch der Reichsanstalt hat Tietze eine Reihe solcher bei den Revisionen gewonnener Einzelergebnisse mitgeteilt.

Über seine Untersuchungen im podolischen Galizien hat Tietze außer in kürzeren Berichten hauptsächlich in seiner Monographie der Gegend von Lemberg (92) berichtet, die auch von einer Spezialkarte der weiteren Umgebung Lembergs begleitet ist. Der wie immer sehr eingehenden Lokalbeschreibung sind hier auch umfangreiche allgemeine Darlegungen über das podolische Gebiet und seine Beziehungen zu den Karpathen angeschlossen.

Die Aufnahmen in und außerhalb der Karpathen haben Tietze ein reichhaltiges Material geliefert, um den für die Geologie und Morphologie Galiziens grundlegenden Unterschied beider Landesteile zu erfassen und auszuwerten. Aus dem Gegensatz in der Sedimentation vom Jura bis zum Neogen, besonders aus der mächtigen Entwicklung des Paläogen in den Karpathen und seinem Fehlen im podolischen Bereich gegenüber dem umgekehrten Verhältnis im Jungtertiär leitete Tietze den Wechsel in der Verteilung von Festland und Meereshedeckung ab, das Aufsteigen des gebirgigen Karpathenfestlandes im Neogen und die Transgression des Neogenmeeres über das im Alttertiär trockenliegende Podolien. Die Grenze beider bildet der Zug jenes früher hestandenen alten Landrückens, dem dann die Ausbreitung der Salzformation folgte. Tietze war geneigt, letztere dem podolischen Neogen im Alter gleichzustellen, allenfalls mit etwas früheren Beginn der Ablagerung der Salz führenden Zone, wozu hauptsächlich die Gemeinsamkeit der Gipsablagerungen Anlaß gab. Lenz, Lomnicki und Petrino waren gleichfalls zur Altersgleichstellung der Gipse beider Gebiete gelangt. Tietze nahm an, daß die salinaren Ablagerungen sich in den durch Reste des eingesunkenen Landrückens oder durch ausgedehnte Riffformationen (Nulliporenkalke) teilweise abgetrennten Randteilen des seichten Neogenmeeres abgesetzt haben, das selbst eine nur an wenigen Stellen (Mährische Pforte) mit den anderen Meeren verbundene Binnensee war.

Der von Tietze beobachtete besonders lebhafte Fazieswechsel im podolischen Neogen, welcher der Aufstellung einer festen Schichtfolge widerstrebt, und die Unbeständigkeit der Einlagerung der von Hilber bestimmten Faunen der I. und II. Mediterranstufe bald in höheren, bald in tieferen Lagen der Schichtfolge, der die Verschiedenheit der Faunen mehr auf Fazies- als auf Altersunterschiede zurückführen lasse, ließ ihn die Frage aufwerfen, ob man die beiden Mediterranstufen überhaupt als vertikal aufeinanderfolgende, beständige Horizonte auffassen könne.

Das ostgalizische Miozän wurde damals von Hilber und wird auch noch jetzt von den polnischen Geologen zur II. Mediterranstufe gerechnet, wogegen bezüglich des Alters der Salzformation die Meinungen noch nicht ganz einig sind. J. Novak, Friedberg u. a. stellen sie ins Helvet bis Torton, womit Tietzes Auffassung von ihrer Gleichaltrigkeit mit dem podolischen Miozän bestätigt würde. W. Petrascheck, Kittl und eine Reihe anderer Geologen rechnen sie aber zum Burdigal (mit Überlagerung durch die II. Mediterranstufe in Wieliczka).

Tietze hat die Frage der Neogengliederung auch weiterhin bei seinen Arbeiten in Westgalizien und Mähren stets im Auge behalten und geprüft und den seit der Aufstellung der beiden Mediterranstufen durch E. Suess schwebenden Meinungsaustausch über ihren Bestand und ihr gegenseitiges Verhältnis neu erweckt und belebt. Angeregt durch den Widerspruch anderer, vor allem von Th. Fuchs, bezog er auch die maßgebenden italienischen und französischen Neogengebiete in seine vielfach sehr treffende Kritik ein, in der er einerseits auf die getrennte Verbreitung beider Stufen, andererseits auf die auch aus den Schriften der besten Spezialkenner zutage tretende Wechselhaftigkeit der paläontologischen Horizontierung als Hauptargumente an zahlreichen Beispielen hinwies. Er sah ein Ergebnis dieses Meinungsstreites zum mindesten darin, die Lage für die Aufstellung einer neuen, besseren Stufengliederung des österreichischen Jungtertiärs geklärt zu haben (104, 117).

Der von F. X. Schaffer kürzlich (1927) gemachte Vorschlag, die Bezeichnung als Mediterranstufen fallen zu lassen und dafür die Stufenteilung Burdigal, Helvet, Torton zu verwenden, würde jenen Wunsch Tietzes vielleicht erfüllen, wenn nicht die Bequemlichkeit, am alten Namen festzuhalten, wie Tietze schon bemerkte, die Weiterverwendung derselben trotz ihrer noch heute nicht restlos geklärten Umgrenzung begünstigte.

Gleichviel, wie auch die behandelte Frage schließlich beantwortet wurde oder wird, so hatte die Kritik Tietzes den großen Wert, vor der Überschätzung geringfügiger Art- und Faunenunterschiede in ihrem Wert für die Altersbestimmung gewarnt zu haben — was damals wohl besonders zeitgemäß war — und andererseits auf den starken Einfluß des Bildungsraumes für die Entwicklung der Tierwelt und die gebührende Berücksichtigung dieses Umstandes bei Altersfragen eindringlich hingewiesen zu haben.

Indem wir zu Tietzes Lemberger Studien zurückkehren, sei noch erwähnt, daß er bezüglich des Diluviums in Nordgalizien sich der damals eben erst sich durchsetzenden Gletschertheorie gegenüber der früheren Erklärung durch die Drifthypothese anschloß und später in der Krakauer Gegend noch weitere Daten dafür sammelte. Paul und Tietze dürften übrigens wohl die ersten gewesen sein, die in den Ostkarpathen Spuren einer diluvialen Vereisung nachwiesen (67).

Mit der Karpathenzone hat Tietze sich 1887 in seiner monographischen Abhandlung über die Gegend von Krakau (119) nochmals ausführlich befaßt. Die Stratigraphie der Karpathen war hier bereits durch Hohenegger und Fallaux in ihren Hauptzügen geklärt

worden, dagegen bot das Verhältnis der Karpathenregion zu dem sudetischen Vorland interessante Probleme, wie zum Beispiel das Verhältnis von karpathischer und außerkarpathischer Oberkreide und die Transgression der letzteren über den Jura.

Die verlandeten Jurakalke bildeten nach Tietzes Auffassung einen dem Karpathenmeer vorgelagerten Randwall, analog jenem in Mittelgalizien, und seine Zerstörung lieferte die vielen exotischen Jurablöcke. Aus den von ihm zuerst beschriebenen Blöcken von Karbonsandstein bei Bachowice (141) folgert er, daß auch die Steinkohlenformation am Aufbau jenes Walles beteiligt war, während anderseits der von Tietze näher untersuchte Granit von Bugai (108) ihm ein Zeuge dafür ist, daß das kristalline Grundgebirge unter dem Paläozoikum bereits stellenweise durch Erosion freigelegt war.

Die verschiedenen Ablagerungen des Neogen am westgalizischen Karpathenrand — Salzformation, Neogen und Gips u. a. — faßt er, festhaltend an seiner Ablehnung der Stufengliederung des Mediterrans, nur als verschiedene Facies auf; er erkannte aber auch, daß die Salzformation diskordant zum karpathischen Alttertiär liegt und mit diesem in einer späteren Phase der lange Zeit wiederholt sich erneuernden Faltung geschuppt und überfaltet wurde.

Von einem ähnlichen Gesichtspunkt ausgehend wie in der Mediterranfrage wendet sich Tietze bei der Besprechung des Jura in bezug auf Neumayers Arbeit über den Baliner Oolith und bezüglich der Gliederung der außerkarpathischen Kreide durch Zarezny gegen eine zu weit gehende Verallgemeinerung und Überschätzung detaillierter paläontologischer Zonengliederungen bei Übertragung auf beliebige andere Vorkommen. Im übrigen waren die außerkarpathischen Schichtglieder der Krakauer Gegend bereits durch Römer, Zeuschner u. a. so gut bearbeitet worden, daß sich Tietze ihnen in den meisten Punkten anschließen konnte; dies gilt auch für seine Zurechnung des Karniowicer Kalkes und der roten Sandsteine usw. zum Buntsandstein (für den Hauptteil) auf Grund der Gesteinsbeschaffenheit und der Diskordanz gegenüber dem Karbon. Die Feststellung permischer Pflanzenreste durch Raciborski und Zarezny erfolgte erst später (1891, 1892).

Das Hauptinteresse an der Geologie der Krakauer Gegend richtete sich wohl schon damals auf die von Eduard Suess ausgesprochene Idee der Aufschiebung der karpathischen Flyschzone auf die sudetische Scholle und die damit verbundene, wissenschaftlich und wirtschaftlich gleich wichtige Frage der Fortsetzung der Ostrauer Steinkohlenlager unter den Karpathen. Suess verwies dabei auf das Fehlen der Flyschablagerungen auf den einem anderen Bauplan folgenden Sudeten; das Nordufer des Flyschmeeres müsse weiter südlich unter den Karpathen begraben liegen, der Flysch liege nicht annähernd mehr in seinem ursprünglichen Bildungsraum. Die Bohrungen im Karpathenrand haben allerdings ergeben, daß autochthone Oberkreide noch verhältnismäßig nahe dem Karpathenrand auf dem paläozoischen Untergrund liegt oder doch nur unweit verschoben ist, so daß das kretazische Flyschmeeresufer doch noch ziemlich nahe am Karpathenrand gelegen haben muß;

im ganzen haben aber die späteren Detailaufnahmen und besonders die Tiefbohrungen den tektonischen Grundplan einer weiten Überschiebung karpathischer Bereiche auf das sudetische Vorland im allgemeinen bestätigt, wobei die Hauptschubfläche allerdings über dem basalen subheskidischen Alttertiär sich ausgeildet hat.

Wenn Tietze die Suess'sche Auffassung im wesentlichen ablehnte und nur untergeordnete randliche Aufschichtungen als möglich anerkannte, so betrachtete er die Frage zunächst vom Standpunkt des damals vorliegenden Beobachtungsbefundes, der noch der entscheidenden Tiefbohrungen entbehrte und vom Stand der damaligen Karpathenstratigraphie aus. Er hief sich darauf, daß die Kristallingerölle und die exotischen Blöcke im Flysch, die er auf die Abtragung des von ihm angenommenen Randwalles zurückführte, auf eine mindestens teilweise Erosion des Paläozoikums schon am Außenrand der Karpathen schließen lasse, abgesehen davon, daß kein Anhaltspunkt vorliege, daß die Lagerung des Paläozoikums unter den Karpathen noch die gleiche sei wie nördlich des Randes, welcher letzterer Gedanke in den Palaeokarpathen der neuesten Karpathenliteratur (Bubnof, Novak, Petrascheck) bis zu gewissem Grade Bestätigung erfuhr. Aber auch allgemeine theoretische Bedenken brachte Tietze dagegen vor: Bei weiterem Vorschub der Flyschalten über die Sudeten verlören letztere die ihnen nach Suess' Theorie der Gebirgsbildung zukommende Rolle der stauenden Masse, während das ungarische Hinterland eine durch Einstürze bezeichnete Region der Lockerung sei, gewissermaßen ein „Loch“, das auch nicht die Funktion der anderen Schraubstockbacke erfüllen könne, Argumente, die viele Jahre später bei der Kritik der Deckentheorie, und zwar besonders bei jener der Wurzelzonen als extremster Ausdruck des Schraubstockschemas von verschiedenen Seiten wieder zur Geltung gebracht wurden.

Das teilweise Fehlen des Karbons und stellenweise auch des älteren Paläozoikums innerhalb des nördlichen Karpathenrandes ist übrigens durch die in den Bohrlöchern von Rzeskotary und Oldrichowitz festgestellte Auflagerung des subheskidischen Alttertiärs auf Gneis, bzw. Devon bestätigt worden, sofern man nicht auch hier tiefgehende Abscherungen annehmen will.

In letzter Linie ist es die Grundverschiedenheit der Sinnesart und Forschungsweise von Suess und Tietze, die hier zum Ausdruck kommt. Der phantasiereiche Gedankenflug, der die weitesten Zusammenhänge mehr ahnend als wägend zu erfassen strebt und der rein induktiv vorschreitende, vorsichtig abwägende Beobachter.

Die zwölf Jahre, welche Tietze an der geologischen Erschließung Galiziens beteiligt war, gehören einer Phase in der Entwicklung galizischer Geologie an, welche durch die Arbeit der Reichsanstalt — und hier in erster Linie von Paul, Tietze und Uhlig — charakterisiert ist, die erste eingehendere Aufnahme des ganzen Landes brachte und schon deshalb grundlegend für spätere Arbeit war. Ihre Teilnehmer mußten vor allem eine Klarstellung der Stratigraphie anstreben, wobei auch bestimmte, damit näher zusammenhängende tektonische Fragen behandelt wurden, wie z. B. die Natur des Außenrandes der Karpathenregion. Auf

dieser Basis, die später kaum eine tiefgreifendere Veränderung erfuhr, konnte sich dann seit Beginn des 20. Jahrhunderts eine neue, vorwiegend der tektonischen Erfassung gewidmete Periode aufbauen, welche die Anwendung der Deckentheorie auf die Karpathen durchführte und auf diesem Weg auch gewisse stratigraphische Fragen zu deuten versuchte. Gleichzeitig brachte diese Periode erst jene reichliche Aufschließung durch Tiefbohrungen, die besonders in schlecht aufgeschlossenen Gegenden den Profilen erst jene Tiefe gab, die zur Deutung grundlegender Fragen wie eben jene des Vorschubs über die Sudeten oder der Deckenstruktur notwendig ist; ein Umstand, der bei der Bewertung der Leistung früherer und neuerer Erforscher dieser Gebiete nicht übersehen werden darf.

Nach Abschluß der galizischen Aufnahmen befaßte sich Tietze weitere zwölf Jahre mit Aufnahmen in dem sudetischen Gebiete von Mähren und angrenzender Teile von Schlesien und Böhmen. Als erstes untersuchte er die Landschaft um Olmütz, worüber er 1893 einen abschließenden Bericht (157) vorlegte, der von dem Kartenblatte gleichen Namens im Maßstab 1:75.000 begleitet war. Es war der oben schon erwähnte Versuchsdruck für die Herausgabe der geologischen Spezialkarten in Farbendruck.

Das Olmützer Gebiet war zwar stratigraphisch und tektonisch wesentlich einfacher und minder problematisch als Westgalizien, bot aber doch manche interessante Fragestellungen. Als das Hauptergebnis seiner Arbeiten auf Blatt Olmütz bezeichnet er selbst die Klärung der Altersfrage der mährisch-schlesischen Grauwacken durch den Nachweis, daß der größte Teil der von früheren Autoren zum Devon gestellten Grauwacken dem Kulm zugehört. Als Gründe dafür führt er die petrographische Gleichheit und die damit bedingte Unmöglichkeit einer bestimmten Abgrenzung beider, das kulmische Alter der Fauna und der von Stur bestimmten Flora und mehrfach beobachtete Diskordanz der Grauwacken gegen sicheres Devon an, das stellenweise sogar klippenartig aus dem Kulm auftauche. Tietze führte in dem dergestalt sehr vergrößerten Kulmareaal als eine erste Vorarbeit für eine spätere stratigraphische und tektonische Gliederung in großen Umrissen eine lithologische Einteilung in Schiefer und Grauwacken (samt Konglomeraten) durch und konnte auch einige wenige Kalkvorkommen ausscheiden.

In einer im gleichen Jahr erschienenen Abhandlung über die Gegend von Ostrau (155) befaßt sich Tietze auch mit der Abgrenzung des Kulms von den Ostrauer Schichten und wendet sich gegen die von Stur angenommene Zurechnung letzterer zum Kulu, vor allem wegen der Diskordanz zwischen beiden gegenüber dem engen konkordanten Verband der Ostrauer und Schatzlarer Schichten. Doch ist jenes gegenseitige Lagerungsverhältnis ebenso wie die Altersabgrenzung mangels genügender Aufschlüsse und Fossilfunde noch heute nicht endgültig geklärt.

Eine eingehende Besprechung widmet Tietze in seiner Olmützer Abhandlung den jüngsten Abschnitten der geologischen Geschichte: die Verbreitung und Höhenlage der Neogenablagerungen ergaben eine vorneogene Anlage der meisten Täler, in Übereinstimmung mit fremden und eigenen Beobachtungen in andern Talgebieten Mährens und West-

galiziens. Die späteren Aufnahmen in Westmähren lieferten ihm weitere Beispiele dafür, aus der Gegend von Landskron und Gewitsch beschreibt er auch vorkretazische Talanlagen, die in der Gegenwart von der Erosion wieder geöffnet werden.

Nach den gleichen Gesichtspunkten hinsichtlich der Gliederung und Verbreitung des Kulm wie auf Blatt Olmütz hat Tietze später das von Camerlander aufgenommene Kartenblatt Freudental umgearbeitet, dessen Gebiet dadurch fast zur Gänze dem Kulm zufiel. Auch auf die übrigen, von Tausch und Bukowski aufgenommenen mährischen Kartenblätter ist die Tietzesche Gliederung und Abgrenzung des Kulms übernommen worden.

Die letzte große Abhandlung über Ergebnisse seiner Aufnahmestätigkeit behandelt das Gebiet der beiden ostmährischen Kartenblätter Brūsau—Gewitsch und Landskron—Mähr. Trübau (186). Den wichtigsten Teil derselben bildet die eingehende Schilderung des nördlichen Teiles der von Tietze so benannten „Boskowitzter Furche“, jener eigenartigen und auffälligen tektonischen Depression, welche auf eine Länge von etwa 150 km das böhmische Grundgebirge von dem mährisch-sudetischen Bereich trennt. Lipold hat sie zuerst als Depression beschrieben, Ed. Suess zuerst ihren tektonischen Charakter erkannt. Tietze konnte die Richtigkeit letzterer Deutung auf Grund von detaillierten Aufnahmen nachweisen, sie weiter ausbauen und in mancher Hinsicht, z. B. bezüglich des Alters des Syenits auch berichtigen. Vor allem gelang es ihm, den zeitlichen Ablauf der Bildung dieses Grabens aufzuklären: seine erste Anlage vor Ablagerung des Rotliegenden, dessen Entwicklung schon dadurch beeinflusst wurde, die weitere Ausbildung zwischen Perm und Kreide und den Haupteinbruch der Furche in der Eozänzeit.

Aus Tietzes Aufnahmen ergab sich auch, daß die Furche eigentlich aus zwei Teilstücken besteht, die in der Gegend zwischen Törnau und Krönau durch ein horstartiges Zwischenstück, den Molleiner Horst, getrennt sind; ferner das Bestehen von Parallelsenkungen, die eine postkretazische Verbreiterung der Furche erzeugten. Tietze vermutete, daß die tektonischen Bewegungen vielleicht auch heute noch nicht ganz erloschen sind und war geneigt, die Detonationen am Reichenauer Berg damit in Zusammenhang zu bringen.

Wenn wir Tietzes Arbeitsleistung hinsichtlich der Zahl der aufgenommenen Spezialkartenblätter überblicken, ergibt sich folgende anschauliche Leistung:

In Ostgalizien hat Tietze gemeinsam mit Paul und Lenz 21 ostgalizische Karpathenblätter bereist und einige davon später allein revidiert. Gemeinsam mit Hilber nahm er dann 9 nordgalizische Blätter auf. Ferner wurden von ihm die Blätter Lemberg und Grodek aufgenommen, die dann zu einem Blatt vereint (und im S etwas erweitert durch einen von Hilber aufgenommenen Streifen) als Umgehungskarte von Lemberg erschienen sind. In Westgalizien hat Tietze 5 Blätter, welche die weitere (in Altösterreich liegende) Umgebung von Krakau umfassen, aufgenommen — sie sind als Beilage zur Krakauer Monographie erschienen — und das Blatt Makow. In Mähren hat Tietze

die 4 oben besprochenen Blätter aufgenommen, die in Farbendruck erschienen sind. Auch Erläuterungen sind zu denselben erschienen mit Ausnahme von Blatt Bräusau—Gewitsch, zu dessen „Erläuterungen“ nur eine unvollendete Handschrift im Nachlaß gefunden wurde. Ferner hat Tietze am Schlusse seiner Aufnahmestätigkeit in Mähren noch das Blatt „Weißkirchen in Mähren“ 1898 und 1899 aufgenommen und mit der Aufnahme von Blatt Neutitschein begonnen, welche Aufnahmen mit der Übernahme der Direktion abgebrochen wurden. (Blatt Neutitschein wurde später von Dr. H. Beck bearbeitet.)

Dazu kämen dann noch die Aufnahme in der Mititärgrenze, für die noch keine Spezialkarten zur Verfügung standen und die unten noch zu besprechenden Aufnahmen in Bosnien und Montenegro.

Die Übersichtskarte von Galizien, für welche Tietze die Revisionen ausführte, ist Manuskript geblieben. 1896 besorgte Tietze die Herausgabe der 5. verbesserten Auflage von Hauers Übersichtskarte von Österreich-Ungarn (169).

In den zahlreichen Berichten, besonders in den großen Abhandlungen über seine Aufnahmsgebiete, legte Tietze das Hauptgewicht auf eine sehr eingehende, von Ort zu Ort fortschreitende Schilderung der Feldbeobachtungen und verband sie mit gründlicher Diskussion derselben im Zusammenhalt mit der Literatur, während allgemeine Zusammenfassungen und weitausgreifende Ableitungen aus denselben demgegenüber ganz zurücktreten. Tietze hat diese Darstellungsweise gelegentlich auch eigens begründet und gegenüber der nur mit wenigen ausgewählten Einzelheiten ausgestatteten und mehr spekulativ zusammenfassenden Art anderer Geologen, z. B. Pauls, verteidigt. Er faßte seine Berichte als eine regional-geologische Tatsachensammlung auf, aus der jeder unbeeinflußt durch eine auf bestimmten Schlußfassungen fußende Auswahl seitens des Autors das für seine Studien passende und auch für später erst neu auftauchende Fragestellungen aufschlußgebendes Material schöpfen kann.

Das vielseitige Abwägen und einläßliche Besprechen der Beobachtungen und ihr reichliches Gegenüberstellen mit den Ansichten früherer und gleichzeitiger Geologen entsprach gewiß auch einem Grundzug seiner Veranlagung. Naturgemäß nimmt es oft auch den Charakter einer Polemik an, mitunter auch einer scharf und geschickt zugespitzten. Mehrfach haben gerade Polemiken ihn erst dazu veranlaßt, eine vorher nur kurz behandelte Anschauung nun ganz eingehend und mit weitem Ausgreifen in die Literatur auseinanderzusetzen, z. B. in der Polemik mit Mojsisovics über Karsterscheinungen oder über die Mediterranstufen in Erwiderung auf Fuchs u. a. m.

Solche Art der Behandlung seiner Gegenstände gilt nicht nur für die Aufnahmsberichte, sondern auch für die Schriften allgemeineren Inhaltes.

Verbunden mit dieser Darstellungsweise ist ein vollständiger Verzicht auf zeichnerischen Ausdruck des Beobachteten in seinen Schriften.

Es wird wohl wenige Geologen geben, die so viele und inhaltsreiche Schriften von zumeist regional-geologischem Charakter veröffentlicht haben, ohne denselben Profile oder sonstige graphische Darstellungen beizugeben. (Nur in ein paar der allerersten Schriften finden sich einzelne solche; in den mit Paul gemeinsam verfaßten „Studien“ dürften sie wahrscheinlich von diesem herkommen.) Ein Bedürfnis nach unmittelbarer Anschaulichkeit scheint Tietze hier nicht besessen zu haben.

In den Kreis der Aufnahmearbeiten gehört im weiteren Sinne auch die in Gemeinschaft mit Bittner und Mojsisovics bewerkstelligte erste geologische Übersichtsaufnahme von Bosnien und Herzegowina, insofern diese nach der Besitznahme durch Österreich und im staatlichen Auftrage erfolgte (78).

Tietze fiel das nordöstliche Bosnien als Arbeitsanteil zu, d. h. das auf bosnischer Seite liegende Einzugsgebiet der Drina von Srebrenica abwärts, das Gebiet der Bosna und ihrer Nebenflüsse Krivaja, Spreca und Usora, und die Täler der Ukrina. Dies ist im wesentlichen der Bereich der nordbosnischen Flyschzone samt den vorgelagerten Saveniederungen. Die nordwestliche Fortsetzung der Zone hatte Tietze bereits 1872 in Kroatien kennengelernt und er konnte nun, bereichert durch die in der Zwischenzeit in den Karpathen gesammelten Erfahrungen über Flysch, den bosnischen Anteil studieren. Das Gebiet von Dolna Tuzla hatte kurz vorher Paul montageologisch untersucht. Freilich erlaubte die zugemessene Zeit nur eine ganz übersichtliche Behandlung des Gegenstandes.

Tietze trennte einen jüngeren Flyschsandstein, der keinen Serpentin oder andere basische Eruptiva enthält, von einer älteren Gruppe reich an solchen, in welcher er Kalkzüge gesondert ausscheidet, ohne daß die ältere Gruppe nur Kreide und nicht auch Eozän enthalten könne. Die basischen Eruptiva fand er in innigster Verknüpfung mit den Flyschbildungen und nimmt sie ähnlich wie schon Ami Boué, aber entgegen der damals üblichen Anschauung für gleich alt mit ihnen und in verschieden hohen Niveaus derselben eingelagert. Der Flysch selbst wird teils als kretazisch, teils als alttertiär, hauptsächlich eozän bezeichnet.

Zur Heraushebung jener älteren, nicht zum Flysch gehörigen Gesteinszüge, die später von Katzer und anderen als Tuffit-Jaspis-Formation bezeichnet und von den einen zum Jura, von anderen zur Trias gestellt wurde, und der damit verbundenen, zeitlich älteren Einordnung eines Teiles der Eruptiva fehlte vor allem die nötige Zeit zu einer genaueren Untersuchung, doch wurde ihr Vorhandensein — und bei Zvornik auch ihr höheres Alter — von Tietze mehrfach beobachtet, wie auch die Unsicherheit in der Zugehörigkeit zum Flysch bei manchen der im Flysche ausgeschiedenen Kalkzüge von ihm betont wird. Mojsisovics, der Westbosnien bereiste, faßte die basischen Eruptiva mit den Tuffen und Jaspisschichten als effusive Bestandteile des Kreideflysch auf.

Den bosnischen Flysch vergleicht Tietze mit dem Macigno des Apennin und hebt seine fazielle Verschiedenheit gegenüber dem dalmatinischen Flysch hervor.

Geologische Landesaufnahmen in der Heimat und geologische Forschungsreisen in fremden, mehr oder weniger unerforschten Ländern sind, sofern letztere nicht enger begrenzten Aufgaben, wie etwa der Ausbeutung von Fossilfundstätten oder der Untersuchung von Minerallagerstätten, dienen, grundsätzlich gleiche, nur nach dem Ausmaß der Zeit und des Stoffes und nach dem Grade der Durcharbeitung verschiedene Forschungsarbeiten. Bereisungen wie jene Tietzes in Bosnien sind schon ein Mittelding zwischen beiden, wie ja auch die Kartenaufnahmen im Heimatlande im Laufe der Zeit alle Stufen von der Forschungsreise ins Unbekannte bis zur feingegliederten Spezialaufnahme durchlaufen.

Ebenso ist kein nennenswerter Unterschied in der Art der Tätigkeit zwischen den bosnischen Aufnahmen Tietzes und der geologischen Durchforschung Montenegros, welche er zwei Jahre später in zweimonatlicher Reise bewerkstelligte. Hier handelte es sich aber um ein Land, das geologisch, mit Ausnahme einzelner küstennaher Plätze, noch ganz unerforscht und dem Reiseverkehr noch weniger als Bosnien zugänglich war, so daß Tietzes „Geologische Übersicht über Montenegro“ (99) überhaupt die erste und für jede spätere Erforschung grundlegende geologische Darstellung in Karte und Beschreibung bildete.

Wertvolle Unterstützung bot der Anschluß an die eben erst bekannt gewordenen geologischen Verhältnisse der Nachbarländer Bosnien und Dalmatien. So schon bei der Altersbestimmung der ältesten Schichtgesteine in Montenegro, der paläozoischen Schiefer und der sie überlagernden untertriadischen Schichten („Werfener Schichten“), die mit zahlreichen basischen Eruptiven und roten Hornsteinen und Jaspissen eng verbunden sind, also einer untertriadischen „Diabashornsteinformation“ wie sie Jahrzehnte später Ampferer und Hammer in den östlich angrenzenden serbischen Gebirgen ebenfalls feststellen konnten. Das Auftreten der gleichen Gesteinsgesellschaft in der bosnischen Flyschzone faßte Tietze als die Wiederkehr gleicher Gesteinsfazies in einer viel jüngeren Formation auf.

In den das Land beherrschenden Kalkmassen konnte er triadische und kretazische in weiter Verbreitung feststellen, wenn auch die Abgrenzung vielfach unsicher bleiben mußte; in den triadischen Kalken wurde ein den Wengener Schichten wahrscheinlich entsprechender Sandsteinhorizont aufgefunden. Jurakalke konnten nur zwischen Niksić und Pliwa sichergestellt, an einzelnen anderen Punkten vermutet werden.

Für eine Gliederung der Kreide ergaben sich Anhaltspunkte durch Auffindung von Flyschsandsteinen im inneren Kreidekalkgebiet. Der Flysch der Küstenregion wurde als faziell dem dalmatinischen Eozänflysch zugehörig erkannt.

Das geologische Bild, das Tietze auf seiner Übersichtskarte 1:450,000 von Montenegro entwarf, hat sich später in seinen Grundzügen wenig geändert und erscheint auch so auf der internationalen Karte von Europa.

Andere Landstriche im Norden der Balkanhalbinsel hatte Tietze schon vorher besucht. So gab ihm sein erster Aufenthalt im Banat Gelegenheit, die dort beobachteten Verhältnisse über die Donau hinüber nach Serbien zu verfolgen und führte zur Auffindung von braunem

Jura bei Boletin (14), von Turon und Neocom bei Milanowatz (15) und zu manchen vergleichenden Studien über Eruptivgesteine und Erzlagerstätten im nordöstlichen Serbien, besonders bei Maidanpek (12, 13, 17, 18). Später gab ihm eine Reise nach Campina und Ploesti Anlaß zu Vergleichen zwischen galizischer und rumänischer Erdöl- und Salzformation.

Die erste und längste ausländische Forschungsreise Tietzes war jene nach Persien. Allerdings konnte er von dem mehr als zwei Jahre währenden Aufenthalt in Persien im ganzen nur etwa sieben Monate auf Bereisungen verwenden¹⁾ und war auch bei diesen infolge seiner Aufträge praktisch-geologischer Natur nicht unabhängig in der Dauer und Richtung derselben. Gleichwohl gelang es ihm doch, eine Fülle interessanter Beobachtungen über mannigfache Themen allgemeiner und regionaler Natur zu sammeln und in seinen Berichten zu verarbeiten. Auf eine geschlossene Monographie glaubte er in Rücksicht auf die Lückenhaftigkeit der Bereisung verzichten zu müssen.

Den bedeutendsten Gegenstand seiner Studien bildete das Albursgebirge, dessen Stratigraphie und Tektonik er in verschiedener Hinsicht aufzuklären vermochte (58, 62). Er erkannte das allmähliche Entstehen der Gebirgskette in mehrmaligen Auffaltungen, was sich auch aus der ungleichen Verbreitung einzelner Formationen, z. B. der miozänen Salzformation, entnehmen ließ, das Fehlen einer kristallinen Achse des Gebirges, seinen Faltenbau, der stellenweise auch kleine liegende Falten zeigt, und das vorherrschend gegen Nord gerichtete Abfallen der Schichten sowie verschiedene große Bruchlinien.

Hinsichtlich des Vulkanismus konnte er feststellen, daß entlang dem südlichen Randbruch des Gebirges viele Trachite auftreten, vor allem aber, daß der große Vulkan Demavend (62, 69) inmitten des Gebirges, etwas nördlich der Hauptachse liegt, abweichend von der durch Ed. Suess abgeleiteten Stellung der Vulkane am abgesunkenen Innenrand der Gebirgsbögen. Tietze verweist diesbezüglich auf das ebenso abweichende Verhältnis in der Lage der großen Vulkane des Kaukasus und auf die analoge Stellung des Ätna und Vultur zur peloritischen Kette und zum Apennin, Fälle, die ihm die Aufstellung allgemeiner Regeln in dieser Hinsicht kaum zuzulassen scheinen. Andererseits konnte er Suess' Anschauung von der passiven Rolle des Vulkanismus bei der Gebirgsbildung durch seine Beobachtungen im Albur bestätigen, denn der Demavend — dem Tietze eine eigene Abhandlung widmet —, sitzt dem schon emporgefalteten Gebirge auf, ohne auf den Faltenbau Einfluß zu nehmen, im Gegensatz zu der damals noch keineswegs überwundenen Idee von der Erhebung der Gebirge durch vulkanische Vorgänge. Wohl aber steht der Demavend nach Tietzes Befund im Interferenzgebiet verschiedener Streichungsrichtungen und im Kreuzungspunkte von Bruchlinien.

Über die nutzbaren Lagerstätten Persiens — vor allem Salz, Kohle, Erdöl, Kupfer- und Bleierz — hat Tietze aus einer sorgfältigen Durchsicht der Literatur und eigenen Beobachtungen eine eingehende Zusammenstellung nach dem damaligen Stande der Kenntnis gegeben (71).

¹⁾ Anmerkung in Jahrbuch d. R. A. 1878, S. 173 (Demavend).

Verschiedene andere Kapitel der Geologie und Mineralogie Persiens hat Tietze in gesonderten Berichten behandelt, so über die jungen und jüngsten Schuttbildungen (83, 89), wobei auch die Frage von Eiszeit Spuren im Albus erörtert wird, über Quellen am Demavend (46), über die Türkise von Nischapur (101) u. a. m. und schließlich über den Kabadagh bei Krasnowodsk (53, 55), den er auf der Heimreise besuchte.

Sie sind in dem folgenden Schriftenverzeichnis Tietzes aufgezählt zu finden.

1882 betrat Tietze wieder asiatischen Boden zu geologischen Forschungen, im Anschluß an Benndorfs archäologische Expedition nach Lykien (105). Dabei nahmen die geologischen Untersuchungen im Ausgrabungsbereich nur einen kleinen Teil der für die Reise verfügbaren zwei Monate in Anspruch, die übrige Zeit konnte — abgesehen von der Hin- und Rückreise zu selbständigen Forschungen verwendet werden. Die Geologie Lykiens bot in stratigraphischer Hinsicht viele Anknüpfungspunkte an jene von Bosnien und Montenegro, vor allem durch die Flyschablagerungen, welche Tietze für teilweise äquivalent den kretazischen und eozänen Kalken, teilweise für jünger (oligozän) befand, und die damit verbundenen Ophiolite, die er gleich wie in Bosnien als dem Flysch gleichaltrige Bildungen ansieht. Tietze hat den Flysch auf seiner Übersichtskarte 1:300.000, soweit seine Begehungen reichten, aus den weitem herrschenden Kalkmassen herausgehoben. Auch die durch Hippuritenführung kenntlichen Kreidekalke hat Tietze besonders ausgeschieden. Im übrigen übernimmt die Karte ihre Hauptzüge jener seiner Vorgänger Spratt und Forbes.

Bei der Schilderung der tektonischen Verhältnisse hebt Tietze die beträchtliche Verbreitung meridional streichender Zonen hervor, die er in Analogie mit den gleichen von ihm auf der Balkanhalbinsel und im Albusgebirge beobachteten Bauformen auf Zusaumenschub („Zerknitterung im Streichen“) in der Längsachse des Gebirges als Korrelat der Hauptfaltungsrichtung zu deuten geneigt ist — ein Gedanke, der bekanntlich Jahrzehnte später in den Alpen starke Anwendung gefunden hat —, wogegen die Feststellung einer Altersverschiedenheit beider Faltungsrichtungen unsicher erscheint.

Die neogenfreien Küstenebenen an der Südküste sind nach Tietze jüngeren Alters als die Miozänbecken im Innern des Landes, die bis zu bedeutenden Meereshöhen reichen und durch die späteren Gebirgsbewegungen noch gestört sind; die Entstehung jener hängt mit dem jugendlichen Alter der Küste selbst zusammen. Letztere ist auch bis in die Gegenwart nicht zur Ruhe gekommen, sondern in historischer Zeit Verschiebungen unterworfen gewesen, wie Tietze an einer Reihe küstennaher alter Bau- und Grabdenkmäler aufzeigen konnte. Diesen jüngsten Veränderungen widmet er in Rücksicht auf die viel behandelte Frage der Schwankungen des Meeresspiegels oder der Festländer besondere Aufmerksamkeit und Besprechung, angeregt durch die von E. Suess aufgestellte Theorie der Stabilität der Festländer. Tietze spricht sich hier, wie schon bei früherer Gelegenheit, gegen eine grundsätzliche Ablehnung von sekularen Hebungen der Festländer aus

unter Hinweis darauf, daß einerseits die lykische Küste nach den eben erwähnten historischen Zeugen eine Senkung erfahren hat, während der östliche Teil der Südküste Kleinasiens (Adalia mit seinen gehobenen Kalktuffen hat Tietze auch besucht) und die Westküste vielfach Zeichen einer negativen Strandverschiebung erkennen lassen und ebenso an anderen Küsten des östlichen Mittelmeeres eine Einheitlichkeit der historischen Küstenveränderungen, wie sie bei einer Schwankung des Meeresspiegels erwartet werden müßte, nicht besteht.

Auch über einzelne seiner nicht zu Forschungszwecken, sondern bei dem Besuch von Kongressen unternommenen Reisen in fremden Ländern hat Tietze in anregenden, allgemein landeskundlichen Schilderungen Bericht gegeben, so über den Ural (176) und über den Yellowstone Park (154).

Wie schon aus dem vorstehenden Bericht über die Ergebnisse von Tietzes Landesaufnahmen und Forschungsreisen hervorgeht, erschöpfte sich sein wissenschaftliches Interesse trotz aller Wertschätzung der Feldbeobachtung und der Sorgfalt für ihre Mitteilung keineswegs in dieser Begrenzung, sondern bei allen größeren Abhandlungen sehen wir ihn aus der regionalen Erfahrung zu weiteren, allgemeineren Erörterungen und Schlüssen vordringen über solche Gegenstände, zu denen das betreffende Gebiet besonders geeignete Unterlagen bot, Erörterungen, die allerdings stets mit Vorsicht und Zurückhaltung geführt, ja nicht selten mit Warnung vor zu weitgehender Verallgemeinerung begleitet werden.

Die in verschiedenen geologischen Regionen und Ländern geschöpften allgemeinen Erkenntnisse haben ihn aber über einzelne Probleme auch zu selbständigen Publikationen veranlaßt.

Eines derselben, an dessen Lösung er sich mit anerkanntem Erfolge beteiligte, ist die Entstehung der Durchbruchstäler. Im Anschluß an die zurzeit herrschende Kataklysmentheorie führte man in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts ihre Bildung zumeist auf bei den Bewegungen der Erdkruste gebildete Spalten zurück, so z. B. Sonklar in den österreichischen Alpen. Veranlaßt durch seine Beobachtungen im Albursgebirge und in den Karpathen (134, S. 369) und anderseits in Anerkennung der Rütimaierschen Ideen über die ausschlaggebende Rolle der Erosion bei der Talbildung und des allmählichen und periodischen Wachsens der Täler während der Gebirgsbildung kam nun Tietze zur Überzeugung von der Unhaltbarkeit der Spaltheorie und setzte 1879 (63) an ihre Stelle die Erklärung, daß die von einer höher liegenden Landfläche abfließenden Gewässer die quer zu ihrem Lauf langsam sich emporwölbenden Faltenzüge allmählich durchschneiden, sofern ihre Erosionskraft stärker und damit rascher wirkt als das Vorland sich emporhebt — was nach Tietze zumeist zutreffen dürfte. In vielen Fällen kommen daher die Querflüsse aus einer Region älterer Gesteine, die eine eingeebnete alte Faltungszone bilden, und durchbrechen die vorgelagerten Faltenzüge jüngerer Schichten. Doch

wollte Tietze mit seiner Erklärung keineswegs alle Arten von Durchbruchtälern gedeutet haben.

Er hat seine Ableitung selbständig gefaßt und war der erste, der sie in der deutschen Literatur entwickelte, da ihm erst nachträglich bekannt wurde, daß Medlicott bereits 1865 die Präexistenz der Querflüsse des Himalaja gegenüber den subhimalaischen Faltenzügen vertreten hatten und daß in Nordamerika Hayden 1873 die Durchschneidung sich bildender Bergketten durch Flüsse und 1875 Powell ähnliche Gedanken früher geäußert hatten, denen sich dann gleichzeitig mit Tietze und später andere Amerikaner anschlossen. Er hat seinen Gedankengang nach mehreren Seiten zu verteidigen gehabt. Das einmal (93) setzte er sich mit Löwl auseinander über dessen Hypothese der Quertalbildung durch Rückwärtseinschneiden, besonders an dem Beispiel der Donau, und knüpfte daran Überlegungen über Erosionswirkung im allgemeinen und über die Bildung der Talterrassen in Gebirgen in ihrer Beziehung zur Gebirgsbildung und zur sekularen Hebung: Überlegungen, die gerade durch die neuesten Anschauungen über regionale Hebungen und Verbiegungen im Alpenkörper eine damals kaum geahnte Bestätigung gefunden haben.

Eine mit Penck geführte Polemik (129) über die Prioritätsfrage hat mehr den Charakter einer persönlichen Abwehr.

Zur Behandlung eines anderen Themas der allgemeinen Geologie wurde Tietze schon bei seinen allerersten Aufnahmebereisungen angeregt: nämlich zum Studium des Karstphänomens, das ihm im kroatischen Karst in vollkommener Ausbildung vor Augen trat. Bosnien und Montenegro boten weiteren reichlichen Stoff. Galizien ergab Vergleiche mit den Erosionsformen der Gipse. Außer in der oben schon erwähnten Denkschrift über die Behebung der Wassernot im kroatischen Karst sind seine Karstanschauungen in die betreffenden regionalgeologischen Abhandlungen eingeschaltet. Die polemischen Auseinandersetzungen mit anderen Autoren, hauptsächlich mit Mojsisovics, veranlaßten ihn zu einer ausführlichen, besonderen Behandlung des Themas (79).

Er erfaßte schon in seiner ersten Arbeit — als noch von mancher Seite über eine plutonische Entstehung der Dolinen diskutiert wurde — den Karst in Übereinstimmung mit anderen hervorragenden Forschern, wie A. Heim, als ein Erzeugnis der unterirdischen chemischen Erosion der klüftigen Kalkmassen und der dadurch hervorgerufenen Einstürze, die zur Dolinenbildung führen, und die Terra rossa als den angesammelten unlöslichen Rückstand. Dagegen lehnte er mit guten Gründen den von Mojsisovics angenommenen Zusammenhang mit der Gebirgsbildung ab.

Zu wertvollen neuen Ergebnissen führten ihn seine Studien über die Bildung des Löß, wozu vor allem seine Aufnahmen in Galizien die Anregung gaben. Tietze war einer der ersten, der sich der Anschauung Richthofens vom äolischen Ursprung des Löß anschloß und für sie eintrat, unter wohlbegründeter Ablehnung der Überschwemmungstheorie, welche damals in Sandberger, Benecke und Cohen eifrige Vertreter fand (92, 66). Er konnte zunächst für Ost-

galizien die einseitige Anhäufung des Löß an den westlichen Flanken der meridional verlaufenden Täler auf Grund der Richthofenschen Lößtheorie auf das Vorherrschen der westlichen Winde zurückführen und hatte später Gelegenheit, in Westgalizien und Mähren übereinstimmende Beobachtungen zu sammeln. In Niederösterreich war schon 1867 E. Suess (damals noch unter der Annahme fluviatiler Entstehung des Löß) auf die analoge ungleichmäßige Verteilung des Löß aufmerksam geworden. Auch von anderen mitteleuropäischen Flußsystemen konnte Tietze ähnliche Beobachtungen aus der Literatur schöpfen, die alle in guter Übereinstimmung mit der Annahme eines äolischen Transportes durch vorherrschend westliche Winde stehen.

Hinsichtlich der Dauer der Lößbildung brachte er Belege für die Fortdauer derselben bis in historische Zeit bei, z. B. aus Lykien (105, S. 319) und aus der Lemberger Gegend (92, S. 47 u. 114).

In inhaltlichem Zusammenhang mit den Lößstudien stehen seine Publikationen über Salzsteppen und Wüsten, in denen er sich auch den Anschauungen Richthofens im wesentlichen anschließt. Der Aufenthalt in Persien hatte ihm das Ausgangsmaterial für diese Studien geliefert, wo er den Zusammenhang von Steppe, Löß und Salzbildung in typischer Ausbildung beobachten konnte. Pošepnys Meinung von einer subaerischen Zufuhr des Salzes in die Steppen und dadurch eingeleitete Bildung von Salzlagern und die älteren Anschauungen von dem Absatz in Meeresarmen und Binnenseen von Blanford u. a. gaben ihm Veranlassung zu einer besonderen Schrift (57), in der er die sonst in seinen regionalen Beschreibungen verstreuten Angaben sammelt, um die Bildung der vergleichsweise geringmächtigen Steppensalzlager aus dem Salzgehalt der umgebenden Gesteine und Schichten (z. B. aus der Salzformation am Albus) im Gegensatz zur Bildung der großen, marinen Salzlager darzutun.

Eine allgemein und vielseitig gehaltene schöne Übersicht über die Erscheinungsgruppe Wüste—Steppe—Löß—Salzabsätze hat Tietze in einem Vortrag im Verein zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in Wien 1885 gegeben (111).

Außer diesen in umfangreicheren und mehrfachen Druckschriften behandelten Gegenständen hat Tietze auch zu verschiedenen anderen bedeutenden Fragen seines Faches, angeregt durch Werke anderer Forscher, in kritischen Besprechungen oder kürzeren Aufsätzen Stellung genommen, so mehrmals zur Abstammungslehre (bezüglich Schriften von Diener (243), Waagen (244), Steinmann (245), über das Altersprinzip bei der Nomenklatur der Eruptivgesteine (130) über Geologie und Gymnasium (248) u. a. m. Äußerungen, die sowohl die Vielseitigkeit seines Interesses als seinen scharfen, kritischen Verstand bezeugen.

Ein paar der bedeutendsten und interessantesten Werke Tietzes befassen sich mit einzelnen Kapiteln aus der Geschichte der Geologie. Ihrem äußeren Anlasse nach sind es Nekrologe; Tietze ist hier ebenso wie bei seinen anderen Arbeiten allgemeiner Natur nicht von theoretischen Erwägungen oder intuitiv erfaßten Vorstellungen ausgegangen,

sondern von äußeren Gegebenheiten bzw. vom Einzelfall. Wie er aber selbst in seinem Nachruf für C. M. Paul die Meinung vertritt, daß jeder eingehendere Nekrolog ein kleines Stück Geschichte der Wissenschaft sein sollte, so hat er dies bei seinen Schriften über Fr. v. Hauer und über E. Suess auch gehalten. Der Nachruf für Hauer (177) zeigt dies schon durch den Untertitel „Ein Beitrag zur Geschichte der österreichischen Geologie“ an. In der Einleitung zu der umfangreichen Abhandlung über E. Suess, die den allzu bescheidenen Titel „Einige Seiten über Eduard Suess“ (273) trägt, betont er ausdrücklich, daß es sich nicht um einen Nekrolog in landläufigem Sinne handelt, sondern um die Schilderung jener „Episode, welche in der Geschichte unserer Wissenschaft mit dem Namen Suess verknüpft ist“, u. zw. aus der Feder eines Zeitgenossen, der nicht nur aus der Literatur, sondern aus eigenem Miterleben und tätiger Teilnahme darüber unterrichtet ist.

Hauer, Suess und Tietze hatten in den gleichen Jahrzehnten des verflorbenen Jahrhunderts die Hauptentfaltung ihrer wissenschaftlichen Tätigkeit, so daß Tietze, der als der jüngste und letzte von den Dreien in den damaligen Kreis österreichischer Geologen eintrat, genauen Einblick in die Entwicklung der Anschauungen der beiden großen Wiener Geologen und stärkste Anregung von ihnen gewinnen konnte. Seine starke Eigenpersönlichkeit hat ihn aber stets die Selbständigkeit der Meinung aufrechterhalten lassen. Mit Hauer verband ihn die Ähnlichkeit der wissenschaftlichen Anschauungsweise und die Gleichheit des Berufes, Suess gegenüber hat Tietze bei voller Anerkennung der Großzügigkeit und Anregungskraft seines Gedankenfluges die Rolle des kritischen Opponenten eingenommen, wie sich ja aus der grundverschiedenen Veranlagung und der Verschiedenheit der Arbeitsweise ergeben mußte.

Die beiden Monographien über Hauer und Suess ergänzen sich, soweit sie gleiche Zeiträume behandeln. Entsprechend den Lebenszeiten greift jene über Hauer weiter zurück, die andere reicht weit über Hauers Lebenszeit hinaus.

Vor allem ergänzen sie sich aber hinsichtlich des Gegenstandes. Mit dem Leben und Wirken Hauers ist der Aufbau der Stratigraphie der in Österreich vertretenen Formationen in seinen grundlegenden Elementen verbunden, eine Schilderung von Hauers wissenschaftlicher Arbeit, wie sie Tietze gibt, ist gleichzeitig eine Geschichte der österreichischen Stratigraphie in ihrer wichtigsten Periode. Wir lesen darin den Zustand vor Hauer, wir sehen, wie dieser mit unermüdlicher und exakter Arbeit und klarem, organisatorischem Blick unter Heranziehung der geeignetsten Mitarbeiter Baustein auf Baustein herbeischafft, formt und zu dem Gebäude zusammenfügt, in dem die nachfolgende Generation von österreichischen Geologen sicher hausen und weiterbauen kann. Andererseits wäre es unmöglich gewesen, Hauers Leben und Wirken darzustellen, ohne gleichzeitig die Entstehung der Reichsanstalt und ihre Geschicke in den ersten Jahrzehnten nach der Gründung zu besprechen.

So gibt uns Tietze in historisch beschreibender Form ein Bild der Entwicklung der geologischen Kenntnis Österreichs vom Anfang der Vierzigerjahre des 19. Jahrhunderts bis zu dessen Ende, dargestellt an

dem Wirken des führenden Geologen und des am stärksten beteiligten Institutes. Tietzes persönliche Mitarbeit in amtlicher und wissenschaftlicher Beziehung läßt ihn als den berufenen Geschichtsschreiber dafür erscheinen.

Die Abhandlung über Ed. Suess, die 17 Jahre später erschienen ist, gibt uns als Gegenstück ein Bild von der wissenschaftlichen Arbeit des bedeutendsten und erfolgreichsten Synthetikers jener Zeit. Sein wissenschaftliches Schaffen setzt etwas später ein, befaßt sich anfänglich mit ähnlichen Aufgaben wie Hauer, wendet sich aber bald eigenen Bahnen zu, die bei größter Vielseitigkeit im weiten Felde der Geologie, doch vor allem die weltumspannende Betrachtung großer Erscheinungsguppen vom einheitlichen Gesichtspunkt einer Idee aus zum Ziele haben. Seine Arbeit löst sich bald vom Heimatboden los, um die ganze Erde und die Allgemeinheit der Erscheinungen zu erfassen.

Tietze verzichtet hier auf einen vollständigen, historischen Bericht sondern beschränkt sich auf eine eingehende, kritische Besprechung der bedeutendsten geologischen Ideen Suess', so vor allem der Lehre vom einseitigen Schub, wie sie in der „Entstehung der Alpen“ und im „Antlitz der Erde“ behandelt ist und der damit verbundenen Kontraktions-theorie, der sekularen Hebungen und Senkungen und des Vulkanismus. Wie oben ersichtlich, hat Tietze zu manchen dieser Themen auch schon in seinen früheren Arbeiten Stellung genommen.

Durch das genaue Hineinleuchten in die Entwicklung der einzelnen Ansichten, ihre Beziehung zu den Vorläufern und ihrem Wandel im Laufe von Suess' Leben, bringt er die Schöpfungen Suess' dem Verständnis näher, er deckt aber auch Widersprüche und Irrtümer auf, die durch den Dogmatismus der Schüler mitunter noch vergrößert wurden, sowie auch Unklarheiten, die durch die glänzende Darstellung zwar verdeckt sind, aber manchmal die Grundfesten des Gebäudes gefährden. Daß die Einwände Tietzes z. B. bezüglich des einseitigen Schubes bei den Kettengebirgen und die Kontraktionstheorie Berechtigung besaßen, wird durch die Abkehr vieler Geologen von diesen Theorien in neuerer Zeit bestätigt. Tietzes Besprechung ist dabei aber keineswegs ein kleinliches Ankämpfen gegen den genialen Forscher, sondern wird in objektiver Weise der großen Bedeutung und Antriebskraft Suess' und seiner wissenschaftlichen und künstlerischen Eigenart gerecht, fördert durch die sachliche Durchdringung des Stoffes die weitere Klärung der behandelten Themen und wird so ebenfalls ein Beitrag zur Geschichte der Geologie.

Unter den eigentlichen Nekrologen, deren Tietze eine große Anzahl geschrieben hat, sei noch jener für C. M. Paul, der ihn in die Karpathengeologie eingeführt hat, hervorgehoben (182). Er bietet manchen interessanten Einblick in diesen Abschnitt der geologischen Erforschung der Karpathen und des gegenseitigen Verhältnisses beider in ihrer Karpathentätigkeit. Ein anderes, nicht immer erfreuliches Kapitel der österreichischen Geologie beleuchtet der kurze Nachruf für E. v. Mojsisovics, in dem sich Tietze bemüht, mit Sachlichkeit und Gerechtigkeit das Wirken dieser stark umstrittenen Persönlichkeit zu skizzieren (227).

Die historischen Arbeiten Tietzes zeigen so deutlich seine besondere Veranlagung für diese Art der Betrachtung und eine so eindringliche Kenntnis der zeitgenössischen Persönlichkeiten und Verhältnisse, daß es zu bedauern ist, daß der Plan zur einer Geschichte der Reichsanstalt, mit dem er sich trug, nicht zur Ausführung gelangte.

Angewandte Geologie.

Aus seiner Aufnahmetätigkeit in Ländern von großer montanwirtschaftlicher Bedeutung, in späterer Zeit auch aus seiner amtlichen Stellung ergab sich eine oftmalige Beanspruchung für Aufgaben praktisch-geologischer Natur.

Eine großangelegte Betätigung dieser Art war ja schon der Anlaß für seine Reise nach Persien. Späterhin boten die Erdöl-, Kohlen- und Salzlagerstätten Galiziens und Schlesiens Gelegenheit dazu.

Ein großes Gutachten für die Prager Statthaltereie hat Tietze 1902 ausgearbeitet über die Wassereinbrüche in Kohlenbergbauen in der Gegend von Karlsbad, wobei er sich im wesentlichen der Ansicht Rosiwals anschloß und die Deutung Höfers, daß die Wärme des Einbruchwassers von der Wärmeentwicklung der Kohle herrühre und nicht von der Beteiligung der Karlsbader Thermen, ablehnte (202, S. 8). Mit dem Schutz von Heilquellen hatte er sich auch in Karlsbrunn, Ivoniez und Johannisbrunn bei Meltsch zu befassen.

Es liegt in der Natur solcher Arbeiten, daß sie meist publizistisch nicht zur Geltung kommen. Nur ein Fall führte bei Tietze zu größeren Veröffentlichungen, nämlich die Trinkwasserversorgung von Brünn, die zu lebhaften öffentlichen Erörterungen Anlaß gab und auch Tietze, der im Auftrage der Stadt die Frage studierte zur Drucklegung seiner Ansichten und der Kritik des Gegenprojektes bewog (172, 186).

Auch von der Stadt Wien wurde er als Gutachter für die Festsetzung eines Schutzrayons der Zweiten Wiener Hochquellenleitung herangezogen. (Verh. d. g. R. A., 1901, S. 18.)

Verzeichnis der Veröffentlichungen Emil Tietzes

einschließlich einiger wichtiger Referate sowie eines Verzeichnisses von Arbeiten, die im Anschluß an Tietzes Reisen oder auf Grund des von ihm gesammelten Materials veröffentlicht wurden.

Zusammengestellt von E. Tietze.

Abkürzungen: J. = Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt; V. = Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt.¹⁾

1869.

1. Über die devonischen Schichten von Ebersdorf unweit Neurode in der Grafschaft Glatz. — Geognostische Inaugural-Dissertation, Breslau 1869.

1870.

2. Über die devonischen Schichten von Ebersdorf unweit Neurode in der Grafschaft Glatz. Eine geognostisch-palaeontologische Monographie. — Cassel, Verlag von Theodor Fischer. Aus der Zeitschrift Palaeontographica. Mit 2 Tafeln.

¹⁾ Die Hauptwerke wurden vom Verfasser des Nachrufs durch gesperrten Druck hervorgehoben.

3. Beiträge zur Kenntnis der älteren Schichtgebilde Kärnthens. — J., S. 259
bis 272.
4. Geologische Notizen aus dem nordöstlichen Serbien. — J., S. 567—600.
5. Mittheilungen über den niederschlesischen Kulm und Kohlenkalk. — V., S. 118
bis 123.
6. Die Devon-Schichten bei Gratz. — V., S. 134—136.
7. Die Thonschiefer nördlich von Klagenfurt. — V., S. 174.
8. Die Juraformation bei Bersaska im Banat. — V., S. 254—260.
9. Liassische Porphyre im südlichen Banat. V., S. 275—277.
10. Das krystallinische Grundgebirge bei Bersaska im Banat. — V., S. 280.
11. Die quaternären Bildungen im südlichen Banat. — V., S. 280.
12. Über ein Vorkommen von gediegenem Kupfer zu Maidanpeck in Serbien. —
V., S. 304.
13. Über das Vorkommen eines sogenannten Glammganges zu Maidanpeck in
Serbien. — V., S. 321—323.
14. Auffindung von braunem Jura bei Boletin in Serbien. — V., S. 323.
15. Auffindung von Neocom und Turon im nordöstlichen Serbien. — V., S. 324.
16. Auffindung von Orbitolitengestein bei Bersaska im Banat. — V., S. 338.
17. Cornubianite des Szaszka-Thales in Serbien. — V., S. 338.
18. Über den Milanit, ein neues Mineral. — V., S. 339.

1871.

19. Zur Erinnerung an Urban Schloenbach. — J., S. 59—66.
- 19a. Nachruf für A. Kunth. — V., S. 43.
20. Über ein Vorkommen von Aptienmergeln bei Swinitza im Banat. — V., S. 78.
21. Die Umgebung von Zirovac in Croatien. — V., S. 221.
22. Die Umgebung von Klásnic in Croatien. — V., S. 238.
23. Die Eocänbildungen südlich von Glina in Croatien. — V., S. 309.
24. Über einige schiefe Formen der Gattung Terebratula. — V., S. 357.

1872.

25. Geologische und palaeontologische Mittheilungen aus dem süd-
lichen Theil des Banater Gebirgsstockes. Mit 8 Tafeln. — J., S. 35—142.
26. Das Gebirgsland südlich Glina in Croatien, ein geologischer Bericht. —
J., S. 253—288 und V., S. 172.
27. Herrn Gurley's Sendung palaeozoischer Petrefacten aus Nordamerika. — V.,
S. 57.
28. Die Kohlenformation bei Pontafel in Kärnthen. — V., S. 142.
29. Über die fragliche Stellung der Liasschiefer bei Mehadia im Banat. — V.,
S. 183.
30. Über ein Vorkommen von Fledermausguano im Graner Gebirge. — V., S. 247.
31. Geologische Notiz aus der Umgebung von Neutra in Ungarn. — V., S. 248
bis 249.
32. Notiz vom Sulzberge bei Kaltenleutgeben. — V., S. 324.
33. Bemerkung über die Kalke von Saybusch in Galizien. — V., S. 325—326.

1873.

34. Geologische Darstellung der Gegend zwischen Carlstadt in
Croatien und dem nördlichen Theil des Canals der Morlacca. — J.,
S. 27—70.
35. Über das Graphitvorkommen bei Kunststadt in Mähren. — V., S. 38—40.
36. Das Braunsteinvorkommen von Gewitsch in Mähren. — V., S. 45.
37. Todesanzeige von Dr. Ewald Becker. — V., S. 70.
38. Ergänzende Bemerkung über die Liasformation von Bersaska. — V., S. 105
bis 106.
39. Die älteren Schichten bei Kappl in den Karawanken. — V., S. 182—184.
40. Über ein neues Gypsvorkommen am Randgebirge des Wiener Beckens. —
V., S. 184.

1874.

41. Geologische Notizen aus Persien. Vorkommen von lithographischem Kalkstein,
Kohle, Eisenerzen etc. im Albursgebirge. — V., S. 53—55.

42. Geologische Notizen aus Persien. Auffindung von Kohlenlagern und Nickel-erzlagernstätten auf der Route über Kazwin und das Thal Chosen in die Landschaft Talachan. — V., S. 77—79.

43. Mittheilungen aus Persien. — V., S. 318—319.

44. Geologische Untersuchungen in Persien. Reise nach dem Demavendberge und der Provinz Mazenderan. — V., S. 360—363.

45. Mittheilungen aus Persien. — V., S. 377—380.

1875.

46. Über Quellen und Quellenbildungen am Demavend und dessen Umgebung. — V. S. 129—140.

47. Mittheilungen aus Persien. — V., S. 25—30.

48. Mittheilungen aus Persien. 1. Notizen über die Kohlenlagerstätten des Albursgebirges. 2. Braunkohle von Täbris. — V., S. 41—46.

49. Geologische Mittheilungen aus Persien. V., S. 129—133.

50. Reisebriefe aus Persien. — Mittheilungen der geographischen Gesellschaft, Wien, S. 75—81.

51. Ausflug nach dem Siakuh (Schwarzen Berg) in Persien. — Mittheilungen der geographischen Gesellschaft, Wien, S. 257—267.

1876.

52. Paul und Tietze. Bericht über bisher in diesem Sommer ausgeführte Untersuchungen in den Karpathen. — V., S. 294—297.

53. Die Gegend von Krasnowodsk. — V., S. 347.

54. Über die geologische Zusammensetzung des Albursgebirges in Persien. — V., S. 359.

1877.

55. Über einen kurzen Ausflug nach Krasnowodsk im westlichen Turkestan. — J., S. 1—6.

56. Paul und Tietze. Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. — J., S. 33—130.

57. Zur Theorie der Entstehung der Salzsteppen und der angeblichen Entstehung der Salzlager aus Salzsteppen. — J., S. 341—374.

58. Bemerkungen über die Tektonik des Albursgebirges in Persien. — J., S. 375—430 und V., S. 299—300.

59. Das persische Plateau südlich vom Albur. — V., S. 66.

60. Reisebericht aus Ostgalizien. — V., S. 188—189.

61. Über Lössbildung und über die Bildung von Salzsteppen. — V., S. 264—268.

1878.

62. Der Vulkan Demavend in Persien. — J., S. 169—206, vergl. V., 1877, S. 41.

63. Einige Bemerkungen über die Bildung von Querthälern. — J., S. 581—610 und V., S. 212.

64. Die Ansichten Emanuel Kayser's über die herzynische Fauna und die Grenze zwischen Sibir und Devon. — J., S. 743—757 und V., S. 364.

65. Zur Frage über das Alter der Lias-Kohlen von Bersaska. — V., S. 69—79.

66. Die Funde Nehring's im Diluvium bei Wolfenbüttel und deren Bedeutung für die Theorien über Lössbildung. — V., S. 113—119.

67. Über das Vorkommen von Eiszeitspuren in den Ostkarpathen. — V., S. 142—146.

68. Das Petroleumvorkommen von Dragomir in der Marmaros. — V., S. 322—324.

69. Über den Vulkan Demavend in Persien. — Verhandlungen der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, Nr. 5 und 6.

1879.

70. Paul und Tietze. Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. — J., S. 189—304.

71. Die Mineralreichthümer Persiens. — J., S. 565—658 und V., S. 357.

72. Die Thalgebiete des Opor und der Swica in Galizien. — V., S. 152—154.

73. Über die wahrscheinliche Fortsetzung einiger in Kroatien entwickelten Formationstypen nach Bosnien. — V., S. 156—160.

74. Aus dem Gebiete zwischen der Bosna und Drina. V., S. 232—235.
 75. Route Vares—Zwornik. — V., S. 260.
 76. Aus dem östlichen Bosnien. — V., S. 283—287.
 77. Ausführungen über Entstehung von Petroleum. — In: Über Erdwachs, Erdöl etc. — Herausgegeben von der ersten ungarisch-galizischen Eisenbahn als Erläuterung zu den für die Landesausstellung in Stuhlweißenburg, sodann für das landwirtschaftliche Museum in Budapest bestimmten Sammlungen. Wien, 1879, S. 20—32.

1880.

78. Das östliche Bosnien. In: Grundlinien der Geologie von Bosnien-Herzegowina von Mojsisovics, Tietze, Bittner. — J., S. 267—352 und V., S. 131.
 79. Zur Geologie der Karsterscheinungen. — J., S. 729—756 und V., S. 281.
 80. Die Umgebung von Lemberg. — V., S. 220—221.
 81. Die Gegend von Rospućie in Galizien. — V., S. 255—260.
 82. Tietze und Lützw. Landschaftliche und architektonische Aufnahmen aus Persien. — Monatsblätter des wissenschaftlichen Club, Wien, 1. Jahrgang, Nr. 10, S. 87.

1881.

83. Über einige Bildungen der jüngeren Epochen in Nord-Persien. — J., S. 67—130 und V., S. 66.
 84. Das Alter des Kalkes von Steinbergen bei Graz. V., S. 34—37.
 85. Über die geologische Aufnahme der Gegend von Lemberg und Grodek, insbesondere über den Löß dieser Gegend. — V., S. 37—40.
 86. Bemerkungen zu den Ansichten von F. Kreutz über das Erdöl der galizischen Salzformation. — V., S. 59—65.
 87. Referat über H. v. Dechen: Über die vermeintlichen Schwankungen einzelner Theile der Erdoberfläche. — V., S. 74—76.
 88. Bericht aus Montenegro. — V., S. 254—255.
 89. Ergänzende Bemerkung bezüglich des Diluviums von Masenderan in Persien. — V., S. 267.
 90. Mittheilung über einige Flyschbildungen. — V., S. 281—288.
 91. Zur Würdigung der theoretischen Speculationen über die Geologie von Bosnien. — Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, S. 282—297.

1882.

92. Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Lemberg. Mit Karte. — J., S. 7—152.
 93. Einige Bemerkungen über die Bildung von Querthälern. (Zweite Folge.) — J., S. 685—768 und V., S. 341.
 94. Referat über F. v. Richthofen: China, Ergebnisse eigener Reisen und darauf gegründeter Studien. 2. Bd., Das nördliche China. — V., S. 247—552.
 95. Über die künstlichen Hügel von Persien. — Monatsblätter des wissenschaftlichen Club, Wien, 3. Jahrgang, Nr. 6, S. 62—63.

1883.

96. Beiträge zur Geologie von Galizien. A. Das Hügelland und die Ebene bei Rzezow. B. Einige Bemerkungen über die Karpathen Ost-Galiziens. — J., S. 279—330.
 97. Notizen über die Gegend von Plojeschti und Kimpina in der Wallachei. — J., S. 381—396, siehe V., 1882, S. 317.
 98. Die Gegend nördlich von Rzezow in Galizien. — V., S. 31.

1884.

99. Geologische Übersicht von Montenegro. Mit Karte. — J., S. 1—110, siehe V., 1883, S. 100.
 100. Beiträge zur Geologie von Galizien. (Zweite Folge.) C. Mittheilungen über den Karpathenrand bei Wieliczka. — J., S. 163—174, siehe V., 1883, S. 257—258.
 101. Das Vorkommen der Türkise von Nischapur in Persien. — V., S. 93—99.
 102. Über ein Kohlenvorkommen bei Cajutz in der Moldau. — V., S. 284—289.
 103. Das Eruptivgestein von Zalas im Krakauer Gebiete. — V., S. 289—292.
 104. Die Versuche einer Gliederung des unteren Neogen in den österreichischen Ländern. — Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Berlin, S. 68—121.

1885.

105. Beiträge zur Geologie von Lykien. Mit Karte. J., S. 293—386.
 106. Referat über E. Suess: Das Antlitz der Erde, zweite Abteilung. — V., S. 51 bis 58.
 107. Reisebericht aus Makóv. — V., S. 235.
 108. Über ein Vorkommen von Granit inmitten der galizischen Flyschzone. — V., S. 300—303.
 109. Einige Notizen aus dem nordöstlichen Ungarn. — V., S. 337—347.
 110. Zur Frage der exotischen Blöcke in den Karpathen. — V., S. 379—390.
 111. Über Steppen und Wüsten. — Schriften des Vereines zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in Wien, Jahrgang 1884/85, 61 Seiten.
 112. Der geologische Bau der österreichischen Küstenländer. — Monatsblatt des wissenschaftlichen Club, Wien, 4. Jahrgang, außerordentliche Beilage, Nr. 4. S. 29—36.
 113. Franz Ritter von Hauer, der neue Intendant des kais. naturhist. Museums in Wien. — Illustrierte Zeitung, Leipzig und Berlin, 16. Mai 1885.

1886.

114. Beiträge zur Geologie von Galizien. (Dritte Folge.) D. Notizen bezüglich der Gegend von Timmacz und Oitynia in Ostgalizien. E. Die Eiszeit Spuren der Czerna Hora. — J., S. 681—698 und V., S. 436.
 115. Referat über C. Diener: Libanon. — V., S. 358—362.
 116. Über die Bodenplastik und die geologische Beschaffenheit Persiens. — Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, S. 513—523 und 561—575.
 117. Die Versuche einer Gliederung des unteren Neogen in den österreichischen Ländern. — Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, S. 26—138.

1887.

118. Bemerkungen über eine Quelle bei Langenbruck unweit Franzensbad. — J., S. 353—370 und V., S. 303.
 119. Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Krakau. Mit einer Kartenbeilage von vier Blättern. — J., S. 423—838 und V., S. 354.
 120. Über recente Niveauveränderungen auf der Insel Paros. — V., S. 63—66.
 121. Referat über Dr. Joh. Walther: Über den Bau der Flexuren an den Grenzen der Continente. — V., S. 68—72.
 122. Referat über A. Penck: Die Höhen der Berge. — V., S. 72.
 123. Noch ein Wort zu Diener's Libanon. — V., S. 76—81.
 124. Referat über Dr. Hans Reiter: Die Südpolarfrage und ihre Bedeutung für die genetische Gliederung der Erdoberfläche. — V., S. 125—127.
 125. Referat über A. Penck: Das Verhältnis des Land- und Wasser-Areals auf der Erdoberfläche. — V., S. 128.
 126. Reisebericht aus Stanislaw. — V., S. 220.
 127. Reisebericht aus Kalwarya. — V., S. 246.
 128. Referat über A. Penck: Über Denudation der Erdoberfläche. — V., S. 304—305.

1888.

129. Zur Geschichte der Ansichten über die Durchbruchthäler. — J., S. 633—656.
 130. Das Altersprincip bei der Nomenklatur der Eruptivgesteine. — V., S. 166.
 131. Reisebericht aus Krosno. — V., S. 266.
 132. Die geologischen Verhältnisse der Heilquellen von Iwonics. — V., S. 290.
 133. Mittheilungen aus Ostgalizien. — V., S. 322.

1889.

134. Beiträge zur Geologie von Galizien. (Vierte Folge.) F. Einige Beobachtungen in der Gegend von Krosno. G. Die Gegend von Wietzno. H. Die Gegend von Iwonics. I. Beobachtungen im Vorlande der Karpathen bei Nadworna und Kolomea. J. Die Gegend südlich von Dolina und Roźniatów. K. Die karpathische Insel von Maidan bei Rosólna. L. Meinungsdivergenzen bezüglich der karpathischen und subkarpathischen Bildungen südlich von Krakau. — J., S. 289—404.
 135. Die brennende Quelle von Turoszówka bei Krosno. — V., S. 276.

1890.

136. Die Gegend von Olmütz. — V., S. 77—79.
 137. Einiges über die Umgebung von Wieliczka. — V., S. 151—169.
 138. Die Gegend zwischen Mährisch-Trübau und Boskowitz. — V., S. 225—229.
 139. Ungleichseitigkeit der Thäler. — V., S. 282.
 140. Neuere Beobachtungen in der Umgebung von Krakau. — V., S. 316—317.

1891.

141. Beiträge zur Geologie von Galizien. (Fünfte Folge.) M. Der Karniowicer Kalk. N. Der Wasserstollen bei Trzebionka. O. Exotische Blöcke bei Bachowice. P. Ein Ausflug nach Mietnów. Qu. Die Ergebnisse zweier Bohrungen in der Nähe von Wieliczka. R. Bemerkungen über das Schutzgebiet der Quellen von Regulice. S. Einiges über die Umgebung von Tlumnacs. T. Beobachtungen in der Gegend von Polana. — J., S. 11—72, siehe auch V., zu M. S. 153—163, zu Qu. S. 167, zu R. S. 183.
 142. Beiträge zur Geologie von Galizien. (Sechste Folge.) U. Zur Literatur über Wieliczka. — J., S. 187—216.
 143. Die weißen Mergel des Agramer Gebirges. — V., S. 60—64.
 144. Bericht über den Internationalen Geologenkongreß in Washington und über eine Reise quer durch die Vereinigten Staaten von Nordamerika. — V., S. 291—295.
 145. Die Permuntersandsteinformation bei Krakau. — V., S. 326—338.

1892.

146. Der siebzigste Geburtstag Franz v. Haners. — V., S. 59—60.
 147. Über eine marine Einlagerung im productiven Carbon der Krakauer Gegend. — V., S. 71—77.
 148. Bemerkungen über Professor Penck's Vortrag über die Formen der Landoberfläche. — V., S. 79—100.
 149. Zur Literatur des Karniowicer Kalkes. — V., S. 164—167.
 150. Bericht über das Ehrengrab für W. v. Haidinger. — V., S. 213—214.
 151. Zur Frage des Vorkommens von Steinkohle im oberen Oderthal und dessen Umgebung. — V., S. 395—396.
 152. Die Ostrauer Schichten gehören nicht zum Culm. — V., S. 396—397.
 153. Zum siebzigsten Geburtstag Franz v. Hauer's — Mitt. d. geogr. Ges. Wien. S. 77—79.
 154. Der Yellowstone National Park. — Monatsbl. d. wiss. Club Wien. 13. Jahrg. Außerord. Beil. Nr. III., S. 95—109.

1893.

155. Zur Geologie der Gegend von Ostrau. — J., S. 29—80.
 156. Beiträge zur Geologie von Galizien. (Siebente Folge.) V. Die Ausichten des Bergbaues auf Kalisalze in Ostgalizien. Mit Tafel. — J. S. 89—124, siehe auch V., 1892, S. 360.
 157. Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Olmütz. Mit Karte. — J., S. 399—566.
 158. Nachruf für G. Pilar. — V. S. 187—188.
 159. Ans der Gegend von Landskron in Böhmen. — V., S. 263—265.
 160. Ein neues Neogenvorkommen bei Odrau in Schlesien. — V., S. 273.
 161. Über das Verhältnis von Culm und Devon in Mähren und Schlesien. — V., S. 355—356.

1894.

162. Erläuterungen zur geologischen Karte von Olmütz. — Verlag der Geologischen Reichsanstalt, S. 1—18.

1895.

163. Die Gegend von Brüser und Gewitsch in Mähren. — V., S. 58—59.
 164. Referat über K. Futterer: Durchbruchthäler in den Südalpen. — V., S. 177.
 165. Reisebericht aus Wigstadl. — V. S. 305—308.

1896.

166. Beiträge zur Geologie von Galizien. (Achte Folge.) W. Neuere Erfahrungen bezüglich der Kalisalze Ostgaliziens. — J., S. 1—36. Siehe auch V., 1895. S. 461—463.

167. Beiträge zur Geologie von Galizien. (Neunte Folge.) X. Die Karpathengeologie Galiziens im Lichte des Herrn Heinrich Waller. Y. Über einen neuen Versuch, Foraminiferen zur Altersbestimmung der karpathischen Schichtglieder zu verwenden. — J., S. 386—410.

168. F. v. Hauer's geologische Karte von Österreich-Ungarn mit Bosnien und Montenegro. 5. verbesserte Auflage. — Verlag von A. Hölder, Wien 1896. Maßstab 1:2,016.000. (Neubearbeitung von E. Tietze.) Vergl. V., S. 154.

169. Vorlage der geologischen Karte der Gegend von Landskron. — V., S. 205. bis 207.

1897.

170. Der VII. Internationale Geologen-Congress in Petersburg. — V., S. 286—307.

1898.

171. Bemerkungen über das Projekt einer Wasserversorgung der Stadt Brünn aus dem Gebiet nördlich Lettowitz. — J., S. 179—206.

(Teilweise identisch mit einem vom Gemeinderat der Stadt Brünn herausgegebenen Bericht von 1897.)

172. Zur Frage des internationalen flottanten Instituts für die Erforschung der Meere. — V., S. 121—131.

173. Nachruf für W. B. Dames. — V., S. 408—410.

174. Erläuterungen zur geologischen Karte von Freudenthal. — Verlag der Geologischen Reichsanstalt. S. 1—86.

175. Zweite Auflage der Erläuterungen zur geologischen Karte von Olmütz. — Verlag der Geologischen Reichsanstalt.

176. Eine Reise nach dem Ural. — Monatsblatt des wissenschaftlichen Club, Wien. 19. Jahrgang. Außerordentliche Beilage Nr. 1, S. 1—22.

1899.

177. Franz von Hauer. Sein Lebensgang und seine wissenschaftliche Thätigkeit. Ein Beitrag zur Geschichte der österreichischen Geologie. — J., S. 679 bis 827.

178. Nachruf für F. Rochelt. — V., S. 53.

179. Besprechung des Blattes Freudenthal. — V., S. 65—68.

180. Trinkspruch zu Ehren Slatin Pascha's. — Mittheilungen der Geographischen Gesellschaft, Wien, S. 135.

1900.

181. Zur Erinnerung an Carl Maria Panl. (Enthält zahlreiche Anführungen über die Karpathensandsteine und über die bezüglich dieser Gebilde entstandenen Meinungsdifferenzen.) — J., S. 527—558 und V., S. 105.)

182. Nachruf für H. B. Geinitz. — V., S. 35—36.

183. Nachruf für W. Waagen. — V., S. 179—182.

184. E. Tietze und A. Matosch. Bericht über die Feier des 50jährigen Jubiläums der k. k. Geologischen Reichsanstalt. — V., S. 223—302.

1901.

185. Zur Frage der Wasserversorgung der Stadt Brünn. — J., S. 93—148. (Enthält unter anderm zwei bereits 1900 und 1901 vom Gemeinderat der Stadt Brünn veröffentlichte Gutachten.)

186. Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch. — J., S. 317—729.

187. Über eine Bohrung in den Neogenschichten bei Göding in Mähren. — V., S. 43—49.

188. Todesanzeige von Franz Xaver Schröckenstein. — V., S. 51—52.

189. Referat über E. Dathe: Die Lagerungsverhältnisse des Oberdevon und Culm am Kalkberge bei Ebersdorf in Schlesien. — V., S. 359.

190. Ansprache bei Übernahme des Präsidiums in der Geographischen Gesellschaft. — Mittheilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, S. 3—6.

191. Ansprache in der außerordentlichen Versammlung der Geographischen Gesellschaft. (Betrifft das Projekt von Anschütz-Kaempfe einer Polarexpedition mittels Unterseebootes.) — Mittheilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, S. 49.

192. Ansprache bei der Jahresversammlung der Geographischen Gesellschaft. — Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, S. 113—115.
193. Ansprache an Prof. Eduard Suess bei Überreichung der Hauer-Medaille. — Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, S. 285—287.
194. Trinkwasserbeschaffung für Brünn durch eine Tiefbohrung. — Aus einem Brief an Prof. Makowsky. — Tagesbote für Mähren und Schlesien. 13. Dezember 1901.

1902.

195. Nachruf für Dr. Alexander Bittner (mit Grabrede). — V., S. 165—170.
196. Ansprache nach Übernahme des Direktorats der geologischen Reichsanstalt. — V., S. 318—320.
197. Ansprache bei der Jahresversammlung der Geographischen Gesellschaft. — Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, S. 46—48.
198. Rede am Sarge Holub's. — Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, S. 99—100.
199. Rede beim 25jährigen Jubiläum des Wissenschaftlichen Club, Wien, 23. Jahrgang, S. 14—15.
200. Ansprache bei der ans Anlaß der Errichtung der Eduard-Suess-Stiftung am 12. Mai 1902 im Festsale der Universität in Wien abgehaltenen Feier. — Beiträge zur Palaeontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients. Bd. XIV., Heft III und IV., S. 224—225.
201. Vortrag über das Projekt einer Wasserleitung von Sebrowitz nach Brünn. veröffentlicht im Protokoll der Sitzung des Gemeinderates der Stadt Brünn vom 19. September 1902, S. 2—9 und 21—22.

1903.

202. Jahresbericht des Direktors der Geologischen Reichsanstalt für 1902. — V., S. 1—40.
203. Nachruf für Felix Karrer. — V., S. 163—164.
204. Ansprache bei Eröffnung der 1. Sitzung im Winterhalbjahr 1903/4. — V., S. 313—316.
205. Referat über V. Uhlig: Bau und Bild der Karpathen. — V., S. 394—399.
206. Ansprachen bei der Festversammlung der Geographischen Gesellschaft zu Ehren Dr. Sven v. Hedin. — Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, S. 63—64 und 68—70.
207. Ansprache in der Jahresversammlung der Geographischen Gesellschaft. — Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, S. 149—151.

1904.

208. Jahresbericht der Geologischen Reichsanstalt für 1903. — V., S. 1—44.
209. Erläuterungen zur geologischen Karte von Landskron—Mährisch-Trübau. — Verlag der Geologischen Reichsanstalt, S. 1—31.
210. Ansprache bei der Jahresversammlung der Geographischen Gesellschaft. — Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, S. 76—81.
211. Ansprache bei der Enthüllung des Grabdenkmales für Emil Holub. — Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, S. 234—236.
212. Préface du Compte rendu de la IX. session du congrès géologique international. Vienne 1903. — Erschienen Wien 1904.
213. Réunion des congressistes pendant la session. — Compte rendu de la IX. session du congrès géologique international. Vienne 1903, S. 45—52, enthält auch die Reden anlässlich des Empfanges des Congresses durch die Stadt Wien und beim Schlußbankett der Kongressisten.
214. Discours dans la séance d'ouverture du congrès. — Compte rendu de la IX. session du congrès géologique international, Vienne 1903, S. 103—107.
215. Discours dans la séance de clôture du congrès. — Compte rendu de la IX. session du congrès géologique international. Vienne 1903, S. 145—146.
216. Über ein Projekt für die Wasserversorgung Brünns, den Teich von Jedowitz zu benützen. Ausserungen bei der Diskussion über einen von Franz Lang am 9. März 1904 im Wiener Ingenieur-Verein gehaltenen Vortrag über vauklüssische Quellen im Hinblick auf die Wasserversorgung in Brünn. — Im stenographischen Protokoll dieser Diskussion gedruckt bei Winiczka in Brünn 1904, S. 7—16.

1905.

217. Jahresbericht der Geologischen Reichsanstalt für 1904. — V., S. 1—36.
 218. Nachruf für Josef Melion. — V., S. 167—169.
 219. Nachruf für Ferdinand Freih. v. Richthofen. — V., S. 309—318.
 220. Reden gelegentlich der Festversammlung der Geographischen Gesellschaft zu Ehren von Prof. Drygalsky. — Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, S. 172—173 und 177—178.
 221. Ansprache bei der Jahresversammlung der Geographischen Gesellschaft. — Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, S. 182—186.

1906.

222. Jahresbericht der Geologischen Reichsanstalt für 1905. V., S. 1—52.
 223. Ansprache bei der Jahresversammlung der Geographischen Gesellschaft. — Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, S. 105—108.

1907.

224. Jahresbericht der Geologischen Reichsanstalt für 1906. — V., S. 1—44.
 225. Nachruf für Karl Ludolf Griesbach. — V., S. 203—205.
 226. Nachruf für Edmund v. Mojsisovics. — V., S. 321—331.
 227. Ansprachen anlässlich der Feier des 50jährigen Jubiläums der Geographischen Gesellschaft in Wien am 15. Dezember 1906. — Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft, S. 76—85, 88—89, 102—103, 107—108.
 228. Eröffnungsrede bei der ersten Fachsitzung der Geographischen Gesellschaft. — Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, S. 125—128.
 229. Ansprache bei der Jahresversammlung der Geographischen Gesellschaft. — Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, S. 188—192.
 230. Rede bei der Beisetzung Ferdinand v. Hochstetter's in einem von der Stadt Wien gewidmeten Ehrengrabe. — Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, S. 529—532.
 231. Discours à l'occasion de l'ouverture du X. Congrès géologique international à Mexico 1906. — Compte rendu du congrès, Mexico 1907, S. 113—114. — Dasselbe in spanischer Übersetzung im Boletín de la Secretaria de Fomento, Mexico 1906, Num. 3, S. 43—45.

1908.

232. Jahresbericht der Geologischen Reichsanstalt für 1907. — V., S. 1—46.
 233. Nachruf für Ednard Döll. — V., S. 47—48.
 234. Nachruf für Eduard Jahn. — V., S. 139—140.
 235. Nachruf für Spiridion Brusina. — V., S. 189.
 236. Nachruf für Heinrich Prinzing. — V., S. 237—239.
 237. Nachruf für Alexander Makowsky. — V., S. 359—361.
 238. Ansprache in der Jahresversammlung der Geographischen Gesellschaft. — Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, S. 223—226.
 239. Rede bei Niederlegung des Präsidiums der Geographischen Gesellschaft mit Äußerungen über den sogenannten Großbetrieb der Wissenschaft. — Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, S. 226—231.
 240. Dankrede bei der Ernennung zum Ehrenpräsidenten der Geographischen Gesellschaft. — Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, S. 422.

1909.

241. Jahresbericht der Geologischen Reichsanstalt für 1908. — V., S. 1—40.
 242. Referat über Karl Diener: Der Entwicklungsgedanke in der Palaeontologie. — V., S. 144—152.
 243. Referat über Lukas Waagen: Die Entwicklungslehre und die Tatsachen der Palaeontologie. — V., S. 152—156.
 244. Ansprache anlässlich des 60jährigen Bestandes der k. k. Geologischen Reichsanstalt. V., S. 303—310.
 245. Eine Bemerkung zu Steinmann's Grundlagen der Abstammungslehre. — V., S. 321—337.
 246. Auszug aus einem in der Fachsitzung am 8. November 1909 in der Geographischen Gesellschaft gehaltenen Vortrag über die Geschichte und die Leistungen

der Geologischen Reichsanstalt. — Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, S. 616—618.

247. Geologie und Gymnasium. — Separatabdruck aus der „Neuen Freien Presse“ vom 22. April 1909. 10 Seiten.

248. Adresse der Geologischen Reichsanstalt in Wien an die Geological Society of London bei deren Centenary 1907. — Im Bericht über Centenary, erschienen London 1909, S. 27.

1910.

249. Jahresbericht der Geologischen Reichsanstalt für 1909. — V., S. 1—42.

250. Nachruf für Julius v. Hauer. — V., S. 63.

251. Österreich's Eisenerz-Inventur. — V., S. 205—213. Gleichzeitig erschienen in der Zeitschrift für praktische Geologie, Jahrgang 1910, S. 86, der Bergwirtschaftlichen Mitteilungen.

1911.

252. Jahresbericht der Geologischen Reichsanstalt für 1910. — V., S. 1—46.

253. Zur Frage des Vorkommens von Iserschichten im Osten des Schönhengstzuges. — V., S. 127—131.

254. Adresse der Geologischen Reichsanstalt anlässlich des 80. Geburtstages von Eduard Suess. — V., S. 247—249.

255. Nachruf für Josef R. Lorenz von Liburnan. — V., S. 335—338.

1912.

256. Jahresbericht der Geologischen Reichsanstalt für 1911. — V., S. 1—74.

257. Rede anlässlich der Festversammlung der Geographischen Gesellschaft zu Ehren Amndsen's. — Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Wien, S. 586—589.

258. Über die Entstehung des Erdöls. Äußerungen in der Diskussion zu dieser Frage gelegentlich des Petroleumkongresses von 1907 in Bukarest. — Comptes rendus du Congrès international du Pétrole; Tome 1, Bukarest 1912, S. 216—221.

1913.

259. Jahresbericht der Geologischen Reichsanstalt für 1912. — V., S. 1—48. Enthält am Anfang einen Nachruf für Erzherzog Rainer.

260. Nachruf für Friedrich Teller und Grabrede. — V., S. 49—52.

261. Nachruf für Wladimir Procházka. — V., S. 361—362.

262. Nachruf für Anton Horschinek. — V., S. 419—420.

1914.

263. Jahresbericht der Geologischen Reichsanstalt für 1913. — V. S. 1—48.

264. Nachruf für Ferdinand Freih. v. Andrian. — V., S. 175—177.

265. Todesanzeige von Ednard Suess. — V., S. 177—178.

266. Nachruf für Alois Pallausch. — V., S. 219.

267. Nachruf für Erzherzog Franz Ferdinand. — V., S. 241.

268. Discours dans la séance d'ouverture du XII. congrès géologique international eu 1913 à Toronto. — Comptes rendus du congrès. Ottawa 1914, S. 99.

1915.

269. Jahresbericht der Geologischen Reichsanstalt für 1914. — V., S. 1—44.

270. Nachruf für Richard Schubert. — V., S. 153—154.

271. Beantwortungen der Ansprachen beim 70. Geburtstag. (Bericht über die Feier des 70. Geburtstages von E. Tietze.) — V., S. 175—177, 178, 179—180, 181, 183—184.

272. Nachruf für Erust Girardi. — V., S. 263.

1916.

273. Einige Seiten über Eduard Suess. Ein Beitrag zur Geschichte der Geologie. — J., S. 333—356.

274. Jahresbericht der Geologischen Reichsanstalt für 1915. — V., S. 1—34.

275. Todesanzeige des Kaisers Franz Josef I. V., S. 303—305.

1917.

276. Jahresbericht der Geologischen Reichsanstalt für 1916. — V., S. 1—36.

1918.

277. Jahresbericht der Geologischen Reichsanstalt für 1917. — V., S. 1—36.

278. Nachruf für Anton Matosch. — V., S. 125—128.

279. Ansprache anlässlich der 70. Geburtstagfeier von Michael Vacek. — V., S. 219—221.

1919.

280. Jahresbericht der Geologischen Reichsanstalt für 1918. — V., S. 2—44.

1921.

281. Grabrede für Guido Stache. — V., S. 59—61.

Arbeiten,

die im Anschluß an die Reisen von E. Tietze oder auf Grund des von ihm gesammelten Materials veröffentlicht wurden.

1878.

C. v. John: Chemische Untersuchung einer Kohle und verschiedener Bleiglanze aus Persien. — V., S. 121.

1879.

Theod. Fuchs: Über die von Dr. Tietze aus Persien mitgebrachten Tertiärversteinerungen. — Denkschriften mathematisch-naturwissenschaftliche Classe, der Akademie der Wissenschaften in Wien, Bd. 41.

Dazu Referat von E. Tietze. — V., S. 359.

1880.

Val. v. Möller: Über einige Foraminiferen führende Gesteine Persiens. — J., S. 573 bis 586.

Theod. Fuchs: Über einige tertiäre Echiniden aus Persien. — Sitzungsbericht der mathematisch-naturwissenschaftliche Classe, der Akademie der Wissenschaften in Wien, 1880.

Dazu Referat von E. Tietze. — V., S. 268.

J. Blasas: Petrographische Studien an jüngeren Eruptivgesteinen Persiens. — Mineralogisch-petrographische Mitteilungen, von Tschermak, Wien 1880, S. 457—504.

Dazu Referat von Baron Foullon. — V. 1881, S. 147.

1881.

A. Houttm-Schindler: Neue Angaben über die Mineralreichthümer Persiens und Notizen über die Gegend westlich von Zendjan. — J., S. 169—190.

1884.

C. v. John: Über ältere Eruptivgesteine Persiens. — J., S. 111—136 und V., S. 35.

1887.

Prof. Dr. Schenk: Fossile Pflanzen aus der Albnrschette, gesammelt von E. Tietze. — Bibliotheca Botanica (Abhandlungen aus dem Gesamtgebiet der Botanik), Cassel 1887.

Dazu Referat von E. Tietze. — V., S. 306.

1891.

Dr. Fr. Krasser: Über die fossile Flora der rhätischen Schichten Persiens. — Sitzungsbericht der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Classe, 1891, S. 413—432.

Dazu Referat von A. Bittner. — V., S. 343.

1900.

F. Frech und G. v. Arthaber: Über das Palaeozoicum in Hocharmenien und Persien mit einem Anhang über die Kreide von Sirab in Persien. — Beitrag zur Palaeontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients. Bd. 12, Heft IV, Wien und Leipzig.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung	403
Lebenslauf und amtliche Tätigkeit	404
Beginn der Aufnahmen (404)	
Reise nach Persien (405)	
Aufnahmen in Galizien (405)	
Aufnahmen in Bosnien und Montenegro (406)	
Antritt der Direktion (407)	
Montanistische Bestrebungen (408)	
Wissenschaftliche Forschungsinstitute (410)	
Kongresse und Reisen (412)	
Vereine (Geographische Gesellschaft und Wissenschaftlicher Klub) (413)	
Eintritt in den Ruhestand und letzte Lebensjahre (415)	
Wissenschaftliche Tätigkeit	416
Arbeiten an der Militärgrenze (Banat und Kroatien) (416)	
Arbeiten in Galizien: Ostkarpathen (Paul und Tietze) (417), Podolisches Gebiet, Lemberg (419), Neogenfrage (419), Westgalizien, Krakau (420), Karpathen und Sudeten (421)	
Aufnahmen in Mähren: Olmütz (423), Kuhn (423), Boskowitzter Furche (424)	
Übersicht der Kartierungstätigkeit (424), Tietzes Darstellungsform (425)	
Untersuchungen in Bosnien (426)	
" " Montenegro (427)	
" " Persien (428)	
" " Lykien (429)	
Wissenschaftliche Abhandlungen allgemeinen Charakters:	
Durchbruchstäler (430), Karstphänomen (431), Löß (431)	
Historische Arbeiten:	
Fr. v. Hauer (433), Eduard Suess (434), Nekrologe (434)	
Angewandte Geologie	435
Verzeichnis von E. Tietzes Veröffentlichungen	435

Triasfossilien der Adamellogruppe — Cephalopoden.

Von J. Voelcker, Heidelberg.

(Mit 1 Tafel.)

Vorliegendes Material wurde im Adamellogebiet von Salomon in den Jahren 1888—1904 und von einem seiner Schüler, Herrn Ratzel, im Jahre 1906 gesammelt. Es entstammt der anisischen und ladinischen Stufe. Die Fundpunkte finden sich in Salomon, Adamellogruppe I (1908) aufs genaueste angegeben. Die bei weitem überwiegende Mehrzahl der Stücke stammt aus der Umgebung von Cividate aus dem schwarzen Kalk der Trinodosuszone.

Herrn Geheimrat Prof. Dr. W. Salomon-Calvi, meinem sehr verehrten Lehrer, bin ich für die Zuweisung des Materials wie für die Durchsicht der Arbeit zu großem Dank verpflichtet.

Über das Schicksal des Materials verweise ich auf die Veröffentlichung von Speyer in den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1927, Nr. 6. Herr Dr. K. Speyer, der das gesamte Material bearbeiten wollte, ist bald nach der Publikation der beiden ersten Gruppen (I Kalkalgen und II Brachiopoden) gestorben. So fiel mir als der dritten die Aufgabe zu, mich mit dem Material zu befassen.

Es stellte sich dabei heraus, daß Etiketten vertauscht waren, eine Anzahl überhaupt fehlt oder daß die angegebenen Schichten nicht mit dem Gesteinscharakter der betreffenden Stücke übereinstimmten. Da ich weder die Örtlichkeiten noch die Schichten überhaupt aus eigener Anschauung kenne, mußte ich mit Hilfe von Dünnschliffuntersuchungen die Identität der Stücke festzustellen suchen. Die zweite Schwierigkeit in der Bearbeitung liegt in dem Material selbst. Die große Mehrzahl der Stücke stellt Steinkerne dar, die zuweilen noch Reste der Schale tragen, äußerst selten aber nur Lobenlinien aufweisen. In wenigen Fällen gelang es mir, die Sutura zu präparieren. Herr Prof. H. Schmidt, Göttingen, dem ich für seine entgegenkommende Hilfe zu großem Dank verpflichtet bin, hat mir in liebenswürdiger Weise die Lobenlinie des besterhaltenen Stückes präpariert und mir das Rezept seiner Methode angegeben. Es war mir aber leider nicht möglich, Erfolge damit zu erzielen; es ist wohl mehr Routine dazu nötig, als ich aufweisen kann; schreibt mir ja Herr Prof. Schmidt selbst: „Das Präparieren Ihrer Ammoniten ist wirklich nicht so ganz einfach . . .“ Die dritte Schwierigkeit liegt in der Materie an sich. Ich verweise hier auf die Auseinandersetzungen allgemeiner Art von Wepfer in der Einleitung zur „Gattung *Oppelia*“ (1911), auf die allgemeinen und nomenklatorischen, in seinem Vortrag „Über den Zweck enger Artbegrenzung bei den Ammoniten“ (1913) und auf die rein nomenklatorischen in Salomons „Gruppen-

definitionen in der Paläontologie“ (1926). Muß man doch bei der Bestimmung dieser Gruppen die Mojsisovicsschen Werke unbedingt zugrunde legen, obwohl man „sich unmöglich mit gutem Gewissen auf seine Arbeiten, auf seine Gattungen und Namen beziehen darf“. (Wepfer 1913, S. 427.) Eine Sichtung und Revision seiner Arten und Gattungen und ein Vergleich mit außereuropäischen Triasammoniten und Ausscheidung der Synonyma wäre unbedingt erforderlich. — Ich habe meine Stücke absichtlich nur mit europäischen (und soweit möglich alpinen) Stücken verglichen, da bei dem Fehlen der Lobenlinie, als einem der Hauptmerkmale der Ammonitensystematik, mir das Material zu weittragenden Schlüssen unzureichend erscheint.¹⁾

Petrographischer Befund.

Wie schon erwähnt, war ich durch den ungeordneten Zustand des Materials teilweise gezwungen, mit petrographischen Mitteln die Zugehörigkeit der Etiketten zu ihren Stücken festzustellen. Dabei ergab es sich, daß schon megaskopisch die Fossilien des *Trinodosuskalkes*, der Reitzschichten und der Wengener Schichten (denn nur um solche handelt es sich) ihrem Gesteinshabitus nach in der Regel gut zu unterscheiden sind. Es kommen aber natürlich auch Übergänge vor, die auch im Dünnschliff schwer genau zu identifizieren sind. Über den megaskopischen Befund siehe Salomon, Adamello I, S. 393, 398 und 402. Unter dem Mikroskop erscheint der *Trinodosuskalk* gröber und gleichmäßiger im Korn als das Material der Reitzschichten. Das Gestein der Wengener Schichten ist auch mikroskopisch mehr oder weniger paralleltextiert und enthält in Streifen angeordnete, längliche Körner von Bitumen. Megaskopisch ist zuweilen, besonders im frischen Bruch, das Material vom *Trinodosuskalk* schwer zu unterscheiden; aber hier scheint auch der Erhaltungszustand der Fossilien (flachgedrückt) charakteristisch. Drei Stücke, die als Fundortsangabe den Vermerk „in Prezzo gekauft“ tragen, zeigen mega- und mikroskopische Unterschiede, die mir ein stratigraphisches Einreihen unmöglich machen. Das Gestein ist rötlich (während das andere nur schwarze und graue Töne zeigt oder gelbliche Verwitterungsrinden). Aus dem Dünnschliff erhellt, daß es sich um einen bituminösen, mergeligen Kalk mit klastischem (Quarz-) Material handelt. Auf die petrographische Beschaffenheit des kontaktmetamorphen Materials vom Monte Mattoni komme ich bei der Behandlung der von dort stammenden Fossilstücke zurück.

Paläontologischer Befund.

Da der weitaus größte Teil des Materials aus der Umgebung von Civitate stammt, gebe ich den Fundort nur dann an, wenn ein anderer vorliegt.²⁾

¹⁾ Die Verwandtschaft des *Ceratites trinodosus* mit der Himalayischen Form *Ceratites Thuillieri Oppel* (Taf. I, Fig. 1, 2) ist bekannt, ebenso die weitgehende Übereinstimmung des indischen *Ptychites Mahendra Diener* (Taf. XVI, Fig. 1, 2) mit dem alpinen *Ptychites flexuosus*.

²⁾ Die in Klammern gesetzten Ziffern entsprechen der Numerierung des Materials in der Sammlung des Geologischen Institutes, Heidelberg.

Genus: *Ptychites* von Mojsisovics.

Das Material enthält 1 vollständiges Exemplar mit Wohnkammer und Mundsäum, 16 fast vollständige Exemplare, 18 jugendliche Formen und 24 Bruchstücke, die teilweise gänzlich unbestimmbar sind.

Die meisten gehören der Gruppe der *Ptychites flexuosi* an. Genaue Bestimmung ist selten möglich, da an nur ganz vereinzelt Exemplaren Lobenlinien vorhanden sind. Diese zu präparieren gelang mir in einem Fall mit Essig- und Salzsäure. Ätzversuche mit Natrium- und Kaliumhydroxyd mißlingen. Desgleichen war mechanisches Präparieren erfolglos. Bei den meisten Exemplaren sind Teile der Porzellanschicht, bei einzelnen Reste der Runzelschicht erhalten.

Ptychites flexuosus v. Mojs.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars 3, S. 246.

1914 Arthaber, G. v. — Trias v. Bithynien. S. 144, Taf. XIII, Fig. 1.

1927 Broili, F. — Muschelkalkfauna von Saalfelden. S. 234.

Das erste Exemplar (1), an dem Lobenlinien vorhanden sind, entspricht etwa den Abb. 3, 4 und 5, Taf. LXIII, die Mojsisovics (1882) von *Ptychites flexuosus* v. M. gibt. Die Rippen sind zwar gerade¹⁾ und stellenweise wenig gegabelt und es schalten sich zwischen die starken Rippen meist eine, zuweilen zwei schwache ein. Diese Merkmale deuten mehr auf *Ptychites gibbus* (Benecke) v. M. (siehe Taf. LXV, Fig. 2—4). Die Lobenlinie aber entspricht *flexuosus*, da bei dieser Spezies der I. Lateral-sattel bedeutend breiter ist als bei *gibbus*.

Von dieser Spezies oder aus ihrer nahen Verwandtschaft liegen weiter 6 annähernd vollständige kleine Exemplare ($D = \pm 50 \text{ mm}$) und 7 Bruchstücke, ferner 2 fast komplette, große Exemplare ($D =$ bis 125 mm) und 3 Bruchstücke davon vor. Es scheint typisch für die ganze Cividatefauna, daß sie, von den fünf eben erwähnten großen Individuen abgesehen, sich aus kleinen (jugendlichen? oder Krüppel-) Formen rekrutiert. — Eine zweite Eigenart fiel mir bei dem Material auf: Eine ganze Reihe von Exemplaren (nicht nur unter den Ptychiten) zeigen extrem hochgezogene, letzte Windungen, sodaß keine winkelkonstanten Spiralen mehr vorliegen. Fünf unter den flexuosen Ptychiten (3—6, 15) weisen dieses Merkmal besonders stark auf. Ein Bruchstück (16) eines großen Exemplares läßt die dem Mundsäum parallele Rinne, den letzten stationären Rand erkennen. (Ich bilde einen solchen bei *Ptychites ovalis*, Fig. 1, ab.) Der Mundsäum selbst ist zerbrochen. Der Nabel ist gegen die Mündung hin oval verzogen. An einem stark zerdrückten Stück (7) der kleinen Formen zeigen die wenig geschweiften Rippen eine eigenartige Gabelung, die ich für pathologisch zu halten geneigt bin (siehe Fig. 4). Die Deformation verhindert genaue Messung und die Rippenabnormität eine nähere Bestimmung. Die Lobenlinie entspricht *Ptychites flexuosus* v. Mojs.

¹⁾ Auch Broili stellt in seiner „Muschelkalkfauna aus der Nähe von Saalfelden“ (1927) fest, daß die Faltenkrümmung bei seinen flexuosen Ptychiten „erst bei relativ großen Individuen einsetzt“.

Ptychites cf. *acutus* v. Mojs.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 238.

Der Abbildung (Mojs., Taf. LXVI, Fig. 4) gleicht ein allerdings jugendliches Exemplar (20) ($D = 30\text{ mm}$), das ebenfalls keine Lobenlinie zeigt. Es stimmen auch die von Mojsisovics angegebenen Formmerkmale überein. Nur die Maßverhältnisse scheinen nicht zu entsprechen, sind allerdings bei vorliegendem Stück auch nicht genau anzugeben, da es unvollständig ist. Ich verweise hier auf Reis (1900) S. 93, Taf. V, Fig. 3—13, wo er an Hand eines reichen Materials die Entwicklung des *Ptychites acutus* Mojs. var. (?) aufzeigt.

Ptychites sp.

Mit der Form *Ptychites Studeri* v. Hauer läßt sich eines der vorliegenden Exemplare (21) am besten vergleichen, das mit den meisten beschriebenen Merkmalen gut übereinstimmt. So in der Anzahl der Rippen und ihrer Eigenart sich vor dem Erreichen des Nabelrandes zu verflachen. Aber in der Wohnkammerregion ändert sich die Biegung der Falten. Sie sind erst rückwärts, dann aber vorwärts gebogen, also sichelförmig, wie bei den *flexuosi*. Auch ist bei vorliegendem Stück der Nabel kleiner als für *Studerii* angegeben. Zudem sind die Maßverhältnisse dadurch andere, daß der letzte Umgang im Bereich der Wohnkammer abnorm hoch wird. Lobenlinie ist nicht deutlich erkennbar. Fundortangabe fehlt, Habitus: Cividate. — Da *Ptychites Studeri* der Zone des *Ceratites binodosus* angehört, wage ich nicht, das Stück trotz seiner Abweichungen zu dieser Spezies zu stellen.

Ptychites gibbus Benecke.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 241.

Aus der Gruppe der *Ptychites subflexuosi* entspricht ein Exemplar (22) sowohl in den Lobenlinien wie in den geraden Rippen dieser Spezies. Die Maße stimmen genau mit den angegebenen der weitgenabelten Form von Prezzo überein. — Ein zweites Lobenexemplar (23) der selben Spezies gehört der enggenabelten Varietät an.

Ptychites cf. *gibbus* Benecke.

Ein ziemlich vollständiges Exemplar (25) und ein Bruchstück (24) stimmen ihrer geraden und prononzierten Rippen wegen mit der Form überein, die Frech in seinen „neuen Cephalopoden aus den Buchensteinen, Wengener und Raibler Schichten des südlichen Bakony“ als *Ptychites Arthaberii* (Taf. VII, Fig. 4a) aus den Wengener Schichten von Vámos-Katrabocza beschreibt und abbildet. (Allerdings zeigt die Frech'sche Abbildung der rechten Schalenhälfte gerade Rippen, die abgebildete linke zwei Sichelrippen.) Auch scheint bei dem einen mir vorliegenden, allerdings nur halben Exemplar, der Nabel enger gewesen zu sein. Zahlenverhältnisse gibt Frech nicht an. Im Wohnkammerbereich dieses Stückes befinden sich Daonellenabdrücke, die *Daonella Moussoni* Mnstr. entsprechen, der Form, die Mojsisovics mit (?) in die Wengener Schichten stellt und die jetzt Arthaber (*Lethaea*) als für *Trinodosus-*

kalk typisch angibt. Ich bin deshalb geneigt, den vorliegenden *Ptychites* nicht zu der ladinischer Spezies *Arthaberi* zu stellen, sondern hier aufzuführen.

Ptychites sp.

Dem Formtyp, dem man in den Reitzi-Schichten als *Ptychites angusto-umbilicatus* Boeckh., in den Wengener Schichten als *Ptychites noricus* v. Mojs. begegnet, gehört ein Exemplar (29) aus dem Trinodosuskalk von Cividate an. An einer Stelle ist der gerade Mundrand erhalten, der dem entspricht, den Mojsisovics (1882), Taf. LXV, Fig. 5, abbildet. Das Stück entspricht in allen Merkmalen denen von *Ptychites noricus*, nur der etwas zu große Nabel würde auf *angusto-umbilicatus* deuten. Ich wage aus diesem einen Stück, das den geschilderten doch sehr weitgehend entspricht, weder eine neue Spezies zu machen noch auf deren Auftreten in einem tieferen Niveau zu schließen. So führe ich auch dieses Stück als *Ptychites* sp. an.

Ptychites ovalis nov. sp.

(Taf. XIV, Fig. 1 und 2.)

Aus dem schwarzen Trinodosuskalk zwischen Bienno und Berzo stammt das vollständige Mundsaumexemplar (28). Seine Maße sind:

maximal	minimal	
10·6	9·0	2 r
5·2		Höhe des letzten Umgangs
3·2		Dicke " " "
1·6	1·1	Nabel

Ich stelle die Minimalmaße daneben, weil auch diese Schale, wie bereits öfter bei anderen Exemplaren erwähnt, keiner logarithmischen Spirale entspricht. Im ersten meßbaren Viertel beträgt die Größenzunahme 10·81%, im zweiten Viertel 14·66%, im dritten Viertel 8·51%, im vierten Viertel 19·61%, wenn man von dem Mittelpunkt aus mißt. Rechnet man nur mit der Windungshöhe, so sind die Beträge geringer, da der Nabel selbst besonders in der Wohnkammerregion stark oval verzogen ist. Der äußere Habitus und die Größenverhältnisse stimmen am meisten mit *Ptychites Stoliczkaei* v. Mojs. (Taf. LXI, Fig. 6 und 7) überein. Diese Spezies hat aber nur acht schwache Falten auf einem Umgang, die in der Schalenmitte noch am wenigsten undeutlich entwickelt sind, während bei meinem Exemplar die Rippen nach außen am stärksten werden. Was die Anzahl der Falten betrifft, kommt das Exemplar der Beschreibung eines jugendlichen *Ptychites Oppeli* v. Mojs. (Taf. LXXII, Fig. 1 und 2) am nächsten, aber von dieser Form sagt Mojsisovics, daß erst im Alter die Windungen schmal und hoch werden, dann werden aber auch die Falten gebogen und hier sind sie gerade. Die Lobenlinie, die mir wie eingangs erwähnt, Herr Prof. Hermann Schmidt, Göttingen, in liebenswürdiger Weise präpariert hat, spricht gegen *Stoliczkaei*, da nur drei Auxiliarloben vorhanden sind, und stimmt mit der von *Oppeli* geschilderten gut überein, zeigt aber noch mehr Ähnlichkeit mit der von *Ptychites Breunigi* v. Mojs. (Taf. LXXI, Fig. 2), da besonders der erste Laterallobus außerordentlich

weit ist. Gegen die Zugehörigkeit zu dieser Spezies sprechen aber die andersartigen Größenverhältnisse. Der von Mojsisovics von *Ptychites acutus* abgebildete Mundsaum scheint mir nicht richtig dargestellt zu sein, da doch kaum anzunehmen ist, daß so nahe verwandte Formen in einem biologisch so wichtigen Merkmal prinzipiell differieren. Der mir vorliegende zeigt jedenfalls wesentlich andere Beschaffenheit. Hinter dem Mundsaum verläuft, diesem parallel, eine Rinne, die der letzten stationären Mundsaumeinschnürung entspricht. Der Saum selbst steigt vom Nabel etwa geradlinig, radial bis in die Hälfte der Windung auf und springt dann in einer scharfen Ecke vor um nochmals annähernd radial, dann aber schließlich gegen den Konvexteil nach vorne gebogen zu verlaufen. Dem von Arthaber (1914, S. 144, Taf. XIII, Fig. 1) beschriebenen und abgebildeten Mundrand entspricht der vorliegende generell. Nur sind bei meinem Exemplar die einzelnen Merkmale ausgesprochener und es tritt die bei Arthabers Stück nicht vorhandene Mundverengungsaum auf.

Ich führe die Form als neue Spezies auf, obwohl sie mir nur in einem einzigen Exemplar vorliegt. Der ganz besonders gute Erhaltungszustand des Stückes rechtfertigt mich darin. — Der gewählte Name ist zwar für das Stück charakteristisch; die Eigenart der hochgezogenen letzten Windung kann aber möglicherweise einer Anpassung an einen Lebensraum entsprechen, denn wir finden sie unter den verschiedensten Arten des vorliegenden Materials.

Zum Schluß seien noch 21 Stücke erwähnt, die der *Arcestes*-ähnlichen Jugendform der Ptychiten angehören. Zwei davon (26 und 27) zeigen schon ziemlich prononzierte Rippen, die auf *flexuosus* schließen lassen.

Genus: *Beyrichites* Waagen.

20 mehr oder weniger gute Bruchstücke. Kein ganz vollständiges Exemplar. Lobenlinien bei einigen vorhanden. Das Material stammt durchwegs von Cividate.

Beyrichites ex. aff. *Benecke* (v. Mojs.)

Literatur: vgl. Foss. Catal. Pars. 8, S. 67.

1914. Arthaber, G. v. — Trias von Bithynien. S. 115.

Das am besten erhaltene Stück (mit Abdruck) (30) und drei weitere (31—33) würden verhältnismäßig gut der Abbildung (Taf. XII, Fig. 9) und Beschreibung Mojsisovics von *Meekoceras cadoricum* v. Mojs. entsprechen. Auch die gut erhaltenen Lobenlinien stimmen damit überein; dagegen gehen die Maßverhältnisse dahin auseinander, daß der Nabel bei meinem Stück zu klein ist; wie überhaupt fast sämtliche vorliegende Formen auffallend engen Nabel besitzen. Einen zweiten Unterschied gegen die Beschreibung bildet die Tatsache, daß die Rippen gegen den Marginalrand nicht schwächer, sondern stärker werden wie bei *Beyrichites reuttensis* Beyr. sp. nur ist bei diesem die Rippenanzahl bedeutend geringer. Auch dieses Merkmal der zahlreicheren Berippung zeigen alle Stücke übereinstimmend. Gegen *reuttense* spricht die Lobenlinie, die bei meinem Stück schmalere und tiefere Sättel und

Loben aufweist, und die meist bedeutend schmalere Gesamtform. Die Eigenschaft nach außen deutlicher werdender Rippen vereinigt mit höheren, schmaleren Sätteln und tieferen Loben die Spezies *Beyrichites Beneckeii* v. Mojs. Diese Form scheint den Abbildungen gemäß ziemlich stark zu variieren. Ich zähle die vorliegenden vier Exemplare (und zwei Abdrücke) ihrer Verwandtschaft zu. Eines dieser Stücke (32) zeigt wieder die öfter erwähnte Eigenart der in der Wohnkammerregion besonders hoch werdenden Windung, die die Gestalt des Gehäuses ins Ovale verzieht. — Ein Wohnkammerbruchstück (34) mit stellenweise erhaltenem Mundrand eines voll erwachsenen Exemplares (Mündungshöhe = 41 mm entspricht genau der Abbildung Mojsisovics, Taf. LXI, Fig. 3. — Weiter liegen einige Stücke vor, die ich trotz ihres vom vorgeschriebenen Exemplar wesentlich verschiedenen Habitus hieher stellen möchte, da es sich um Jugendformen handelt und die Unterschiedlichkeit aus der Altersdifferenz resultieren mag. — Es bleiben zwei sehr zerdrückte Bruchstücke (35, 36) die ebenfalls mit *Beyrichites Beneckeii* (Mojsisovics, Taf. XXVIII, Fig. 1) übereinstimmen. Für die vorliegenden Stücke scheint ein schmaler, ziemlich flacher Kiel charakteristisch, der an den Marginalknoten scharf absetzt. Das eine Exemplar zeigt Lobenlinie, deren Sättel ziemlich ganzrandig und deren Loben gleichmäßig zackig zerschlitzt sind, wie Mojsisovics auf Fig. 2 a, Taf. LXI, abbildet.

Beyrichites sp.

Zwei zerdrückte Bruchstücke (37, 38) ähneln, abgesehen von ihrer größeren Dicke, äußerlich dem *cadoricum* (Anzahl und Krümmung der Rippen). Loben sind nicht vorhanden, dagegen leichte Ansätze zu Marginalknoten, was auf *reuttense* oder *Beneckeii* deutet; wie bei einer Reihe von Exemplaren (39—43), deren Zugehörigkeit zu *Beyrichites Beneckeii* oder *Beyrichites Ragazzoni*-Jugendformen schwer zu entscheiden ist. Diese sieben Stücke weisen alle eine übereinstimmende typische Zerbrechung auf, die den Windungen folgend, einfach oder doppelt über den Umgang hinzieht. Der Hauptbruch liegt außerhalb der Projektionslinie des vorhergehenden Umgangs. Diese Art der Zerbrechung läßt auf rasche Einbettung in schwerem Material oder auf besonders dünne Schalen schließen.

Beyrichites Ragazzoni (v. Mojs.).

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 69.
1914, Arthaber, G. v. — Trias v. Bithynien, S. 115.

Zwei weitere *Beyrichiten* (44, 45) stimmen in ihren Zahlenverhältnissen mit dieser Form überein. Bei dem einen Stück (44) sind auch die Marginalknoten noch undeutlich. Lateralknoten lassen beide nur sehr schlecht erkennen, obwohl sie bei weitem die Windungshöhe von 10 mm überschritten haben. Ein drittes Bruchstück (46) etwa $\frac{1}{3}$ Umgang zeigt endlich auch diese Seitendornen. Ich stelle alle drei Exemplare zu *Ragazzoni*, da sie meines Erachtens in die Variationsbreite dieser Spezies fallen.

Beyrichites ex aff. *reuttense* (Beyrich) v. Mojs.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 69.

So möchte ich ein Bruchstück (47) bezeichnen, das der Abbildung (Mojs. Taf. IX, Fig. 1) außerordentlich ähnlich ist. Auch mit der Beschreibung, daß die Art eine größere Schalendicke als *cadoricum* und in der äußeren Schalenhälfte prononziertere Rippen besitzt, stimmt das Exemplar gut überein; aber die Zahlenverhältnisse sind (soweit meßbar) nicht entsprechend (Mojsisovics gibt auch zwei verschiedene, sich nicht entsprechende Zahlengruppen an), und die Rippenzahl ist zwar geringer als bei *cadoricum*, übertrifft jedoch die angegebenen 15 sicher. (Es liegt nur $\frac{1}{8}$ Umgang vor.) Dazu sind die Rippen in der äußeren Schalenhälfte wesentlich stärker geschwungen als die Abbildung zeigt. Gegen die Mündung werden die Rippen spärlicher. Loben sind nicht vorhanden; ein Teil der Schale ist noch mit der Runzelschicht bedeckt.

Genus: *Trachyceras* Laube.Untergattung: *Anolcites* v. Mojs.

Es liegen zwei ziemlich vollständige Exemplare und fünf Bruchstücke vor. Die Fundorte sind verschieden und werden jeweils angegeben.

Anolcites Neumayri v. Mojs.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 288, 289.

Ogilvie-Gordon, M.: Grödener-, Fassa- und Eneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. S. 62, Taf. 7, Fig. 12.

Wepfer erklärt (1913) *Anolcites julium*, *clapsavonum*, *Neumayri* und *judicarium* v. Mojs. als Synonyma. Ich stimme dem durchaus bei, unterließ es mir doch bei der ersten Durchsicht des Materials, daß ich ein Exemplar als *Trachyceras julium* bestimmte und das Bruchstück eines Abdruckes als *Trachyceras Neumayri*. Bei der endgültigen Bearbeitung mußte ich feststellen, daß es sich um den Abdruck desselben Exemplars handelte.

Dieser Form, wie sie Mojsisovics (1882) auf Taf. XIV, Fig. 1, abbildet, entspricht ein Exemplar (48), dessen Maße allerdings etwas verschieden sind, was daher rühren mag, daß die Schale flach gedrückt und dabei verzerrt ist. Die Abbildung, die Frech von *Trachyceras Neumayri* v. Mojs. (*Protrachyceras*) (allerdings mit Fragezeichen versehen) gibt, zeigt viel deutlichere Knoten. Lobenlinie ist nicht vorhanden. Das Stück stammt aus den Wengener Schichten des Valle di Lanico. Ein Bruchstück (49), etwa $\frac{1}{4}$ eines Umgangs mag derselben Spezies angehören. Fundort: Losine; angeblich Trinodosuskalk, nach meinem Befund Wengener Schichten.

Ein anderes Exemplar (50), von dem auch der Abdruck (50a) vorhanden ist, stimmt mit Mojsisovics' Abbildung von *Trachyceras judicarium* (Taf. XIV, Fig. 3) überein. Die Maße entsprechen den angegebenen, Lobenlinie ist nicht vorhanden. Das Stück stammt von Prezzo, nach Angabe aus dem Trinodosuskalk. Die petrographische Untersuchung ergab Wengener Schichten.

Denselben Erhaltungszustand, flachgedrückt und ohne Lobenlinie, wie die meisten vorliegenden Trachyceraten, zeigt ein stark deformiertes Stück (51), das seiner starken Rippen wegen am meisten der Fig. 3, Taf. XIII (Mojs.) von *Trachyceras julium* gleicht. (Siehe auch Ogilvie-Gordon, Taf. 7, Fig. 12.) Das Stück ($\frac{1}{5}$ eines Umgangs ist als Abdruck vorhanden), stammt von Cusone bei Creto aus den Wengener Schichten.

Untergattung: *Protrachyceras* v. Mojs.

Protrachyceras ladinum v. Mojs.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 294.

1913, Simionescu, I. — Les Ammonites triasiques de Hagighiol (Dobrogea). S. 289, Taf. III, Fig. 4.

1914, Toni, A. de. — Illustrazione della Fauna Triasica di Valdepena (Cadore). S. 139.

1927, Ogilvie-Gordon, M. — Grödener, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. S. 60, Taf. 7, Fig. 7.

Die Abbildungen (Mojs. Taf. XXII, XXIII und XXIV, Fig. 1, 2, und 2) sowie die als charakteristisch angegebenen Merkmale stimmen, soweit wahrnehmbar, mit einem Bruchstück (54) überein, das keine Lobenlinie aufweist und dessen Nabel nicht zu präparieren ist. Den viel stärker gerippten oder gedorneten Trachyceraten der Reitzschichten gehört das Stück zuverlässig nicht an. Ich stelle es wegen seiner Unvollständigkeit mit Vorbehalt zu *ladinum*. (Siehe auch Frech, Taf. VI, Fig. 1, und Ogilvie-Gordon, Taf. 7, Fig. 7, Simionescu (1913), Taf. III, Fig. 4. Fundort; Prezzo, Fundschicht: angegeben Prezzokalk, entsprechend dem petrographischen Befund: Reitzschichten. Als aus den Reitzschichten vom Cividatehügel stammend angegeben, ist ein stark zerdrücktes Bruchstück (55) eines Trachyceraten, von dem nur die drei äußeren Dornenspiralen erkennbar sind. Es trägt die Bezeichnung *Protrachyceras* cf. *longobardicum*, gehört aber meines Erachtens ebenfalls zu *ladinum*, da es kaum mehr als sechs Knotenreihen besitzt.

Untergattung: *Paratrachyceras* Arthaber.

Paratrachyceras Riechhofeni (v. Mojs.).

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 289.

1914, Toni, A. de. — Illustrazione della Fauna Triasica Valdepena (Cadore). S. 145, Taf. XI, Fig. 7.

1914, Arthaber, G. v. — Trias v. Bithynien. S. 136.

Es liegt ein Bruchstück (52) ($\frac{1}{3}$ Umgang) vor, an dem Form und Größe des Nabels nicht zu erkennen sind; Loben sind nicht vorhanden. Der Externteil ist stark beschädigt. Deutlich sind dagegen die Rippen, die die charakteristische glatte, flache Sichelform zeigen. Das Stück stammt aus den Wengener Schichten von Cusone bei Creto.

Paratrachyceras regoledanum (v. Mojs.).

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 297.

1913, Simionescu, I. — Les Ammonites triasiques de Hagighiol (Dobrogea). S. 298, Pl. III, Fig. 8.

1914, Arthaber, G. v. — Trias v. Bithynien. S. 137, Taf. XVI, Fig. 1.

Ein kleiner Abdruck (53) aus den Wengener Schichten von Prezzo stimmt im wesentlichen mit Abbildungen und Beschreibung dieser Art überein.

Genus: *Ceratites* de Haan.*Ceratites trinodosus* v. Mojs.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 90.

1914. Arthaber, G. v. — Trias von Bithynien. S. 123, Taf. XII, Fig. 3.

1927. Broili, F. — Eine Muschelkalkfauna aus der Nähe von Saalfelden. S. 234.

Unter den etwa 30 einigermaßen zuverlässig als *Ceratites trinodosus* bestimmbar Resten zeigt keiner Lobenlinie und ist kein vollständiges Exemplar. Sechs (56) davon erreichen einen Durchmesser von 20—40 mm, die übrigen sind Jugendformen (57) und Innenwindungen bis zu $D = 4$ mm hinab. Im ganzen sind etwa 20 annähernd vollständige Stücke dabei, der Rest sind mehr oder minder schlecht erhaltene Bruchstücke. Fundorte sind nicht angegeben. Der Gesteinshabitus spricht für Cividate, was mir Herr Geheimrat Salomon--Calvi bestätigte.

Ein Bruchstück (58) von sehr schlechter Erhaltung mag *Ceratites binodosus* Fr. v. Hauer entsprechen, da das Exemplar der Umbilicalknoten zu entbehren scheint; sie können aber auch bei dem stark angegriffenen Zustand des Stückes weggewittert sein. Und da der Habitus des Gesteins des sehr verwitterten Trinodosuskalkes ist (hellgrau bis gelblich, Fundort ist nicht angegeben), so spricht das gegen *binodosus* und für *trinodosus*.

Ceratites aviticus v. Mojs.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 78.

Zu dieser Art möchte ich ein Viertelbruchstück (59) eines Ammoniten stellen, das vermutlich die Wohnkammer darstellt, da die Rippen nur noch ganz schwach und die Knoten gleichfalls zurückgebildet sind. Das Tier war wohl ein voll erwachsenes Exemplar. Lobenlinien sind, da ja nur Wohnkammerregion vorliegt, nicht vorhanden. — Der Abbildung (Mojsisovics) Taf. XII, Fig. 2 und 3 entsprechen zwei ziemlich vollständige Exemplare (60 und 61) und ein Abdruck (62) mit einem Bruchstück der daranhaftenden Schale. Lobenlinien sind nicht erkennbar, Fundort (auch wo Angabe fehlt): Cividate.

Ceratites Beyrichi v. Mojs.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 79.

Als zu dieser Spezies gehörig spreche ich drei weitere Exemplare und ein Bruchstück (64—67) an. Lateralknoten sind nicht vorhanden, die Marginalknoten schräg gestellt und zahlreich, die Umbilicalknoten ziemlich ausgeprägt. Die Rippen erscheinen an dem Bruchstück stärker geschwungen, ja die beiden äußersten im äußeren Drittel fast nach vorne abgeknickt. Loben sind nicht erkennbar, das Gestein Trinodosuskalk. Zwei Stücke tragen die Fundortangabe: Cividate, zwei, bei denen sie fehlt, scheinen auch daher zu sein.

Ceratites cf. elegans v. Mojs.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 81.

Der Abbildung (Taf. XXVIII, Fig. 9), die Mojsisovics selbst nicht sicher zu *Ceratites elegans* stellt, entspricht eine Reihe von zum Teil sehr jugendlichen Exemplaren (63). Fundort, wie Herr Geheimrat Salomon--Calvi bestätigte: Cividate.

Ceratites cf. zoldianus v. Mojs.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 92.

Der Form von *Ceratites zoldianus* am meisten entspricht ein Bruchstück (68), das zwar stark angewittert ist, aber neben dem charakteristischen, flachen, glatten Konvexteil noch deutliche Marginalknoten zeigt. Die Rippen sind trotz des schlechten Erhaltungszustandes noch ziemlich prononziert. Lateral- und Umbilicalknoten sind an den ältesten Rippen des etwa $\frac{1}{4}$ Individuum darstellenden Exemplares eben noch zu erkennen, verlieren sich aber nach der Wohnkammer zu. Loben sind nicht vorhanden. Die Abbildung, die Diener von *Ceratites Thuillieri* Oppel (1895, Pl. I, Fig. 1 und 2) gibt, einer Form aus der Verwandtschaft des *Ceratites trinodosus*, kommt dem Stück gleichfalls nahe, nur stehen da die Rippen weniger eng. — Zur selben Gruppe gehört möglicherweise ein Bruchstück eines Abdruckes, an dem noch die Schale haftet. Die Rippen stehen etwas weniger dicht, die Marginalknoten sind schärfer und es schiebt sich zwischen je zwei am Ende der Rippen liegenden Knoten ein äußerst schwacher ein. Der Rücken ist glatt und würde dem von *zoldianus* entsprechen. Die Stücke stammen aber aus dem Trinodosuskalk zwischen Cividate und Berzo und vom Cividatehügel. Der Horizont stimmt also nicht mit dem stratigraphischen Auftreten von *Ceratites zoldianus* überein.

Ceratites vindelicus v. Mojs.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 91.

Dieser Art entspricht ein vorliegendes Exemplar (70) in fast allen Details, nur die Tatsache, daß das Tier evoluter ist, verzerrt die Zahlenverhältnisse. Auf dem flachen Rücken sind Furche und Kiellinien schwach angedeutet. Sehr typisch ist, was Mojsisovicis zwar abbildet, aber nicht beschreibt, daß sich zwischen zwei durchgehende Rippen je eine kurze (in Bildung oder in Auflösung begriffene) einschiebt. Die Rippen und die Marginalknoten sind sehr scharf. Fundort: Trinodosuskalk im Valle die Lappolo.

Einige weitere Exemplare (71, 72) (drei mehr oder minder vollständige und vier Bruchstücke), z. T. von Cogno, z. T. ohne Fundortangabe, gehören m. E. derselben Art an. Sie sind aber hochmündiger und wenig involuter. Zuweilen münden die kurzen Rippen an den Lateralknoten in die durchgehenden, was an den inneren Windungen häufiger vorzukommen scheint. Die für *vindelicus* typische Convexteilverzierung ist hier nicht zu erkennen. Bei einem Exemplar ist nur eine feine Mittellinie sichtbar.

Ceratites cf. Reiflingensis var. *exiguus* Art.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 87.

Auf dem Bruchstück einer Jugendform (73) ist die nach vorne gerichtete Fortsetzung der Rippen auf den Convexteil deutlich. Loben sind nicht erhalten. Den Maßen nach würde besonders die hochmündige Form dem Exemplar entsprechen, das Arthaber (1896) unter *Ceratites Reiflingensis* var. *exiguus* beschreibt und abbildet. Auch erwähnt Arthaber das Auftreten von sekundären Rippen, „welche als inseriert

zu betrachten sind, am Marginalrand die selbe Beknotung wie jene (die primären) haben, parallel denselben verlaufen sich auswärts des Lateralknotens mit einem schwachen, bogenförmigen Rippenstück an die Hauptrippe angliedern . . .“ Diese Angliederung scheint aber nicht für jede Sekundärrippe obligatorisch, was sowohl aus der Arthaberschen Abbildung, wie aus den mir vorliegenden Stücken hervorgeht. Ein stark deformiertes und schlecht erhaltenes Bruchstück ohne Fundortangabe mag ebenfalls hieher zu stellen sein. Die scharfen Rippen könnten dafür sprechen.

Ceratites indet. ex aff. hungarico v. Mojs.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 83.

In seiner Architektur an die vorbeschriebenen Stücke erinnert ein leider sehr kleines (wohl Wohnkammer-) Bruchstück (75) einer Form, die der Abbildung (Mojsisovics, Taf. XXX, Fig. 19) von *Ceratites hungarico* v. Mojs. entspricht. Das Bruchstück enthält nur fünf Rippen, aber sechs Marginalknoten. Vier davon stehen am Ende der Rippen, zwei aber zu den Seiten einer dornenlosen Rippe. Die Rippen sind schärfer als die bei *hungaricus* angegebenen, zeigen aber die leichte Schwingung. Das Stück stammt aus dem Trinodosuskalk von Prezzo. — Ein anderes kurzes Wohnkammerbruchstück (76) möchte ich mit seinen scharfen Lateral- und Marginalknoten, seinen schwachen Rippen und dem flachen Konvexteil (Fig. 19 b) ebenfalls zu *Ceratites ex aff. hungarico* stellen. Je eine Rippe von drei auf jeder Seite zeigt die Eigenart, daß sie diagonal gefurcht ist, so daß die beiden Teilstücke vom Lateral- und Marginalknoten beginnend, aneinander vorbeizulaufen scheinen und blind enden. Fundortangabe fehlt, der Gesteinshabitus entspricht dem von Cividate, die Form aber würde auf Reitzschichten deuten. Ich kann mich aber bei der Unzulänglichkeit der Bruchstücke nicht auf ihre bestimmte Identität mit *Ceratites hungaricus* festlegen und kann daher keine stratigraphischen Schlüsse aus diesem Auftreten ziehen.

Genus: *Balatonites* v. Mojsisovics.

Balatonites lineatus v. Arth.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 63.

Ein Exemplar (81) aus dem Trinodosuskalk des Monte Bardisone bei Cividate entspricht der Abbildung von *Balatonites lineatus* in Arthabers „Alpiner Trias des Mediterranen Gebietes“, Taf. 35, Fig. 18, und der Originalabbildung in der „Cephalopodenfauna der Reiflinger Kalke“, Taf. VI, Fig. 10. Es handelt sich um ein Bruchstück der Wohnkammer mit dem Negativ der Innenwindung. Kiel und Loben sind nicht vorhanden, Größenverhältnisse nicht meßbar.

Balatonites cf. Zitteli v. Mojs.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 65.

Ein sehr mäßig gut erhaltenes Wohnkammerbruchstück (82) stimmt mit Mojsisovics' Angaben und Abbildung (Taf. V, Fig. 2) überein. Der Kiel ist nur an einer Stelle erhalten, zeigt aber die typischen *Balatonites*-

Knoten. Auch die zwischen Hauptlateral- und Marginalknoten eingeschobenen schwachen Knoten sind an den beiden letzten Rippen noch zu erkennen. Die anderen sind zu stark verwittert. Die nicht einwandfrei meßbaren Zahlverhältnisse stimmen generell überein.

Balatonites sp.

Das Bruchstück eines Abdruckes (84) aus dem Trinodosuskalk des Case Bardisone läßt die bei gemmaten Balatoniten typische Vermehrung der Knoten nach dem Kiele zu erkennen. Nähere Bestimmung ist nicht möglich.

Genus: *Judicartites* v. Mojsisovics.

Judicartites arietiformis v. Mojs.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 165.

Der Abbildung (Fig. 2, Taf. XXXVIII, Mojsisovics) entsprechen genau drei Bruchstücke (77, 78), die auch mit den Größenverhältnissen und den übrigen Befunden übereinstimmen. Es liegt auch ein Teil der Innenwindungen vor, die die zahlreichere Berippung aufweist. Auch hier hat Mojsisovics nicht darauf hingewiesen, daß Rippen inserieren können, die dann nicht bis zum Nabelrand durchgehen. Fundort: Prezzo, ein Stück mit seinem Abdruck stammt zweifellos aus dem Trinodosuskalk. Die anderen Exemplare tragen den Vermerk: „In Prezzo gekauft“ und gehören zu den eingangs erwähnten Stücken, die einen mir fremdartigen Gesteinshabitus aufweisen (siehe S. 448).

Judicartites curyomphalus Benecke.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 165.

Ein Wohnkammerbruchstück (79) stimmt mit Mojsisovics' Beschreibung und Abbildungen überein. Auch die Zahlenverhältnisse, soweit meßbar, sind entsprechend. Auch die Eigenschaft der Rippen, daß einzelne in der Nabelgegend schwächer werden, konnte am vorliegenden Exemplar festgestellt werden. Fundort: Trinodosuskalk zwischen Strada und Frugone.

Judicartites prezzanus v. Mojs.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 165.

Ein Abdruck in dem rötlichen Gestein mir unbekannter Herkunft wie ein Bruchstück (80) derselben Spezies scheinen *Judicartites prezzanus* anzugehören. Der Abdruck stellt etwa einen halben Umgang mit Innenwindungen dar und stimmt in den Maßen gut mit den angegebenen überein. Das Bruchstück, Wohnkammerregion eines kleineren Individuums, zeigt den zur schwachen Linie reduzierten Kiel.

Judicartites indet. ex aff. *arietiformis*.

Ein Bruchstück (83) und ein Abdruck eines Judacariten aus dem Trinodosuskalk zwischen Strada und Frugone mag zur Gruppe der *Judicartites arietiformes* gehören, wofür die scharfen, ungeknoteten Rippen sprechen.

Einzelexemplare verschiedener Genera:

Hungarites cf. *costosus* v. Mojs.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 152.

Ein flaches Bruchstück (91) zeigt die „leicht sichelförmig geschwungenen Faltenrippen, welche schwach am Nabelrand ansetzen und auf der Seitenmitte individuell stärker oder schwächer zu kräftigen förmlichen Rippen anschwellen“. Marginalkante, Rücken und Kiel sind an dem Exemplar nicht mehr vorhanden. Da auch die rechte Seite fehlt, sind Zahlenverhältnisse nicht festzustellen. Aus einer schlecht erhaltenen Lobenlinie ist zu erkennen, daß die Projektion des tieferen Umgangs in den zweiten Seitensattel fällt. Die ganzrandigen Sättel verbreitern sich nach unten, wodurch die Loben schmal und lang werden. Ihre Ränder sind zur Diagnostizierung zu schlecht erhalten. Als Fundort ist Cividate angegeben, aber Reitzischichten. Dem Gesteinshabitus nach stammt das Stück aus dem Trinodosuskalk.

Danubites cf. *Michaelis* v. Mojs.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 116.

Aus dem Trinodosuskalk zwischen Strada und Cusone liegt der Steinkern eines Teiles einer Wohnkammer vor (90), der mit Mojsisovičs' Abbildung (Taf. XXVIII, Fig. 4) gut übereinstimmen würde, auch im wesentlichen mit der Beschreibung, besonders in der Verschwächung des Kiels zur „Normallinie“. Aber die Rippen setzen stärker als auf dem Mojsisovičsschen Exemplar auf den Konvexteil, stark nach vorne gerichtet, über, und laufen unter der schmalen Kiellinie zusammen. Der Rücken erinnert, von der dünnen Medianlinie abgesehen, in seiner Rippenausbildung an arietiforme Judicarien. Erst nach der Mündung zu werden die Rippen auf Extern- und Seitenteilen schwächer. Auf der rechten Seite (das Exemplar mit der Mündung nach vorne oben aufgestellt) zeigt das Tier in der Umbilikalregion zwischen drei Rippen eine wulstartige, pathalogische Verdickung, die einer Schalenverletzung entstammen mag. Von der linken Seite ist der Abdruck mit der Schale vorhanden.

Badiotites Eryx Graf Münster.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 61.

1927, Ogilvie-Gordon, M. — Grödener, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. S. 82, Taf. XII, Fig. 22.

Ein Abdruck (87), der sehr gute Erhaltung zeigt, ist zu dieser Art zu stellen. Die Rippen sind, besonders in der Wohnkammerregion, sichelförmig und zeigen am Marginalrand feine Knötchen. Das Stück stammt vom Weg zwischen Strada und Cusone. Der mikroskopische Befund ergah, der Angabe widersprechend, Wengener Schichten, worauf auch der Erhaltungszustand des Fossils schließen läßt. Ein zweites Exemplar (88) dieser Spezies ist von Chiese nördlich Prezzo.

Pinacoceras daonicum v. Mojs.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 221.

Aus den Wengener Schichten aus Judicarien, gegenüber Cusone bei Creto, entspricht ein (dem typischen Erhaltungszustand der Fossi-

lien in den Wengener Schichten gemäß) flachgedrücktes Exemplar (86) der Abbildung Mojsisovics, Taf. LII, Fig. 10. Leider ist eine Lobenlinie nicht sichtbar und bei der außerordentlich dünnen Schale auch nicht zu präparieren. Der Sypho ist, wie auch bei dem von Mojsisovics wiedergegebenen Exemplar, als ein über der zusammengedrückten Schale erhabener Kranz kenntlich. Von der Abbildung abweichend ist an vorliegendem Exemplar die größere Zahl der sichtbaren inneren Wandungen.

Monophyllites cf. wengensis Klipstein.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 205.

1927. Ogilvie-Gordon, M. — Grödener, Fassa- und Enneberggebiet der Südtiroler Dolomiten. S. 61, Taf. VII, Fig. 9.

Ein von der Strada Cusone bei Creto stammender Abdruck (89) stimmt, soweit an dem Bruchstück erkennbar, mit Abbildung und Beschreibung dieser Art überein. Als Horizont sind Reitzischichten angegeben. Dem Erhaltungszustand zufolge möchte ich Wengener Schichten annehmen. Prinzipiell ist die Frage nach Reitzi- oder Wengener Schichten gleichgültig, da die Form in beiden Horizonten bekannt ist. — (*Monophyllites sphaerophyllus* v. Hauer wird von Simionescu [1913] zu *wengensis* als Synonym einbezogen, soll aber tieferem Niveau angehören.)

Arcestes (Proarcestes) cf. marchenanus v. Mojs.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 48.

Das Exemplar aus den Reitzischichten bei Cusone bei Creto (85) entspricht im allgemeinen in seinen Zahlenverhältnissen, der Beschreibung und der Abbildung, die Mojsisovics von *Arcestes marchenanus* gibt. Besonders deutlich ist die Eigenart dieser Spezies, daß die größte Schalendicke direkt über dem Nabel erreicht wird. Das Stück ist in der Mundsaumregion so unvollständig, daß nur die beiden hintersten, sehr schwachen Steinkernfurchen noch vorhanden sind. Eine alte Mundsaumeinschnürung verläuft annähernd radial, hört aber an der Stelle der größten Schalendicke auf. Die Loben (Mojsisovics unbekannt) zeigen, soweit erhalten (Externlobus fehlt) eine typische *Arcestes*-Sutur (siehe Fig. 3).

Nautiliden.

Bei den drei mir vorliegenden Nautiliden sind die Etiketten vertauscht. Da aber zwei davon den typischen Gesteinscharakter des Materials vom Cividatehügel aufweisen, ist eine Bestimmung möglich.

Pleuromutilus furcatus Arth.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 346.

Das erste Exemplar (92) stimmt weitgehend mit der Beschreibung überein, die Arthaber gibt. Und zwar würde das vorliegende Bruchstück einen Teil einer früheren Windung darstellen, die sehr charakteristische Verkürzung der Rippen, die nur noch bis zu einem hochsitzenden Lateralknoten gehen und die je zwei Marginalknoten haben,

die seitlich der radialen Verlängerung der Rippen sitzen. Nur zeigt mein Exemplar kein regelmäßiges Alternieren von Rippen mit einem und solchen mit zwei Marginalknoten. Die Normallinie auf dem Rücken ist an einer Stelle sichtbar. Auch das Vorhandensein einer Ventral- und je einer Lateralbucht auf der Flanke stimmt mit der Beschreibung überein. Die Internbucht ist an dem lädierten Stück nicht festzustellen.

Pleuronautilus (Holconautilus) Pichleri v. Hauer.

Literatur siehe Foss. Catal. Pars. 8, S. 350.

Von dieser Art liegt ein ziemlich vollständiges Exemplar (93) vor, das, da stellenweise die Schale erhalten ist, die Änderung der Schalenverzierung sehr schön erkennen läßt. Auch in den übrigen Merkmalen wie in den Zahlenverhältnissen stimmt das Stück mit den von Hauer (Cephalopoden des bosnischen Muschelkalkes, S. 15) und Mojsisovics (1882, S. 279) beschriebenen gut überein.

Nautilus indet.

Das Stück (94) stimmt sowohl in seinen Größenverhältnissen wie in den sonstigen Merkmalen ziemlich mit *Nautilus salinarius* v. Mojs. überein. Aber die Schale ist, obwohl nur leicht zerdrückt, unsymmetrisch. Die linke Seite des Rücken ist höher als die rechte und der Siphon, der ziemlich intern liegt, ist nach der linken Seite verlagert. Das Bruchstück enthält die Wohnkammer, an der der Mundsaum erhalten ist. Dieser Saum steigt von der Umbilikallinie gerade auf, um sich in der Marginalregion über den Ventralteil rückwärts einzubuchten. Die zum Teil und da schlecht erhaltene Schale zeigt als Skulptur feine Anwachsstreifen, die in derselben Kurve wie der Mundsaum geschweift sind. Auf der rechten Seite in der Umbikalregion trägt der Mundsaum eine wulstförmige Verdickung, die von einer Schalenverletzung herrühren mag.

Fossilien aus der Kontaktzone:

Es bleibt ein Rest von sieben Stücken, die aus der Kontaktzone des Monte Mattoni stammen. Es ist nicht möglich, aus dem petrographischen Befund eine Horizontierung vorzunehmen. Das Material ist sehr stark verändert und durchdrungen von eingewanderten Kontaktmineralien. Dagegen befinden sich die Fossilreste in einem für Kontaktverhältnisse besonders günstigen Zustand. Sie gestatten einen (wenn auch nicht gänzlich einwandfreien) Schluß auf *Trinodosuskalk*. Ihres extremen Erhaltungszustandes wegen reihe ich die Exemplare (fast ausschließlich Abdrücke) hier nicht in der paläontologischen Systematik ein, sondern führe sie gesondert auf.

Zwei Reste eines grobgerippten Tieres sind so unvollständig, daß nicht mit Sicherheit festzustellen ist, ob sie von einem Cephalopoden stammen. Eine grobgerippte Muschel könnte ähnliche Abdrücke hinterlassen.

Ein weiteres Stück enthält zwei Positivformen, die sehr stark deformiert sind. Die eine davon wäre eventuell als *Trachyceras* sp. anzusprechen.

Die übrigen Stücke zeigen Abdrücke von einer gerippten Form mit Umbilical-, Lateral- und Marginalknoten. Konvexteile sind nicht erhalten und es ist somit schwierig zu unterscheiden, ob Balatoniten oder Ceratiten vorliegen. Da aber ein Exemplar von inneren Windungen starke, knotenlose Rippen zeigt, bin ich geneigt, die Formen in die Verwandtschaft von *Ceratites trinodosus* zu stellen.

Zusammenfassung.

Von den aus ladinischen Horizonten stammenden abgesehen, entsprechen die in der Fossilliste aufgeführten Arten mit zwei Ausnahmen dem aus den Trinodosusschichten bekannten Formenbestand.

Die eine, *Ceratites zoldianus*, wird von Mojsisovics der *Binodosus*-Zone als typisch zugerechnet. Ich verweise auf Airaghi (1905), der sie vom Monte Rite in Cadore ebenfalls aus dem Trinodosuskalk angibt.

Protrachyceras ladinum wird übereinstimmend als charakteristisch für Wengener Schichten angegeben (Diener, Frech, Mojsisovics, Ogilvie-Gordon, De Toni), mit Ausnahme der Tabelle, die Simionescu (1913) gibt und in der er die Form schon als anisisch anführt. Das eine vorliegende Exemplar trägt die offensichtlich falsche Fundortangabe: Prezzokalk. Im Dünnschliff stimmt das Material durchaus mit dem der Reitzschichten überein. Ich bin mir der Unzulänglichkeit der Schichtenbestimmung nach ihrem petrographischen Habitus voll bewußt; aber hier spricht nicht nur der Gesteinscharakter sondern auch der Fossilhaltungszustand gegen Wengener und für Reitzschichten. Zudem erhärtet das wen auch schlecht erhaltene zweite Bruchstück die Tatsache.

Es entstehen einige Fragen allgemeiner Art, zu deren Beantwortung das Material nicht ausreicht. — Ist die Form des Mundsaums charakteristisches Gattungs- oder Artmerkmal? — Ist die Verschwächung der Skulptur gegen die Wohnkammer allgemein? — Was bedeutet das Hochgezogenensein der letzten Umgänge im Wohnkammerbereich, das die ovalen Formen resultieren läßt? — Da das vorliegende Material mit wenigen Ausnahmen aus kleinen Formen besteht: Liegt eine Krüppelfauna oder eine Ansammlung von Jugendformen vor?

Fossiliste.

Nautiloidia.

Genus: *Germanoautilus* v. Mojsisovics

Nautilus indet.

Genus: *Pleuroautilus* v. Mojsisovics

„ (*Holconautilus*) *Pichleri* Hauer

„ *furcatus* Art.

Ammonoidia.

Genus: *Beyrichites* Waagen

„ *Raggazoni* v. Mojs.

„ ex aff. *reuttense* Beyrich

„ ex aff. *Benekei* v. Mojs.

„ sp.

- Genus: *Hungarites* Mojsisovics
 " cf. *costosus* v. Mojs.
- Genus: *Danubites* v. Mojsisovics
 " cf. *Michaelis* v. Mojs.
- Genus: *Balatonites* v. Mojsisovics
 " cf. *Zitteli* v. Mojs.
 " *lineatus* Art.
- Genus: *Judicarites* v. Mojsisovics
 " *arietiformis* v. Mojs.
 " ex aff. *arietiformis* v. Mojs.
 " *euryomphalus* Benecke
 " *prezzanus* v. Mojs.
- Genus: *Badiotites* v. Mojsisovics
 " *Eryx* Graf Münster.
- Genus: *Ceratites* de Haan
 " *aviticus* v. Mojs.
 " *trinodosus* v. Mojs.
 " cf. *elegans* v. Mojs.
 " *Beyrichi* v. Mojs.
 " ex aff. *hungarico* v. Mojs.
 " cf. *zoldianus* v. Mojs.
 " *vindelicus* v. Mojs.
 " cf. *Reiflingensis* var. *exiguus* Art.
- Genus: *Ptychites* v. Mojsisovics
 " *flexuosus* v. Mojs.
 " cf. *acutus* v. Mojs.
 " *gibbus* Benecke
 " cf. *gibbus* Benecke
 " sp.
 " sp.
 " *ovalis* nov. spec.
- Genus: *Pinacoceras* v. Mojsisovics
 " *daonicum* v. Mojs.
- Genus: *Monophyllites* v. Mojsisovics
 " *wengensis* v. Klipstein.
- Genus: *Trachyceras* Laube
Analcites *Neumayri* v. Mojs.
Paratrachyceras *Richthofeni* v. Mojs.
 " *regoledanum* v. Mojs.
Protrachyceras *ladinum* v. Mojs.
- Genus: *Arcestes* Suess
 " (*Proarcestes*) cf. *marchenanus* v. Mojs.

Verzeichnis der zitierten Literatur.

1882. Mojsisovics, E. v. Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Abhandlungen der k. k. Reichsanstalt Wien, Bd. X.
- 1887—1896. Hauer, F. v. Die Cephalopoden des bosnischen Muschelkalkes von Han Bulog bei Sarajevo. Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften, Bd. 54, 59, 63.
1895. Diener, C. Himalayan fossils. The Cephalopoda of the Muschelkalk. (Palaeontologia Indica, Ser. XV, Vol. II, Part. 2.)
1895. Salomon, W. Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata. (Palaeontographica, Bd. XLII.)
1895. Waagen, W. Salt-Range Fossils. (Palaeontologia Indica, Ser. XIII, Vol. II, Part. I.)
1896. Arthaber, G. v. Die Cephalopodenfauna der Reiflinger Kalke, I und II. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Osterreich-Ungarns und des Orients, Bd. X.
1899. Tommasi, A. La fauna dei calcari rossi e grigi del Monte Clapsavon nella Carnia occidentale Palaeontographia italica. Vol. V.
1900. Reis, O. M. Eine Fauna des Wettersteinkalkes, I. Teil. Geognostische Jahreshefte 1900, 13. Jahrgang.
1903. Frech, F. Neue Cephalopoden aus den Buchensteiner, Wengener und Raibler Schichten des südlichen Bakouy. Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. I. Bd., 1. Teil.
1905. Airaghi, C. Ammoniti triasici (Muschelkalk) del Monte Rite in Cadore. (Boll. Soc. Geol. Italiana, Vol. XXIV, 1905.)
1906. Arthaber, G. v. Die alpine Trias des Mediterrangebietes. Lethaea geognostica, II. Teil, Bd. I.
1908. Diener, C. Ladinic, Carnic, and Noric Faunae of Spiti. (Mem. Geol. Surv. India, Ser. XV, Vol. V, Mem. 3.)
1908. Salomon, W. Die Adamellogruppe, ein alpines Zentralmassiv, und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen. Abhandlungen der k. k. Reichsanstalt Wien, B. XXI, Heft 1.
1911. Wepfer, E. Die Gattung *Oppelia* im süddeutschen Jura. Stuttgart, Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
1913. Simionescu, I. Les Ammonites triasiques de Hagighiol (Dobrogea). (Acad. Romana, Nr. XXXIV.)
1913. Wepfer, E. Über den Zweck enger Arthegrenzung bei den Ammoniten. Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, Monatsberichte Nr. 8/10, 1913.
1914. Toni, A. de. Illustrazione della Fauna Triasica di Valdepena. Mem. dell'Istituto Geologico della R. Univ. di Padova. Vol. II, Mem. III.
1926. Salomon, W. Die Gruppendifinitionen in der Paläontologie. Sitzungsberichte der Heidelberger Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse, 1926. 13. Abhandlung.
1927. Broili, F. Eine Muschelkalkfauna aus der Nähe von Saalfelden. Sitzungsbericht der mathematisch-naturwissenschaftlichen Abteilung der Bayrischen Akademie der Wissenschaften, München 1927, Heft III.
1927. Ogilvie-Gordon, M. Das Grödener, Fassan- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Bd. XXIV, Heft 2.
1927. Speyer, C. Die Triasfossilien der Adamellogruppe I und II. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1927, Nr. 6.



2



1



3



4

Eine Crustaceenfauna aus den Lunzer Schichten Niederösterreichs.

Von Dr. Martin F. Glaessner.

(Mit 3 Tafeln und 8 Textfiguren.)

- I. Einleitung.
- II. Die geologischen Verhältnisse der Fundstelle.
- III. Lebensbedingungen und Fossilisation.
- IV. Beschreibung der Fauna.
- V. Die Beziehungen der Lunzer Crustaceenfauna.
- VI. Zusammenfassung.
- VII. Literatur.

I. Einleitung.

Vor einiger Zeit übergab mir Herr Bergrat Dr. H. Beck einige Krebsreste aus den Reingrabner Schiefern des Polzberges bei Lunz in Niederösterreich (Lunzer Schichten, karnische Stufe der oberen Trias), die sich in der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt in Wien befanden. Bald darauf teilte mir Herr Kustos Dr. F. Trauth mit, daß in der Sammlung des Wiener Naturhistorischen Museums ebenfalls unbestimmte Fossilreste aus den Reingrabner Schiefern lagen, die im Jahre 1909 in einem Stollen im Schindelberggraben am Polzberg gefunden worden waren.

II. Die geologischen Verhältnisse der Fundstelle.

Über die allgemeinen geologischen Verhältnisse der Fundstelle gibt am besten die Darstellung Auskunft, die Teller¹⁾ anlässlich der Beschreibung des 1885 dort gefundenen *Ceratodus sturi* veröffentlicht hat. Bei der darin erwähnten Grabung dürften auch die in der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt befindlichen Krebsreste gefunden worden sein. „In einem als Polzberggraben bekannten Taleinschnitt nordöstlich von Lunz in Niederösterreich wurde über Veranlassung der Direktion der Geologischen Reichsanstalt von Herrn Bergverwalter J. Haberkelner ein Stollen angelegt, welcher Gelegenheit bieten sollte, die untere Abteilung des zwischen Reiflinger Kalk und Lunzer Sandstein lagernden Schichtenkomplexes, den sogenannten Aonschiefer, der hier durch einen großen Reichtum an Trachyceraten ausgezeichnet ist, paläontologisch sorgfältiger zu durchforschen. . . . Über dem Reiflinger Kalk, der hier ebenso wie bei Groß-Reifling selbst durch das Vorkommen der *Halobia intermedia* Mojs. gekennzeichnet ist, folgen zunächst dunkle, durch

¹⁾ F. Teller, Über den Schädel eines fossilen Dipnoers, *Ceratodus sturi* nov. spec. aus den Schichten der oberen Trias der Nordalpen. Abhandlungen der Geologischen Reichsanstalt Wien, Bd. 15, Heft 3, 1891, p. 1f.

schwarze kieselige Lagen gebänderte Plattenkalke, die nach oben in dünner geschichtete, in größeren Tafeln brechende, tonreichere bituminöse Gesteine übergehen, die sogenannten Aonschiefer der niederösterreichischen Kalkalpen. . . . Dieser Komplex geht nach oben ohne irgendwelche schärfere Grenze in die weicheren, dünner geschichteten Mergelschiefer und kurzklüftigen oder griffelig spaltenden dunklen Schiefertone über, welche von Stur den Namen Reingrabner Schiefer erhalten haben. . . . Die Reingrabner Schiefer bilden bereits das untere Glied des von Stur als „Lunzer Schichten“ zusammengefaßten Schichtenkomplexes, denn sie gehen nach oben durch Wechsellagerung mit Sandsteinbänken allmählich in den typischen Lunzer Sandstein über, in dessen höheren Niveaus sich die bekannten flözführenden Schichten des Gebietes von Lunz mit ihren reichen phytopaläontologischen Schätzen einschalten. Der ausschließlich aus schlammig-sandigen Sedimenten bestehende, durch reichliche Einschwemmungen von Pflanzenresten charakterisierte Komplex der Lunzer Schichten schließt nach oben mit einem meist schon landschaftlich deutlich hervortretenden Kalkniveau, dem Opponitzer Kalk ab, über welchem sich weiterhin die als Hauptdolomit bezeichneten mächtigen Dolomitmassen aufbauen.“

Über die Grabung von 1909 hat der verstorbene Assistent Dr. F. Blaschke ein Protokoll verfaßt, das ich mit Genehmigung von Herrn Kustos Dr. Trautb hier teilweise wiedergebe.

„Folgt man von Lunz der nach Mariazell führenden Straße, so gelangt man bei der Straßenteilung nächst der ‚Sag‘ beiderseits bald in das normale Liegende des Lunzer Sandsteins, in die Reiflinger Kalke. Die Kalke stehen an der neuen Straße nach Gaming mehrfach in guten Aufschlüssen an. Sie bilden ein ganz flaches Gewölbe, dessen Achse sich flach nach NW senkt. Folgt man dem vom Gehöft Polzberg herabkommenden, die Grenze zwischen Schindeleben und Föllhaum bildenden Bach, der in der Literatur als Polzberggraben bezeichnet wird, so gelangt man bald in das Hangende des Muschelkalkes, dunkle tonige und kalkige Schiefer (Fig. 1).

Hier befindet sich etwa 500 m aufwärts von der Straße nach Gaming das Mundloch des 1909 von Herrn J. Haberfelner in Lunz im Auftrag des Naturhistorischen Museums gebauten Stollens, dessen Sohle etwa 1 m über dem Bach gelegen ist. Etwa 2 m aufwärts von dieser Stelle wurde 1885 gleichfalls von Herrn Haberfelner im Auftrage der Geologischen Reichsanstalt ein Stollen gebaut, der nächst anderen Fischen den Schädel von *Ceratodus sturi* Teller geliefert hat. Wenige Meter oberhalb befindet sich ein natürlicher Aufschluß in mit 40° nach NW fallenden schwarzen fossilereen Schiefen. Am Gehänge über dem Stollen ist das Weiterziehen des Muschelkalks zu beobachten, der Nordhang des Grabens wird von Lunzer Sandstein gebildet.

Im Stollen wurden zunächst fossilere Schiefer verquert. Es folgt eine Lage feinkörniger Schiefer, die die ersten Fische und vereinzelte Krebsreste führten. Das Liegende bildet eine Folge von gut spaltenden Schiefen, die lagenweise Halobien enthalten und Ammoniten von schlechter Erhaltung führen. Vereinzelt konnten auch hier Fische nachgewiesen werden. Es folgt sodann ein Wechsel von feinkörnigem und

dichtem mit größerem Mergel und Schiefertone, der verschiedene organische Reste geliefert hat. Die reichste fossilführende Schicht sind dann grobkörnige Mergel, die oft durch Quetschflächen schief parallelepipedisch

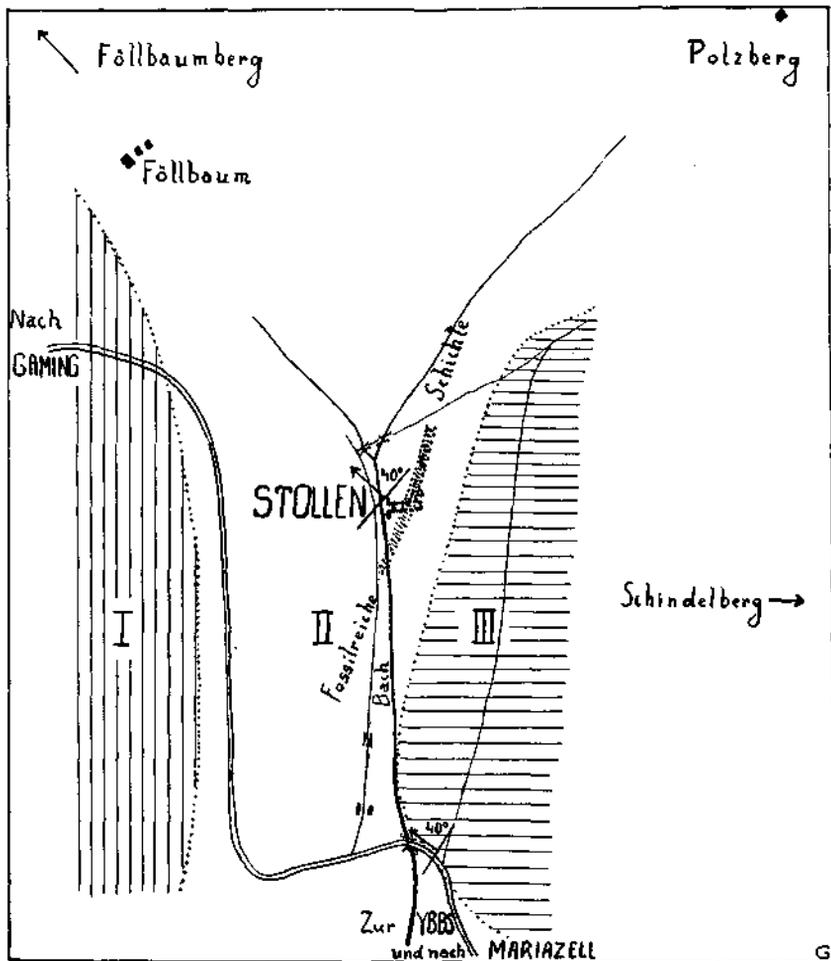


Fig. 1. Lageplan der Fossilfundstelle am Polzberg bei Lunz (1:12.500). Nach einer Skizze von F. Blaschke und mit Benützung der Geologischen Spezialkarte 1:75.000 entworfen von M. F. Glaessner. I = Opponitzer Schichten, II = Lunzer Schichten, III = Reiflinger Kalk.

zerfallen und auf den Schichtflächen die Struktur von Halobienbrut zeigen. Hier kommen namentlich Trachyceren, Fischreste, ferner in einer bestimmten Schichte Bivalven und Gastropoden vor.

Das Liegende dieser Mergel bilden dunkle feinkörnige Schiefertone. Hier wurden die schönsten Fische, ferner Crustaceen und Acanthotheutisreste sowie auch Trachyceren mit glatten Rippen (*T. haberfelneri* Mojs.) gefunden. Auch hier nehmen namentlich die Crustaceen und Acanthotheutisreste bestimmte Lagen ein. In diesen Schichten

wurden auch **Flugfische** gefunden. Im Liegenden befinden sich mächtig gebankte dunkle Mergel, die nicht spalten und zu oberst vereinzelt eingestreut Halobien, Pecten und andere Bivalven führen. Die untersten Lagen sind fossilleer. Hier wurde nach 8 m Stollenlänge der Vortrieb eingestellt und in den fossilreichen Schichten ein Querschlag angelegt. An den Arbeiten im Stollen beteiligten sich Herr J. Haberfelner während des ganzen Baues, Herr Dr. F. Blaschke durch zwei Wochen und Herr Dr. F. Trauth durch eine Woche.“

Diese Darstellungen zeigen, daß die Fossilien aus den Basisschichten der Lunzer Serie stammen, welche die karnische Stufe des Obertrias vertritt. Auf die vorwiegend kalkigen Reiflinger Schichten folgen im Polzberggraben zuerst dunkle Kalkschiefer, die Trachyceraten enthalten und Aonschiefer (besser *Aonooides*-Schiefer) genannt werden. Aus diesen entwickeln sich (nahe den Stolleneingängen) reiner tonige Schiefer, die eigentlichen Reingrabner Schiefer. An anderen Stellen liegen sie unmittelbar auf den Reiflinger Kalken. Aus den Tonschiefern geht durch Übergänge der Lunzer Sandstein hervor, auf den dann wieder eine kalkige Bildung folgt. Wir sehen hier in den Ablagerungen der karnischen Stufe das Ergebnis einer allmählichen Strandverschiebung. Es ist ein nahezu gleichmäßig fortschreitender Vorgang, der seinen Höhepunkt zur Zeit der Ablagerung des Sandsteins erreicht. Eine vorübergehende Trockenlegung des Gebietes schon zur Zeit der Bildung der Schiefer ist unwahrscheinlich. Die Fauna zeigt keine Beimengungen von Land- oder Süßwassertieren, mit Ausnahme des wahrscheinlich sumpfbewohnenden *Ceratodus*, von dem aber keine anderen Reste als der von Teller beschriebene Schädel vorliegen. Die Pflanzen sind selten und schlecht erhalten. Anzeichen von unmittelbarer Nähe des Strandes und Austrocknung (Wellenfurchen, Muschelschill, Kriechspuren) fehlen.

III. Lebensbedingungen und Fossilisation.

Die Fauna der Reingrabner Schiefer des Polzberges umfaßt folgende Gruppen: Fische, Krebse (Dekapoden und Phyllocariden), Cephalopoden (Ammoniten und Tintenfische), Gastropoden, Bivalven, Echinodermen (nur durch ein Exemplar eines Seeigels vertreten) und Pflanzen. Aus der vorangeführten Beschreibung des Schichtenprofils ergibt sich, daß die Fossilien nicht regellos gemischt vorkommen, sondern daß in einzelnen Lagen bestimmte Verbindungen von Faunenelementen vorkommen. (Fische und Krebse, Krebse und Tintenfische, Bivalven und Gastropoden, Halobien.)

Die Fossilien sind im allgemeinen gut erhalten, wenn auch — wie es bei der Erhaltung im Schiefer die Regel ist — flachgedrückt. Sie wurden im allgemeinen in sehr vollständigem Zustand eingebettet. Bruchstücke von Molluskenschalen und Krebspanzern sind nicht häufig, einzelne Fischschuppen fehlen vollkommen. Bei den Bivalven hängen regelmäßig beide Klappen zusammen, bei den Ammoniten liegt nicht selten der *Aptychus* noch neben der Schale, bei den Krebsen sind die Extremitäten vorhanden, soweit sie erhaltungsfähig waren, bei den Fischen ist kein Zerfall der Panzerschläuche eingetreten. Demnach haben die

Leichen der Tiere wahrscheinlich keinen Transport mitgemacht, sondern Todesraum und Begräbnisraum der Fauna fallen wohl zumeist zusammen. Die Einbettung muß rasch erfolgt sein.

In der Fauna fällt die große Häufigkeit pelagischer Formen auf: Fische, Phyllocariden, schwimmende Dekapodenkrebse, Tintenfische, Ammoniten, Muschelbrut. Benthonische Tiere fehlen nicht vollkommen, aber sie sind auffallend selten. In den ebenfalls zum Teil pelagischen Faunen von Raibl und Solenhofen sind sie viel häufiger.

Zu den sichersten Anzeichen benthonischen Lebens gehört das Vorkommen gut erhaltener kriechender Dekapodenkrebse. In Raibl haben sich beispielsweise bisher schon zahllose Reste von *Tetrachela raiblana* gefunden. An der Lunzer Fundstelle fanden sich dagegen bisher nur drei von dieser Art. Dazu kommen noch drei oder vier Exemplare von *Platychela* und eines von *Clytiella*. Von schwimmenden Dekapoden, die auch in Raibl nicht häufig sind, liegen ebenso viele Exemplare vor, wie von kriechenden. Dagegen sind die ebenfalls schwimmenden keinesfalls benthonischen Phyllocariden etwa ebenso häufig wie *Tetrachela* in Raibl.

Die Gastropoden und benthonischen Bivalven sind nicht häufig und auffallenderweise auf eine Schichte beschränkt, während die planktonischen jungen Halobien überall in großen Mengen angetroffen wurden. Das massenhafte Vorkommen von Jugendexemplaren von Halobien und Trachyceraten soll hier gleich angemerkt werden. Bei der sonst benthonischen Muschel kommen sie nicht mit ausgewachsenen Formen zusammen vor, die jungen Trachyceraten dagegen sind mit den gleichfalls pelagischen adulten vermischt.

Es ist nun zu untersuchen, ob uns Lebensspuren weiteren Aufschluß über das Vorkommen benthonischer Tiere geben. Das ist nicht der Fall. Weder Fraßspuren, wie sie sich an Fischresten in Raibl nicht selten finden, noch Kriech- oder Lauffährten, noch Röhrenbauten haben sich gefunden. Die einzigen Lebensspuren sind kleinere Koprolithen von Fischen und einige größere, die aus Fragmenten von Ammonitenschalen bestehen und wohl von großen Reptilien stammen.

Abel¹⁾ hat sich vor 25 Jahren anläßlich seiner Untersuchungen über die Flugfische von der gleichen Fundstelle mit den Fossilisationsbedingungen in diesen Schichten beschäftigt. Er kommt zu dem Schluß, daß der Reingrabner Schiefer ein Gestein ist, „das an einer ruhigen Stelle des Lunzer Meeres im Seichtwasser und im Gebiete der Schorre zur Ablagerung kam“. Das massenhafte Vorkommen von Jugendstadien von Bivalven und Cephalopoden wird durch Anspülung an den Strand erklärt, die Fische seien ebenfalls lebend ans Ufer geworfen worden, da ihre Krümmung ein Zeichen des Todeskampfes beim Ersticken sei. Abel stellt fest, daß der Wellenschlag sehr gering gewesen sein muß, da sonst die Muscheln in wirrem Durcheinander und vielfach zerbrochen auf den Schichtenflächen liegen müßten, während sie in diesem Falle fast alle mit der gleichen Seite nach oben gerichtet sind und vielfach noch die beiden Klappen zusammenhängen.

¹⁾ O. Abel, Fossile Flugfische. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt Wien, Bd. 51, 1906.

Die Krümmung von Fischresten ist heute nicht mehr als Zeichen des Todeskampfes anzusehen. Mit dieser Frage hat sich Hennig¹⁾ beschäftigt. Er schreibt: „Die dorsale Rückenkrümmung ist kein Zeichen für Absterben wasserbewohnender Wirbeltiere auf dem Trockenen . . . sondern nach dem Tode und vor der eigentlichen Einbettung automatisch zustande gekommen, unbeeinflusst durch Einwirkungen von außen und unabhängig von Lebensweise und Todesart.“ Ich möchte hinzufügen, daß sie abhängig ist von der Einbettungsgeschwindigkeit und vom Körperbau. Daher fehlen gekrümmte Reste an einigen Fundstellen. Von manchen Gattungen sind nirgends gebogene Stücke erhalten.

Das Vorkommen der Halobienbrut ist kein sicheres Zeichen des Strandes. Dagegen spricht schon die von Abel festgestellte Ordnung der Schalen. (Ich möchte allerdings bis zur Klärung durch eine Untersuchung an der Fundstelle annehmen, daß die gewölbte Seite nach oben weist.) Die Ordnung muß sich nicht schon beim Auftreffen auf den Boden ergeben haben, sondern sie kann auch erst nachträglich durch eine leichte Wasserbewegung erfolgt sein. Sichere paläontologische und geologische Beweise für Strandablagerungen und Austrocknung fehlen in dem von mir untersuchten Material vollkommen. Weder Trockenrisse noch Fährten sind vorhanden. Spülsäume oder ähnliche Anhäufungen von Fossilien fehlen. Achsenparallele Lagerung wurde bisher nicht beobachtet, sie könnte wohl auch unter Wasser durch Strömungen entstehen. Gelegentlich sind Fischreste aufgeplatzt, aber auch darin kann ich keinen Beweis des Trockenlaufens erblicken.

Es kommt wohl noch eine andere Erklärung der eigenartigen Zusammensetzung und der Häufigkeitsverhältnisse der Fauna der Schiefer in Betracht. Schon Abel hat auf die Bedeutung des Vorkommens der Fische und der ebenfalls pelagischen Bivalvenbrut in den Seichtwasserbildungen hingewiesen. Wir haben seine Beobachtung durch die Feststellung der Schwärme von Phyllocariden und Tintenfischen ergänzt. Wenn wir damit die Reduktion des autochthonen Benthos und den leicht bituminösen Charakter des Gesteins in Verbindung bringen, so ergibt sich daraus eine neue Lösung.

Die Reingrabner und Aonidesschiefer des Polzberggebietes können auch (mit Ausnahme weniger Schichten) als Ablagerungen einer unbelbten, mit Faulschlamm erfüllten Bucht aufgefaßt werden. In diesem sauerstoffarmen, vergifteten Wasser war nicht nur kein benthonisches Leben möglich, sondern auch Hochseetiere starben, wenn sie in dieses Gebiet gerieten. Ähnliche Verhältnisse finden wir bei den Liasschiefern von Schwaben, die noch bitumenreicher sind, und in der Gegenwart in den Ablagerungen des Schwarzen Meeres und der norwegischen Poller. Was darüber bekannt ist, hat Abel²⁾ eingehend besprochen. Hier genügt der Hinweis auf seine Darstellung. Ohne neue Studien und genauer horizontierte Aufsammlungen im Polzberggebiete ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden, ob es sich um Sedimente eines zur Ebbezeit trockenliegenden Meeresgebietes mit Einschwemmung verschiedenartiger Schwärme von Hochseetieren handelt, oder um eine Faulschlammucht.

¹⁾ E. Hennig, Über dorsale Wirbelsäulenkrümmung fossiler Vertebraten. Zentralblatt für Mineralogie 1913, Nr. 19.

²⁾ O. Abel, Lebensbilder aus der Tierwelt der Vorzeit. 2. Aufl., 1927.

IV. Beschreibung der Fauna.

In den Reingrabner Schiefen des Polzberges bei Lunz haben sich bis jetzt folgende Crustaceen gefunden:

Decapoda Trichelida, Penaeidea, Fam. *Penaeidae*.

Aeger straeleni Glaessner

Antrimpos crassipes (Bronn)

Paranephropsidea, Fam. *Erymaidae*.

Clytiella spinifera n. g. n. sp.

Paranephropsidea? *incertae sedis*.

Platycheila trauthi n. g. n. sp.

Heterochelida, Eryonidea, Fam. *Coleiidae*.

Tetracheila raiblana (Bronn)

Phyllocarida Archaeostraca, Ceratiocarina, Fam. *Austriocaridae* nov.

Austriocaris carinata n. g. n. sp.

Austriocaris striata n. g. n. sp.

Decapoda.

Gattung *Aeger* Münster.

Aeger straeleni Glaessner.

1858 ?*Aeger crassipes* (pars), Bronn, Neues Jahrbuch für Mineralogie, p. 29, t. 4, f. 5.

1929 *Aeger straeleni*, Glaessner, Neues Jahrbuch für Mineralogie, Beilageband 63, p. 140, t. 6, f. 2; t. 7, f. 1; t. 9, f. 3.

1929 *Aeger straeleni*, Glaessner, Fossilium Catalogus 41, p. 53, 404.

Ein Exemplar aus der Sammlung des Naturhistorischen Museums ist nach der Ausbildung der Abdominalpleuren und der glatten Schale zu dieser Art zu stellen. Der Carapax und die Abdominalsegmente 1 bis 6 sind gut erhalten, Rostrum, Schwanzflosse und Extremitäten fehlen. Es ist kleiner als die Raibler Exemplare.

Maße: Länge des Carapax 20 mm, Höhe des Carapax 8 mm, dorsale Länge des gestreckten Abdomens 24 mm.

Gattung *Antrimpos* Münster.

Antrimpos crassipes (Bronn).

1858 *Aeger crassipes*, H. G. Bronn, Neues Jahrbuch für Mineralogie, p. 26, t. 5, f. 1, 2 (non t. 4, f. 5).

1928 *Aeger?* *crassipes*, V. van Straelen, Bull. Acad. Roy. Belg., 5^e sér., tome 14, p. 497, 498, 508.

1929 *Antrimpos crassipes*, M. Glaessner, Neues Jahrbuch für Mineralogie, Beilageband 63, p. 139, t. 6, f. 1; t. 10, f. 4.

1929 *Antrimpos crassipes*, M. Glaessner, Fossilium Catalogus 41, p. 54, 404.

Von dieser Art liegen mir vier Exemplare vor. Sie befinden sich in der Sammlung des Wiener Naturhistorischen Museums. Bei zwei Exemplaren, von denen eines gut, das andere sehr schlecht erhalten ist, sind Carapax und Abdomen zu sehen, Rostrum, Schwanzflosse und Extremitäten fehlen. Das dritte zeigt nur viereinhalb Abdominalsegmente (? 2—6),

das vierte die Innenseite des Cephalothorax und der Segmente 1 und 2. Hier sind auch Spuren von Maxillipeden und Pereiopoden erhalten.

Maße in Millimetern:	Exemplare	Länge des Cephalothorax	Höhe	Länge des 2. Abd.-Segm. oben
	I	12	9	3·5
	II	17	11·5	5·5
	III	—	—	11·5
	IV	20	13	6

Auch diese Art erreicht nicht die durchschnittliche Größe der Raibler Stücke. Andere Unterschiede konnten nicht festgestellt werden.

Außer den eben beschriebenen liegen mir aus der Sammlung des Wiener Naturhistorischen Museums noch vier unbestimmbare Macrurenreste vor, von denen ein Teil zu *Antrimpos crassipes* gehören dürfte.

Gattung *Clytiella* nov.

Diagnose: Erymaide mit einem mit spitzen Dornen besetzten Mediankiel auf dem Carapax, der mit dicht gedrängten Körnchen bedeckt ist. Die Scheren des ersten Beinpaars sind kräftig, die Finger kurz und dick.

Typus *C. spinifera* n. sp.

Clytiella spinifera n. sp.

Taf. XV, Fig. 1, Textfig. 2.

Material: Zwei Exemplare. Eines zeigt den Cephalothorax, sechs Abdominalsegmente und einige Pereiopoden, das zweite ein schlechtes Fragment des Cephalothorax und das vollständige Abdomen mit Schwanzflosse von oben. Beide Stücke befinden sich in der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt in Wien.

Beschreibung: Carapax niedrig, mit gebogenem Rückenprofil, das im vordersten Drittel am höchsten ist. Die Medianlinie ist mit etwa 13 nach vorne gerichteten spitzen, gebogenen Zähnen besetzt. Die Rückenfurchen sind nicht sehr deutlich zu erkennen. Jedenfalls war eine vordere (Cervicallinie) und eine hintere vorhanden, die parallel verlaufen. Die hintere Furche entsendete wahrscheinlich einen Ast zum unteren Ende der vorderen. Zwischen diesen Linien ist noch eine mittlere angedeutet. Der Hinterrand ist von einer scharfen Kante eingefasst und von einer Rinne umgeben. Das Rostrum ist kurz und spitz, seine Oberkante war wahrscheinlich gezähnt. Das Carapax ist vollkommen von einer groben, dichten Körnelung bedeckt.

Das Abdomen besteht aus schmalen, glatten Segmenten. Die Pleuren sind gut entwickelt und vorne gerundet, hinten abgestutzt. Das Telson zeigt an der Basis in der Mitte eine Verdickung, von der zwei divergierende Furchen nach dem Hinterrand ziehen. Die Diäresis ist deutlich, die Ränder der Uropoden sind fein gekerbt.

Das erste Paar der Pereiopoden zeigt einen gut ausgebildeten kräftigen Carpus und Propodus. Die Oberkanten dieser Glieder sind gleich lang. Die Scherenfinger sind ebenso lang wie der Propodus und dick. Die Oberfläche der Schere ist in gleicher Weise gekörnelt, wie der Carapax.

Das zweite Scherenpaar ist kürzer und kaum halb so dick. Der Propodus ist sehr lang, seine Oberkante ist nicht kürzer als die des ersten Propodus. Die Finger sind sehr kurz, nur halb so lang wie die Scherenhand. Das dritte und vierte Beinpaar, von denen die Endglieder fehlen, sind gleich stark, das fünfte ist schwächer.

Maße: Länge des Carapax 22.5 mm, Höhe etwa 12 mm; Länge der ersten Schere 12.5 mm, Höhe 5 mm; Länge der zweiten Schere 7.5 mm, Höhe 1.5 mm.

Vergleiche: Die neue Form gehört gewiß zu den *Paranephropsidea* und zur Familie der *Erymidae*, wo sie morphologisch etwa zwischen *Clytiopsis* Bill¹⁾ und *Piratella* Assmann²⁾ steht. *Clytiopsis* aus dem Buntsandstein hat einen dünnen, glatten Carapax, wesentlich schwächere Scheren und stärker gerundete Abdominalpleuren, was man als primitivere Merkmale deuten kann. Dieser Form fehlen auch die Zähne auf der Medianlinie. *Piratella* besitzt diese Zähne, zeigt aber zahlreiche große

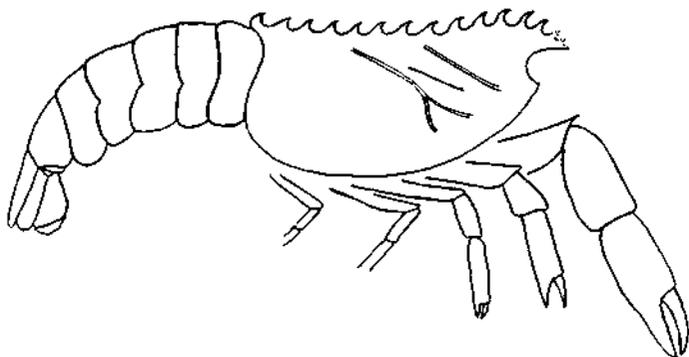


Fig. 2. *Clytiella spinifera* n. g. n. sp. Rekonstruktion nach dem Holotyp. Obere Trias des Polzbergs bei Luzz. $\times 2$.

Höcker auf dem Carapax und sehr lange Scheren. *Pseudopeniphix* weist ebenfalls einen gezähnten Mediankiel auf, unterscheidet sich aber durch den Verlauf der Furchen und die Skulptur des vorderen Carapaxabschnittes.

Genus *Platycheila* nov.

Der Cephalothorax ist breit und dorsoventral abgeflacht. Rostrum spitz, mäßig lang. Augenhöhlen breit und deutlich ausgeschnitten. Der Hinterrand ist nicht deutlich erkennbar, er war offenbar nicht verstärkt.

Die Oberfläche des Carapax zeigt drei Querfurchen. Die Cervicallinie ist breit, tief und scharf ausgeprägt. Die Cardiobranchialfurchen sind nicht viel weniger deutlich. Sie ist in der Mitte geschlossen und reicht mit einer nach hinten gerichteten Zunge bis in die Mitte des Hinterrandes, bis zu der Stelle, unter der sich innen der Vorderrand des

¹⁾ P. C. Bill, Über Crustaceen aus dem Voltziensandstein des Elsaß. Mitteilungen der Geologischen Landesanstalt Elsaß-Lothringen, Bd. 8, 1914, p. 294.

²⁾ P. Assmann, Die Dekapodenkrebse des deutschen Muschelkalks. Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Bd. 48, 1927, p. 337.

ersten Abdominalsegmentes befindet. Die mittlere Querfurche ist wesentlich schwächer. Sie beginnt zu beiden Seiten der Medianlinie nahe der Cardiobranchialfurche, verläuft zuerst mit dieser parallel und wendet sich dann nach vorne. Der weitere Verlauf ist nicht festzustellen, es ist möglich, daß sich noch auf der Oberseite des Carapax eine Verbindung in sagittaler Richtung zur Cervicalfurche abspaltet. Vor der Cervicalfurche sind keine Furchen zu sehen, somit war keine Gastralregion ausgebildet.

Die Abdominalsegmente zeigen keine Querfurchen (mit Ausnahme der Begrenzung des vom vorangehenden Glied bedeckten Teiles). Ihre Oberfläche ist mit feinen, dichtgedrängten Vertiefungen bedeckt. Die Pleuren sind groß und ungleichmäßig gerundet. Die Schwanzflosse ist breit, das Telson ist hinten breit, die äußeren Uropoden sind durch eine gezähnte Diäresis geteilt.

An allen Exemplaren sind die Antennen zu sehen. Die äußeren haben flache Stiele und eine blattförmige, am Rande fein gekerbte Schuppe, die Stiele der inneren sind lang und schmal. Die Geißeln der inneren Antennen sind an der Basis etwa halb so dick wie die der äußeren. Die Antennae waren mehr als ein Drittel länger als der Carapax, die Antennulae dagegen kaum halb so lang.

Die äußeren Maxillipeden waren kräftig und breit und ragten mit ihren kurzen Endgliedern über die Antennenstiele vor. Das erste Scherenpaar erreicht eine beträchtliche Größe. Die Finger sind ebenso lang wie der Propodus. Sie sind mit tiefen Gruben bedeckt. Der unbewegliche Finger ist zahlos, auf der Unterkante des beweglichen finden sich nahe der Basis eng nebeneinander einige kleine Zähnen. Der Propodus ist sehr flach, ebenso Merus und Carpus. Die zweite Schere gleicht bis auf die Größe vollkommen der ersten. Dagegen ist die dritte sehr schmal, der Propodus ist etwa sechsmal so lang wie die Finger. Der vierte und fünfte Fuß sind schlanker und enden mit kräftigen Klauen. An einem Exemplar sind undeutliche Reste geringelter Pleopoden erhalten.

Systematische Stellung der Gattung *Platycheila*.

Die Gattung gehört nach ihrer ganzen Organisation zweifellos zu den reptanten Tricheliden. Diese wurden von Beurlen¹⁾ in die Tribus *Paranephropsidea* und *Nephropsidea* geteilt. Der Hauptunterschied, auf dem die Abtrennung der *Paranephropsidea* beruhte, war das Vorhandensein von zwei annähernd parallelen Rückenfurchen hinter der Cervicalfurche. Danach würde die neue Gattung sicher zu den *Paranephropsidea* gehören. Wenn man aber versucht, ihre Beziehungen und ihre Stellung unter diesen festzustellen, begegnet man Schwierigkeiten, die heute nicht zu überwinden sind. Die *Paranephropsidea* werden von Beurlen in *Erymaidae* und *Stenochiridae* und die ersteren in *Clytiopsinae* und *Erymainae* geteilt. Zu den nur aus dem Buntsandstein bekannten *Clytiopsinae* kann die neue Gattung nicht gehören, denn sie sind durch einen dünnen, glatten Carapax und sehr kleine Scheren gekennzeichnet. Die Scheren von *Platycheila* gleichen denen von „*Clytia*“

1) K. Beurlen, Die Decapoden des Schwäbischen Jura. Paläontogr., Bd. 70, 1928.

unter den Erymainen. Diese Subfamilie ist aber im übrigen durch einen hummerartig schlanken Körper, eine mediane Furche und ein darin eingeschlossenes Schildchen gekennzeichnet. Diese Merkmale fehlen der neuen Gattung. Der Verlauf der Furchen scheint eher auf die *Clytiopsinae* hinzuweisen, bei denen die mittlere Querfurche von der vorderen und nicht wie bei „*Clytia*“ von der Cardiobranchialfurche ausgeht. Man darf wohl nicht außer acht lassen, daß bisher kein depressiformer Paranephropside bekannt war und daß daher die Möglichkeit besteht, einige Besonderheiten der neuen Gattung durch ihre eigenartige, an Eryoniden erinnernde Anpassung zu erklären. Das genügt aber nicht für alle Unterschiede.

Auch zu den Stenochiriden gehört die neue Gattung nicht. Als eigene Gruppe der Paranephropsiden hat Beurlen (a. a. O. 1928) die Unterfamilie der *Stenochirinae* aufgestellt, die dann später als selbständige Familie neben den *Erymaidae* betrachtet wurde. Diese Familie hat ihren Namen von der Gattung *Stenochirus*, die von Ooppel für zwei Arten aus dem Solenhofener Schiefer aufgestellt wurde. Diese sind durch eigenartige Scheren mit langem Propodus gekennzeichnet. Ihr Carapax läßt „wegen der Verdrückung überhaupt nichts mehr erkennen“ (Beurlen 1928, S. 177). Wegen der einigermaßen ähnlichen Scheren stellte Quenstedt¹⁾ zu der gleichen Gattung noch eine Art aus dem Dogger (*St. suevicus*), deren Cephalothorax gut erhalten ist. Die Ausbildung dieses Carapax war nun für Beurlen eigentlich der Grund für die Zurechnung der Stenochiriden (als „ganz einseitig spezialisierte Gruppe“) zu den Paranephropsiden. Die Untersuchung des wertvollen Stückes aus der Tübinger Sammlung, die mir durch das Entgegenkommen des Herrn Prof. Hennig möglich war, zeigte nun zunächst, daß es sich um eine von den Solenhofener Arten verschiedene Gattung handelt. Das hielt auch Beurlen für möglich. Außerdem kanu ich nun nachweisen, daß diese Gattung zu den Nephropsiden gehört. Das gleiche gilt wahrscheinlich auch für die Solenhofener Formen, die damit in die Nähe von *Ischnodactylus* gelangen. Die neue Gattung aus dem Dogger besitzt nun in der Verteilung der Querfurchen des Cephalothorax auch einige Ähnlichkeit mit *Platychela*. Die übrigen Nephropsiden stimmen mit dem hier beschriebenen Genus nur im Bau der Scheren überein. Der Propodus ist ebenso lang oder länger als der Dactylus, während bei den Paranephropsiden die Verlängerung zumeist durch Längerwerden der Finger allein zustande kommt. Die Scheren von *Platychela* sind von denen von *Pseudastacus* kaum zu unterscheiden. Allen Nephropsiden fehlt das mediane Schildchen.

Nach den neuen Feststellungen — die Untersuchung von „*Stenochirus*“ *suevicus* ist noch nicht in allen Punkten abgeschlossen, von *Platychela* ist der Carapax noch ungenügend bekannt — scheint es durchaus nicht mehr ausgeschlossen, daß die Nephropsiden von den primitivsten Paranephropsiden abstammen, was Beurlen entschieden bestritten hat. „*Stenochirus*“ *suevicus* und *Platychela* besitzen Merkmale

¹⁾ F. A. Quenstedt, Handbuch der Petrefactenkunde, 2. Aufl. 1867, S. 321, Bd. 26, Taf. 19.

der beiden Gruppen in einer unerwarteten Verbindung. Während die Form aus dem Dogger eng an rezente Genera anschließt, ist die Stellung der triadischen Gattung noch nicht mit voller Sicherheit erkennbar. Eine eingehende Behandlung des Problems, für die auch das Material nicht ausreicht, ist im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich. Hier soll zunächst nur auf die unerwartet auftauchende Wahrscheinlichkeit einer

Verbindung von Nephropsiden und Paranephropsiden und auf die Möglichkeit hingewiesen werden, daß *Platychela* zu den Bindegliedern gehört. Vorläufig müssen wir diese triadische Gattung als einen durch die depressiforme Gestalt abweichenden Seitenzweig der primitivsten Paranephropsiden auffassen. Die Zuteilung zu einer bestimmten Familie ist infolge unserer geringen Kenntnis der Triasdekapoden noch nicht möglich.

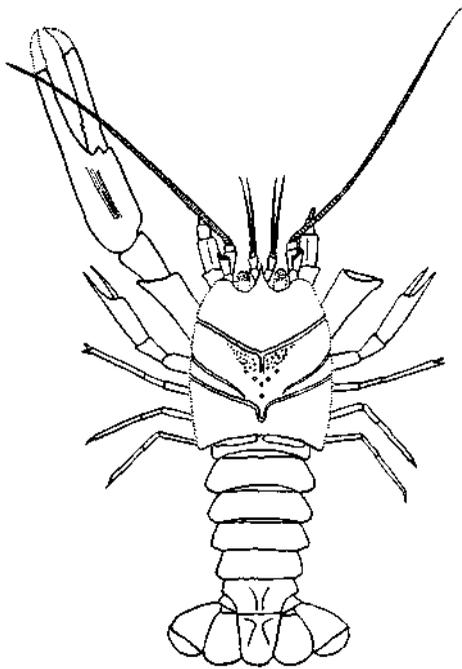


Fig. 3. *Platychela trauthi* n. g. n. sp. Rekonstruktion. Obere Trias des Polzbergs bei Lunz. $\frac{1}{2}$ nat. Größe.

Platychela trauthi n. sp.

Taf. XVI, Textfig. 3.

Material: 1. Holotyp. Ein fast vollständiges Exemplar, rechts fehlt der erste Pereiopod und die Uropoden. Vom Telson ist nur ein kleiner Teil erhalten. Sammlung des Wiener Naturhistorischen Museums (Nr. 1910, XV., 18).

2. Eine große linke Schere in der gleichen Sammlung (Nr. 1910, XV., 24).

3. Aus der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt in Wien ein

großes Exemplar ohne 1. Pereiopoden mit Resten von drei Abdominalsegmenten.

4. Aus der gleichen Sammlung ein kleineres Exemplar ohne große Scheren mit drei Abdominalsegmenten.

Beschreibung: Die typische Art ist durch folgende Merkmale gekennzeichnet, die in der Beschreibung der Gattung noch nicht erwähnt wurden: Hinter der Cervicalfurche findet sich eine kurze mediane Längsrinne. Zu ihren beiden Seiten und zwischen ihrem Hinterende und der Cardiobranchialfurche sieht man zahlreiche spitze Höcker. Die Abdominalsegmente weisen kleine Gruben auf, die in der Medianlinie größer sind und zu Gruppen zusammentreten. Nur auf dem 6. Segment findet sich ein schwacher schmaler Längswulst. Der Propodus der ersten und zweiten Schere ist mit dicht stehenden Höckern bedeckt und zeigt in der Mitte feine Längsrippen. Die Länge der ersten Schere verhält sich zu der der zweiten wie 2:1.

Ich widme diese Art mit aufrichtigem Dank dem Kustos des Naturhistorischen Museums, Herrn Dozenten Dr. F. Trauth, der mich auf das interessante Material aus dem Polzbergstollen hinwies, an dessen Aufsammlung er auch selbst teilgenommen hat.

Platychela kahleri n. sp.

Taf. XV, Fig. 2; Taf. XVII; Textfig. 4.

Material: Ein Exemplar mit vor der Einbettung zerbrochenem Cephalothorax, vollständigem, unverletztem Abdomen, Antennen und fast sämtlichen Pereiopoden. Der Cephalothorax ist wahrscheinlich von Krebsen angefressen.

Fundort: Karnische Fischschiefer von Raibl (Karnische Alpen). Sammlung des Wiener Naturhistorischen Museums (Nr. 1887, IX., 105 und 107).

Beschreibung: Eine der typischen sehr ähnliche Art tritt in den Raibler Schichten des Ringgrabens bei Raibl auf. Ich beschreibe sie hier anhangsweise als Nachtrag zu meiner Bearbeitung jener Fauna (1929). Ich hatte die Form damals nicht erwähnt, da ich mir über ihre Stellung infolge der Zertrümmerung des Carapax kein klares Urteil bilden konnte. Das neue

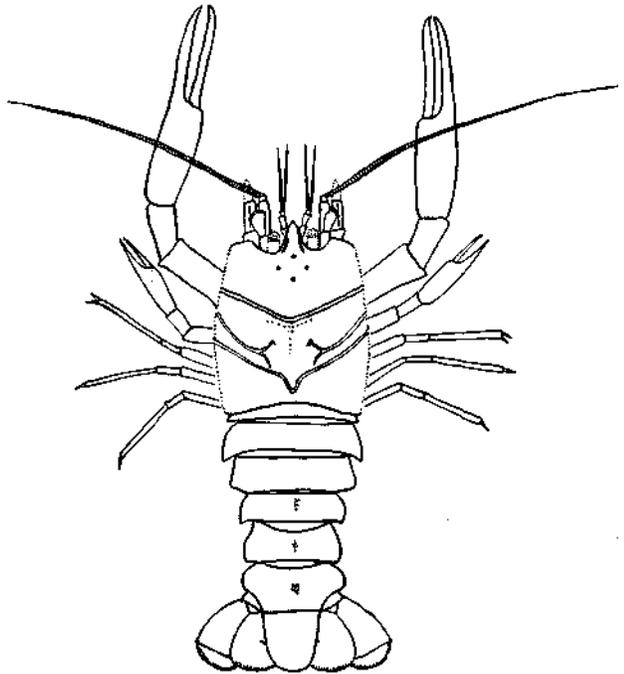


Fig. 4. *Platychela kahleri* n. sp. Rekonstruktion nach dem Holotyp. Obere Trias, Fischschiefer von Raibl. Nat. Größe.

niederösterreichische Material gestattet nun die Bestimmung. Die Art unterscheidet sich vom Typus durch die Skulptur der Schale und durch die Länge der ersten Schere. Die Medianfurchung und die zahlreichen spitzen Höcker fehlen. Dagegen sind einige Körnchen auf der Mittellinie zwischen den Querfurchen und in einer Querreihe hinter der Cervicalfurchung zu sehen. Vier ähnliche finden sich vor der Cervicalfurchung, u. zw. zwei auf der Mittellinie und je eine seitlich davon. Auf den Abdominalsegmenten 4, 5 und 6 sieht man unregelmäßige mediane Höcker. Der Propodus der ersten Schere zeigt keine Längsstreifen. Die Länge dieser Schere verhält sich zur Länge der zweiten wie 2:3:1.

Außerdem zeigt diese Art eine deutliche Heterochelie (bei *Platychela trauthi* ist nur eine Schere erhalten). Die Schneide des unbeweglichen

Fingers der linken Schere (nur auf der Gegenplatte erhalten, also rechts!) ist in der Längsrichtung konkav, die des beweglichen Fingers konvex. Der Rücken des Dactylus ist konkav. Die Fingerspitzen sind stark gegeneinander umgebogen. Die Finger der rechten Schere sind ganz gerade.

Der zweite Zahn der Diäresis ist in eine längere Spitze ausgezogen. Der Innenrand der inneren Uropoden besitzt etwa in der Mitte eine eigenartige transversale Verdickung oder einen Einschnitt, der von zwei Wülsten begrenzt wird. Alle übrigen Merkmale stimmen mit der Gattungsbeschreibung überein.

Diese Art, die aus dem ehemaligen Kärntner Gebiet stammt, benenne ich nach Herrn F. Kahler in Klagenfurt, der um die Erforschung der Geologie und Paläontologie Kärntens und um die wissenschaftliche Bearbeitung der Sammlungen des Klagenfurter Museums eifrig bemüht ist.

Tetrachela raiblana (Bronn).

- 1858 *Bolina raiblana* H. G. Bronn, N. Jahrb. f. Min., p. 22, t. 4, f. 1—3.
 1858 *Tetrachela raiblana* A. E. Reuss, Beitr. z. Paläontol. Österr. p. 5, t. 1, f. 2—7.
Stenochelus triassicus A. E. Reuss ibid. p. 2, t. 1, f. 1.
 1859 *Eryon raiblanus* H. v. Meyer, Palaeontogr. v. 8, p. 27, t. 3, f. 5.
 1928 *Tetrachela raiblana* V. van Straelen, Bull. Acad. Roy. Belg. 5^e sér., tome 14, p. 498, 499, 509.
 1929 *Tetrachela raiblana* M. Glaessner, N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 63, p. 143, t. 6, f. 3; t. 9, f. 1, 2.
 1929 *Tetrachela raiblana* M. F. Glaessner, Fossilium Catalogus 41, p. 382, 405.

Es liegen Reste von drei Exemplaren vor. Zwei davon sind ziemlich vollständig erhalten, der Panzer ist von oben zu sehen. Von einem dritten liegt nur ein unvollständiger Abdruck vor.

Maße:	Länge des Carapax	Breite	Abdomen, Länge bis zum Hinterrand d. 6. Segm.	Breite des 1. Segm.
I	7·6	8	6	5
II	10·5	11	9	7·5
III	—	—	8·7	6

Es ist auffallend, daß alle drei Exemplare sehr klein sind, von einer Größenklasse, die in Raibl nur selten gefunden wurde. Bei allen Exemplaren ist der Carapax erhalten. Aus Raibl liegt er nur bei sehr wenigen Exemplaren vor. Mit diesen stimmen die Lunzer Exemplare mit Ausnahme der Größe völlig überein.

Phyllocarida Archaeostraca.

Austrlocaris n. g.

Die häufigste Crustaceenform der Reingrabner Schiefer gehört einer neuen Gattung der Phyllocariden oder Leptostraken an, die zu den

Archaeostraken zu stellen ist. Wenn man von *Aspidocaris triasica* Reuss¹⁾ und *Aspidocaris? liasica* Schloenbach²⁾ absieht, die beide zu den unsicheren und abseits stehenden Discinocarinen gehören, war diese Gruppe bisher nur aus dem Paläozoikum bekannt. Die Gattung die ich hier beschreiben werde, ist den älteren Formen so ähnlich, daß ihr Auftreten in einer paläozoischen Fauna nicht auffällig erscheinen würde.

Nur der Carapax ist erhalten. Er besteht aus zwei längs einer geraden Linie fest verbundenen Schalen. Die Schale ist dünn, weich und biegsam. Die beiden Klappen schließen in einem kleinen Spalt die proximale Hälfte des spindelförmigen kurzen gewölbten Rostrums ein. Das Hinterende des Carapax war (wie bei *Isoxys* und anderen Archaeostraken) in eine kräftige Mittelspitze ausgezogen. Zu beiden Seiten der

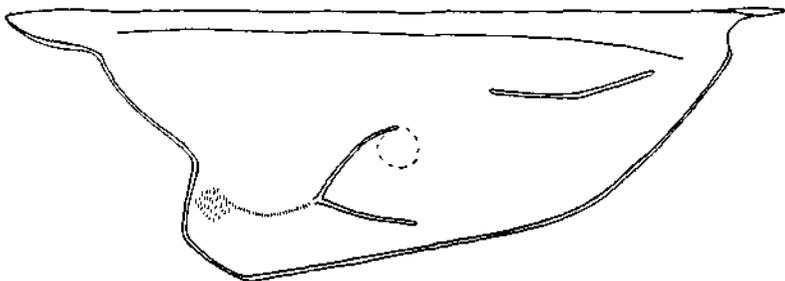


Fig. 5. *Austriocaris carinata* n. g. n. sp. Holotyp. Obere Trias des Polzbergs bei Lunz. Nat. Größe.

Spitze ist der Carapax tief ausgeschnitten, was auf das Vorhandensein eines wohlentwickelten Abdomens schließen läßt. Die Oberfläche der Schale zeigt einen Mediankiel und zwei annähernd parallele Seitenkiele. Der Rand ist (ähnlich wie bei den höheren Malakostraken) von einem Wulst und einer Furche umgeben. Hinter der Mitte der Schale findet sich eine >-förmige Rinne, die an der Innenseite als Wulst hervortritt. Die Öffnung des Winkels ist nach vorne gerichtet. „Augenflecke“ und alle anderen sonst bei Archaeostraken auftretenden Skulpturen fehlen.

Vom Abdomen, dem Telson und der Furca ist nichts zu sehen. Da das Gestein zur Erhaltung auch sehr dünner Schalen geeignet ist, muß man annehmen, daß die Abdominalsegmente keine feste Schale besaßen.

Systematische Stellung. Die *Archaeostraca*, zu denen das vorliegende Fossilmaterial zweifellos gestellt werden muß, werden in folgende Unterordnungen gegliedert: *Ceratiocarina*, *Rhinocarina*, *Discinocarina*. Mit den *Discinocarina* hat es keine Ähnlichkeit. Clarke hat 1913 (Eastman-Zittel, Textbook of Palaeont. 2nd Edit., p. 750 ff.) die

¹⁾ A. E. Reuß, Über einige Crustaceenreste aus der alpinen Trias Österreichs. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, 1867. Bd. 55, Abt. I. Heft 2, Seite 1—8.

²⁾ U. Schloenbach, Kleinere paläontologische Mitteilungen. II. *Aspidocaris? liasica*, eine neue Crustaceenform aus der mittleren Lias. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1867. Bd. 17, Seite 593, Taf. 16, Fig. 3.

beiden anderen Unterordnungen der Archaeostraken folgendermaßen definiert:

Ceratiocarina: Carapax bivalved, with a median symphysis and a free rostrum.

Rhinocarina: Carapax with a free rostrum and narrow median dorsal plate separated from the valves by a straight or slightly curving hinge at each side. Ocular nodes clearly defined, with a distinct optic pit at the summit.

Das bei *Austriocaris* zwischen den Seitenkielen liegende Stück des Carapax kann nicht als Dorsalplatte betrachtet werden, die Kiele ent-

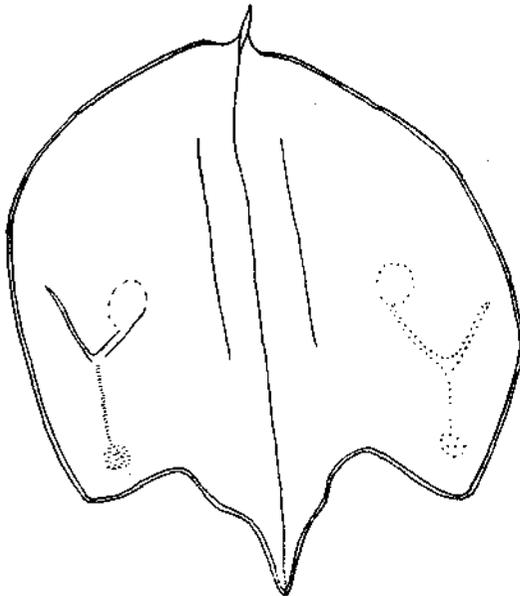


Fig. 6. *Austriocaris carinata* n. g. n. sp. Obere Trias des Polzbergs bei Lunz. Nat. Größe.

sprechen in ihrem Verlauf nicht den „curving hinges“. Augenhöcker waren bei *Austriocaris* nicht vorhanden. Daher ist die neue Gattung vorläufig, solange nur der Carapax bekannt ist, den Ceratiocarinen anzuschließen.

Unter diesen muß eine neue Familie *Austriocaridae* geschaffen werden, die sich von den Ceratiocaridae durch das Vorhandensein von Kielen und das spitze Rostrum, von den Echinocariden durch das Fehlen der Höcker, von den Aristozoiden auch durch die dünne Schale und von allen durch die vergleichsweise feste Verhingung der beiden Klappen mit dem Rostrum unterscheidet,

das nur selten abgetrennt und verschoben wurde.

Von den Nebaliiden unterscheidet sich die fossile Gattung sehr stark durch die Gestalt der Schale, die einen medianen Fortsatz am Hinterrand aufweist, sowie durch das spitze Rostrum.

Mit *Dithyrocaris* Scouler besitzt die neue Gattung eine gewisse Ähnlichkeit, doch sind die paläozoischen Formen durch den Besitz von starken Spitzen am Hinterrand und von Augenhöckern unterschieden.

Typus: *A. carinata* n. sp.

Austriocaris carinata n. sp.

Textfig. 5 u. 6.

Material: der vollständige Carapax von etwa 50 Exemplaren und viele Bruchstücke. Holotyp: Sammlung des Wiener Naturhistorischen Museums (Nr. 1910, XV., 41).

Beschreibung: Die wichtigsten Merkmale wurden schon bei der Besprechung der Gattung geschildert. Die Oberfläche der Schale ist im allgemeinen glatt. Zwischen dem unteren Schenkel der erwähnten winkelförmigen Rinne und dem Hinterrand erkennt man einen Streifen von dichtgedrängten Vertiefungen, die innen als kleine Höcker erscheinen. Gelegentlich sieht man auf der vorderen Hälfte der Schale eine erhabene Leiste. Sie hat aber eine so wechselnde Lage, daß man sie auch als durchgedrückten Extremitätenrest deuten könnte. Auf dem Rostrum erscheinen bei größeren Exemplaren kleine Höcker. Eine Körnelung der

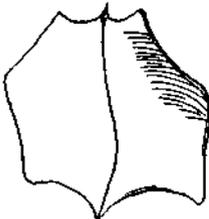


Fig. 7. *Austriocaris striata* n. g. n. sp. Holotyp (Streifung nur angedeutet). Obere Trias des Polzbergs bei Lunz. Nat. Größe.

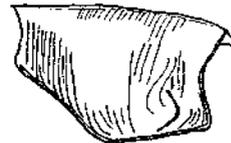


Fig. 8. *Austriocaris striata* n. g. n. sp. Linke Klappe (Streifung nur angedeutet). Obere Trias des Polzbergs bei Lunz. Nat. Größe.

Schale tritt gelegentlich zwischen den Längskielen auf. Oft sieht man an dem oberen Ende der winkligen Furche eine ovale blasenförmige Auftreibung der Schale. Bei vielen Exemplaren — auch beim Holotyp — ist sie durch den Druck verschwunden. Sie läßt sich nicht leicht mit den inneren Organen der lebenden Nebaliiden in Verbindung bringen. Man würde zunächst annehmen, daß es sich um die Ansatzstelle des Schalenschließmuskels handelt, aber dieser liegt bei *Nebalia* viel höher. Das Verhältnis von Länge und Höhe der Schalen ist nicht immer das gleiche. Dabei können Geschlechtsunterschiede eine Rolle spielen.

Am Hinterrande des Carapax ist gelegentlich ein dunklerer Fleck auf der Gesteinsplatte zu sehen, der vielleicht von der organischen Substanz des Abdomens herrührt.

Die meisten Exemplare sind in Seitenlage erhalten, wobei sich die beiden Klappen nur selten genau überdecken. Wenige Stücke liegen ausgebreitet auf der Schichtenfläche.

Maße: 1. Holotyp: Länge = 101,5 mm, größte Höhe = 36 mm. 2. Abgebildetes Exemplar (Textfig. 6): Länge = 72 mm, größte Höhe = 32 mm. Maßverhältnisse anderer Exemplare: 84 : 26, 43 : 17,5 mm.

Austriocaris striata n. sp.

Textfig. 7 u. 8.

Material: Von dieser Art liegen sechs Exemplare vor. Holotyp: Sammlung des Wiener Naturhistorischen Museums (Nr. 1910, XV. 42).

Beschreibung: Die Art unterscheidet sich von der typischen durch den unregelmäßig achteckigen Umriß der Schale und die feine Skulptur ihrer Oberfläche. Die Umrißform kommt dadurch zustande, daß der vordere und der hintere Unterrand der Schale in einem stumpfen

Winkel zusammenstoßen. Sämtliche Ränder sind schwach konkav. Die Skulptur besteht aus feinen Querfurchen, die an die „Stufenlinien“ der Trilobiten erinnern. In den Zwischenräumen der langen Furchen, die über die ganze Schale ziehen, schalten sich ohne Abzweigung kurze Linien ein. In der Mitte verlaufen alle parallel, am vorderen Unterrand und im Winkel der hier nur angedeuteten >-förmigen Furche schwenken sie nach hinten um. Die hintere Medianspitze ist etwas breiter und kürzer als bei *Austriocaris carinata*. Die Längskiele sind infolge der Verdrückung der Schale nicht deutlich sichtbar. Das Rostrum ist nicht vollständig erhalten. Es war sehr klein.

Maße: Holotyp: Länge = 29 mm, Höhe in der Mitte = 14·5 mm.
2. Exemplar: Länge = 30 mm, Höhe = 15·5 mm.

Vergleich: Diese Art kann zu der gleichen Gattung gestellt werden wie die vorher besprochene. Die Grundzüge der Gestalt des Carapax stimmen so gut überein, daß es genügt, die Form als Spezies abzutrennen. Als solche ist sie durch die völlig verschiedene Skulptur ausreichend scharf getrennt; es bestehen keinerlei Übergänge.

V. Die Beziehungen der Lunzer Crustaceenfauna.

Die Crustaceenfauna der Lunzer Schichten der niederösterreichischen Voralpen zeigt mit der von mir kürzlich neu beschriebenen Fauna aus den südalpinen Raibler Schichten große Ähnlichkeiten. Das geht am besten aus einer Gegenüberstellung der beiden hervor.

Lunz	Raibl
<i>Austriocaris carinata</i> h	— —
<i>Austriocaris striata</i> s	— —
<i>Aeger straeleni</i> ss	<i>Aeger straeleni</i> s
<i>Antrimpos crassipes</i> s	<i>Antrimpos crassipes</i> s
— —	<i>Bombur aonis</i> s
<i>Clytiella spinifera</i> ss	— —
<i>Platychela trauthi</i> s	<i>Platychela kahleri</i> ss
<i>Tetrachela raiblana</i> s	<i>Tetrachela raiblana</i> h

Aus diesem Vergleich ergeben sich auch einige Unterschiede in der Zusammensetzung der Fauna und vor allem in den Häufigkeitsverhältnissen (h häufig, s selten, ss sehr selten, d. h. es wurden nur 1 bis 2 Exemplare gefunden). Außerdem kann man an den in beiden Gebieten auftretenden Arten beträchtliche Größenunterschiede feststellen. Die Lunzer Exemplare erreichen nur $\frac{1}{2}$ bis $\frac{2}{3}$ der normalen Größe der Raibler Formen. Das Alter der beiden Faunen ist gleich, beide stammen von der Basis der karnischen Stufe. Die Reingrabner- und Aonoideschiefer sind etwas toniger, die Raibler Fischechiefer kalkreicher, aber im allgemeinen handelt es sich um die gleiche Fazies. Der Unterschied der Faunen ist demnach z. T. auf die verschiedene geographische Lage der Standorte, z. T. auch auf biologische Ursachen (s. o.) zurückzuführen. An beiden Orten kamen (in verschiedener Häufigkeit) die gleichen biologischen Typen vor, nämlich der „Natantiertypus“ und der „Eryonidentypus“. Diesem sind wahrscheinlich auch die *Platychela*-Arten zuzurechnen. Dazu kommt in Lunz noch die Gattung *Clytiella*,

die den „Reptantiertypus“ vertritt. Diese drei Typen finden sich — stets in Gesellschaft von Fischen — von da ab in den meisten Kalkschieferablagerungen aller Formationen, z. B. im englischen Lias, Dogger von La-Voulte-sur Rhône, oberen Malm von Solenhofen, Cenoman und Senon des Libanon, ähnlich noch in den eozänen Bolcaschichten und den oligozänen Menilitschiefern.

Die Gattung *Clytiella* schließt sich in ihrer Gestalt an einige Formen der germanischen Trias an, doch wäre es verfrüht, daraufhin schon eine unmittelbare stammesgeschichtliche Beziehung anzunehmen. Unsere Kenntnis der Triasdekapoden ist dazu noch viel zu mangelhaft. *Platycheila* stellt einen bisher völlig unbekanntem und unerwarteten Zweig der Tricheliden mit eryonidenartigen Anpassungen dar.

Ebenso unerwartet war das Auftreten der Reste von großen Schwärmen einer Phyllocaridengattung in den Lunzer Schichten. Zwischen den letzten paläozoischen Archaostraken und den rezenten Nebaliiden, deren Reliktnatur unverkennbar ist, klappte eine ungeheure Lücke, die durch die zweifelhaften Discinocarinenformen *Aspidocaris triasica* Reuss und *A. ? liasica* Schloenbach keineswegs überbrückt wurde. Leider sind das Abdomen und die Extremitäten der neuen Art unbekannt, so daß sich ihre Beziehungen zu den rezenten Formen nicht feststellen lassen. Die Gestalt des Carapax läßt keinen Zweifel darüber, daß sie den Archaostraken nahestanden. Daß außer der chitinösen Rückenschale keine Hartteile vorhanden waren, entspricht eher den Verhältnissen bei den Nebaliiden. Unter den Phyllocariden waren neben den frühzeitig erlöschenden Stämmen wohl auch solche vorhanden, deren Vertreter sich im Mesozoikum und Känozoikum an wenigen Orten erhielten und deren letzte Ausläufer die Nebaliiden darstellen. Daß Phyllocariden in solchen Mengen vorkommen wie in den Reingrabner Schieferen, war bisher meines Wissens noch nicht bekannt.

VI. Zusammenfassung.

Aus der karnischen Stufe der Obertrias der niederösterreichischen Voralpen (Reingrabner und Aonidesschiefer der Lunzer Schichten) wird eine Crustaceenfauna beschrieben. Sie umfaßt sieben Arten, die sich auf sechs Gattungen verteilen. Neu ist unter den Dekapoden eine Erymidenform, *Clytiella spinifera* n. g. n. sp. und ein reptanter Trichelide von unsicherer Familienzugehörigkeit, *Platycheila trauthi* n. g. n. sp. Diese Form gehört möglicherweise zu den primitivsten Nephropsidea. Ferner werden zwei Phyllocariden beschrieben, *Austriocaris carinata* n. g. n. sp. und *A. striata* n. g. n. sp., für die eine neue Familie Austriocaridae aufgestellt wird. Der Vergleich dieser Fauna mit den Crustaceen der Raibler Fische — zu diesen kommt nun noch die der typischen Art sehr ähnliche *Platycheila kahleri* n. sp. hinzu — ergibt eine weitgehende Ähnlichkeit, aber Unterschiede in der Häufigkeit und Größe der Formen. Im Gegensatz zu Raibl scheint an der Lunzer Fundstelle kein benthonisches Leben vorhanden gewesen zu sein. In das Gebiet wurden einzelne benthonische Tiere und große Schwärme von Bewohnern des offenen Meeres (Phyllocariden, Trachyceraten, Tintenfische, Fische und Halobienbrut) hineingetrieben, gingen dort alsbald zugrunde und wurden rasch vom Sediment bedeckt.

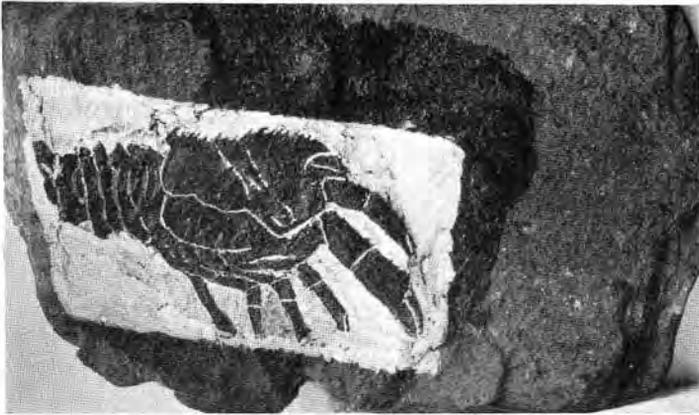
VII. Literatur.

1. K. Beurlen und M. F. Glaessner, Systematik der Crustacea Decapoda. Zool. Jahrbücher, Abt. f. Systematik, Bd. 60, p. 49—84, 1930.
2. F. Broili, Beobachtungen an *Nahecaris*. Sitzungsber. Bayer. Akad. d. Wissensch. 1928, p. 1—18.
3. H. G. Bronn, Beiträge zur Triasischen Fauna und Flora der bituminösen Schiefer von Raibl. N. Jahrb. f. Min., 1858, p. 1—32, t. 1—9.
4. M. F. Glaessner, Crustacea Decapoda. Fossilium Catalogus Pars 41, 1929.
5. M. F. Glaessner, Die Dekapodenfauna von Raibl in: Dekapodenstudien. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 63, Abt. B, p. 138—147, t. 6—10, 1929.
6. G. Gürich, *Silesicaris* von Leipe und die Phyllocariden überhaupt. Mitteil. Min.-Geol. Staatsinst. Hamburg, H. 11, p. 21—90, 1929.
7. H. v. Meyer, *Eryon raiblanus* aus den Raibler Schichten in Kärnten. Palaeontogr. Bd. 8, p. 27—30, t. 3, f. 5, 1859.
8. A. Reuss, Über fossile Krabbe aus den Raibler Schichten. Beitr. z. Palaeontogr. Österreichs, Bd. 1, p. 1—6, t. 1, 1858.
9. V. van Straelen, Sur les Crustacés Décapodes triasiques. Bull. Classe des Sci. Acad. Roy. Belg. 5^e sér., tome 14, p. 496—516, 1928.

Tafelerklärung.

- Tafel XV: Fig. 1. *Clytiella spinifera* n. g. n. sp. Holotyp. Obere Trias des Polzbergs bei Lunz. Nat. Größe.
- Fig. 2. *Platycheila kahleri* n. g. n. sp. Holotyp. Gegenplatte. Obere Trias des Rinngrahens bei Raibl. Nat. Größe. *A* Antenne, *1—5* Pereiopoden, *Mx* Abdruck des 3. Maxillipeden, *S* Antennenschuppe, *O* Lage der Orbita, *C—C* Cervicalfurche.
- Tafel XVI: *Platycheila brauthi* n. g. n. sp. Holotyp. Oberer Trias des Polzbergs bei Lunz. Nat. Größe.
- Tafel XVII: *Platycheila kahleri* n. g. n. sp. Holotyp. Obere Trias des Rinngrahens bei Raibl. Doppelte natürliche Größe. *A* Antenne, *1—4* (schwarz) Pereiopoden, *1—6* (weiß) Abdominalsegmente, *T* Telson, *a* äußeres Blatt der Uropoden, *i* inneres Blatt der Uropoden, *D* Lage der Diäresis, *Pl* Spuren von Pleopoden, *C—C* Cervicalfurche, *PC* Postcervicalfurche, *CB* Cardiobranchialfurche.

Naturhistorisches Museum in Wien, Juli 1931.



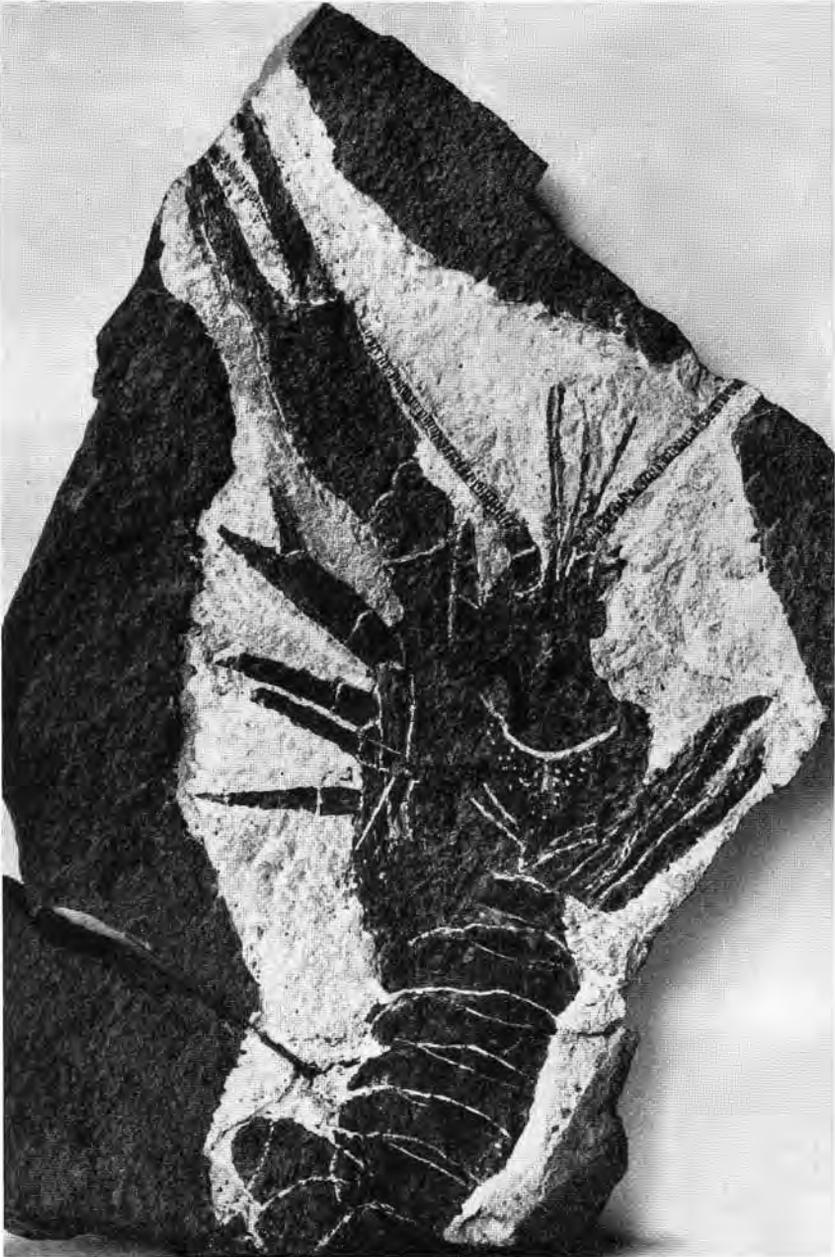
Phot. Vereby.

Fig. 1.

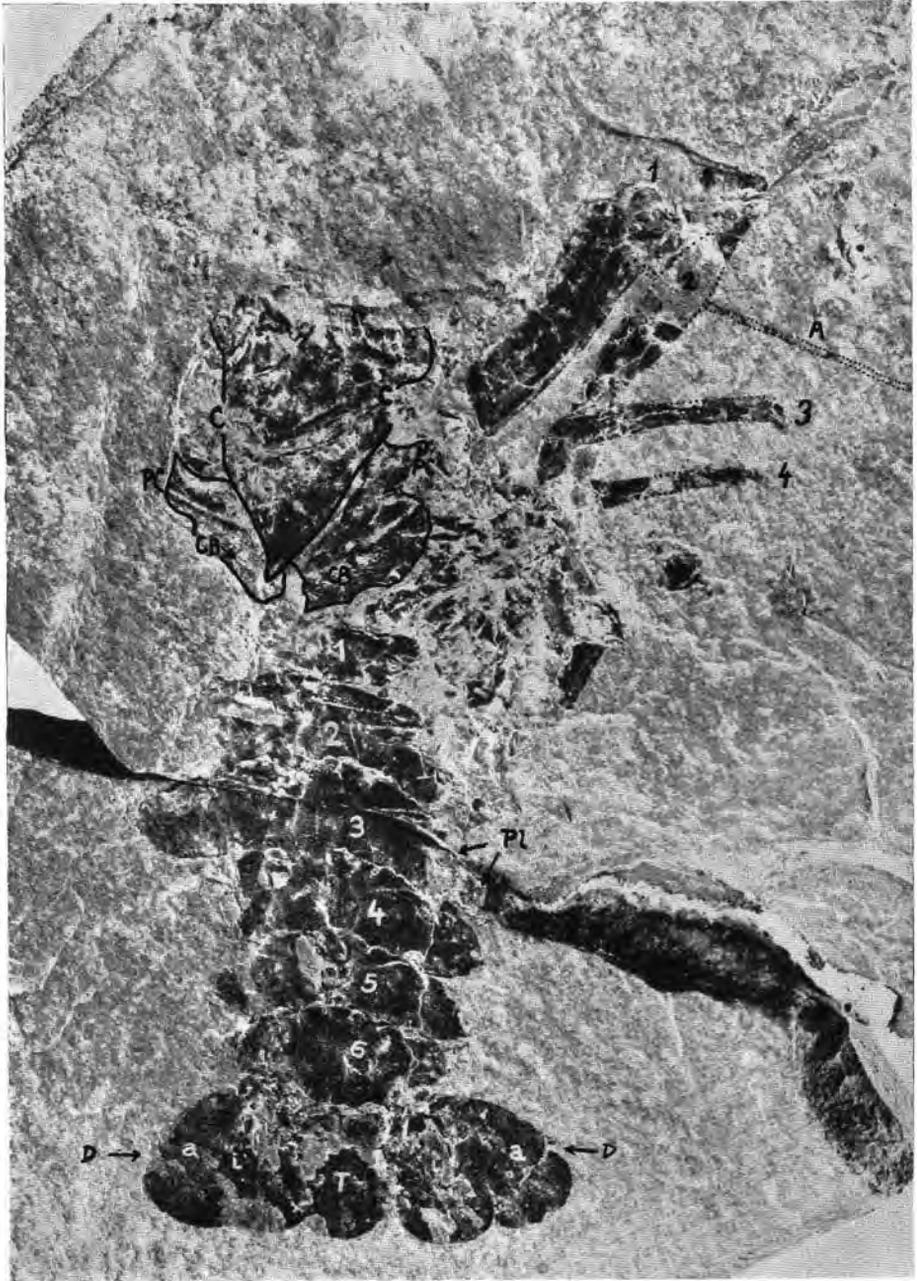


Phot. Vereby.

Fig. 2.



Phot. Verby.



Phot. L. Adametz.

Die Puchberg—Mariazeller Linie und deren Bedeutung für den Gebirgsbau der östlichen Nordalpen.

Von E. Spengler.

Mit 1 Profiltafel (Taf. XIX), 1 tektonischen Karte (Taf. XVIII) und 1 Textfigur.

I. Historischer Überblick.

Der Hauptzweck der vorliegenden Arbeit ist eine Darstellung der wichtigsten Ergebnisse der für die Geologische Bundesanstalt in Wien in den Jahren 1929—1931 durchgeführten Neuaufnahmen des südlichsten Teiles des Spezialkartenblattes „Schneeberg—St. Ägyd“¹⁾ und der sich daraus ergebenden Ausblicke auf die Tektonik des südlichen Teiles des Ostabschnittes der Kalkalpen. Ich war jedoch bei der Aufnahme des südlichsten Streifens der Karte insofern in einer ungünstigen Lage, als der Bau dieses schmalen Streifens auf das innigste mit demjenigen der Kalkalpen auf Blatt „Mürzzuschlag“ zusammenhängt und ich im Interesse einer baldigen Fertigstellung des Blattes „Schneeberg—St. Ägyd“ gezwungen war, mich in meinen Begehungen fast genau an die Blattgrenze zu halten. Ich mußte mich daher bei allem, was das Blatt „Mürzzuschlag“ betrifft, auf die ältere, aber vorzügliche und durch eine sehr ausführliche Beschreibung erläuterte Aufnahme G. Geyers (6)²⁾ stützen. Der Besprechung der Aufnahmergebnisse soll eine kurze Würdigung der Arbeiten meiner Vorgänger vorausgehen.

Der Werfener Schieferzug: Puchberg am Schneeberg—Mariazell wird zum erstenmal im Jahre 1853 von F. v. Hauer (1) erwähnt. Wir finden hier (S. 718) die ganz zutreffende Schilderung: „Ein dritter, ebenfalls noch bedeutend ausgedehnter Zug von Werfener Schiefer und Gutensteiner Kalken, vielfach in einzelne Arme gespalten, zwischen denen die Hallstätter Kalke in größerer Verbreitung auftreten, läuft aus der Gegend von Willendorf westlich von Wiener Neustadt über Buchberg, Schwarza, die Freien bis in die Nähe von Mariazell.“

Eine viel ausführlichere Darstellung dieses Zuges von Werfener Schiefer gibt 1865 L. Hertle in seiner vorzüglichen Arbeit „Lilienfeld—Bayerbach“ (2). Man staunt bei der Lektüre dieser Arbeit, wie gering-

¹⁾ Es wird daher empfohlen, bei der Lektüre dieser Arbeit diese etwa gleichzeitig erscheinende geologische Spezialkarte zur Hand zu nehmen, da dadurch die Darstellung anschaulicher wird.

²⁾ Die Nummern in Klammern beziehen sich auf das Literaturverzeichnis, S. 529.

füßige Aufschlüsse von Werfener Schiefen diesem ausgezeichneten Beobachter bereits bekannt waren. So ist z. B. das S. 458 (4. Zeile von unten) erwähnte Vorkommen von Werfener Schiefer im Neuwald so klein, daß es nur bei sehr sorgfältiger Beobachtung nicht übersehen werden kann. Wie aus den S. 461 gegebenen zwei Profilen durch den Gscheidlsattel und den Kuhschneeberg ersichtlich ist, hielt Hertle die Werfener Schieferzone der Puchberg—Mariazeller Linie für eine flache, unter den Triaskalken auftauchende Antiklinale, die an der Nordseite von einem flach nordwärts einfallenden Bruche begrenzt ist. Letztere Annahme war nötig, um die unmittelbare Berührung der Werfener Schiefer mit einem viel jüngeren Gestein, den Dachsteinkalken des Gippel- und Handlesbergzuges, zu erklären.

Dieselbe Vorstellung eines antiklinalen Aufbruches aus der Tiefe finden wir auch in der 1871 erschienenen „Geologie der Steiermark“ Sturs (3), wie das sehr schematisierte und überhöhte Profil quer über das Halltal auf S. 338 erkennen läßt.

Die richtige Erkenntnis des Baues der Puchberg—Mariazeller Linie wurde vor allem durch die Arbeiten A. Bittners eingeleitet. Bittner bezeichnet 1882 in der Monographie über Hernstein (4, S. 303) die Aufschlußlinie Puchberg—Mariazell als eine Zone der größten Zertrümmerung des Gebirges. Genauer noch charakterisiert er fünf Jahre später (5, S. 97) den Charakter dieser Linie mit den Worten: „Es ist bekannt, daß auf weite Strecken hin die nördliche Kalkalpenzone derart gebaut ist, daß in den nach außen gelegenen Teilen, etwa in den äußeren beiden Dritteln, ein sehr konstantes Einfallen gegen S, respektive gegen das Innere oder gegen die Zentralzone hin herrscht, bei gleichzeitiger mehrfacher Wiederholung derselben Schichtfolge, so daß man dazu gekommen ist, als wesentlichen Faktor, der diesen Bau bedingt, das Vorhandensein gesprengter, liegender oder einseitiger Falten mit Bildung von Überschiebungs- oder Wechselflächen anzunehmen. Erst im inneren Drittel des Gesamtprofils dieser Kalkalpenzone pflegt sich eine umgekehrte Einfallrichtung, von den Zentralalpen nach außen, allgemeiner einzustellen, und zwar ist die Scheidelinie zwischen den beiden Einfallrichtungen und den durch dieselbe beherrschten Regionen zumeist oder ganz ausschließlich in jener Störungsregion zu suchen, welche oben als Aufbruchlinie von Buchberg—Mariazell—Landl—Windischgarsten angeführt worden ist. Es ist aber kein einfaches synklinales oder muldenförmiges Umbiegen, wodurch hier zwischen den beiden herrschenden Einfallrichtungen vermittelt wird, sondern die von einer oder von beiden Seiten her gegen diese Aufbruchlinie einfallenden, zumeist jüngeren (obertriassischen oder selbst jurassischen) Sedimente pflegen hier in der Regel scheinbar unter weit ältere Bildungen (vor allem Werfener Schiefer) hinabzutauken. Es kann daher diese Linie keineswegs als ein einfacher Aufbruch, von welchem ja allseitig jüngere Schichten wegfallen müßten, bezeichnet werden, sondern sie erweist sich, wie von mir bereits früher (Hernstein, pag. 303) hervorgehoben worden ist, als eine äußerst komplizierte Zone größter Störungen inmitten der Kalkalpen oder geradezu als eine Zone der größten Zertrümmerung des Kalkgebirges“.

Ferner folgt auf S. 98: „Daß diese Aufbruchzone aber auch die nachweisbar älteste innerhalb des Kalkalpenzuges ist, das geht daraus hervor, daß dieselbe schon mindestens in der oberen Kreidezeit in annähernd gleicher Gestaltung bestanden haben muß, da alle ausgedehnteren Vorkommnisse von Gosauschichten mit geringen Ausnahmen an diese Zone gebunden sind und innerhalb dieser zumeist wieder direkt dem Werfener Schiefer auflagern“.

Bittner scheint demnach nach den nur hier gesperrt gedruckten Sätzen etwa folgende Vorstellung vom Bau der Zone gehabt zu haben: Es handelt sich um eine aus der Tiefe auftauchende Zone von Werfener Schiefen, welche vor Ablagerung der Gosauschichten fächerförmig auf die im N und S angrenzenden Zonen jüngerer Gesteine aufgeschoben wurde.

1889 folgt dann die ausführliche Bearbeitung des Gebietes durch Geyer (6), auf die auch im weiteren Text wiederholt hingewiesen wird. Es sei hier nur bemerkt, daß Geyer die Puchberg—Mariazeller Aufbruchzone, besonders in ihrem westlicheren Teile, als einen langgestreckten, von vertikalen Brüchen begrenzten Horst auffaßt, gegen welchen die jüngeren Gesteine von beiden Seiten widersinnig einfallen.

Die erste Deutung der Puchberg—Mariazeller Linie auf Grund der Deckenlehre hat Kober 1912 (12) gegeben. Nach Kober ist die Puchberg—Mariazeller Linie die Grenze zwischen seinem voralpinen und hochalpinen Deckensystem „im Baue der Kalkalpen eine der einschneidendsten Linien“. Das hochalpine Deckensystem zerfällt nach Kober in zwei Decken: die Hallstätter und die Hochalpine Decke. Die in der Puchberg—Mariazeller Linie zutage tretenden Werfener Schiefer werden im allgemeinen als das tiefste Schichtglied der Hallstätter Decke gedeutet — sie müßten also auf die nördlich angrenzenden Gesteine der Ötscherdecke aufgeschoben sein, selbst aber im S von den höheren Schichtgliedern der Hallstätter Trias überlagert werden. Wie später gezeigt werden wird, entspricht nur das erstere, die Aufschiebung dieser Werfener Schiefer auf die Gesteine der Ötscherdecke, den Tatsachen, eine normale Überlagerung durch Triasgesteine von Hallstätter Fazies ist jedoch nicht vorhanden. Nur an zwei Stellen hat bereits Kober die tektonische Bedeutung der Puchberg—Mariazeller Linie richtig erkannt:

1. Am Gscheidlsattel zwischen dem Preintale und dem Tale der Stillen Mürz deutet Kober die von Werfener Schiefen unterlagerte Dolomitmasse des Lackenkogels bereits richtig als Deckscholle (l. c. S. 22, Prof. V). Geyer hatte den Lackenkogel noch als Horst aufgefaßt (6, Profil auf S. 651). Unrichtig ist bei Kober nur die Bezeichnung Lahnsattel; denn der Lahnsattel liegt in Wirklichkeit 9 km westlicher. Auf der tektonischen Karte I in Kobers Arbeit ist die Deckscholle etwas zu weit östlich und zu groß eingetragen.

2. Der Kontakt zwischen den Liasgesteinen am Faden und den Werfener Schiefen der Sparbacher Hütte wird richtig als Überschiebung gedeutet (12, S. 22).

Als unrichtig hat sich in diesem Profil nur die Stratigraphie der Schneebergserie erwiesen, da nach den Diploporenarbeiten Pias die Schichtfolge des Schneeberges nur bis in die ladinische Stufe reicht.

Im Jahre 1918 veröffentlichte O. Ampferer das Ergebnis seiner Neuaufnahmen des zwischen dem Gscheidlsattel und dem Voistale gelegenen Stückes der Puchberg—Mariazeller Linie (14). Dieses Stück der Linie habe ich keiner Neuaufnahme unterzogen, die Aufnahmen Ampferers werden auf Blatt „Schneeberg—St. Ägyd“ publiziert. Es folgt daher eine Besprechung der Ampfererschen Beobachtungen erst im Abschnitt II dieser Arbeit. Doch sei bereits hier bemerkt, daß sich die Ergebnisse meiner Aufnahmen ohne Schwierigkeit an diejenigen Ampferers anschließen lassen.

II. Das Ergebnis der Neuaufnahme.

Es soll nun an der Hand von 16 Querprofilen der Versuch gemacht werden, den tektonischen Bau der Puchberg—Mariazeller Zone und der südlich angrenzenden Gebirgstelle bis zum Blattrande auf Grund der Neuaufnahmen darzustellen, u. zw. in der Richtung von W nach O, von Mariazell nach Puchberg, da ich bei Mariazell unmittelbar an meine Aufnahmen auf Blatt „Eisenerz—Wildalpe—Aflenz“ anschließen kann. Von der ganzen Linie wurde das westliche Stück (Mariazell—Gscheidl) von mir, das mittlere (Gscheidl—Höchbauer im Voistale) von Ampferer, das östliche (Höchbauer—Puchberg) abermals von mir aufgenommen.

Die Puchberg—Mariazeller Linie wird durch den Gscheidlsattel (1134 m), der Wasserscheide zwischen Schwarza und Mürz, in zwei annähernd gleich lange Abschnitte gegliedert.

A. Die Strecke Mariazell—Gscheidl (22 km).

Wir können hier folgende drei W-O streichende Zonen unterscheiden:

1. Die Werfener Schieferzone mit den aufgelagerten Muschelkalkresten,
2. die nördliche, 3. die südliche Begrenzung der Werfener Schieferzone.

1. Die Werfener Schieferzone mit den aufgelagerten Muschelkalkresten.

Wenn man von Mariazell kommt, trifft man die Werfener Schiefer zum erstenmal an den Serpentinafen der Straße zwischen der Paßhöhe des Kreuzberges¹⁾ und dem Gasthause „Zum Kreuzberg“ beim Punkt 769 im Halltale. Die Werfener Schichten sind hier als ein kaum 100 m breiter Streifen von grünlichen und rotvioletten Tönen aufgeschlossen, in denen Stückchen von glimmerigen Schiefem enthalten sind.

Vom Punkt 769 an folgt das Halltal auf der 8 km langen Strecke bis zum Oberbrückler genau der Zone der Werfener Schiefer (Prof. I—V). Es sind die typischen, rotvioletten oder grünlichen glimmerigen Schiefer und Sandsteine, die hier eine nicht unbeträchtliche Mächtigkeit erreichen. Sie setzen eine Reihe von Kuppen nördlich des Halltales fast vollständig zusammen, die Punkte 907, 923 und 961,²⁾ die sich schon an ihrer

¹⁾ Noch auf Blatt „Gaming—Mariazell“ gelegen, durch den Bildstock (das „Luckete Krenz“) nordöstlich des Punktes 913 bezeichnet.

²⁾ Sämtliche drei Höhenangaben finden sich nur auf der Karte 1 : 25.000. Der Punkt 907 liegt auf der Spezialkarte 1 : 75.000 bei „ll“ von „Hallhof“, der Punkt 923 östlich von „r“ von „Luster“, der Punkt 961 etwa 1 km nordwestlich des Punktes 807.

Vegetation (Vorherrschen der Heidelbeeren) stark von den aus Kalk oder Dolomit aufgebauten Höhen unterscheiden. Die besten Aufschlüsse liegen an der Straße, besonders in dem Raume zwischen Punkt 807 und Fruhwirt, wo an mehreren Stellen sogar das Fallen gemessen werden kann, was bei Werfener Schiefen im Innern der Kalkalpen sehr selten vorkommt. So ist z. B. zwischen Fruhwirt und Aunbauer das Fallen gegen SW, bei Kilometer 8·4 rein gegen W gerichtet. Doch sind an einzelnen kleinen Aufschlüssen gemessene Fallwinkel für die Erkenntnis der regionalen Tektonik von geringer Bedeutung, da sich die Werfener Schiefer zwischen den starreren Kalk- und Dolomitmassen wie eine plastischere Masse verhalten, die in mannigfaltiger Weise zusammengefaltet erscheint.

Beim Oberbrückler teilt sich der Werfener Schieferzug: der schmalere nördliche Ast verläuft nördlich der Salza bis in die Nähe von Terz, der viel breitere südliche Hauptzug streicht über den weichen Wiesensattel zwischen dem Punkt 964 südlich Terz und der Wildalpe (Prof. VI) in den Terzbachgraben, über den Kriegskogel, der gänzlich aus Werfener Schichten, u. zw. meist aus festen, dunkelgraugrünen Sandsteinen besteht (Prof. VII), in das Becken von Lahnsattel, wo die Werfener Schieferzone eine Breite von $1\frac{1}{2}$ km erreicht (Prof. VIII). An dem vom Zellersteig überschrittenen Sattel nördlich vom Steinriegel hingegen verschwinden die Werfener Schiefer gänzlich und sind erst 2 km weiter östlich, im Tal der Stillen Mürz, wieder nachweisbar; doch ist es möglich, daß die Werfener Schiefer auf der Strecke, wo die Aufschlüsse an der Oberfläche fehlen, unterhalb der dem Südabhange der Pollwischalpe entstammenden Dachsteinkalkschuttmassen weiterstreichen. Ferner bedingt die hier wieder sehr breite Werfener Schieferzone den ebenen Talboden des Neuwaldes im Quellgebiete der Stillen Mürz. Von hier an erstreckt sich ein breiter Ausläufer der Werfener Schieferzone gegen SW auf den Bärensattel, die Hauptzone streicht gegen das Gscheidl weiter.

Mit den Werfener Schiefen steht an mehreren Stellen Gips und Haselgebirge in Verbindung, u. zw. von W gegen O besonders an folgenden Punkten: 1. Gegenüber der Mündung der Walster in die Salza (6, S. 501); 2. gleichfalls am Südufer der Salza zwischen Hallhof und Luster; 3. im Terzbachgraben (ziemlich bedeutende, gut aufgeschlossene Gipsmassen); 4. ein grünlichgrauer Haselgebirgston, anscheinend ohne Gips, am Nordufer der Stillen Mürz bei Punkt 982.

Den Werfener Schiefen sind an folgenden Stellen kleine Reste von Muschelkalkgesteinen aufgelagert: 1. Die kleine Felswand unterhalb der Kapelle (Prof. I) beim Kreuzberggasthaus (Punkt 769) besteht aus dunkelgrauen Kalken und Dolomiten (6, S. 502). Der Kontakt gegen die Werfener Schichten ist hier zwar durch Gosauschichten verhüllt, aber es besteht nach Analogie mit den östlicheren Vorkommen kein Zweifel, daß es sich um Hangendgebilde der Werfener Schiefer handelt. 2. Der spitze Hügel nordwestlich von der Mündung des Fötzgrabens in die Salza (Prof. II) besteht aus dunklen, gegen oben lichtgrau werdenden Kalken. Geyer (S. 502) vergleicht den hellgrauen Kalk mit dem norischen Hallstätter Kalk der Mürzschlucht, doch kommen ähnlich aussehende graue Kalke auch in der anisischen und ladinischen Stufe vor. Hier ist

die Auflagerung der Mitteltriasgesteine auf den Werfener Schichten sehr deutlich erkennbar, da diese fast ringsherum um die Kuppe nachweisbar sind; am Sattel gegen das höhere Gehänge des Punktes 1045 treten auch Gipsdolinen auf. 3. Der 867 *m* hohe, von einer Kapelle gekrönte Hügel nördlich der Ortschaft Halltal ist ganz ähnlich gebaut: an der Basis nordfallende dunkle Gutensteiner Kalke, hinter dem Haus Nr. 23 von Halltal aufgeschlossen. Über diesen liegen zunächst dunkle Dolomite, der Gipfel des Hügels wird von einem massigen, weißen Kalk aufgebaut, der in dem Steinbruch hinter der Schule gut aufgeschlossen ist. Geyer (S. 502) betont die Ähnlichkeit dieser Kalke mit Wettersteinkalk. Auch hier kann gar kein Zweifel bestehen, daß diese Gesteine den Werfener Schiefer auflagern, denn nördlich vom Hügel streichen diese in ziemlich großer Breite durch und südlich des Halltales bestehen die unteren Gehänge gleichfalls aus Werfener Schiefer. 4. Der 917 *m* hohe Hügel zwischen Hallhof und Luster ist auch ganz ähnlich gebaut: dunkle Kalke, die gegen oben hellgrau und dolomitisch werden, wenn auch nicht so licht wie am Punkt 867. 5. Dahinter ein schmaler, offenbar in die Werfener Schichten eingefalteter Streifen von Gutensteiner Kalk. 6.—10. Fünf winzige, den ausgedehnten Werfener Schiefermassen nördlich des Halltales zwischen Luster und Fruhwirt aufsitzende Reste von dunklen Kalken und Dolomiten. 11.—13. Vier ebenso kleine Muschelkalkreste finden sich im Becken von Lahnsattel. Die westlichste dieser Kalkmassen bildet eine kleine Felsmauer im Walde südlich vom Gasthaus Wallner, die drei anderen sind noch kleiner und erst durch die Abholzung des Waldes südlich von Lahnsattel sichtbar geworden. 14. Ein vielleicht noch etwas kleinerer Rest von Muschelkalk hat sich nördlich des Beginnes des Zellersteiges östlich von Lahnsattel erhalten.

15. Von besonderer Bedeutung für die Erkenntnis des Gebirgsbaues ist der südlich vom Gscheidlsattel gelegene verhältnismäßig große Dolomit- und Kalkrest des Lackenkogels (Prof. X). Die Hauptmasse des Lackenkogels besteht aus einem dunkelgrauen, wohl anisischen Dolomit; nur ganz nahe dem den Kogel südlich begrenzenden Sattel (1275 *m*) steht eine winzige Partie von rötlichem brecciösem Kalk mit dem Dolomit in Verbindung, welchen Kober als Hallstätter Kalk bezeichnet, während Ampferer Gosau¹⁾ vermutet. Daß diese Dolomitscholle den Werfener Schiefer aufgelagert ist, ergibt sich daraus, daß die Dolomitmasse allseits von Werfener Schiefer umgeben ist, wenn diese auch am Gscheidlsattel selbst sehr stark von Gosaukonglomeraten verhüllt erscheinen.

Wahrscheinlich gehört auch die ziemlich dunkle, hauptdolomit-ähnliche Dolomitpartie des südlichen Spornes des Perschhorns und die diesem gegenüberliegende, etwas hellere Dolomitmasse des nordöstlichen Ausläufers des Mitterberges zu diesen dem Werfener Schiefer stratigraphisch aufgelagerten Mitteltriassedimenten.

Ob die Isolierung dieser 15 Muschelkalkklippen voneinander nur darauf zurückzuführen ist, daß die Erosion eine zusammenhängende Muschelkalkplatte zum größten Teile zerstört hat oder ob diese Muschelkalkplatte schon durch tektonische Vorgänge in einzelne Blöcke zerrissen

¹⁾ 14, S. 49. Bei Kober und Ampferer irrtümlich als Lahnsattel bezeichnet.

wurde, die dann gewissermaßen in Werfener Schiefer eingewickelt wurden, ist schwer zu entscheiden. Für die kleineren Blöcke scheint letzteres nicht unwahrscheinlich zu sein.

Die oben aufgezählten Muschelkalkreste sind — abgesehen von einzelnen diskordant aufgelagerten Gosaulappen — die einzigen Gesteine, mit denen die Werfener Schiefer noch in stratigraphischem Verbands stehen. Die Grenzen gegen alle anderen Gesteine sind tektonische Kontakte, u. zw. sowohl gegen die im S als die im N angrenzende Gesteinszone. Dies hat Geyer 1889 bereits erkannt; er zeichnet daher auf der tektonischen Übersichtskarte (6, Taf. XIII) die Werfener Schieferzone heiderseits von Bruchlinien begrenzt. Allerdings stellte sich Geyer damals vor, daß die Werfener Schiefer einen langgestreckten Horst zwischen den beiden Brüchen bilden. Außerdem aber teilt er die wichtige Beobachtung mit, daß „die nördlich von der Buchberger Linie gelegene Scholle im allgemeinen nach S, die südliche Scholle dagegen nach N einfällt“ (6, S. 774). Schon diese Beobachtung Geyers läßt erkennen, daß wir es in der Werfener Schieferzone nicht mit einem langgestreckten Horst zu tun haben — denn in diesem Falle wäre zu erwarten, daß die nördliche Scholle nach N, die südliche nach S einfällt —, sondern daß die Brüche in Wirklichkeit Überschiebungen sind und die Werfener Schieferzone eine langgestreckte Deckscholle darstellt, die sich in einer W—O streichenden Muldenzone erhalten hat.

Aus den folgenden Darlegungen wird sich ergeben, daß dies die Bauformel des vorgosauischen Gebirgsbaues der Puchberg—Mariazeller Linie darstellt, daß aber dieser vorgosauische Bau durch tertiäre Schubflächen an vielen Stellen der Zone nochmals gestört erscheint.

2. Die nördliche Begrenzung der Werfener Schieferzone.

Die nördliche Begrenzung wird in dem Raume unmittelbar östlich von Mariazell von einer mächtigen Masse von Liasfleckenmergeln gebildet, welche — wie ein Aufschluß in dem beim Punkte 769 in die Salza mündenden Neunteufelgraben erkennen läßt — 50° gegen SO, also gegen die Werfener Schiefer zu einfallen. Diese Liasfleckenmergel tragen am Südwestabhange des 600 m nördlich des Punktes 769 gelegenen (nur auf der Karte 1:25.000 verzeichneten) Punktes 1044 eine Auflagerung von rotbraunen Krinoidenkalken mit Belemniten, die bereits Geyer (S. 518) wohl mit Recht als Klauskalk gedeutet hat, und von oberjurassischen Hornsteinkalken (Prof. I). Näher dem Gipfel der Bürgeralpe liegen die Hornsteinkalke unmittelbar dem Liasfleckenmergel auf; von dem Hauptdolomit des Gipfels der Bürgeralpe werden diese Jura-gesteine durch eine O—W streichende Verwerfung getrennt. Etwa 500 m nördlich des Punktes 1044 treten unter den Liasfleckenmergeln ältere Gesteine zutage, welche am weiß markierten Wege Mariazell—Hohlenstein aufgeschlossen sind. Unter dem Liasfleckenmergel folgt zunächst stellenweise eine Spur roten Liaskalkes, unter diesem geringmächtige, aber fossilreiche Kössener Schichten,¹⁾ darunter wesentlich mächtigerer

1) Siehe die Fossilisten bei Geyer, S. 515—517, und in den „Erläuterungen“ zu Blatt „Schneeberg—St. Agyd“.

Dachsteinkalk, welcher das Fritz-Schertler-Kreuz trägt und die kleine, zugänglich gemachte Höhle „Hohlenstein“ enthält, deren Eingang genau am Auflagerungskontakt des felsbildenden Dachsteinkalkes auf Hauptdolomit gelegen ist. Die Hauptdolomite der Bürgeralpe werden im Haberteurersattel (Punkt 1070 der Karte „Gaming—Mariazell“ von den bereits von Stur aufgefundenen, allerdings schlecht aufgeschlossenen Lunzer Schichten unterlagert; unter diesem der ziemlich mächtige, helle Ramsaudolomit des Schafkogels, der auf Blatt „Gaming—Mariazell“ irrigerweise als Hauptdolomit eingetragen erscheint. Die ganze hier beschriebene, vom Ramsaudolomit bis zum Malm reichende Schichtfolge gehört der Ötscherdecke im Sinne Kobers, u. zw. deren oberster Teildecke, der Göllerdecke¹⁾ an.

Die vom Dachsteinkalk bis in den oberjurassischen Hornsteinkalk reichende Schichtfolge der Bürgeralpe läßt sich quer über das Walsteral in den Raum der Gracheralpe (südlicher Teil des Hocheckkammes) verfolgen (Prof. II). Hier ist der Bau insofern noch komplizierter, als auf die mit Hornsteinkalken schließende Serie der Bürgeralpe noch eine Schuppe aufgeschoben ist, die aus stark mylonitischem Hauptdolomit, Kössener Schichten und Krinoidenkalk besteht, den ich nach der hellrosa Farbe im Gegensatz zu Geyer (S. 521, oberste Zeile) eher für Hierlatzkalk halte.

Die verwickelt gebaute, aus oberer Trias und Jura bestehende Zone der Bürgeralpe und Gracheralpe schneidet unmittelbar östlich des Prof. II an der von Geyer (S. 519) beschriebenen Querstörung der Gracheralpe plötzlich gegen die Hauptdolomitmasse des Fötzgrabens²⁾ ab. Diese Querstörung (Bruch mit Senkung des Westflügels) muß älter sein als die Aufschiebung der Werfener Schichten der Puchberg—Mariazeller Linie auf die Gesteine der Göllerdecke, da sie sich nur bis zu diesen Werfener Schichten nach S verfolgen läßt. Nun ergibt sich aber für die Aufschiebung der Werfener Schichten vorgosauisches Alter, da die Gosaukonglomerate westlich und östlich der Einmündung der Walster in die Salza nicht nur den Überschiebungskontakt der Werfener Schiefer auf die Göllerdecke verhüllen, sondern auch bereits reichlich Gerölle von Werfener Schiefen enthalten; letzteres gilt insbesondere von den Gosaukonglomeraten, welche in dem kleinen Steinbruch anstehen, der sich etwas oberhalb der Talsohle östlich der auf einem kleinen Felskopf stehenden Kapelle bei Punkt 769 befindet (Prof. I).

Östlich der Querstörung der Gracheralpe treten nur Triasgesteine, u. zw. vorwiegend Dolomite an die Werfener Schieferzone heran. Geyer faßte nahezu alle diese Dolomitmassen als Hauptdolomit auf. Die Neuaufnahme hat aber ergeben, daß nur die Dolomite des Schwarzkogels und des Göllers wirklich Hauptdolomit sind, die dazwischen gelegenen Dolomitmassen des Schöplspitz und Türkiogelspitze hingegen der Mitteltrias angehören. Dies ergibt sich aus einer Verfolgung des bereits Geyer zum größten Teile bekannt gewordenen Streifens von Lunzer Schichten

1) Siehe Spengler 1930 (27). In der 1928 erschienen Arbeit (26) wurde die Göllerdecke als Göllerschuppe beschrieben.

2) Auf der älteren Karte als Filzgraben bezeichnet.

am Südabhange der Schwarzkogelgruppe. Diese Lunzer Schichten beginnen im Fötzgraben als ziemlich mächtiger, vorzüglich aufgeschlossener schwarzer Reingrabener Schiefer, südlich vom Punkt 1027 schaltet sich an der Grenze gegen den Hauptdolomit auch Lunzer Sandstein ein. Von der Werfener Schieferzone sind die Lunzer Schichten östlich des Fötzgrabens durch eine Felstürme bildende Masse (Punkt 914 der Karte 1 : 25.000) getrennt. Dieser Dolomit ist wesentlich dunkler als der Hauptdolomit der Schwarzkogelgruppe und muß — wie Geyer (S. 507) feststellte — als älter als die Lunzer Schichten betrachtet werden, da er von diesen durch Aonschiefer getrennt ist.

Vom Fötzgraben bis zu dem bei Punkt 807 ins Halltal mündenden Graben folgt der Streifen von Lunzer Schichten der Nordgrenze der Werfener Schieferzone; bald sind diese unmittelbar auf die Lunzer Schichten aufgeschoben (Prof. III), bald schaltet sich ein schmaler Streifen von dunklem mitteltriassischem Dolomit (Äquivalent des Punktes 914) zwischen beide ein wie in Prof. IV.

In letzterem Graben biegt die Zone der Lunzer Schichten scharf gegen N um und keilt am Sattel nördlich vom Punkt 1070 vollständig aus. Inzwischen aber ist der Dolomit im Liegenden der Lunzer Schichten zu weißem Ramsadolomit geworden, während der Hauptdolomit im Hangenden der Lunzer Schichten ganz unverändert bleibt. Die Grenze zwischen beiden Dolomiten läßt sich nach dem Auskeilen der Lunzer Schichten nach N bis auf den Sattel zwischen Schwarzkogel und Roßkogel verfolgen, wo wiederum eine Spur von Lunzer Schichten auftritt. Viel deutlicher sind die Lunzer Schichten am Südabhang des Roßkogels aufgeschlossen (Prof. V); die W—O streichende Zone senkt sich langsam gegen O in den von der Landesgrenze durchzogenen Graben hinab, wo sich am linken Ufer bei einer kleinen tümpelartigen Verbreiterung des Baches¹⁾ ein Aufschluß findet, der höchstens 2—3 m mächtige, fast horizontal liegende Lunzer Schichten zeigt (Sandsteine und Schiefer in Wechsellagerung). Am rechten Ufer des Baches ist jedoch nichts von Lunzer Schichten zu bemerken. Die Grenze zwischen Ramsadolomit und Hauptdolomit biegt hier nach S um. Erst in dem oberhalb Punkt 888 in die Salza mündenden kleinen Graben erscheint wieder etwas Lunzer Sandstein. In großer Mächtigkeit und z. T. gut aufgeschlossen treten die Lunzer Schichten erst nordwestlich von Terz auf, von wo sie schon Hertle (2, S. 491) bekannt waren. Es ist nun sehr bemerkenswert, daß an dem Punkte, wo das Anschwellen der Lunzer Schichten zu größerer Mächtigkeit einsetzt, der weiße massige Ramsadolomit im Liegenden der Lunzer Schichten wiederum durch schwarzen, geschichteten Dolomit ersetzt wird, der an der neuen, in den Felsen gesprengten Holzstraße prachtvoll aufgeschlossen ist, die bei der Brücke südlich des Schöplspitzes von der Halltalstraße abzweigt. Die Aufschlüsse an dieser Straße zeigen auch, daß diese dunklen, plattigen, ziemlich steil gegen O unter die Lunzer Schichten einfallenden Dolomite einzelne Hornsteinknollen enthalten, also offenbar nichts anderes als dolomitisierte Reifflinger Kalke sind. Höher oben sind am östlichen Aste der Forststraße, bei Punkt 945,

1) Etwa beim letzten „e“ von „3 Feuchten“ der Spezialkarte.

typische Aonschiefer zwischen den dolomitisierten Reifflinger Kalken und den Lunzer Schichten aufgeschlossen. Ein viel leichter zugänglicher Aufschluß von typischen, in fast papierdünnen Lagen spaltenden Aonschiefern liegt an der Halltalstraße bei Kilometer 10·8 südwestlich von Terz (6, S. 505).

Aus dieser Beschreibung ergibt sich also, daß die Gebirgsgruppe des Schöplspitzes und Türkriegelspitzes eine kuppelförmige Aufwölbung von Dolomiten der Mitteltrias darstellt, die gegen W, N und O unter Lunzer Schichten oder — wo diese fehlen — unmittelbar unter Hauptdolomit einfallen.¹⁾ Ein besonderes Interesse aber bietet diese Kuppel dadurch, daß sie von einer sehr scharf ausgesprochenen Faziesgrenze in der Mitteltrias und der karnischen Stufe durchzogen wird: der nördliche Teil der Kuppel (Türkriegelspitz) gehört der dolomitreichen Fazies an, welche für den ganzen Mittelteil des Blattes „Schneeberg—St. Ägyd“ charakteristisch ist: mächtiger, weißer Ramsaudolomit + wenige Meter Lunzer Schichten, der südliche Teil der Kuppel (Schöplspitz) ist in einer Fazies entwickelt, die der Lunzer Fazies sehr nahesteht: dunkle — allerdings dolomitisierte — Reifflinger Kalke + Aonschiefer + mächtige Lunzer Schichten + Spuren von Opponitzer Kalk in den untersten Hauptdolomitbänken (an der Straße von Terz zum Lahnsattel). Von der typischen Lunzer Fazies unterscheidet sich die Fazies des Schöplspitzgebietes nur durch die Dolomitisierung der schwarzen, gelegentlich Hornstein führenden Plattenkalke²⁾ und durch das stärkere Hervortreten der Reingrabener Schiefer im Vergleiche mit den Sandsteinen. Beide Momente aber bedingen eine Annäherung an die Auenzer Fazies an der Südseite der Hochschwabgruppe (16). Wir haben also in der Schöplspitzkuppel einen Faziesübergang vor uns, der fast vollständig dem Faziesübergang in der Reisalpendecke südwestlich von Kleinzell gleicht (26, S. 114), doch mit dem Unterschied, daß im Fenstergraben bei Kleinzell die Lunzer Fazies im N, am Schöplspitz im S der dolomitreichen Fazies auftritt. Wenn wir den Ramsaudolomit als ein dolomitisiertes Algenriff der ladinischen Stufe auffassen, so können wir die Sache auch so ausdrücken: im Fenstergraben ist die nördliche, am Schöplspitz die südliche Böschung dieses mitteltriadischen Riffes aufgeschlossen.

An der Grenze gegen die Werfener Schieferzone ist das Einfallen der angrenzenden Trias- und Juragesteine auf der Strecke Walstermündung—Terz fast durchwegs gegen S, SO oder SW, also gegen die Werfener Schiefer, gerichtet. Diese Tatsache spricht mit Sicherheit dafür, daß die Werfener Schieferzone von S aufgeschoben ist. Unmittelbar aufgeschlossen ist die Überschiebung nur an wenigen Punkten, vor allem im Bett des bei Punkt 807 in die Salza mündenden Baches. Die Überschiebungsfäche ist hier eine 50° gegen SW einfallende, glattgeschliffene Harnischfläche; sowohl Werfener Schiefer als Dolomit sind an der Schubfläche in eine Breccie umgewandelt. Der Bach stürzt in einem etwa 1 m hohen Wasserfall über die Harnischfläche hinab.

1) Siehe Prof. V und das auf diesem senkrecht stehende O-W-Prof. IVa.

2) Übrigens ist die Dolomitisierung keinesfalls vollständig. Der Gipfel des Schöplspitzes z. B. besteht aus einem schwarzen Kalk, der von einem Gutensteiner Kalk nicht zu unterscheiden ist.

Bei Terz verschwinden die Lunzer Schichten unter der mächtigen, flachwellig gelagerten Hauptdolomitmasse des Göller, die bis zur Mündung des vom Waldhüttelsattel kommenden Grabens die Nordbegrenzung des Werfener Schieferstreifens (Prof. VI—VIII) bildet. Das flache Einfallen des Hauptdolomites unter den Werfener Schiefer ist besonders an der Straße zwischen Terz und dem Lahnsattel deutlich aufgeschlossen.

Zwischen dem unteren Ende der Weißsattelmauer und dem Gscheidl wird die Nordbegrenzung der Werfener Schieferzone durch eine mächtige, im Hangenden der Hauptdolomite des Göllers gelegene Dachsteinkalkmasse gebildet, deren südostfallende Schichtfläche die steilen fels- und gerölldurchsetzten Südhänge von Pollwischalpe und Gippel bedingt.

Eine gewisse Schwierigkeit für die zeitliche Einordnung der einzelnen Schubflächen ergibt sich aus folgendem: Wie bereits in Lit. (26, S. 124) beschrieben und auf Taf. I, Prof. VI, dieser Arbeit dargestellt wurde, wird unter den Nordwänden des Gippels der Hauptdolomit der Göllerschuppe zunächst von Gosauschichten überlagert, und erst über diesen folgen die Dachsteinkalke der Gippelfelsen. Die Dachsteinkalke bilden hier also nicht das normale Hangende des Hauptdolomites, sondern sind auf den Gosauschichten — weiter im O auch Jurakalke — tragenden Hauptdolomit von SSO her aufgeschoben. An dem neuen, von der St. Ägyder Weidegenossenschaft hergestellten Almwege durch die Nordwände der Gippelmauern ist die Überschiebungsfläche in 1370 m Seehöhe unmittelbar aufgeschlossen; die Schubfläche fällt hier 65° südlich, ist also sehr steil (Prof. X).

Gegen W läßt sich diese Gippelüberschiebung mit Sicherheit bis auf den Sattel zwischen Hofalpe und Pollwischalpe verfolgen; denn noch an dieser Stelle liegt zwischen Hauptdolomit und Dachsteinkalk Gosaukonglomerat. An der Weißsattelmauer aber überlagert der Dachsteinkalk unmittelbar den Hauptdolomit.

Östlich Lahnsattel verschwindet nun die Grenze zwischen Hauptdolomit und Dachsteinkalk unter den aufgeschobenen Werfener Schiefen der Puchberg—Mariazeller Linie. Wenn man nun auch hier noch die Grenze zwischen Hauptdolomit und Dachsteinkalk als Überschiebungsfläche deutet, so müßte man annehmen, daß diese älter als die Aufschiebung der Werfener Schiefer auf Hauptdolomit und Dachsteinkalk sei; da die Gippelüberschiebung nachgosauisch ist, müßte dasselbe um so mehr auch für die Überschiebung der Werfener Schiefer der Puchberg—Mariazeller Linie gelten. Das steht aber im Widerspruch mit anderen Befunden, welche für vorgosauisches Alter dieser Überschiebung sprechen: vor allem die obenerwähnte Tatsache, daß beim Kreuzberg über dem Ausbiß der Überschiebungslinie Gosauschichten liegen, welche bereits reichlich Werfener Schiefergerölle führen, daß aber auch in den Gosaukonglomeraten bei der Hofalpe wenig gerollte Stücke von Werfener Schiefen vorhanden sind, welche nur aus den Werfener Schiefen an der Puchberg—Mariazeller Linie stammen können, die somit zur Zeit der Ablagerung der Gosauschichten bereits in der Nähe gewesen sein mußten.

Dieser scheinbare Widerspruch läßt sich nur lösen, wenn man annimmt, daß die Gippelüberschiebung nicht weit über den Aufschluß von Gosaukonglomeraten bei der Hofalpe nach W reicht und daher am

unteren Ende der Weißsattelmauer bereits normale Auflagerung des Dachsteinkalkes auf dem Hauptdolomit vorliegt. Das ist aber nur möglich, wenn man der Gippelüberschiebung nur eine ganz kurze Schubweite zugesteht, was mit der obenerwähnten steilen Stellung der Schubfläche am Gippel-Almweg gut vereinbar ist.

3. Die südliche Begrenzung der Werfener Schieferzone.

Die südliche Begrenzung der Werfener Schieferzone wird im unteren Teile des Halltales durch typische, geschichtete Dachsteinkalke gebildet, welche im Gegensatze zu den Gesteinen der nördlichen Begrenzung nach Norden, also gleichfalls gegen die Werfener Schiefer, einfallen. Dieses nordwärts gerichtete Einfallen der Dachsteinkalke südlich der Werfener Schieferzone ist an den Felsen südlich des Punktes 769 (Prof. I) von der Höhe des Kreuzbergsattels sehr deutlich sichtbar und auch am Westabhange der Kuppe 931 nördlich des Riegler zu hemerken (Prof. II).

Würde man nur die in den Prof. I und II dargestellten Verhältnisse kennen, so würde man unbedenklich die nordfallenden Dachsteinkalke südlich der Werfener Schieferzone mit den südfallenden nördlich dieser Zone zu einer einfachen Synklinale verbinden, in deren Kern sich als freischwebende Deckscholle die Werfener Schiefer mit ihren Muschelkalkauflagerungen erhalten haben. Die Verfolgung dieser Zone gegen W und O ergibt aber, daß die Lagerungsverhältnisse komplizierter sind.

Verfolgen wir die Dachsteinkalke südlich der Werfener Schieferzone gegen W, so sehen wir, daß diese mit den Dachsteinkalken des Tribein zusammenhängen, die als „Wieskogel-Tribein-Schuppe“ auf die nördlich angrenzenden Werfener Schiefer und Gosauschichten aufgeschoben sind.¹⁾ Es dürfte daher auch für hier das einfachere Bild einer Synklinale mit einer Deckscholle von Werfener Schiefem im Kern nur für die vorgosauische Tektonik gelten, nachgosauisch aber die Dachsteinkalke auf die Werfener Schieferzone von S aufgeschoben sein. Diese Annahme ist um so herechtiger, als die Verfolgung dieser Zone gegen O — wie später gezeigt werden wird — zu demselben Schlusse führt.

Die Dachsteinkalkmassen südlich des Punktes 769 (Gasthaus „Zum Kreuzberg“) werden von zwei O—W streichenden, schmalen, nahezu aufschlußlosen Wiesenstreifen unterbrochen, von denen der nördliche auch auf das westliche Ufer der Salza fortsetzt. Ein einziger kleiner Aufschluß ist in dem nördlichen Streifen vorhanden, der einen Mergel (Liasfleckenmergel?) erkennen läßt. Diese Mergelinschaltungen sind offenbar durch kleinere Störungen der im allgemeinen antisklinal gebauten Dachsteinkalkzone südlich des Halltales bedingt (Prof. I).

In der flachen, z. T. sumpfigen Mulde südlich der Dachsteinkalkkuppen Punkt 993 (Prof. I) und 931 (Prof. II) südlich des Halltales erscheinen abermals Spuren von Werfener Schiefem und Gips, die wohl ebenso wie diejenigen des Halltales als vorgosauische Deckschollen aufzufassen sind. Diese Werfener Schiefer werden von Gosauschichten überlagert, und über diesen erheben sich die mächtigen Dachsteinriffkalke der Sauwand und des ihr nordöstlich vorgelagerten Punktes 1061. Wenn auch der Kontakt zwischen den Gosauschichten und dem Dachsteinriffkalk hier nirgends aufgeschlossen ist, so erscheint es mir doch mit Rücksicht auf den Umstand, daß diese Gosauschichten als schmaler

¹⁾ Siehe (22, S. 282, Prof. XV.)

Streifen am Fuße der Sauwand bis ins Salzatal bei Klein-Gußwerk fortsetzen, wahrscheinlich, daß die Dachsteinkalke der Sauwand auf die Gosauschichten aufgeschoben sind. Wie ich bereits 1925 (22, S. 292), gezeigt habe, ist dann die Sauwand die Stirnpartie der nachgosauisch aufgeschobenen Hochschwabschuppe, während die Dachsteinkalke der Punkte 993 und 931 — wie oben erwähnt — der Wieskogel-Tribeinschuppe, diejenigen der Bürgeralpe denen der Kräuterin entsprechen. Die aus Werfener Schiefen und diesen aufgelagerten Muschelkalkresten bestehenden Deckschollen des Halltals entsprechen dann vollständig den übereinstimmend gebauten, gleichfalls vorgosauischen Deckschollen auf Blatt „Eisenerz, Wildalpe und Aflenz“. ¹⁾ In dieser Weise läßt sich der auf dem Gebiete dieser Karte erkannte Gebirgsbau ohne Schwierigkeiten auf das Gebiet des Blattes „Schneeberg—St. Ägyd“ verfolgen.

Die östliche Fortsetzung des südlich des unteren Halltales gelegenen Dachsteinkalkzuges wird durch die Dachsteinkalkmasse des Student gebildet. Wie bereits Geyer (6, S. 532) erwähnt, müssen wir zwischen den Dachsteinkalken der Hauptmasse des Student (größtenteils auf Blatt „Mürzzuschlag“) und denjenigen der nördlichen Vorkuppen (meist auf „Schneeberg—St. Ägyd“): Doppelkuppe 1034 südlich Hallhof, Punkt 1098 (südlich Luster) und Ochsenkogel unterscheiden. Die Vorkuppen sind von der Hauptmasse nicht nur durch Gosauschichten getrennt, sondern zwischen der Doppelkuppe 1034 und der Hauptmasse des Student treten auch, eine vorgosauische, z. T. von Gosau verhüllte Synklinale bildend, Juragesteine auf (Prof. III). Den Südflügel dieser Synklinale bildet die von Geyer (S. 533) erwähnte Liasscholle der Grayer Lahn, der Nordflügel wird von roten, SO fallenden Liaskalken an der Südseite des Westgipfels der Doppelkuppe gebildet; im Kern der Mulde treten oberjurassische (?) Hornsteinkalke auf. Westlich des vom Punkt 1012 zum Grayer hinabziehenden Grabens wird die Mulde hauptsächlich von Liasfleckenmergeln erfüllt, die zur Zeit meiner Aufnahmen besonders längs der im Bau befindlichen Mariazeller Wasserleitung aufgeschlossen waren, welche von einer in dem genannten Graben in 987 m Seehöhe entspringenden Quelle ihren Ausgang nimmt. Zwischen diesen Liasfleckenmergeln und der Quelle liegt noch etwas schlecht aufgeschlossener Werfener Schiefer, der offenbar den Dachsteinkalken und Liasschichten als Deckscholle aufliegt. Dieser kleine Rest von Werfener Schiefen ist besonders dadurch bemerkenswert, daß sich hier in dem beim Wasserleitungsbau herausgeworfenen Material auch ein Stück von Quarzphyllit befand. Es scheinen also auch an der Basis dieser Werfener Schiefer, ähnlich wie im Streichen derselben Gesteinszone 21 km weiter im O, im Preintal (14, S. 48), der Grauwackezone angehörige Gesteinschollen mitgerissen worden zu sein. Auch in der gleichfalls äußerst schlecht aufgeschlossenen Werfener Schieferscholle südöstlich vom Ochsenkogel habe ich ein Stückchen Serizitschiefer gefunden, welcher wohl älter als Trias ist.

Es ist hier schon deshalb nicht möglich, die Dachsteinkalke des Student mit den nördlich der Werfener Schieferzone des Halltales auftretenden Obertriasgesteinen unter jener hindurch zu einer einfachen

¹⁾ Siehe tektonische Karte, Taf. XVIII.

Mulde zu verbinden, weil zwischen den Lunzer Schichten nördlich vom Hallhof und den Dachsteinkalken der Doppelkuppe 1034 der Raum für den Hauptdolomit fehlt (Prof. III). Es muß also auch hier ein sekundärer Aufschub des Student auf die Werfener Schieferdeckscholle des Halltales erfolgt sein. Für ein nachgosauisches Alter des Vorschubes der Studentmasse ergibt sich insofern ein Anhaltspunkt, als die Gosaukonglomerate, die die Dachsteinkalke und Juragesteine des Nordabhanges des Student zum großen Teile verhüllen, trotz der Nähe der Hauptdolomitmasse des Schwarzkogels keine Hauptdolomitgerölle enthalten. Diese Gosauschichten sind offenbar bei dem Überschiebungsvorgange mit den Trias- und Juragesteinen des Student nach N transportiert worden.

Wenn wir vom Student gegen O zur Wildalpe fortschreiten, so sehen wir, daß sich der Dachsteinkalk gegen O emporhebt. Schon am Ochsenkogel tritt Hauptdolomit unter dem Dachsteinkalk hervor (Prof. IV). An der Wildalpe ist der Megalodonten führende, viel deutlicher als im Student geschichtete Dachsteinkalk nur auf zwei Lappen am Gipfel des Berges beschränkt. Unter dem Dachsteinkalk liegt Hauptdolomit, und unter diesem tritt an der Nord- und Südseite des Berges ein vorwiegend massiger, meist grauer Kalk hervor, den Geyer mit Recht als Hallstätter Kalk bezeichnet, da in diesen Kalken in einem etwa 1 km westlich von Frein im Freingraben gelegenen Aufschluß das norische Leitfossil *Monotis salinaria* auch heute noch nicht selten gefunden wird. Auch die Kalke am Freinsattel, welche roten Hornstein führen, dürften zu diesen Hallstätter Kalken gehören.

Es sei an dieser Stelle bemerkt, daß diejenigen Gesteine, welche in der Literatur als „Hallstätter Kalk“ bezeichnet werden, durch einen derartig wechselnden petrographischen Habitus ausgezeichnet sind, daß man den Begriff „Hallstätter Kalk“ eigentlich nur durch das gelegentliche Auftreten der Hallstätter Fauna (Ammoniten, Halobien, *Monotis salinaria* usw.) definieren kann.

Es ist daher nahezu unmöglich, massigere Dachsteinkalke (Dachsteinsriffkalke), besonders wenn sie gelegentlich rötliche Partien enthalten, nur nach der Gesteinsbeschaffenheit von Hallstätter Kalken zu trennen.

Kober¹⁾ nahm an, daß die Wildalpe aus zwei Decken bestehe: der tiefere Teil gehöre wegen der Hallstätter Kalke seiner Hallstätter Decke, der höhere wegen der Dachsteinkalke der hochalpinen Decke an. Ich habe aber keinen Grund, an der Einheitlichkeit der Schichtfolge: Hallstätter Kalk, Hauptdolomit, Dachsteinkalk zu zweifeln, zumal da in der hochalpinen Decke Kobers (Schneeberg, Rax) überhaupt keine geschichteten Megalodonten führenden Dachsteinkalke vorkommen. Alles, was Kober weiter im W (Gesäuseberge, Dachstein usw.) der hochalpinen Decke zurechnet, gehört dieser ja gar nicht an, sondern

¹⁾ Siehe (12), Karte 1. Auch F. Heritsch (18, S. 117) nahm an, daß die Wildalpe aus zwei tektonischen Einheiten bestehe: Die tiefere sei aus Werfener Schichten, Ramsaudolomit, Reingrabener Schiefer und Riffkalk, die höhere aus Ramsaudolomit und Riffkalk aufgebaut. Der Dolomit, den Heritsch der höheren Einheit zurechnet, ist in Wirklichkeit Hauptdolomit (von Ramsaudolomit petrographisch verschieden), der „Riffkalk“ dieser Einheit geschichteter Dachsteinkalk.

liegt tektonisch tiefer. Nicht die hochalpine, sondern die Ötscherdecke Kobers ist der eigentliche Bereich des Dachsteinkalkes. Warum soll nicht der tiefere Teil der norischen Stufe als massiger Kalk mit *Monotis salinaria*, der mittlere als Dolomit, der obere als Dachsteinkalk entwickelt sein? Diese ganze Schichtfolge erreicht noch nicht die Mächtigkeit der Hauptdolomitmassen des Göller. Besonders beweisend für die Einheitlichkeit der Schichtfolge der Wildalpe ist die Tatsache, daß auch anderwärts, z. B. in der südlichen Warscheneckgruppe, ähnlich gebaute Profile auftreten. G. Geyer¹⁾ gibt für den Südabhang des Warscheneckplateaus zwischen Raidling und Schafberg das stratigraphische Profil: Riffkalk + Hauptdolomit + Dachsteinkalk an. Hier ist eine Zerlegung in zwei Decken ganz ausgeschlossen, da der Hauptdolomit gegen O auskweit und Riffkalk und Dachsteinkalk in den mächtigen Weißenbachwänden zu einer untrennbaren Kalkmasse verschmelzen. (Siehe auch geologische Spezialkarte, Blatt „Liezen“.) Hallstätter Kalk und Hauptdolomit ziehen nicht in gleicher Mächtigkeit um die ganze Wildalpe herum, sondern vertreten sich stellenweise: am Südabhang des westlichen Teiles der Wildalpe ist der Hallstätter Kalk ziemlich mächtig, der darüber liegende Hauptdolomit von geringer Mächtigkeit; östlich vom Hauptgipfel wird der Hallstätter Kalk im Südgehänge des Berges gänzlich durch Hauptdolomit vertreten; noch weiter östlich, gegen den Sulzriegel zu, stellt sich wieder Hallstätter Kalk ein, die Mächtigkeit des darüber liegenden Hauptdolomites nimmt ab; an der Nordseite der Wildalpe verschwindet der Hauptdolomit zwischen Hallstätter Kalk und Dachsteinkalk vielleicht stellenweise gänzlich, so daß beide Kalke zu einer untrennbaren Masse verschmelzen. Eine derart unregelmäßige Dolomitisierung ist in den südlicheren Teilen der Kalkalpen keine Seltenheit.

Unter den Hallstätter Kalken liegt dann im östlichen Teile der Wildalpe Ramsaudolomit. Nur an einer Stelle im Südgehänge des Sulzriegels konnte ich zwischen dem Ramsaudolomit und dem Hallstätter Kalk in etwa 1030 m Seehöhe eine Spur grauer Mergel (Mürztaler Mergel) auffinden, die ein deutliches Quellniveau erzeugen und offenbar der karnischen Stufe entsprechen.

Im östlichen Teile der Wildalpe sind den Triasgesteinen bedeutende Massen von Gosaukonglomeraten aufgelagert, die stellenweise den Kamm des Berges bilden (Prof. VII).

Auch die Gesteine der Wildalpe fallen gegen N ein, was besonders deutlich an den Dachsteinkalken am Gipfel des Berges zu sehen ist (Prof. VI). Hier aber ist es noch klarer als am Student, daß die nordfallenden Triasgesteine der Wildalpe nicht mit den südfallenden des Göller zu einer einfachen Mulde zu verbinden sind. Es ist nicht so sehr der Faziesgegensatz zwischen Wildalpe und Göller, der eine derartige Verbindung verbietet — denn nach meinen Erfahrungen kann sich die Triasfazies auf sehr kurzer Strecke vollständig ändern —, sondern das gänzlich verschiedene tektonische Verhalten: Dem westlichen Teile der Wildalpe liegt die intensive Queraufwölbung der Schöplspitz-Türkriegl-

¹⁾ G. Geyer, Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1913, S. 289.

gruppe gegenüber, welche älter ist als der Aufschub der Werfener Schieferdeckscholle. Würden Wildalpe und Schöplspitz die beiden Schenkel einer einfachen Synklinale mit einer Deckscholle von Werfener Schiefen im Kern darstellen, so müßte sich die Schöplspitzaufwölbung auch an der Wildalpe bemerkbar machen; davon aber ist nichts zu sehen. Man ist daher auch aus dem Grunde gezwungen, anzunehmen, daß der Zug der Wildalpe sekundär auf die vorgosauische Deckscholle des Kriegskogels aufgeschoben ist.

Die Obertriasgesteine (Hallstätter Kalk, Hauptdolomit und Dachsteinkalk) der Wildalpe lassen sich nur bis zur Vereinigung des Kriegskogelbaches mit der Stillen Mürz verfolgen; hier heben sie sich in die Luft aus und die gegen ONO streichenden Ramsaudolomite des Südfußes der Wildalpe bilden den Steinriegel und den Nordfuß des Mitterberges. Im Tal der Stillen Mürz südlich des Zellersteiges sind diesem Ramsaudolomit grobe Gosaukonglomerate diskordant aufgelagert, welche denen der Wildalpe entsprechen.

An diesen Ramsaudolomit schließt sich als nächst südliche Gesteinszone der den Kamm des langgestreckten, WSW—ONO streichenden W-Mitterberges¹⁾ bildende Kalkzug an. Diese Kalke sind von dunkelgrauer Farbe, anscheinend fossilieer und nur undeutlich geschichtet; jedoch kann man am westlichen Ende dieses Kalkzuges, im Tale der Kalten Mürz, ein steil gegen NW, also unter den Ramsaudolomit des Nordfußes gerichtetes Einfallen (Prof. VIII) erkennen. Für diese Fallrichtung spricht auch die Tatsache, daß der Kalk an der Nordseite des Kammes viel tiefer hinabreicht als an der Südseite. Auch der Ramsaudolomit zeigt bei der Papierfabrik ein NNW gerichtetes Einfallen.

Man bezeichnet die Kalke des W-Mitterberges am besten als norische Hallstätter Kalke, da sie die genaue Streichungsfortsetzung der norischen Hallstätter Kalke der Hohen Proles darstellen; der Hallstätter Kalk der Hohen Proles wird nach den Aufnahmen Geyers fast allseits von Mürztaler Mergeln (Zlambachmergeln Geyers) unterlagert, welche den Ramsaudolomit von Scheiterboden überlagernd, wohl in der karnischen Stufe beginnen und bis in die norische Stufe hineinreichen, wie sich aus dem Vorkommen von *Halorella pedata* Br. und *Celtites Arduini* v. Mojs. ergibt. Dafür, daß tatsächlich die Mürztaler Mergel schon in der karnischen Stufe beginnen, scheint auch die Beobachtung Geyers (S. 574) zu sprechen, daß sie bei der Buchhütte den Reingrabener Schiefen ähnlich werden. Nur an der Nordostecke bei Frein reichen die Hallstätter Kalke der Proles bis ins Tal herab und enden setzen sich in der Kuppe Punkt 967²⁾ nördlich von Frein fort; auch die Mürztaler Mergel an der Nordwestseite der Proles lassen sich nördlich des Freinbaches noch ein Stück verfolgen. Die Kuppe Punkt 967 ist allerdings von der Proles durch einen Streifen von Werfener Schiefer getrennt,

¹⁾ Da südlich vom Preintal auch ein (im nächsten Kapitel zu besprechender) Mitterberg gelegen ist, möchte ich — um einer Verwechslung vorzubeugen — die westlich und östlich vom Gscheidlsattel gelegenen Mitterberge als W-Mitterberg und O-Mitterberg unterscheiden.

²⁾ Nur auf der Karte 1 : 25.000. Etwa $\frac{1}{2}$ km nordnordöstlich der Kirche von Frein gelegen (Prof. VII).

die man aber nicht im Sinne Geyers als Aufbruch aus der Tiefe, sondern ebenso wie die Werfener Schiefer des Halltales als vorgosauische Deckscholle deuten muß; es handelt sich um das westliche Ende der von Kober (12, S. 391) als Deckscholle erkannten dreieckigen Roßkogelmasse (Roßkogel-Sonnleitstein-Deckscholle, siehe S. 506). Auch die von Geyer bei Hühnerreith und Washuben eingetragenen Werfener Schiefer sind wohl ähnliche Deckschollen.

Östlich der Mürz verschwindet der Hallstätter Kalk des Punktes 967 und die ihn unterlagernden Mürztaler Mergel unter den Werfener Schiefern, die den Nordrand der Roßkogel-Sonnleitstein-Deckscholle bilden, und unter den Gosaukonglomeraten des Seekogels, die über Decke und Basis gebreitet sind. Erst an der Nordostseite des Seekogels erscheinen beide Gesteine wieder: der Hallstätter Kalk bildet eine kleine Felspartie nordöstlich des Gipfels (noch auf Blatt „Mürzzuschlag“), der Mürztaler Mergel tritt in Spuren nördlich davon (bereits auf Blatt „Schneeberg—St. Ägyd“) auf.

Die weitere Fortsetzung des Hallstätter Kalkes jenseits der Kalten Mürz bildet dann der oben beschriebene Kalkzug des Mitterberges. Aber auch von den Mürztaler Mergeln, die den Hallstätter Kalkzug im NW vom Ramsaudolomit trennen, sind hier noch Spuren vorhanden, sowohl im Tale als (wesentlich deutlicher) in 1070 m Höhe an einem kleinen Sattel westlich von Punkt 1153.¹⁾ Hier sieht das Gestein bereits typischen Reingrabener Schiefern ähnlicher als den Mürztaler Mergeln.

Die den Hallstätter Kalkzug der Proles im S begleitenden Mürztaler Mergel verschwinden schon südlich von Frein unter der Roßkogel-Sonnleitstein-Deckscholle und tauchen erst bei Punkt 896 nördlich des Tales der Kalten Mürz wieder hervor. Von hier an lassen sie sich der ganzen Südostseite des Mitterberges entlang bis zum Bärensattel verfolgen. Der beste Aufschluß ist auf der geologischen Spezialkarte durch ein Fallzeichen gekennzeichnet; es sind mittelsteil NNW unter den Mitterberg einfallende graue Mergel mit Zwischenlagen von schwarzen Schiefern, die gänzlich den Reingrabener Schiefern gleichen. Im Gegensatz zu der Entwicklung an der Proles ist am Mitterberge der Mürztaler Mergel von dem den Kamm bildenden Hallstätter Kalk durch einen etwa 300 m mächtigen Dolomit getrennt, der auf der Karte als Hauptdolomit eingetragen ist (Prof. VIII—IX).

Am Bärensattel erscheint südlich vom Mitterberg eine ziemlich breite Masse von Werfener Schiefern, die um das östliche Ende des Mitterberges herum mit den Werfener Schiefern im Tale der Stillen Mürz, also denen der Puchberg—Mariazeller Linie in Verbindung steht. Wahrscheinlich ziehen die Werfener Schiefer unter der Kalk- und Dolomitmasse des Mitterberges durch, so daß wir dadurch einen Anhaltspunkt für die Mindestschubweite des Aufschubes der Mitterbergmasse auf die Werfener Schieferzone der Puchberg—Mariazeller Linie gewinnen (Prof. IX).

¹⁾ Zur Zeit meiner Aufnahme war die Stelle dadurch gekennzeichnet, daß hier das obere Ende einer Holzriese lag, die zu der an der Vereinigung beider Quellflüsse der Mürz gelegenen Papierfabrik hinabführte.

Nur an zwei auf der Karte bezeichneten Stellen, in dem steilen Wasserriß südlich des Ostausläufers des Mitterberges und im Graben östlich vom Bärensattel, ist das Streichen und Fallen der Werfener Schiefer erkennbar. Ich beobachtete an ersterer Stelle saigeres SW-NO-Streichen, an letzterer steiles NW-Fallen. Diese steile Schüchstellung deutet auf eine intensive Eigenfaltung der Werfener Schiefer hin, die offenbar durch die darüber hinweggegangene Schubmasse des Mitterberges erzwungen ist.

Das Ostende des W-Mitterberges bedeutet gleichzeitig das östlichste Ende der nachgosauisch auf die vorgosauische Deckscholle der Puchberg—Mariazeller Linie aufgeschobenen Schuppe, die sich etwa 35 km lang im Streichen verfolgen läßt (aus der Gegend von Dürradmer über Wieskogel, Tribein, Student, Wildalpe, Mitterberg bis hierher); denn die Hauptdolomitmassen des Lahnberges südlich vom Gscheidl mit ihrer geringmächtigen Auflagerung von Dachsteinkalk, Kössener Schichten und Lias sind nicht auf die Gscheidl-Deckscholle aufgeschoben, sondern fallen unter diese ein (Prof. X), den Südschenkel der diese Deckscholle tragenden Synklinale bildend. Allerdings besteht zwischen heiden Schenkeln ein Faziesgegensatz, da der Dachsteinkalk der Gippelkette viel mächtiger ist als derjenige des Lahnberges, so daß der tiefere Teil der Dachsteinkalke des Gippelzuges dem oberen Teile der Hauptdolomite der Lahnbergmasse entspricht; solche Faziesübergänge sind aber auf kurzer Strecke möglich, so daß dies kein Argument gegen die von Kober und Ampferer gegebene Deutung darstellt. Übrigens wird dieser Faziesgegensatz schon dadurch gemildert, daß auch der Dachsteinkalk des Gippelzuges teilweise ziemlich dolomitisch ist.

B. Die Strecke Gscheidl—Puchberg (23 km).

1. Die Puchberg—Mariazeller Zone zwischen Gscheidl und Voistal.

Über diese Strecke der Zone will ich mich hier kurz fassen, da sie von Ampferer aufgenommen wurde und ich selbst das Gebiet nur wenig kenne und daher zu Ampferers Arbeit (14) nichts Wesentliches hinzuzufügen habe.

Das Profil des Gscheidl (Prof. X), eine einfache Synklinale mit einer Deckscholle im Kern, setzt sich in ähnlicher Weise bis zum Schwarzatal fort. Der Nordschenkel der Synklinale wird zunächst wie am Gscheidl von den südfallenden Dachsteinkalken der Gippelmauer, östlich vom Walchbauer von den gleichfalls südfallenden Hauptdolomitmassen des Preineckkogels und Obersberges gebildet, denen geringmächtige Lagen von Dachsteinkalk, Kössener Schichten, Lias- und Jurakalken aufgelagert sind (Prof. XI, XII). Wie Ampferer hervorhebt, läßt sich die Gippelüberschiebung auch noch auf den Obersberg verfolgen, so daß dieser Berg aus zwei Schuppen besteht (14, S. 47). Der Südschenkel der Mulde wird von den nordfallenden Hauptdolomitmassen des O-Mitterberges gebildet (Prof. XI), die sich jenseits des Preintales im Nordgehänge des

Kleinen Fegenberges fortsetzen (Prof. XII) und Auflagerungen von Dachsteinkalk, geringmächtigen Kössener Schichten, roten Lias-Krinoidenkalken¹⁾ und Hornsteinkalken (des Malm²⁾ tragen.

Im Kern der Synklinale lassen sich die Werfener Schiefer der Deckscholle vom Gscheidl fast ununterbrochen bis zum Schwarzatale verfolgen, doch besitzen sie nur im Gebiete zwischen dem Preintale und dem Schwarzatale eine größere Oberflächenverbreitung, wodurch das weiche Wiesengelände beim Eckbauernsattel bedingt ist. Besonderes Interesse erlangen die Werfener Schiefer dieses Abschnittes der Zone durch die nördlich vom Walchbauer auftretenden Schollen paläozoischer Gesteine, die an ihrer Basis mitgeschleppt wurden. Bittner (8) hat diese Gesteine entdeckt, Ampferer (14) hat ihr Vorkommen genauer beschrieben.

Außerdem enthält die Mulde an mehreren Stellen Gosauablagerungen, welche von Ampferer näher beschrieben sind.

Östlich der Schwarzta ändert sich das Bild. Wir haben keine einfache Mulde mit einer Deckscholle im Kern vor uns, wie westlich dieses Tales, sondern der Südschenkel der Mulde ist an einer nachgosauischen Überschiebung auf den Muldenkern aufgeschoben (Prof. XIII). Ich nenne diese Schubmasse Baumeckschuppe; sie ist in gewissem Sinne ein kleines Analogon zu der Überschiebung von Student, Wildalpe und W-Mitterberg auf die Werfener Schieferdeckscholle der Puchberg—Mariazeller Zone. Die Werfener Schiefer dieser Zone verschwinden östlich von Schwarzta unter Gosaukonglomeraten und mit diesen gemeinsam unter dem Ransaudolomit der Baumeckschuppe und tauchen weiter gegen O nicht mehr unter diesem hervor.

Hingegen treten in der beiläufigen Streichungsfortsetzung der Werfener Schieferzone, aber nicht unter, sondern auf der Baumeckschuppe beim Greimelhof beiderseits des Voistales kleine Reste von Werfener Schiefen auf und in der östlichen Fortsetzung dieser Zone drei kleine Aufschlüsse dieses Gesteines am Wege Trenkwiese—Mamauwiese, nördlich vom Stritzelberg (Prof. XV) und beim Waldbartl sowie auf der Mamauwiese selbst (Prof. XVI). Die Lage am Nordgehänge des Stritzelberges und der Dürren Leiten macht es wahrscheinlich, daß es sich hier nicht um frei auf dem Hauptdolomit liegende Deckschollen handelt, sondern um Deckschollen, welche durch eine steile Überschiebung der südlich angrenzenden Hauptdolomitmassen vor der Zerstörung durch die Erosion bewahrt wurden (siehe auch Abschnitt B, 5).

¹⁾ Ein schönes Vorkommen von Lias-Krinoidenkalken steht am Eingang einer kleinen, vom Mitterberg herabkommenden felsigen Klamm, etwa $\frac{1}{2}$ km südöstlich vom Walchbauer an, u. zw. am linken Ufer. Die Klamm selbst wird von weißen Dachsteinkalken gebildet, die das unmittelbare Liegende des Liaskalkes bilden; am rechten Ufer des Klammeinganges wird der Dachsteinkalk von Kössener Schichten überlagert. Geyer (6), S. 663, 664. beschreibt fossilführende Kössener Schichten und Lias aus dem Weidentale (etwa $\frac{1}{2}$ km südlich vom Mitterhofer) und zeichnet sie auch in Prof. 12 ein. Ampferers Karte verzeichnet hier nur Dachsteinkalk und Hauptdolomit. Ich habe mich überzeugt, daß Ampferers Eintragung zutrifft und die von Geyer beobachteten Kössener Schichten und Liaskalke nicht anstehen, sondern einem Blockstrom angehören, der von der Höhe des Mitterberges herabgekommen ist.

2. Die Roßkogel-Sonnleitstein-Deckscholle.

(Prof. VIII—XI.)

Mit diesem Namen sei eine Deckscholle bezeichnet, welche zum weitaus größeren Teile auf Blatt „Mürzzuschlag“, zum kleineren auf „Schneeberg—St. Ägyd“ gelegen ist und die Gestalt eines in W-O-Richtung langgestreckten Dreieckes mit nach S umgebogener Ostspitze besitzt (Taf. XVIII). Die Westspitze des Dreieckes liegt bei Frein, die Ostspitze bei Hinternaßwald, die Südspitze im Naßköhr im Schneesalpengebiete. Die größte Länge dieser Deckscholle (Frein—Hinternaßwald) beträgt $14\frac{1}{2}$ km, die größte Breite 4 km. Wie bereits erwähnt wurde, gebührt L. Kober das Verdienst, die Deckschollennatur dieses Gebietes erkannt zu haben. Kober gibt (12, S. 47) die Schichtfolge dieser Deckscholle folgendermaßen an: Werfener Schiefer, Ramsaudolomit, Carditaschichten und Dachsteinkalk. Er scheint dadurch zur Aufstellung dieser Schichtfolge gelangt zu sein, daß er in Geyers Profil durch das Waxeneck (6, S. 618, Prof. 8), Bittner folgend, den „Horizont der grünlichen Kieselkalke“ als Carditaschichten gedeutet hat, wodurch „der Wetterstein- oder untere Hallstätter Kalk“ Geyers in das Dachsteinkalkniveau rücken würde. Nun gehört aber nach Pia der Horizont der grünlichen Kieselkalke nicht in die karnische, sondern in die obere anisische Stufe, so daß die Gipfelkalke des Waxenecks und Roßkogels tatsächlich ladinischer Wettersteinkalk sind.

F. Heritsch (18, S. 119) bezeichnet diese Deckscholle als „Lachalpenschubmasse“, da er auch die Lachalpe derselben Decke zurechnet, was auch meiner Ansicht nach zutreffen dürfte. Hingegen muß ich die von Heritsch (S. 118) vorgenommene Zurechnung der oberen Teile von Wildalpe und Student zu der Lachalpenschubmasse ablehnen (siehe S. 500).

Nur an einer Stelle dürfte die Schichtfolge der Roßkogel-Sonnleitstein-Deckscholle in die karnische Stufe hineinreichen: Wenn man vom Gasthaus Digruber im Tale der Kalten Mürz gegen NO blickt, so sieht man an der Nordseite dieses Tales zwei WSW—ONO streichende Felskämme aus Wettersteinkalk. Der nördlichere läßt sich weiter gegen W etwa bis zum Nutz verfolgen, der südlichere hat schon östlich vom Digruber sein westliches Ende. Zwischen beiden liegt ein weicher Sattel, auf dem — allerdings schlecht aufgeschlossen — graue Mergel anstehen, wahrscheinlich Mürztaler Mergel der karnischen Stufe.¹⁾ Deutlich fällt der Wettersteinkalk südlich dieses Sattels nach NNW unter den Mergel ein; der nördliche Wettersteinkalkzug ist massiger und läßt daher die Fallrichtung nicht deutlich erkennen.

Fast auf dem ganzen Umfange der Deckscholle treten die Werfener Schiefer an der Basis der mitteltriadischen Kalke hervor. Besonders eindrucksvoll ist das Band von Werfener Schiefen an der Südostseite des Dreieckes zwischen dem kaiserlichen Jagdschloß im Naßköhr und dem Plotschboden südlich vom Gipfel des Großen Sonnleitsteins aufgeschlossen. Der auf Blatt „Mürzzuschlag“ gelegene südliche Teil der Prof. VIII und IX unterscheidet sich von Geyers Prof. 8 (S. 618) und 10 (S. 643) nur

¹⁾ Auf der Karte westlich des Wortes „Kreuzriegel“ etwas vergrößert eingetragen.

dadurch, daß die von Geyer als Südbegrenzung der Werfener Schiefer angenommene Bruchlinie als Schubfläche an der Basis der Deckscholle gedeutet wird¹⁾. Die Werfener Schiefer des Südostrand der Deckscholle liegen fast gänzlich auf Blatt „Mürzzuschlag“; nur südwestlich vom Großen Sonnleitstein berühren sie gerade noch den Südrand von „Schneeberg—St. Ägyd“.

Hingegen liegen die Werfener Schiefer des Nordrandes der Deckscholle gänzlich auf Blatt „Schneeberg—St. Ägyd“; wie bereits Geyer erkannt hat, bilden sie eine Terrasse an der Ostseite des Großen Sonnleitsteins, ziehen dann durch den Sattel zwischen beiden Sonnleitsteinen, verursachen eine Terrasse im Nordgehänge des Großen Sonnleitsteins und streichen über den Heckensattel (nördlich des Hüttenkogels) zur Mitterhoferalm (Lanxenalm der Spezialkarte). Bis hierher war der Zug bereits Geyer (6, S. 648) bekannt. Mir gelang es, diesen Zug von Werfener Schiefen in Spuren noch etwa $2\frac{1}{2}$ km weiter gegen W zu verfolgen: Ein — allerdings äußerst spärlicher — Aufschluß liegt in 1130 m Höhe nördlich vom zweiten „e“ von Kreuzriegl, noch beträchtlich unterhalb des auf der Karte verzeichneten Weges am oberen Ende eines sich nach O hinabsenkenden Wasserrisses, ein zweiter im Sattel hinter dem aus dunklem Muschelkalk bestehenden, nur auf der Karte 1:25.000 verzeichneten Punkte 1251, ein dritter (ebenfalls nur Schieferspuren im Boden) im Bärental, dem sich vom Bärensattel gegen SO zur Kalten Mürz hinabziehenden, tief eingeschnittenen Graben. Hier queren die Werfener Schiefer den Graben unterhalb eines Wasserfalles, der über den Wettersteinkalkzug des Steinerkogels (bei Punkt 1146 der Originalaufnahme) herabstürzt, und bedingen eine starke Quelle. Auch der weiche Sattel zwischen den nur auf der Karte 1:25.000 kotierten, aus Wettersteinkalk aufgebauten Felsköpfen 1240 und 1250 ist offenbar durch die Werfener Schiefer bedingt, nicht durch Mürztaler Mergel (= Zlambachmergel), wie Geyer vermutete; nachweisen läßt sich dies allerdings nicht, da hier nicht die geringste Spur eines Aufschlusses vorhanden ist. Nun folgt eine $3\frac{1}{2}$ km lange Unterbrechung des Werfener Schieferzuges — erst im Sattel südlich des Seekogels (Blatt „Mürzzuschlag“) ist er wieder vorhanden.

Aus der Beobachtung, daß der Werfener Schieferzug des Nordrandes der Roßkogel-Sonnleitstein-Deckscholle bis über den Bärengraben nach W reicht, ergibt sich, daß nur der bis zum Punkt 1240 nach W reichende Wettersteinkalkzug des Steinerkogels das wahre Liegende der Mürztaler Mergel des Südhanges des Mitterberges darstellt, derjenige des Punktes 1250 jedoch bereits der Roßkogel-Sonnleitstein-Deckscholle angehört (Prof. VIII).

Geyer zeichnet auf seiner Originalkarte eine breite Verbindung zwischen den Werfener Schiefen des nördlichen und südlichen Grenzuges der Roßkogel-Sonnleitstein-Deckscholle östlich vom Großen Sonnleitstein. Nach meinen Beobachtungen ist eine solche Verbindung nicht vorhanden; es streicht vielmehr der Wettersteinkalk des Großen Sonnleitsteins ohne

¹⁾ Diese Umdeutung der Geyerschen Brüche in Überschiebungslächen erscheint bereits in den von F. Heritsch gegebenen Profilen (18, Fig. 16, S. 119) durchgeführt. Nur ist hier die Schichtenfolge der Roßkogel-Sonnleitstein-Deckscholle noch mit derselben Unrichtigkeit behaftet wie bei Kober.

Unterbrechung auf den Rauchkogel (1311 *m*) auf Blatt „Mürzzuschlag“. Nur am Sattel unmittelbar östlich vom Großen Sonnleitstein ist der Wettersteinkalk von einer groben Gehängebreccie bedeckt, welche bereits ziemlich alt (altquartär oder pliozän?) sein muß, da sie stellenweise den Grat bildet. Hingegen läßt sich der Werfener Schiefer des nördlichen Grenzzuges der Deckscholle — stellenweise durch schwache Quellen angedeutet — noch bis nahe an den Sattel zwischen den beiden Rauchkogeln (Punkt 1259 und Punkt 1311) verfolgen, so daß nur der letztere der Deckscholle angehören würde.

Auch die Werfener Schiefer des südlichen Grenzzuges lassen sich nur bis auf den Sattel zwischen Betriegel (1451 *m*) und Großen Sonnleitstein verfolgen und keilen hier zwischen Kalken gänzlich aus. Es ist daher keine Verbindung zwischen dem nördlichen und südlichen Grenzzuge vorhanden. Wahrscheinlich ist die Südgrenze der Deckscholle etwa durch den Oselgraben zu ziehen, derart, daß der Rauchkogel der Deckscholle, der Betriegel dem basalen Gebirge zufällt. Dadurch gelangen allerdings die Werfener Schiefer der Deckscholle in unmittelbaren Kontakt mit denjenigen des basalen Gebirges, die im Wasserlpengraben bei Hinternaßwald antiklinal aufgewölbt sind (Prof. XI).

Geyer zeichnet außerdem von der Werfener Schiefermasse östlich des Sonnleitsteins eine Abzweigung gegen N, gegen den Schwarzriegel zu. Die von Geyer als Werfener Schiefer eingetragene Fläche ist eine zwischen 1000 *m* und 1110 *m* gelegene, terrassenähnliche Abflachung an der Ostseite des Kallecksattels, der Einsattlung zwischen Kleinem Sonnleitstein und Schwarzriegel, auf welcher neben Kalk- und Dolomitgeröllen auch solche von Werfener Schiefen zu finden sind.

An einer Stelle mehren sich die Brocken von Werfener Schiefen derart, daß sie anstehen dürften. Es handelt sich da vielleicht um eine winzige, selbständige Deckscholle der Schneebergdecke. Sonst aber scheint das Gestein dieser Terrasse kein anstehender Fels zu sein; denn die in die Osthänge dieser Terrasse eingeschnittenen Gräben schließen nur lockere Schuttmassen auf. Es wurde daher die Terrasse (Flur und Hang) auf der geologischen Karte als (diluviale) Schuttmasse eingetragen. Man könnte nach der Form diese Schuttmasse auch für eine Moräne halten; doch fehlt ein Tal für die Ausbreitung des Eises. Der Kessel an der Ostseite des Großen Sonnleitsteins, der wahrscheinlich in der Eiszeit einen kleinen Kargletscher trug, wird von dieser Schuttmasse nicht abgeschlossen, sondern ist von dieser durch den Wettersteinkalksporn des Kleinen Sonnleitsteins getrennt.

Wie besonders Prof. X zeigt, ist die Roßkogel-Sonnleitstein-Deckscholle derselben Gesteinsserie aufgeschoben wie die Lackenkogeldeckscholle am Gscheidl und somit auch die übrigen vorgosauischen Deckschollen der Puchberg—Mariazeller Zone; sie ist daher wohl auch ein Rest derselben Decke.

3. Die Schneeberg-Rax-Deckscholle.

(Prof. XII—XVI.)

Während westlich des Meridians Preinmühle—Heufuß—Naßkamm von der vorgosauisch aufgeschobenen Decke nur verhältnismäßig kleine Reste in den Deckschollen der Puchberg—Mariazeller Linie und der Roßkogel-Sonnleitstein-Deckscholle sowie einigen anderen auf der Karte Taf. XVIII eingezeichneten Deckschollen erhalten geblieben sind, ist östlich dieser Linie infolge ostwärts gerichteten Achsengefalles ein sehr großer Teil der Decke erhalten geblieben: Es ist die gewaltige Kalkmasse, welche Rax, Schneeberg und Hohe Wand zusammensetzt.

Die Deckennatur dieses Gebietes wurde von Kober (12) erkannt; der wichtigste Beweis dafür bildet das von Kober beschriebene Fenster des Hengst und das kleinere, benachbarte Fenster von Ödenhof, auf welches Ampferer (14) aufmerksam gemacht hat. Während Kober in diesem Gebiete zwei Decken unterscheidet, derart, daß der tieferen Decke (Hallstätter Decke) die Hohe Wand, der höheren (Hochalpinen Decke) Schneeberg und Rax angehören, zeigte Ampferer, daß alle drei Gebirgsgruppen derselben Decke angehören, jedoch in deren Hangenden kleine Reste einer noch höheren Decke vorhanden sind (Große Bodenwiese, Gamseckersteig an der Westseite der Rax).

Im folgenden sollen nur diejenigen Teile der Schneebergdeckscholle besprochen werden, welche auf Blatt „Schneeberg—St. Ägyd“ gelegen sind.

Wie Kober gezeigt hat, ist die Überschiebung der Schneebergdecke am großartigsten an der Nordseite des Schneeberges, im Fadenprofil aufgeschlossen. Die Sparbacher Hütte (1275 *m*) liegt genau auf dem dünnen Werfener Schieferband, welches die tiefste Schichtgruppe der Schneebergdecke bildet. Durch den Aufschub der Schneebergdecke wurde in den unter dieser liegenden voralpinen Liasgesteinen eine Verdopplung der Schichtfolge: roter Liaskalk, Liasfleckenmergel hervorgerufen, welche bereits Geyer (6, S. 706) bemerkt hatte (Prof. XV).

Westlich der Sparbacher Hütte verschwinden die Werfener Schiefer unter mächtigen Moränen und Gehängeschuttmassen. Erst an der Nordostecke des Kuhschneeberges, an der Stelle, wo die linke Seitenmoräne des Trenkwiesengletschers abzweigt, sind in 1030 *m* Höhe geringe Spuren von Werfener Schiefen erkennbar. Ebenso geringfügig und schwer auffindbar sind die Werfener Schieferspurten an der ganzen Nordseite des Kuhschneebergs (Prof. XIV); sie bilden hier eine terrassenförmige Abflachung und ein Quellniveau in etwa 900 *m* Höhe. Gegen W setzt sich dann nach Ampferers Aufnahme das äußerst schmale, die Nordbegrenzung der Schneebergdecke bildende Werfener Schieferband über Baumeck und Kleinen Fegenberg bis ins Preintal fort.

In dem Raume zwischen Preintal und Schwarzriegltal besteht vor allem die Gruppe des Hubmerkogels aus Kalken der Schneebergdecke; einen landschaftlich besonders eindrucksvollen Deckenrand bildet die schroffe, aus dem Preintale gegen den Huhmerkogel hinaufziehende Zwieselmauer (Gamsmauer). Westlich vom Hubmerkogel erscheint die Schneebergdecke nach den Beobachtungen Ampferers in eine große Anzahl z. T. winziger, blockförmiger Deckschollen aufgelöst. Sowohl Reste von Werfener Schiefen als von Triaskalken liegen auf der Höhe des Mitterberges dem Hauptdolomit und Liaskalk auf (Prof. XI).

Der weitere Rand der Schneebergdecke verläuft nord-südlich über die Heufußhäuser (Punkt 668) im Schwarzriegltal, knapp westlich an der Vogelkirche vorbei zum Punkt 703 im Naftal. Westlich dieser Linie liegen die der Ötscherdecke angehörigen Ramsau- und Hauptdolomitmassen, östlich erheben sich in der felsigen Vogelkirche die Kalke der Schneebergdecke.

Bei Punkt 703 wird die Grenze der Schneebergdecke wieder durch einen schmalen Streifen von Werfener Schiefer bezeichnet. Auf Blatt

„Mürzzuschlag“ setzen sich dann diese Werfener Schiefer in den schmalen Aufbrüchen fort, welche nach Geyer (6, S. 679) und Ampferer (14, S. 30) zwischen den Dolomitmassen des Fußes der Rax und den Kalkmassen der Scheibwaldmauer auftreten. Ampferer führt diese Werfener Schieferzone auf eine lokale, gegen W gerichtete Bewegung zurück. Aus der Tatsache aber, daß die Überschiebungslinie der Schneebergdecke von N her gerade an diese Stelle zieht, ergibt sich, daß wir in dem Profil 51 Ampferers nicht eine lokale, westlich gerichtete Schubfläche, sondern die Überschiebung der Schneebergdecke selbst vor uns haben. Wie im folgenden (S. 520) gezeigt werden wird, erklärt sich dadurch auch viel leichter das Auftreten der Reingrabener Schiefer im tieferen Teile dieses Profils. In welcher Weise sich dann die Schubfläche gegen S fortsetzt, muß der im Gange befindlichen Neuaufnahme des Blattes „Mürzzuschlag“ überlassen bleiben.

Zweifellos gehören Schneebergdeckscholle und Roßkogel-Sonnleitstein-Deckscholle derselben Decke an. Unterhalb Hinternaßwald sind die aus den gleichen massigen Wettersteinkalken bestehenden Ränder beider Deckschollen nur 1 km voneinander entfernt (Wettersteinkalk des Rauchkogels [1311 m] und der Scheibwaldmauer).

In dem Raume zwischen dem Reithof in Naßwald und den Heufußhäusern im Schwarzriegltale erscheint zwischen dem basalen Gebirge (Ötscherdecke) und der Schneebergdecke eine Zwischenschuppe eingeschaltet (Prof. XII). Die der Schneebergdecke angehörigen massigen Kalke des Hubmerkogels werden von dunklem Gutensteiner Dolomit unterlagert, welcher selbst wieder einem in der Landschaft sehr auffallend hervortretenden, $3\frac{1}{2}$ km langen Zuge von Werfener Schiefen aufgelagert ist, der bereits Hertle (2) bekannt war. Westlich vom Reithof bildet er eine im Südgehänge des Hubmerkogels gegen W rasch ansteigende Terrasse, östlich des Reithofes läßt er sich bis in den innersten Nagelegraben¹⁾ verfolgen. Gegenwärtig ist der Werfener Schiefer dieses Zuges nirgends so gut aufgeschlossen, daß die Fallrichtung erkennbar wäre; zu Hertles Zeiten hingegen bestand am rechten Ufer des Naßbaches gegenüber Reithof ein guter Aufschluß, in welchem Hertle ein 55° NO gerichtetes Einfallen des Werfener Schiefers feststellen konnte (2, Fig. 1, S. 459).

Im Liegenden der Werfener Schiefer im Südgehänge des Hubmerkogels treten neuerdings massige, graue Kalke auf, welche die schroffen Reitalmnuern bilden. In diesen Kalken fand Geyer (6, S. 666) Arcesten aus der Gruppe der Intuslabiaten, Orthoceren und Halobien; Bittner (10, S. 323).

Halobia distincta Mojs.

Halobia pl. sp.

Spiriferina aff. *halobiarum* Bittn.

Rhynchonella cf. *annexa* Bittn.

Aulacothyris sp.

Von diesen Fossilien ist die erstgenannte Art am wichtigsten, da sie mit Sicherheit für norisches Alter spricht. Es müssen daher diese

¹⁾ Der Nagelegraben senkt sich vom Studierkogel gegen NW hinab.

Kalke als norische Hallstätter Kalke bezeichnet werden. Auch heute noch findet man in dem von den Reitalmmauern kommenden Schutt noch Schalenbruchstücke von Halobiiden.

Diese norischen Hallstätter Kalke werden in Profil XII von dunkelgrauen, bituminösen Mergeln und hie und da Hornstein führenden mergeligen Plattenkalken unterlagert. Geyer rechnet diese fossilieren Gesteine zu seinen „Zlambachschichten“ (S. 666), Bittner (Tagebuch XI [1893], S. 167 und die folgenden Seiten), hält sie für eine Vertretung der karnischen Stufe. Ich möchte mich der Ansicht Bittners anschließen, zumal da die von Geyer von der Goldgrubhöhe beschriebenen dunklen Kalke, die eine karnische Ammonitenfauna geliefert haben (6, S. 644), sehr ähnlich aussehen und diesen Komplex wie im nordöstlichen Hochschwabgebiete¹⁾ als „Mürztaler Mergel und Kalke“ bezeichnen. Diese Mürztaler Mergel und Kalke lassen sich gegen O bis in die Nähe des Nagelegrabens verfolgen und bilden eine auffallende Wiesenzone am Fuße der Raxwände.

Bei Oberhof werden diese Gesteine von dem nördlich anschließenden norischen Hallstätter Kalk durch einen schmalen Streifen von grauem Dolomit getrennt, der somit als Hauptdolomit bezeichnet werden muß.

Unter den Mürztaler Mergeln taucht im Schwarzriegelgraben knapp östlich der Heufußhäuser (Punkt 668) ein Felstürme bildender, massiger Kalk hervor, der nur nach der Lagerung — ohne paläontologische Beweise — auf der Karte und in Prof. XII als Wettersteinkalk bezeichnet wurde.

Südlich folgen über dem Wettersteinkalk dieselben Gesteine wie nördlich: Mürztaler Mergel und norischer Hallstätter Kalk, so daß jener den Kern einer gegen O absinkenden Antiklinale bildet (Prof. XII). Die Wände von Hallstätter Kalk südlich und nördlich des Schwarzriegeltales entsprechen einander in deutlicher Weise.

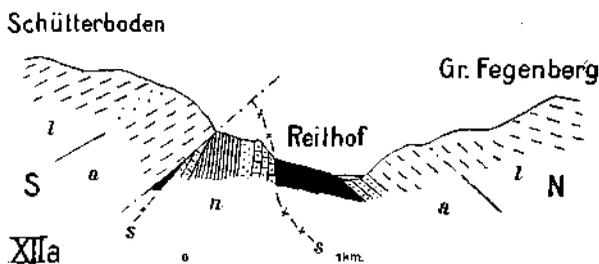
Über den Hallstätter Kalken des Südschenkels dieser Antiklinale folgt ebenso wie im Nordschenkel Werfener Schiefer, welcher die Wettersteinkalk- und Dolomitmassen der Vogelkirche trägt. Während aber der Werfener Schieferzug des Nordschenkels verhältnismäßig breit und daher schon lange bekannt ist, sind die Werfener Schiefer des Südschenkels nur in Spuren nachweisbar. Der verhältnismäßig beste Aufschluß liegt in 780 m Seehöhe nördlich der Vogelkirche,²⁾ knapp östlich der Wallneralmwiese, und bedingt eine schwache, etwas Kalktuff absetzende Quelle. Auch in dem schmalen Wiesenstreifen, der knapp nördlich der Saurüsselklamm von den Höhen westlich des Naßtales in dieses herabzieht, konnte ich neben dunklem Dolomit auch äußerst geringfügige Spuren von Werfener Schiefeln erkennen. Endlich ist an der Südseite des Nagelegrabens etwas Werfener Schiefer zwischen felsbildende Kalke eingeschaltet, welcher ein in etwa 870 m Höhe gelegenes Wiesenband bildet, das eine verfallene Holzknechtshütte trägt.

1) E. Spengler, Geologische Spezialkarte, Blatt „Eisenerz, Wildalpe und Aflenz“ mit Erläuterungen.

2) Dieses Vorkommen wurde von E. Lahn entdeckt, dessen Arbeit (31) sich gleichzeitig mit meiner im Druck befindet. Ich danke an dieser Stelle Herrn Dr. Lahn für die Erlaubnis, in die Druckbogen seiner Arbeit vor deren Erscheinen Einblick zu nehmen.

Es ist somit die durch Hallstätter Kalke ausgezeichnete Trias bei Oberhof sowohl im N als im S durch Werfener Schiefer von den mächtigen anisich-ladinischen Kalken der Schneebergdecke getrennt.¹⁾ Dies spricht sehr dafür, daß wir es hier in dieser Naßwalder Schuppe, die in Form eines Halbfensters unter der eigentlichen Schneebergdecke auftaucht, mit einer Schubscholle zwischen dem basalen Gebirge (Ötscherdecke) und der Schneebergdecke zu tun haben. Diese Schubscholle, die somit dieselbe Stellung hätte wie die Hallstätter Decke Kobers, wurde auf der tektonischen Übersichtskarte mit Kreuzschraffur bezeichnet.

In Prof. XII weist die Naßwalder Schubscholle den Bau einer normalen, aufrechten Antiklinale auf; östlich des Naßtales aber verschwindet der norische Hallstätter Kalk des Südschenkels der Antiklinale der Naßwalder Schuppe unter der Mitteltrias der Schneebergdecke (Textfigur Prof. XIIa), erst im inneren Nagelegraben dürfte der unter dem schmalen Werfener Schieferband bei der Holzknechtshütte gelegene Kalk der Hallstätter Kalk des Südschenkels sein.



Prof. XIIa
Profil durch das Naßwalder Tal.

Bezeichnungen wie in Taf. XIX. *a* = anisischer, *l* = ladinischer Anteil des Wettersteinkalkes (S. 517).

Diese Störung des einfachen antiklinalen Baues der Naßwalder Schuppe ist vielleicht darauf zurückzuführen, daß nach Öffnung des Halbfensters in der Schneebergdecke und nach Ablagerung der Gosauschichten sich an der Schubfläche der Schneebergdecke über die Naßwalder Schuppe an Südrande des Halbfensters neuerdings eine Bewegung vollzog. Diese Vorstellung ist in Prof. XIIa dadurch zum Ausdruck gebracht, daß die das Halbfenster im S begrenzende Schubfläche als tertiär eingetragen wurde.

Diese Bewegungsfläche läßt sich über das spitze Ostende des Naßwalder Halbfensters hinaus an den Nordhängen des Studierkogels entlang quer über das Höllental und über den Sattel nördlich des Schwarzkogels bis ins Weichtal verfolgen. Das tertiäre Alter dieser ziemlich steil stehenden Schubfläche ergibt sich daraus, daß mehrere kleine

1) Da ich den Streifen von Werfener Schiefem nördlich der Vogelkirche — an geregt durch die Arbeit Lahns — erst bei meinen Begehungen 1931 aufgefunden habe, hatte ich im Jahresbericht über die Aufnahmen des Jahres 1930 (29) die Südbegrenzung der Naßwalder Schuppe viel weiter im S vermutet: in einem Dolomitzug südlich oberhalb der Saurüsselklamm. Auch bilden die Werfener Schiefer und dunklen (anisichen) Dolomite nicht — wie dort angegeben wurde — einen Antiklinalkern unter den norischen Hallstätter Kalken, sondern sind diesen aufgeschoben. Diese zwei Sätze von „Die Grenze . . . — . . . hervor“ in (29) seien hiemit richtiggestellt.

Vorkommen von Gosauschichten (feinkörnige Konglomerate, Sandsteine, Mergel) unter dem Schutze dieser Schubfläche erhalten geblieben sind (Prof. XIII). Das östlichste dieser Vorkommen am Satte hinter dem Schwarzkogel, hat O. Ampferer entdeckt, ich habe in der westlichen Fortsetzung zwei weitere Vorkommen am Sattel nördlich des Studierkogels (1278 m, Prof. XIII) und dem östlich benachbarten Sattel aufgefunden.

Einer südlich benachbarten, mit dieser Linie gegen O konvergierenden Linie gehört das von Geyer (6, S. 687) entdeckte Vorkommen von Gosauschichten beim Eingange des Großen Höllentales an, das sich nach Ampferer und Lahn nach W ins Kleine Höllental erstreckt. Gegen O erscheint in der genauen Fortsetzung ein winziges Vorkommen von Gosaukonglomerat am Ferdinand Mayer-Weg in 650 m Höhe, das gerade noch in den südlichsten Teil des Blattes „Schneeberg—St. Ägyd“ hereinreicht. Diese Gosauschichten sind nördlich von in Spuren nachweisbaren Werfener Schiefen begrenzt, die eine leichte Abflachung des Gehänges und eine feuchte Stelle zur Folge haben.

Eine ebenfalls durch Hallstätter Fazies ausgezeichnete und von Kober (12) auch seiner Hallstätter Decke zugerechnete Schubscholle zwischen den voralpinen Einheiten und der Schneebergdecke liegt bereits auf Blatt „Wiener-Neustadt“, knapp östlich außerhalb meines Arbeitsgebietes in dem Raume nördlich von Losenheim (Prof. XVI). Diese Losenheimer Schubscholle, die auf der tektonischen Karte (Taf. XVIII) gleichfalls durch Kreuzschraffur hervorgehoben wurde, besteht hauptsächlich aus einem roten Hallstätter Kalk, in welchem Bittner (7) *Monotis salinaria* Br. auffand.

Wenn ich auch die Naßwalder und Losenheimer Schubscholle als tektonische Elemente betrachte, die sich ähnlich wie Kobers Hallstätter Decke zwischen Ötscher- und Schneebergdecke einschalten, so unterscheidet sich meine Auffassung — besonders bezüglich des Schneealpengebietes — doch wesentlich von derjenigen Kobers, worauf erst im letzten Abschnitte dieser Arbeit näher eingegangen werden kann.

Eine eigentümliche Schwierigkeit für die Stratigraphie und Tektonik der Schneebergdecke erwächst aus der Auffindung von Opponitzer Kalken im Nordgehänge des Kuhschneeberges durch Bittner (8, 10). Das am leichtesten kenntliche Schichtglied dieser Gesteine sind graue Kalke, welche von bis 2 cm langen, dick-keulenförmig gestalteten Stacheln der Seeigelgattung *Cidaris* ganz erfüllt sind. Außerdem fand Bittner die in (10, S. 321) angeführte Brachiopodenfauna, die mit Sicherheit auf die karnische Stufe schließen läßt. Es ist nicht leicht, die Fundstätte dieser Kalke auf dem dicht bewaldeten, wegarmen Bergabhänge zu finden, aber auf Grund der sehr genauen Angaben in Bittners Tagebuch XI, S. 158, gelang es mir, wenigstens zwei Blöcke aufzufinden, die mit den von Bittner gesammelten Cidariskalken vollkommen übereinstimmen. Diese Blöcke liegen an einem unbedeutenden Steiglein, welches von dem oberen Rande der von Lunzer und Gosauschichten gebildeten Wiese beim „Sepp im Greuth“¹⁾ das Gehänge

1) Karte 1 : 25.000.

hinaufführt, u. zw. in 900—920 *m* Seehöhe.¹⁾ Von besonderer Bedeutung ist der Umstand, daß die Blöcke oberhalb der in 880 *m* Höhe gelegenen, von den — allerdings fast gar nicht aufgeschlossenen — Werfener Schiefen der Schneebergdecke gebildeten schmalen Terrasse²⁾ liegen, also sicherlich der Schneebergdecke angehören. Für Bittner ist nun dieses Vorkommen der wichtigste Beweis für die Zurechnung der über diesen Kalken folgenden massigen Kalke des Kuhschneeberges sowie der Gipfelkalke des Schneeberges zur norischen Stufe. Heute aber wissen wir dank der Diploporenarbeiten Pia, daß die Kalke des Schneebergs und des Kuhschneebergs Wettersteinkalk sind. Was speziell den Kuhschneeberg betrifft, fand ich an einem Jagdsteig, der von der Schlieferingbrücke im Höllentale zum Kuhschneebergplateau aufsteigt, in 700—800 *m* Seehöhe massenhaft gut erhaltene Exemplare von

Teutloporella herculea Stopp.³⁾

einer für die ladinische Stufe sehr bezeichnenden Alge. Vereinzelt konnte ich Diploporen an diesem Steige noch bis etwa 1000 *m* Höhe beobachten, in den oberen Teilen, nahe der Plateaufläche, fand ich nur Kalkspongien, Korallen und die sogenannte Evinospongien-Struktur. Auch am Ferdinand Fleischer-Steig, an der Nordseite des Kuhschneeberges, fand ich nur Korallen, keine deutlichen Diploporen.

Die Gesteinsbeschaffenheit ist aber im ganzen Kuhschneeberg eine derart einheitliche, daß es trotz des anscheinenden Fehlens der Diploporen in den höheren Teilen des Berges kaum anders möglich ist, als die gesamte Bergmasse als Wettersteinkalk zu kartieren. Aber immerhin ist es möglich, daß diese Wettersteinkalkmasse mit ihren höchsten Teilen in die karnische Stufe hineinreicht, worauf der Fund des Raibler Brachiopoden

Spiriferina gregaria Suess

durch Stur (3, S. 302) hinzudeuten scheint; aber eine Abtrennung des karnischen Anteiles von dem ladinischen auf der Karte ist nach meinen Erfahrungen unmöglich.

Für das Vorkommen der von Bittner aufgefundenen Opponitzer Kalke bestehen etwa folgende Erklärungsmöglichkeiten: 1. Die Opponitzer Kalke stehen gar nicht an Ort und Stelle an, sondern sind von der Plateauhöhe des Kuhschneeberges abgestürzt, stammen also aus dem Hangenden der Wettersteinkalke. Diese Möglichkeit ist nicht ganz von der Hand zu weisen, denn auch die von Bittner gesammelten Fossilien stammen nicht aus dem Anstehenden, sondern aus Blöcken (Tagebuch XI, S. 158). Allerdings spricht dagegen die Bemerkung in seinem Tagebuch: „Diese Gesteine müssen ganz an der Basis der Böschung

¹⁾ Etwa 1 *mm* nördlich vom oberen Ende des ersten „e“ im Worte „Kuhschneeberggleiten“ der Spezialkarte 1 : 75'000.

²⁾ Auf dieser Terrasse liegen zwei Jagd-Hochstände, vom westlichen führt der Steig empor.

³⁾ Für die Bestimmung bin ich meinem Freunde Prof. Dr. Pia zu Dank verpflichtet.

des Kuhschneeberges liegen, da sie eine Strecke weit nach W ganz ausschließlich vorhanden sind, ohne weitere Beimengungen.“¹⁾

2. Es ist eine stirnartige Einrollung der Kalke der Schneebergdecke vorhanden, so daß hier eine verkehrte Schichtenfolge vorliegen müßte. Dagegen spricht das Profil des Fadensteiges (Prof. XV), welches zweifellos eine normale Schichtenfolge darstellt.

3. Die Opponitzer Kalke bilden eine kleine Schubscholle unter den Wettersteinkalken. Diese Hypothese wurde mit Vorbehalt in Prof. XIV zur Darstellung gebracht. Auch E. Lahn (31) scheint eine ähnliche Vorstellung zu haben.

Abgesehen von diesen Opponitzer Kalken kennen wir aus der Schneebergdecke nur Gesteine der Unter- und Mitteltrias²⁾. Das vollständigste und regelmäßigeste Profil in dem auf „Schneeberg—St. Ägyd“ gelegenen Teile dieser Decke bietet der Fadensteig, der von der Sparbacher Hütte auf das Schneebergplateau hinaufführt. Die an diesem Wege zu beobachtende Schichtenfolge wurde von Ampferer (14, Fig. 10 b) eingehend beschrieben. Prof. XV stellt dasselbe Profil in etwas vereinfachter Form und umgekehrter Orientierung dar. Über den bei der Hütte aufgeschlossenen Werfener Schiefen folgen:

1. Schwarze, geschichtete, in den obersten Lagen auch Hornstein führende Kalke in Wechsellagerung mit dunkelgrauen Dolomiten. Die Kalke wurden auf der Karte als „Gutensteiner und Reiflinger Kalk“, die Dolomite als „Gutensteiner und Reiflinger Dolomit“ eingetragen; erstere treten als Felsstufen hervor, letztere bilden flacher geböschte Gehänge. Dieser Komplex reicht von der Sparbacher Hütte bis zur Plateaukante, fällt etwa 20° SSW und erreicht eine Mächtigkeit von 600—700 m. Er entspricht im wesentlichen der anisischen Stufe.

2. Darüber liegen massige, hellgraue, stark geklüftete Kalke, in denen nur an vereinzelt Punkten Schichtung angedeutet ist. Diese Kalke reichen bis zum Gipfel des Schneeberges, noch am Klosterwappen wurde

Teutloporella herculea Stopp.³⁾

gefunden. Die gesamte Gipfelpartie des Schneebergs gehört somit dem ladinischen Wettersteinkalk an. Stellenweise sind die Wettersteinkalke dolomitisiert, z. B. auf der Plateaufläche westlich vom Damböckhaus. An einzelnen Stellen lösen sich die Wettersteinkalke in Breccien mit rotem Bindemittel auf, z. B. am Gipfel des Kaisersteins. Es ist möglich, daß hier die Wettersteinkalke etwas von Gosauschichten „angefressen“⁴⁾ sind, derart, daß es sich hier um mit Kalkschutt und Terra

1) Letzteres kann ich an dem von mir besuchten Punkte nicht bestätigen. Wahrscheinlich ist die von mir besuchte Stelle mit dem von Bittner aufgefundenen Punkte nicht ganz identisch.

2) Selbstverständlich kann ich heute die in einer brieflichen Mitteilung an F. Heritsch aufgestellte und von diesem in (18, Fig. 17, S. 120) veröffentlichte stratigraphische Deutung der Ampfererschen Profile durch die Südgehänge der Raxalpe nicht mehr aufrechterhalten. Beide Profile dürften wohl nicht über die Mitteltrias hinausreichen.

3) Exemplar in der Schausammlung des Naturhistorischen Museums in Wien.

4) Dieser bezeichnende Ausdruck wurde von A. Spitz (Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1919) eingeführt.

rossa gefüllte Karstklüfte handelt, die sich auf der oberkretazischen Landoberfläche gebildet haben.

Von besonderer Bedeutung für die Stratigraphie des Schneebergs sind hellgrüne, bald kieselige, bald mehr tonig-mergelige Schiefer, die nach Pias Beobachtungen im Karwendel in die obere anisische Stufe gehören.¹⁾ Im Profil des Fadensteiges fehlen die grünen Einlagerungen, hingegen sind sie etwa 1 km westlicher bei der Windlöcherhöhe am Wege Sparbacher Hütte—Kientaler Hütte gut aufgeschlossen. Hier zeigt es sich, daß sie sich zwischen die dolomitisierte Zone und die obersten Reiflinger Kalke einschalten,²⁾ derart, daß diejenigen Reiflinger Kalke, welche die eigentliche Fadenwand bilden, bereits im Hangenden der grünen Einlagerungen liegen.

Diese grünen Schiefer sind, wie bereits Geyer feststellte, auch an zahlreichen Stellen des nördlichen Grafensteiges aufgeschlossen, wo sie eine die Weganlage sehr erleichternde Terrasse und ein Quellniveau bilden. Hier allerdings liegen sie genau an der Grenze zwischen den dunklen, plattigen Hornsteinkalken (Reiflinger Kalken) und hellem, massigem Wettersteinkalk, so daß dieser in den Nordostwänden des Schneeberges anscheinend in ein tieferes Niveau herabreicht als in der Fadenwand.

Die Reiflinger Kalke der Fadenwände lassen sich am Fuße des Hochschneeberges gegen den Kuhschneeberg bis in den Raum östlich der Kientaler Hütte verfolgen, wo sie bei flach gewellter Lagerung eine ziemlich weite Verbreitung erlangen.

Eine zweite Stelle, wo die oberanisischen grünen, schiefrigen Einlagerungen bereits durch Geyer und Bittner bekannt wurden, ist die Hanfbrücke³⁾ im Naßtal. Außerdem wurden sie nach Bittner (10) aus den Fensterstollen der Ersten Wiener Hochquellenleitung zwischen der Hanfbrücke und der Singerin gefördert. Die grünen Schiefer befinden sich hier deutlich im Liegenden der schwarzen Platten- und Knollenkalke (Prof. XIII), welche sich von der Hanfbrücke über die Singerin zur Voismaut verfolgen lassen; diese Kalke besitzen somit dieselbe stratigraphische Stellung wie die Reiflinger Kalke der Fadenwand. Bittner (10) fand in diesen oberanisischen oder unterladinischen Reiflinger Kalken auch Cidariskeulen. Sowohl gegen O, in den Abhängen des Kuhschneeberges gegenüber der Singerin, als gegen W, in den Abhängen des Fegenberges westlich der Hanfbrücke, scheinen diese dunklen Plattenkalke zunächst etwas anzusteigen und sich dann zwischen massigen, helleren Kalken zu verlieren. In der Umräumung des Naßwalder Halbfensters fehlen daher in der Schneebergdecke dunkle Plattenkalke von Gutensteiner oder Reiflinger Fazies gänzlich; über den Werfener Schiefeln folgt zunächst geringmächtiger, schwarzer Gutensteiner Dolomit (offenbar tiefanisich), der unter anderem den

1) Geyer rechnet sie als „Raschberghorizont“ zu seinen Zlambachschiechten, Bittner hält sie für karnisch.

2) In Prof. XV wurden sie in dieser Lage eingetragen.

3) Der einzige Aufschluß befindet sich in einer kleinen, höhlenartigen Felsnische am linken Ufer des Naßbaches, die wenige Meter über der Straße gelegen ist und derzeit als Hühnerstall dient.

Untergrund des Naßwalder Friedhofes bildet; über diesem sofort massiger grauer Kalk,¹⁾ der nach den Beobachtungen, die man von der Straße zwischen Hanfbrücke und der Talenge unterhalb Reithof an den Südhängen des Fegenberges machen kann, ein tieferes Niveau einzunehmen scheint als die schwarzen Plattenkalke zwischen Hanfbrücke und Singerin und daher wohl noch der anisischen Stufe angehört. Diese massigen anisischen Kalke bilden einen zusammenhängenden Gürtel von Felswänden um das Talbecken von Reithof und Oberhof, u. zw. von N über O nach S: Lukete Mauer, Mühlkogel, Nagelewand, Klausbiegel, Nordwand des Studierkogels, Felsen im Wassertal, Felsen der Saurüsselklamm.²⁾ Erst über diesen, anscheinend diploporenfreien Kalken folgen die meist etwas helleren ladinischen, *Teutloporella herculea* führenden Wettersteinkalke des Schütterbodens und des Großen Kesselgrabens. Auch die Kalke des Fegenberges sehen ganz ähnlich aus, haben aber bisher noch keine Diploporen geliefert. Auf der geologischen Spezialkarte wurde versucht, die mutmaßliche Grenze zwischen dem anisischen und dem ladinischen Anteile der Kalke durch eine gestrichelte Linie anzudeuten; auch auf Textfigur Prof. XII a wurde diese Grenze angegeben. Häufig treten an dieser Grenze dolomitisierte Zonen auf; siehe geologische Spezialkarte und Prof. XII a.

Infolge der Massigkeit der meisten Kalke ist von der Eigentektonik der Schneebergdecke nicht sehr viel zu erkennen, doch scheint die Lagerung im allgemeinen eine flachwellige zu sein; Fallwinkel von über 45° Steilheit habe ich nirgends beobachtet. Hingegen ist die Kalkmasse von zahlreichen Brüchen durchsetzt.

Der wichtigste dieser Brüche ist die zum erstenmal von D. Baedeker (19) aus morphologischen Beobachtungen erkannte SSW—NNO streichende Verwerfung, an welcher der Kuhschneeberg gegen den Hochschneeberg abgesenkt erscheint. Besonders scharf ist diese Verwerfung bei der Kientaler Hütte ausgeprägt: Die Hütte liegt genau auf der Bruchlinie, die den Wettersteinkalk der Kuhschneebergmasse von den Reiflinger Kalken der Hochschneebergmasse trennt. Der sich knapp westlich der Hütte erhebende Felszacken des Turmsteins gehört geologisch zum massigen Wettersteinkalk des Kuhschneeberges, unmittelbar östlich der Hütte beginnen die geschichteten Reiflinger Kalke. In sehr deut-

¹⁾ Geyer (S. 666) erwähnt aus diesen Kalken, die auch am Fuße des Fegenberges am Fahrwege in den Preingraben aufgeschlossen sind, folgende Fossilien: *Phylloceras neojurense* Quenst., Arcesten aus der Gruppe der Intuslabiaten, Halobien und *Monotis salinaria* Br. Wenn diese Bestimmungen richtig sind, müssen diese Kalke als norische Hallstätter Kalke bezeichnet werden; es wäre aber die Lagerung geradezu unverständlich, da sie von den Wettersteinkalken des Fegenberges ohne scharfe Grenze überlagert und von dem Gutensteiner Dolomit beim Punkt 655 im Preintal und nördlich Reithof unterlagert werden. Ich halte es daher für wahrscheinlicher, daß hier eine Fehlbestimmung vorliegt und die Kalke in Wirklichkeit anisisch sind. Leider ist Geyers Originalmaterial in der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt nicht auffindbar. Es liegen nur einige von Bittner gesammelte Reste von unbestimmbaren Halobiiden und Cephalopoden vor (Saal XII, Mittelkasten 21 und Kasten 21 am Gang, Lade 5). Heute ist leider an der von Geyer genau angegebenen Stelle im Preintale nichts mehr zu finden.

²⁾ Auf der G. Freytagschen Touristenkarte der Raxalpe 1:25.000 ist dieser unlaufende Wandgürtel sehr gut eingetragen.

licher Weise ist die Schichtfolge des Hochschneeberges gegen diese Verwerfung flexurartig herabgebogen, was besonders deutlich der Anblick der Fadenwände von N aus zeigt: Das Niveau der grünen Schiefereinlagerungen liegt oberhalb der Sparbacher Hütte in 1580 *m*, an der Bruchlinie bei der Windlöcherhöhe in 1330 *m* Seehöhe.

Bei der Berechnung der Sprunghöhe dieser Verwerfung gelangt man zu verschiedenen Beträgen, je nachdem man die Höhenlage der Überschiebungsfläche der Schneebergdecke oder der Untergrenze der Wettersteinkalke miteinander vergleicht. Die Überschiebungsfläche liegt im Ostflügel der Verwerfung bei der Sparbacher Hütte in 1275 *m*, unmittelbar an der Verwerfung ist sie durch Moränen verhüllt, doch dürfte ihre Höhenlage mit Berücksichtigung der oben beschriebenen Herabbiegung der Schichten gegen W in 1100 *m* Höhe anzunehmen sein. Im Westflügel liegt die Überschiebungsfläche an der Nordostecke des Kuhschneeberges in 1000 *m* Höhe, gegen W senkt sie sich weiter, u. zw. derart, daß sie südlich vom Wagenhof in 880 *m* Höhe liegt. Wir gelangen also auf diesem Wege zu einer Sprunghöhe von kaum 100 *m*. Betrachten wir aber die Untergrenze des Wettersteinkalkes, so liegt diese im Ostflügel am Nordgrat des Schneebergs südlich der Sparbacher Hütte in etwa 1800 *m* Höhe; unmittelbar an der Verwerfung ist der Wettersteinkalk denudiert, doch ist dessen Untergrenze mit Berücksichtigung der Herabbiegung des Reiflinger Kalkes auf etwa 1550 *m* Seehöhe zu schätzen. Hingegen liegt sie im Westflügel an der Nordostecke des Kuhschneeberges in 1150 *m*, südlich vom Wagenhof etwa 950 *m* hoch. Wir erhalten also so eine Sprunghöhe von 400 *m*. Diese Erscheinung ist nur dadurch zu erklären, daß an der Verwerfung zweimal Bewegungen im gleichen Sinne erfolgt sind: das erstmal bei der vorgosauischen Gebirgsbildungsphase vor Eintritt der Deckenüberschiebung mit einer Sprunghöhe von 300 *m*, das zweitemal im Tertiär mit einer Sprunghöhe von nur 100 *m*. Die letztere Bewegung ist, wie man aus der Verstellung der mittelmiozänen Landoberfläche (Raxlandschaft) schließen kann, erst nach dem Mittelmiozän erfolgt. Die geringe tertiäre Sprunghöhe dieser Verwerfung macht es verständlich, daß sich diese im Bereiche der voralpinen Decken, z. B. im Hutbergzuge, gar nicht mehr ausprägt. Die Zahlen 300 *m* + 100 *m* gelten aber nur für den Nordrand der Schneebergdecke, gegen S dürften beide Sprunghöhen wesentlich zunehmen. Bei der Kientaler Hütte ist die Gesamtsprunghöhe sicherlich bedeutend größer als weiter im N; denn hier liegt im Ostflügel die Untergrenze des Wettersteinkalkes in etwa 1600 *m* Höhe, im Westflügel reicht der Wettersteinkalk bis in den tief eingeschnittenen Frohnbachgraben hinab. Die bedeutende Gesamtsprunghöhe dieser Verwerfung macht es verständlich, daß die am Kuhschneebergplateau anstehenden Wettersteinkalke ein wesentlich höheres stratigraphisches Niveau repräsentieren als diejenigen am Kaiserstein und Klosterwappen. Die flexurartige Herabbiegung der Schichten des Hochschneeberges ist wahrscheinlich zum kleineren Teile bei der vorgosauischen, zum größeren bei der tertiären Bewegung an der Bruchlinie erfolgt, so daß bei der Erklärung des Höhenunterschiedes zwischen Hochschneeberg und Kuhschneeberg nicht nur die Sprunghöhe der Verwerfung, sondern auch die Schiefstellung der Rax-

landschaft im Westgehänge des Hochschneeberges mit in Betracht zu ziehen ist.

Lichtenecker (23) betrachtet die Bruchlinie des Großen Höllentales als die südliche Fortsetzung der Kuhschneeberg und Hochschneeberg trennenden Verwerfung. Das scheint auch mir sehr wahrscheinlich zu sein. Nur kehrt sich auf der Rax der Bewegungssinn der Verwerfung um, derart, daß an den Lechnermauern der Westflügel der gehobene ist.

4. Das Donnerkogel-Halbfenster.

Ich bezeichne damit den Raum, welcher im N von den Deckschollen der Puchberg—Mariazeller Linie, im S von der Roßkogel—Sonnleitstein-Deckscholle, im O von dem Westrand der Schneebergdeckscholle begrenzt ist. Man muß diesen Raum als ein Halbfenster bezeichnen, da er durch mehrere schmale Pforten mit der Außenwelt in Verbindung steht, wie aus der tektonischen Karte ersichtlich ist.

Wie die von Geyer (6, Prof. 11, S. 651), Ampferer (14, Fig. 78, S. 49) und mir (Prof. X, XI) gegebenen Profile erkennen lassen, zeigt dieses Gebiet eine nordwärts einfallende Schichtfolge, in welcher der mächtige Hauptdolomit weitaus den größten Raum einnimmt. Der wichtigste Leithorizont dieser Schichtfolge sind die Lunzer Schichten. Am auffallendsten treten diese Schichten an dem tief eingeschnittenen Aiblsattel südlich vom Donnerkogel (Prof. X) hervor. Allerdings weisen die Lunzer Schichten hier nicht das typische Aussehen wie weiter nördlich auf, sondern sie zeigen eine unverkennbare Annäherung an die Fazies der Mürztaler Mergel: Sandsteine fehlen, Reingrabner Schiefer wechsellagern mit grauen Mergeln. Darüber vertreten helle Kalke den Opponitzer Kalk. Die Lunzer Schichten lassen sich vom Aiblsattel auf einer dem Rauhenstein nördlich vorgelagerten Terrasse nur etwa 1 km weit nach W verfolgen. Danu verschwinden sie unter der nach N vordringenden Wettersteinkalkmasse des Steinerkogels; es ist das bereits der östliche Anfang der in Abschnitt A, 3 geschilderten nachgosaubischen Schuppe, die vom W-Mitterberg bis auf Blatt „Eisenerz—Wildalpe—Aflenz“ reicht. Die Mürztaler Mergel an der Südseite des W-Mitterberges (Prof. VIII) können daher als die durch diesen Bewegungsvorgang nach N verschleppte Fortsetzung der Lunzer Schichten des Aiblsattels gelten.

Gegen O lassen sich die Lunzer Schichten des Aiblsattels, wenn auch infolge der schlechten Aufschlüsse nur mit Mühe, bis zu der von Geyer (S. 653) beschriebenen alten Klause oberhalb Punkt 938 im Schwarzriegelgraben verfolgen. Hier tritt auch Lunzer Sandstein auf, welcher flach gegen WSW unter die die Klause bildende helle Kalkbank einfällt. Geyer hält diese Kalkbank für das stratigraphisch Hangende der Lunzer Schichten und vergleicht sie mit dem hellen Kalk nördlich vom Aiblsattel, dem Hangenden der Lunzer Schichten. Wäre nun die Geyersche Deutung richtig, so ständen wir vor der sonderbaren Erscheinung, daß derselbe Zug von Lunzer Schichten am Aiblsattel auf der Nordseite, bei der alten Klause hingegen auf der Südseite von den Hangendkalken überlagert wird. Doch weist bereits Bittner (Tagebuch XI, S. 180) darauf hin, daß die Lagerungsverhältnisse viel leichter verständlich werden, wenn man den Kalk der Klause, unter welchen die Lunzer

Schichten einfallen, für Wettersteinkalk hält und eine lokale Überkipfung der Schichtfolge an dieser Stelle annimmt. Das Gestein, welches Geyer als Aonschiefer bezeichnet, würde dann natürlich dem Opponitzer Kalk zufallen.¹⁾ Nach meinen Beobachtungen kann ich mich vollständig der Bittnerschen Auffassung anschließen.

Gegen den Kaltecksattel zu verschwinden — wahrscheinlich infolge einer lokalen Aufschiebung des Ramsaudolomits — die Lunzer Schichten und die sie beiderseits begleitenden Kalkzüge, so daß knapp nördlich dieses Sattels Ramsau- und Hauptdolomit unmittelbar aneinandergrenzen. Erst 2 km weiter südöstlich, im Oberlauf des Kaltwassergrabens,²⁾ treten Reingrabener Schiefer und Lunzer Sandsteine auf, die sich über den Kamm,³⁾ der vom Punkt 1259 zur Vogelkirche führt, auf die Ostseite des Kammes verfolgen lassen. Dann sind die Lunzer Schichten an einer kleinen Blattverschiebung wieder an die Nordwestseite des Kammes verschoben und lassen sich hier in den obersten Teilen des Lamergrabens⁴⁾ bis nahe an den Schubrand der Schneebergdecke verfolgen. Der Opponitzer Kalk ist hier in Form eines dunklen z. T. dolomitischen Plattenkalkes entwickelt, der reichlich Cidarisstacheln und Krinoiden (auch *Pentacrinus*) enthält und von Bittner (9) mit Recht mit der karnischen Stufe angehörigen Kalken bei Hinterwildalpen verglichen wird.

Die im Profil des Kaisersteiges (14, Fig. 51) auftretenden Reingrabener Schiefer und dunklen Kalke kann man als ein Analogon dieses Zuges von Lunzer und Opponitzer Schichten auffassen; denn sie liegen den zu derselben tektonischen Einheit gehörigen Ramsaudolomiten auf.

Südlich, also im Liegenden, des Zuges von Lunzer Schichten treten bald helle, massige Kalke, bald dunkle, geschichtete Kalke mit Hornstein, bald helle Dolomitmassen auf, Gesteine, die man nach den Lagerungsverhältnissen wohl durchwegs der anisichen und ladinischen Stufe zurechnen muß. Geyer hat die hellen, massigen Kalke, welche z. B. die Felsköpfe des Rauhensteins und des Kleinen Somleitsteins aufbauen, ohne paläontologischen Beweis als unteren Hallstätter Kalk, die steil stehenden dunklen Hornstein führenden Plattenkalke, welche zwischen den Kalken des Rauhensteins und den Lunzer Schichten des Aiblsattels lagern und eine kleine Kuppe westlich vom Kleinen Somleitstein zusammensetzen, als oberen Hallstätter Kalk bezeichnet, wobei er aber noch der Ansicht war, daß beide Hallstätter Kalke ein tieferes Niveau als die Lunzer Schichten einnehmen. Wir müssen daher die hellen,

1) Nach meinen Beobachtungen sind es gar nicht typische Aonschiefer, sondern dunkle dünnplattige Kalke, die ohne weiteres auch im Opponitzer Niveau vorkommen können.

2) Der Name ist nur auf der Freytagschen Karte der Raxalpe (1 : 25.000) zu finden. Übrigens ist das Terrain sowohl auf dieser Karte als auf der Spezialkarte ganz unrichtig dargestellt. Der Oberlauf des Kaltwassergrabens ist in Wirklichkeit der Oberlauf desjenigen Grabens, der südlich vom „K“ des Wortes „Kotgraben“ in diesen vom Kaltecksattel (1226) kommenden Graben mündet.

3) Auf dem am Kamm selbst führenden Jagdsteige fehlen Aufschlüsse in den Lunzer Schichten, hingegen sind die dunklen, z. T. oolithischen Plattenkalke des Opponitzer Niveaus deutlich erkennbar.

4) Auch dieser Name steht nur auf der Raxkarte; es ist das der genau von S kommende, bei den Heufußhäusern (Punkt 668) in den Schwarzriegelgraben mündende Seitengraben.

massigen Kalke als Wettersteinkalk, die dunklen Hornsteinkalke als Reiflinger Kalk,¹⁾ die hellen Dolomite als Wetterstein- oder Ramsaudolomit bezeichnen. Die Kalke des Steinerkogels sind bald dem Wettersteinkalk, bald dem Reiflinger Kalk ähnlicher und wurden daher als Übergangsfazies bezeichnet. Wahrscheinlich ist das Gebiet von zahlreichen Störungen durchsetzt, worauf z. B. der schmale Dolomitzipfel östlich vom Steinerkogel hindeutet, doch sind diese wegen der starken Bewaldung des Gebietes nicht genau zu verfolgen.

5. Das Schuppengebiet des Voistales und Klostertales.

(Prof. XIII—XVI.)

Wie bereits S. 505 erwähnt wurde, tritt östlich des Schwarztales die nachgosauisch entstandene Baumeckschuppe auf, deren Schubrand sich über den Sattel nördlich vom Höchbauerberg (927 m) zum Wagenhof und von hier über den Sattel, der die nördlich des Wegscheidhofes gelegene niedrige Dolomitzette vom Zuge des Hutherges scheidet und durch das Klostertal bis zum Ostrande des Kartenblattes verfolgen läßt. Auf Blatt „Wiener-Neustadt“ dürfte sich nach Kossmats Karte (13) die Überschiebung bis zum Hause „Am Feldbaum“ verfolgen lassen, doch habe ich das außerhalb meines Blattes liegende Gebiet nicht selbst begangen.

An der Straße zwischen Wegscheidhof und Klostertaler Gscheid treten unter dem Ramsaudolomit, der die Hauptmasse der Schuppe bildet, in verkehrter Schichtfolge jüngere Glieder der Trias hervor: zunächst ein an Reiflinger Kalk erinnernder Kalk²⁾ (bei Kilometerstein 13), dann dünnplattige, bituminöse Kalke und Kalkschiefer (Aonschiefer), hierauf Lunzer Sandstein. Die große Breite der Lunzer Sandsteinzone in Prof. XV erklärt sich dadurch, daß sich unter diesen eine Antiklinale verbirgt, welche dann im Klostertal bei den Häusern Scheid und Schramböckhof auftaucht, bei letzterem mit Reiflinger Kalcken im Kern, die besonders am linken Bachufer gut aufgeschlossen sind (Prof. XVI). Die Schichtfolge der südöstlich anschließenden Synklinale ergänzt sich hier bis zum Dachsteinkalk, der den nordwestlichen der beiden Kämme des Kohlberges bildet. Die felsigen Schichtköpfe der flach SO fallenden Dachsteinkalke sind vom Klostertale aus gut zu sehen.

Zwischen Schwarz- und Voistal besteht die Baumeckschuppe aus einer vom Ramsaudolomit bis zum Jura reichende Schichtfolge, auf welche beim Baunecker exotische Gerölle führende Gosaukonglomerate diskordant aufgelagert sind (siehe das Profil Fig. 70 bei Ampferer [14], S. 44). Östlich von dem vom Gasthaus Höchbauer auf den Kuhschneeberg führenden, grün markierten Ferdinand-Fleischer-Weg schiebt sich jedoch der obere, Dachsteinkalk, Kössener Schichten und rote Liaskalke umfassende Tal der Serie als eigene Schuppe (Dürre-Leiten-Schuppe) über die teilweise von Gosaukonglomeraten bedeckte Zone von Lunzer

¹⁾ Dieser Ansicht ist bereits Bittner (Tagebuch XI, S. 171).

²⁾ Auf der geologischen Spezialkarte wurden diese Kalke mit den Aonschiefern vereinigt. Besonders bituminös sind die Aonschiefer in dem Steinbruch an der großen Kehre der Straße, wo sie 75° S fallen (Prof. XV).

Sandstein (Prof. XIV). Bei Betrachtung des Prof. XIV liegt es nahe, anzunehmen, daß diese Überschiebung durch die nahe darüber hinweggegangene, viel größere Schubbewegung der Schneebergdecke erzwungen sei. Dies ist jedoch nicht ohne weiteres möglich, da die Überschiebung der Schneebergdecke vorgosauisch, diejenige des Dachsteinkalkes jedoch sicher nachgosauisch ist. Eher könnte man vielleicht von einem Wiederaufleben der Schubbewegung der Schneebergdecke an einer etwas tiefer gelegenen Schubbahn sprechen.

Die Gegend des Kohlberges und der Dürren Leiten ist von der Kuhschneeberggleiten durch eine $1-1\frac{1}{2}$ km breite Region getrennt, in welche die Gesteine durch Moränen und Gehängeschutt fast vollständig verhüllt sind, so daß es gar nicht leicht ist, die in den Prof. XV und XVI dargestellten Verhältnisse mit denen im Prof. XIV in Beziehung zu bringen. Wahrscheinlich entspricht die vom Hauptdolomit oberhalb des Waldbartl bis zum Liasfleckenmergel reichende Schichtserie des Stritzelberges (Prof. XV) und der Dürren Leiten (Prof. XVI) der oben beschriebenen Schuppe unter dem Kuhschneeberg; auf Blatt „Wiener-Neustadt“ setzt sie den Grössenberg zusammen.

Zwischen diese Schuppe und die oben beschriebenen Dachsteinkalke des nordwestlichen Kohlbergkammes ist in Prof. XVI die Kohlbergsschuppe eingeschaltet, welche einen ausgesprochen antiklinalen Bau besitzt. Der Kern dieser gegen N überkippten Antiklinale wird von den Kalken gebildet, welche den südöstlichen Kohlbergkamm (Punkt 1107) zusammensetzen und vom Klausgraben in einer kleinen Klamm durchbrochen werden. Der Kalk nähert sich in seinem Aussehen bald mehr dem Wettersteinkalk, bald mehr dem Reiflinger Kalk und ist teilweise in Dolomit verwandelt; er ist wohl als die beiläufige Fortsetzung der Ramsadolomitzone des Voistales aufzufassen, doch hat sich eine nicht unbeträchtliche Änderung der Fazies vollzogen. In beiden Schenkeln folgen nun über dem Wettersteinkalk zunächst Aonschiefer und dann Lunzer Schichten; die karnischen Gesteine des Nordschenkels verursachen die weiche Zone zwischen den beiden Kämmen des Kohlberges, diejenigen des Südschenkels das Wiesental des Wurmgartens. Im Hangenden der Lunzer Sandsteine des Südschenkels folgen zunächst — nach Bittners Beobachtung (4, S. 121) — Kalkplatten mit *Cardita Gumbeli* und hierauf Hauptdolomit, der den Ahhang zwischen Mamauwiese und Wurmgarten zusammensetzt. Auf Blatt „Wiener-Neustadt“ ergänzt sich dann die Schichtfolge durch den Dachsteinkalk, der die Gipfel des Schober und Öhtier und den langgestreckten Kamm der Dürren Wand bildet.

Der östliche Teil der Baumeckschuppe und die Kohlbergsschuppe sind in stratigraphischer Hinsicht dadurch bemerkenswert, daß hier südlich der reinen Dolomitfazies mit nur wenigen Metern mächtigen Lunzer Schichten, die in dem ganzen Raum um Rohr im Gebirge herrscht, wiederum eine der Lunzer Entwicklung ähnliche Fazies auftritt. Wir treffen in der Klamm des Klausgrabens einen Kalk an, der faziell etwa die Mitte zwischen Reiflinger Kalk und Wettersteinkalk hält, im Klostertal beim Schramhöckhof sogar typischen Reiflinger Kalk. Über dem Reiflinger Kalk liegt typischer bituminöser Trachyceraschiefer (Aonschiefer), über diesem verhältnismäßig mächtiger

Lunzer Sandstein. Auch Opponitzer Kalk ist in diesem Raum stellenweise vorhanden, z. B. im südlichen Teil der eigentlichen Gölledercke beim Stäckeltaler oder in der Kohlbergsschuppe im Wurmgarten.

Wir haben ein ähnliches Auftreten der Lunzer Fazies südlich der Ramsaudolomit-Hauptdolomit-Entwicklung in der westlichen Fortsetzung dieser Zone bei Terz angetroffen (S. 495). Es ist bei der im allgemeinen in O-W-Richtung langgestreckten Form der Faziesgebiete der alpinen Tethys recht wahrscheinlich, daß wir einen zusammenhängenden Streifen von Lunzer Fazies zwischen Terz und Klostersalpe annehmen dürfen. Dieser Streifen, der also der späteren Puchberg—Mariazeller Zone folgt, trennt das größtenteils dolomitisierte Wettersteinkalkriff, welches den ganzen mittleren Teil des Blattes „Schneeberg—St. Ägyd“ einnimmt (südliche Teile der Annaberger und Reisalpendecke, Unterbergdecke, nördlicher Teil der Gölledercke) und welches wir St. Ägyder Riff nennen wollen, von einem südlichen Wettersteinkalkriff, welches Hochschwab, Veitsch, Schneecalpe, Rax und Schneeberg einnimmt (Riff der Plateauberge). In diesem Wettersteinkalkriff ist die Dolomitisierung eine viel geringere, besonders im Hochschwab, in der Rax und im Schneeberg; in der Zeller Staritzen und in der Schneecalpe ist der tiefere Teil des Wettersteinkalkes in Dolomit verwandelt.

Auch in floristischer Hinsicht scheint zwischen den beiden Riffen ein Unterschied zu bestehen, derart, daß nach den Untersuchungen der Diploporen durch Pia (24) im St. Ägyder Riff *Diploporella annulata* (Bodenleitsattel bei der Büchlalpe, Haselstein, Urkogel),¹⁾ im Riff der Plateauberge hingegen *Teutloporella herculea* erscheint (Hochschwab, Rax, Schneeberg).

In dem folgenden Abschnitt wird gezeigt, daß diese paläogeographischen Verhältnisse der ladinischen und karnischen Stufe die tektonischen Bewegungen derart vorgezeichnet haben, daß der durch geringere Mächtigkeit und leichter faltbare Gesteine ausgezeichnete und daher einer Zusammenpressung geringeren Widerstand entgegengesetzte Lunzer Faziesstreifen Terz—Klostersalpe in gewissem Sinne die eigentliche Ursache der Störungszone Puchberg—Mariazell darstellt.

III. Zusammenfassung und weitere Ausblicke.

Der ganze südliche Teil des Ostabschnittes der nördlichen Kalkalpen ist durch das Auftreten einer Anzahl von Deckschollen ausgezeichnet, die wahrscheinlich Reste einer einzigen Decke darstellen, der Schneebergdecke, die vorgosauisch aus dem Raum südlich des heutigen Südrandes der Kalkalpen an ihre heutige Stelle geschoben wurde. Die Verbreitung dieser Deckschollen wurde auf der tektonischen Karte Taf. XVIII für den Raum östlich des Meridians von Weichselboden darzustellen

¹⁾ Daß die Diploporen des Urkogels nach einer freundlichen Mitteilung Prof. Pias der Art *Diploporella annulata* angehören, ist für mich ein Argument gegen die Ansicht Amperers (14), daß dieser Felsklotz nordwestlich von Schwarza eine weit vorgeschobene Deckscholle der Schneebergdecke darstellt. Mir scheint es daher wahrscheinlicher, daß er eine lokal der Dolomitisierung entgangene Wettersteinkalkpartie der Gölledercke ist.

versucht, wobei aber bemerkt sei, daß für Blatt „Mürzzuschlag“ die Geyersche Aufnahme benützt wurde; es wird sich daher auf Grund der im Gang befindlichen Neuaufnahme dieses Blattes vielleicht eine Vermehrung dieser Deckschollen oder eine Änderung ihrer Gestalt ergeben.

Die nördlichste Reihe der Deckschollen knüpft sich an die Puchberg—Mariazeller Linie. Aber auch über Mariazell hinaus läßt sich diese Reihe von Deckschollen his in die Gegend von Dürrradmer nördlich von Weichselboden verfolgen.

Südlich dieser Reihe hegt eine zweite Reihe, die im W mit der Roten Mauer (Punkt 1138) nördlich von Rothmoos (bei Weichselboden) beginnt¹⁾ und sich in dem schmalen Werfener Schieferzug Greith—Unter-Oischinger bis Gußwerk verfolgen läßt. An der Blattverschiebung von Gußwerk nach N verschoben, liegt die östliche Fortsetzung in der kleinen Deckscholle an der Straße Mariazell—Gußwerk westlich vom Kogler,²⁾ die weitere Fortsetzung in den Werfener Schichten westlich Punkt 897 und beim Zeiser,³⁾ ferner in denen der Gegend von Washuben,⁴⁾ Hühnerreith und Freingraben und schließlich in der großen, dreieckigen Roßkogel-Sonnleitstein-Deckscholle.

Einer dritten, südlichsten Reihe von Deckschollen gehört wahrscheinlich nach den von F. Heritsch (18, S. 121) vorgenommenen Umdeutungen der Beobachtungen Geyers das Gebiet des Rauchersteins auf der Schneeealpe an. Um aber die Unsicherheit anzudeuten, wurde diese Deckscholle auf der tektonischen Karte mit einem „?“ versehen. Auch die Lachalpe dürfte nach Heritsch hierher gehören. Da aber die Umgrenzung nach Geyers Karte nicht klar erkennbar ist, wurde diese Deckscholle auf Taf. XVIII nicht eingezeichnet.

Östlich des Meridians Preinmühle—Heufuß—Naßkamm schließen sich alle drei Reihen zu der großen, einheitlichen Schneeberg-Rax-Deckscholle zusammen, welche Schneeberg, Rax, Gahns und Hohe Wand umfaßt.

Es fragt sich nun: Was ist in den westlicher gelegenen Teilen der Kalkalpen als tektonische Fortsetzung dieser vorgosauischen Deckschollen aufzufassen?

Wie ich (22, S. 279/280) gezeigt habe, dürfte die Spur von Werfener Schiefen beim Leitenschuster westlich von Wildalpen, ferner der Hallstätter Kalk südlich vom Wüchl im Gamser Becken als Fortsetzung dieser vorgosauischen Deckschollen aufzufassen sein. Hingegen scheint es mir von den Plassenkalkmassen des Torsteinzuges nördlich des Gamser Gosaubeckens im Gegensatz zu der in (22) Fig. 2 (S. 296) ausgedrückten Meinung jetzt weniger wahrscheinlich zu sein, daß sie Reste derselben Decke vorstellen wie die aus Werfener Schiefen und Triaskalken aufgehauten Deckschollen. Da sich jetzt die Anzeichen einer oberjurassischen Transgressionsphase in den nördlichen Kalkalpen immer mehr zeigen, wäre es wohl denkbar, daß diese Plassenkalke nahe südlich ihrer heutigen

1) Vgl. meine Arbeit Lit. Nr. (22) für dies und das Folgende.

2) Blatt „Gaming—Mariazell“.

3) Blatt „Schneeberg—St. Ägyd“.

4) Blatt „Mürzzuschlag“.

Lage über Triasdolomit transgredieren und nur ein kleines Stück gegen N geschoben wurden, im Gegensatz zu den aus Triasgesteinen bestehenden Deckschollen, die zweifellos über den Hochschwab herübergekommen sind.

Hingegen erinnern die von Ampferer (30, S. 286/287) erst kürzlich beschriebenen Deckschollen von Werfener Schiefern und Gutensteiner Kalken aus dem Raume zwischen Salza- und Schwabental vollständig an die Deckschollen an der Puchberg—Mariazeller Linie und gehören wohl derselben Decke wie diese an.

Jenseits der Tiefenlinie des Erzbach- und Ennsquertales haben die von Ampferer beschriebenen Deckschollen des Hochhäusl und Rotofens (17, Profile Fig. 1 und 2) eine ähnliche Stellung. Noch weiter westlich, auf Blatt „Liezen“, gilt dies für die Deckscholle beim Wurzener Kampl in der östlichen Warscheneckgruppe, ferner für die Hallstätter Deckschollen der Umgebung von Mitterndorf; auf den Blättern „Ischl und Hallstatt“ und „Hallein—Berchtesgaden“, für die Deckschollen der Plassengruppe, des unteren Lammergebietes und die Reiteralmdecke.¹⁾ Dieser Reihe der freien Deckschollen ist nördlich noch eine solche der an tertiären Schüben eingewickelten Deckschollen vorgelagert, die in (25), S. 12, 13 verzeichnet sind.

Wir gelangen somit zu einer Parallelisierung der Schneebergdecke mit den gleichfalls vorgosauischen juvavischen Deckschollen des Salzkammergutes. Ich möchte jedoch auch hier nochmals den bereits in (25), S. 13 angeführten Satz wiederholen: „daß sich bei der verhältnismäßig großen Entfernung der einzelnen Deckschollen von einander natürlich nicht der strenge Nachweis führen läßt, daß sie wirklich einmal derselben Decke angehört haben. Da sie aber durchwegs eine übereinstimmende tektonische Stellung besitzen, ist es am einfachsten, sie als Reste einer vielfach allerdings wieder gespaltenen vorgosauischen juvavischen Decke aufzufassen“.

Durch diese Feststellung muß natürlich die von mir vor der Neuaufnahme der Puchberg—Mariazeller Linie in (22), S. 299 und in (25), S. 16 vermutungsweise geäußerte Ansicht fallen, daß Hochschwab und Schneeberg ein und derselben Decke angehören könnten. Der Schneeberg gehört nach meiner jetzigen Vorstellung der juvavischen Decke, der Hochschwab und die Veitsch dem basalen Gebirge an. Dadurch aber löst sich die an beiden Stellen angedeutete Schwierigkeit, daß die Überschiebung der Schneebergdecke vorgosauisch, der geringfügige Vorschub des Hochschwab gegen N hingegen von tertiärem Alter ist.

Wie verhält sich nun, zur Zeit des Einschubes der Schneebergdecke der Untergrund, auf den diese aufgeschoben wurde? Kober (12) nimmt an, daß sich zwischen die hochalpine Decke (= Schneebergdecke) und die Ötscherdecke die Hallstätter Decke einschaltet,²⁾ die insbesondere im Bereiche der Schneeanpe eine weite Verbreitung haben soll. Eine

¹⁾ Nach der Neuuntersuchung des Untersberges durch Schlager (28) scheint doch die Hahnsche Vorstellung des vorgosauischen Alters der Reiteralmdecke zu Recht zu bestehen und der von Ampferer festgestellte tertiäre Aufschub bei Lofer einer posthinen tertiären Bewegung an derselben Schublfläche zu entsprechen.

²⁾ Auf eine Kritik der Arbeit E. Lahns (31) wird hier noch nicht eingegangen, da jene zur Zeit der Niederschrift meiner Arbeit noch nicht erschienen war.

Hallstätter Decke in diesem Umfange ist nach meinen Beobachtungen nicht vorhanden, wie sich aus folgendem ergibt: Auf S. 520 wurde gezeigt, daß der Ramsaudolomit, der an der Grenze der beiden Blätter „Schneeberg—St. Ägyd“ und „Mürzzuschlag“ im Naßtale ansteht, durch regelmäßig zwischengeschaltete Lunzer Schichten und Opponitzer Kalke (westlich der Vogelkirche) mit den mächtigen Hauptdolomitmassen des Donnerkogel-Halbfensters stratigraphisch verbunden ist. Da dieser Hauptdolomit, wie auch Kober anerkennt, basal = „voralpin“¹⁾ ist, muß dasselbe auch für den Ramsaudolomit im Naßtale in dem Zwischenraume zwischen der Roßkogel-Sonnleitstein- und der Schneeberg-Rax-Deckscholle gelten. Nun läßt sich aber nach den Beobachtungen Geyers dieser Ramsaudolomit über denjenigen, der in den Abhängen unterhalb der Scheibwaldmanern ansteht, um den Werfener Schieferaufbruch von Hinternaßwald herum an den Fuß der Schneetalpe verfolgen. Nun fallen ferner in der Reißklamm zwischen Hinternaßwald und dem Binder die Kalke steil nach N ein (6, S. 680); wir gelangen somit bei einer Wanderung von Hinternaßwald zum Binder ins Liegende des Ramsaudolomits am Nordende der Klamm. Ist dieser basal, müssen es um so mehr dessen Liegendgesteine sein. Das gilt auch für den Fall, daß in dem Reißtal keine einfache, sondern eine aus zwei Schubmassen aufgebaute Serie vorliegt, eine Möglichkeit, auf die Ampferer und Lahn hingewiesen haben. Daraus ergibt sich weiter, daß der größere Teil der Schneetalpe basal ist.

Zu demselben Ergebnisse gelangen wir bei einer Verfolgung der Gesteine um das Westende der Roßkogel-Sonnleitstein-Deckscholle herum, welches bei Frein gelegen ist. In Prof. X bildet nach den übereinstimmenden Beobachtungen von Geyer, Bittner, Ampferer und mir der aus Ramsaudolomit, Wettersteinkalk und Reiflinger Kalk²⁾ bestehende Gebirgszug des Rauhensteins das normale stratigraphisch Liegende des Lunzer Schichtenzuges des Aibsattels, der die westliche Fortsetzung der oben erwähnten Lunzer Schichten westlich der Vogelkirche darstellt. Nun setzt sich der Zug des Rauhensteins gegen W in den Steinerkogel fort. Im Hangenden der Wettersteinkalke des Steinerkogels folgte dann die aus Mürztaler Mergel, geringmächtigen Hauptdolomit und norischem Hallstätter Kalk bestehende Serie des W-Mitterberges (Prof. VIII, IX); daher

1) Die Kober'sche Bezeichnung voralpin ist deshalb abzulehnen, weil nach meinen heutigen Erfahrungen dieser tektonischen Einheit nicht nur die Kalkvoralpen, sondern auch der größte Teil der Kalkhochalpen, z. B. Gesäuseberge, Dachstein, Steinernes Meer usw. angehören. Basal heißt alles, was bei der vorgosauischen Gebirgsbildung unter der juvavischen Decke = Schneebergdecke lag (und auch nicht als Schuttfetzen unter ihr passiv mitgetragen wurde). In diesem Sinne wurde die Bezeichnung „basales Gebirge“ zum ersten Male von F. F. Hahn (Geologie der Kammerker-Sonntagsborn-Gruppe, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1910) angewendet.

2) Geyer bezeichnet in seinem Prof. 11 (S. 651) die Wettersteinkalke des Rauhensteins als „unteren Hallstätter Kalk“, den darüber liegenden dunklen geschichteten Reiflinger Kalk als „oberen Hallstätter Kalk“. Das hängt damit zusammen, daß Geyer damals den Hallstätter Kalk für älter hielt als die Lunzer Schichten. Schon Bittner (Fagebuch XI, S. 171) hat die richtige stratigraphische Stellung dieser Schichten erkannt. Auch sonst erscheinen häufig zwischen dem Wettersteinkalk und den Lunzer Schichten einige Bänke von Reiflinger Fazies, z. B. in der Baumeckschuppe (S. 521) und in dem inversen Profil an der Stirn der Annaberger Decke (26, S. 96).

muß auch der W-Mitterberg basal sein.¹⁾ Wie S. 502 gezeigt wurde, ist aber der W-Mitterberg die nordöstliche Fortsetzung der fossilführenden Hallstätter Kalke der Hohen Proles; damit fällt auch dieses Gebiet der basalen Region zu. Daß der Hochschwab gleichfalls basal ist, habe ich (20), S. 166, 167,²⁾ dadurch zeigen können, daß in der westlichen Hochschwabgruppe westlich des Siebenseetales nicht nur der Faziesunterschied zwischen dem Hochschwab und dem der Ötscherdecke angehörigen Zug der Kräuterin aufhört, sondern auch beide Gebiete nur durch einen vertikalen Bruch getrennt sind.

Damit bleibt für die Hallstätter Decke kein Raum übrig; die Schneebergdecke (= Juvavische Decke) liegt überall direkt über dem basalen („voralpinen“) Gebiete, nur mit Ausnahme der oben (S. 512) geschilderten Naßwälder und Losenheimer Schubschollen (siehe tekton. Karte Tafel XVIII). Diese Schubschollen stellen entweder von der Hauptmasse der Schneebergdecke überfahrene Stirnpartien dieser Decke dar (29) oder es sind Schubsetzen, die bei der Nordbewegung der Schneebergdecke vom basalen Gebirge abgerissen und mitgeführt wurden. Denn wir müssen in der Obertrias sowohl für die Schneebergdecke als für die südlichen Teile des voralpinen Gebietes Hallstätter Kalke oder Dachsteinkalke annehmen, was petrographisch häufig dasselbe Gestein darstellt.³⁾ Der Übergang von der Fazies der geschichteten Dachsteinkalke, die im Dürrenstein, Ötscher, Gippel herrschen, zu der Fazies der Dachsteinkalke des Hochschwabgebietes und der Hallstätter Kalke des Mürzgebietes vollzieht sich genau wie im Salzkammergut (15) innerhalb des basalen Gebietes in der Richtung von Norden gegen Süden. Überall liegt das Hallstätter und Dachsteinkalke-Faziesgebiet südlich des Faziesgebietes der geschichteten Dachsteinkalke.

Dem Einschub der Schneebergdecke gehen jedoch bereits tektonische Vorgänge voraus. Eine Betrachtung der Profilserie auf

¹⁾ Hier wird ein Geologe, der die Deckengrenzen hauptsächlich auf Grund faziieller Verschiedenheiten zieht, einwenden, daß zwischen der Serie des W-Mitterberges und derjenigen des Donnerkogel—Lahnberges ein Faziesunterschied besteht: Erstere enthält über geringmächtigem Hauptdolomit grauen massigen Kalk (Hallstätter Kalk), letztere über sehr mächtigem Hauptdolomit geschichteten hellen Kalk (Dachsteinkalk). Dazu aber ist zu bemerken, daß sich nach meinen Erfahrungen sowohl in der Mitteltrias als in der Obertrias der Übergang von Dolomit in Kalk und von geschichtetem in massigen Kalk auf sehr kurzen Strecken vollziehen kann. Die Wildalpe (S. 500) zeigt z. B. Hallstätter Kalk, Hauptdolomit und Dachsteinkalk in einem Profil.

²⁾ Ich schrieb damals von der hochalpinen Decke des Hochschwabs, da ich noch glaubte, daß Kobers tektonische Gleichstellung von Hochschwab und Schneeberg zu Recht besteht. Heute vertrete ich — wie oben ausgeführt wurde — die Ansicht, daß die hochalpine Decke des Schneeberges und die Ultradeckschollen in (22) Fig. 2, S. 296 einander tektonisch entsprechen.

³⁾ Man kann die beiden Schichtgruppenbezeichnungen nur folgendermaßen ehrlich definieren: Hallstätter Kalk ist ein Triaskalk, welcher bei beliebiger petrographischer Beschaffenheit die Hallstätter Cephalopoden- oder Bivalvenfauna geliefert hat. Dachsteinkalk ist ein massiger Kalk der Obertrias, welcher Korallen enthält. Tatsächlich besteht z. B. zwischen den massigen grauen Hallstätter Kalken der Reithofmauern bei Naßwald und dem Dachsteinkalk der Sauwand bei Mariazell überhaupt kein petrographischer Unterschied, nur wurden in ersteren Hallstätter Halobien und Brachiopoden, in letzterem Korallen angefundnen. Fossillere massige Kalke der Obertrias, wie z. B. der Kalk des W-Mitterberges, kann man daher sowohl als Dachsteinkalk als auch als norischen Hallstätter Kalk bezeichnen. Ich zog letzteres vor, da in der Streichungsfortsetzung Hallstätter Fossilien gefunden wurden.

Taf. XIX läßt erkennen, daß im Bereiche der Puchberg—Mariazeller Zone der Untergrund bereits stark gefaltet war, als die Schneebergdecke herangeschoben wurde. Diese Faltung kann nicht durch den Überschiebungsvorgang selbst erzwungen worden sein, denn sie steht in keiner Beziehung zu der Schubfläche der Schneebergdecke;¹⁾ es zeigt sich vielmehr, daß dieses ältere Faltengebirge bereits weitgehend abgetragen war, als die Decke herangeschoben wurde. Diese älteste, vorgosauische Faltung beschränkt sich aber nur auf die Puchberg—Mariazeller Zone, auf den durch das Fehlen mächtiger ladinischer Riffsedimente verhältnismäßig leicht faltbaren Streifen zwischen den starrereren Massen der beiden Diploporenriffe, des Riffes von St. Ägyd im N und desjenigen der Plateauberge im S (S. 523). Die Riffzonen selbst bleiben anscheinend ungefaltet. Erst nördlich des St. Ägyder Riffes treffen wir wieder im Bereiche der späteren Lunzer Decke auf eine sehr intensive Faltung, welche der Bildung der Schuppen vorausgegangen ist (26, S. 92); auch hier sind die die Schichtfolge versteifenden ladinischen Riffsedimente durch leicht faltbare, geschichtete Ablagerungen ersetzt.

Auch Querbrüche haben sich bei dieser älteren kretazischen Orogenese gebildet (Gracheralmbruch, S. 494, erste Bewegung an dem Kuh-schneebergbruch, S. 518).

Beide hier unterschiedenen vorgosauischen Orogenesen, die man als Faltungs- und Schubphase unterscheiden kann, müssen Stilles (21) austrischer Phase zugezählt werden, da die ältesten Teile der Gosaubildungen im Becken der Neuen Welt, die erst nach Einschub der Schneebergdecke abgelagert wurden, nach Felix dem Oberturon angehören.

Allerdings läßt sich das vorcenomane Alter nur für die Faltungsphase nachweisen, da im Höllensteinzug bei Wien das Cenoman diskordant über den Falten liegt, die Schubphase könnte auch in die Zeit zwischen dem Cenoman und dem Oberturon fallen.

Die nachgosauische Gebirgshildung beginnt mit einer neuerlichen muldenförmigen Einbiegung der Puchberg—Mariazeller Zone: in dem Kern der Mulde liegt jetzt bereits ein in O-W-Richtung langgestreckter, streifenförmiger Rest der Schneebergdecke. Wahrscheinlich war wiederum die Schwächezone zwischen den beiden ladinischen Riffen für den Eintritt von tektonischen Bewegungen bestimmend. Auf der Strecke von Dürradmer his an das Ostende des W-Mitterberges wird diese Mulde nun von S her durch die schmale, langgestreckte Wieskogel-Wildalpen-Schuppe überschoben, welche die in der Mulde der Puchberg—Mariazeller Zone erhaltene Deckscholle der Schneebergdecke vor Zerstörung schützt.²⁾ Im Rücken der Wieskogel-Wildalpen-

¹⁾ Die Anfwölbung der Schöplspitz-Türkriegspitz-Kuppel (S. 496, Prof. IV a, V) ist auch bereits dieser älteren kretazischen Faltungsphase zuzurechnen.

²⁾ Es handelt sich hier um einen ganz ähnlichen Vorgang wie bei der Entwicklung der Hallstätter Kalke an der Gosauzone Strobl—Abtenau unter die im Tertiär vorgeschobene Gamsfeldmasse (15) oder der juvavischen Deckschollen des Windischgarstener Beckens unter die im Tertiär vorgeschobene Masse der Haller Mauern (25, Fig. 1, S. 15). Die Wieskogel-Wildalpen-Schuppe besaß aber bereits zur Zeit ihrer Entstehung in dem Raume südlich von Lahnsattel einen älteren, gegen S überkippten Faltenbau (Prof. VIII).

Schuppe folgt in dem Raume zwischen dem Brunntale und Schöneben die mächtigere Hochschwabschuppe. Am Gscheidlsattel und im Preintale unterbleibt eine solche Überschiebung der Mulde von S her, die Mulde ist auch heute noch unversehrt erhalten (Prof. X—XII). Erst östlich des Schwarzatales treten wieder kleinere Analoga der beiden hier genannten Schuppen auf. Unter der Baumeckschuppe hat sich südlich von Schwarzau ein Rest der Werfener Schiefer der Schneebergdecke erhalten (Prof. XIII), unter der Dürren-Leiten-Schuppe sind die gleichfalls ursprünglich der Schneebergdecke angehörigen Reste von Werfener Schiefeln beim Waldbartl (Prof. XV) und auf der Mamauwiese (Prof. XVI) erhalten geblieben.

Die letzten Bewegungen sind flache Verbiegungen (Heraushebung von Schneeberg und Rax) und Bewegungen an Brüchen (z. B. am Kuh-schneebergbruch, S. 518).

Zum Schluß sei hervorgehoben, daß O. Ampferer (30) bei seinen Untersuchungen in den Kalkalpen des Ennstales zu einer völlig übereinstimmenden zeitlichen Gliederung der Bewegungsvorgänge gelangt ist. Er gibt (S. 285) folgende zeitliche Reihenfolge an: I. Erste Gebirgsbildung. II. Erste Abtragung. III. Zweite Gebirgsbildung — Einschub der Altriasmassen.¹⁾ IV. Zweite Abtragung. V. Einsedimentation der Gosauschichten. VI. Weitere Gebirgsbildung und Abtragung. Daraus scheint hervorzugehen, daß diese Reihenfolge wahrscheinlich für den größten Teil des Ostabschnittes der nördlichen Kalkalpen charakteristisch ist.

Verzeichnis der zitierten Literatur.

1. 1853 Hauer F. v., Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, IV. Bd.
2. 1865 Hertle L., Lilienfeld—Bayerbach. Geologische Detailaufnahme in den nordöstlichen Alpen des Erzherzogtums unter der Enns zwischen den Flußgebieten der Erlaf und Schwarzau. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, XV. Bd., S. 457—461, 469, 473—474, 487—488, 491, 527, 548—551.
3. 1871 Stur D., Geologie der Steiermark, S. 295—299, 338—341, 396—398, 408—409, 419—421, 469—470, 480, 487.
4. 1882 Bittner A., Die geologischen Verhältnisse von Hernstein in Niederösterreich und der weiteren Umgebung. S. 26, 42, 75, 87—88, 110, 121, 160—162, 205, 301—304.
5. 1887 Bittner A., Aus dem Gebiete der Ennstaler Kalkalpen und des Hochschwab. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, S. 97.
6. 1889 Geyer G., Beiträge zur Geologie der Müritzaler Kalkalpen und des Wiener Schneeberges. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, XXXIX. Bd., S. 497 bis 522, 526—542, 645—670, 682—686, 700—712, 735—776.
7. 1891 Bittner A., Zwei neue Fundorte von *Monotis* in Niederösterreich. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, S. 272.
8. 1893 Bittner A., Aus der Umgebung von Schwarzau im Gebirge. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, S. 245—247.
9. 1893 Bittner A., Aus den Umgebungen von Naßwald und Rohr im Gebirge. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, S. 295, 296.
10. 1893 Bittner A., Aus dem Schwarzau- und dem Hallbachtale. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, S. 320—326.

1) Welche, wie S. 525 gezeigt wurde, unserer Schneebergdecke entsprechen.

11. 1903 Geyer G., Exkursion auf den Wiener Schneeberg. Führer zu den Exkursionen des IX. Internationalen Geologenkongresses.
12. 1912 Kohler L., Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 88. Bd., S. 365—368, 386—391, Karte I.
13. 1916 Kossmat F., Geologische Spezialkarte, Blatt „Wiener-Neustadt“.
14. 1918 Ampferer O., Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 96. Bd., S. 6—9, 39—41, 44—51, 54—56.
15. 1918 Spengler E., Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, XI. Bd.
16. 1919 Spengler E., Das Allener Triasgebiet. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 69. Bd.
17. 1921 Ampferer O., Beiträge zur Geologie der Ennstaler Alpen. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 71. Bd.
18. 1921 Heritsch F., Geologie von Steiermark. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, 57. Bd., S. 116—119, 129—130.
19. 1922 Baedeker D., Zur Morphologie der Gruppe der Schneebergalpen. Geographischer Jahresbericht aus Österreich, XII. Bd.
20. 1922 Spengler E., Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen. I. Teil. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 72. Bd.
21. 1924 Stille H., Grundfragen der vergleichenden Tektonik, S. 145.
22. 1925 Spengler E., Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen, II. Teil. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 75. Bd.
23. 1926 Lichtenecker N., Die Rax. Geographischer Jahresbericht aus Österreich, XIII. Bd.
24. 1927 Pia J., Neue Beobachtungen über die geologische Verbreitung fossiler Kalkalgen. Anzeiger der Akademie der Wissenschaften, 64. Jahrgang.
25. 1928 Spengler E., Über die Länge und Schubweite der Decken in den nördlichen Kalkalpen. Geologische Rundschau, XIX. Bd.
26. 1928 Spengler E., Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentalles und des oberen Pielachgebietes. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 78. Bd.
27. 1930 Spengler E., 6. Aufnahmebericht über Blatt „Schneeberg—St. Ägyd“. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, S. 68—71.
28. 1930 Schlager M., Zur Geologie des Untersberges. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, S. 245—255.
29. 1931 Spengler E., 7. Aufnahmebericht über Blatt „Schneeberg—St. Ägyd“. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, S. 63—66.
30. 1931 Ampferer O., Über das Bewegungsbild der Weyrer Bügen. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 81. Bd.
31. 1931 Lahn E., Zum geologischen Bau des Rax- und Schneepalpengebietes. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien. (Im Druck.)

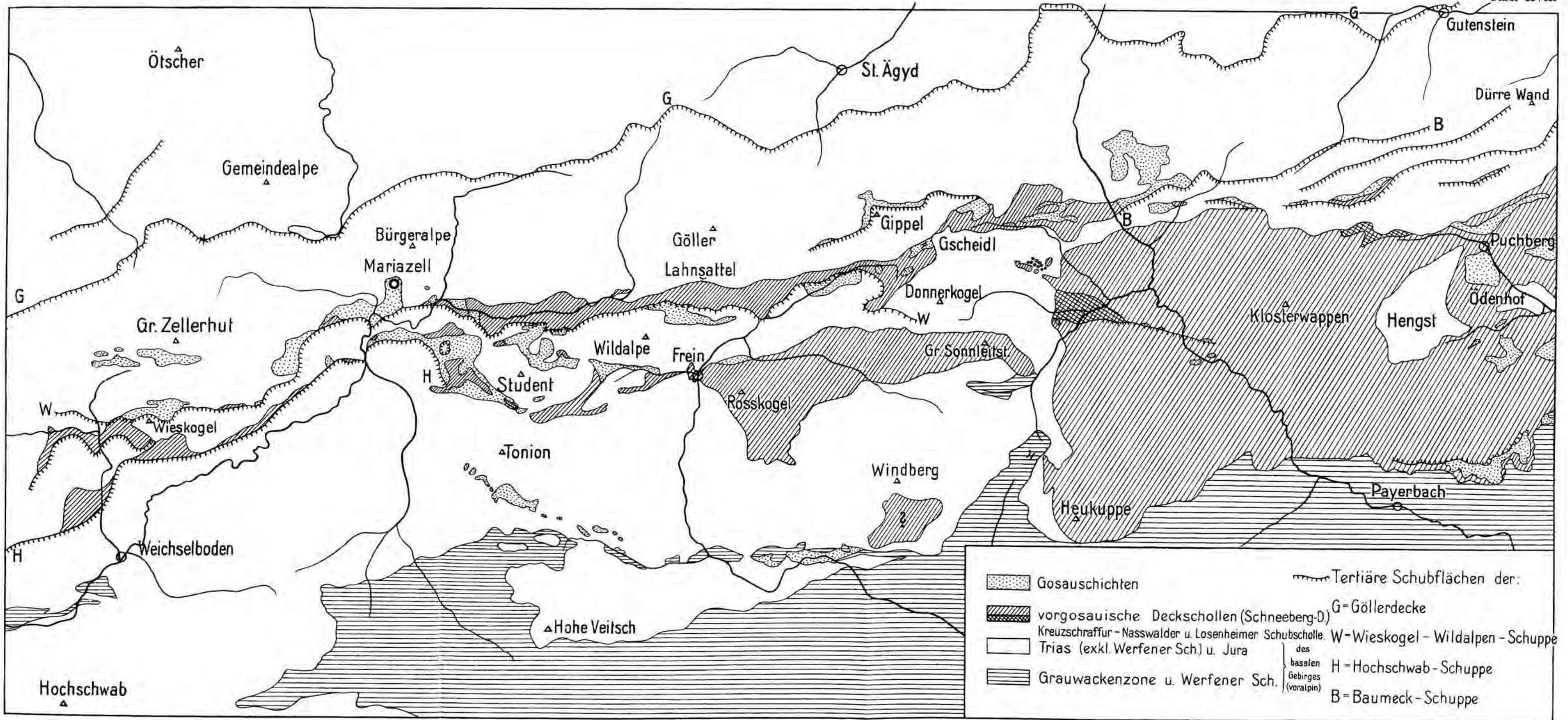
Erklärung der Kursivbuchstaben in den Profilen auf Tafel XIX.

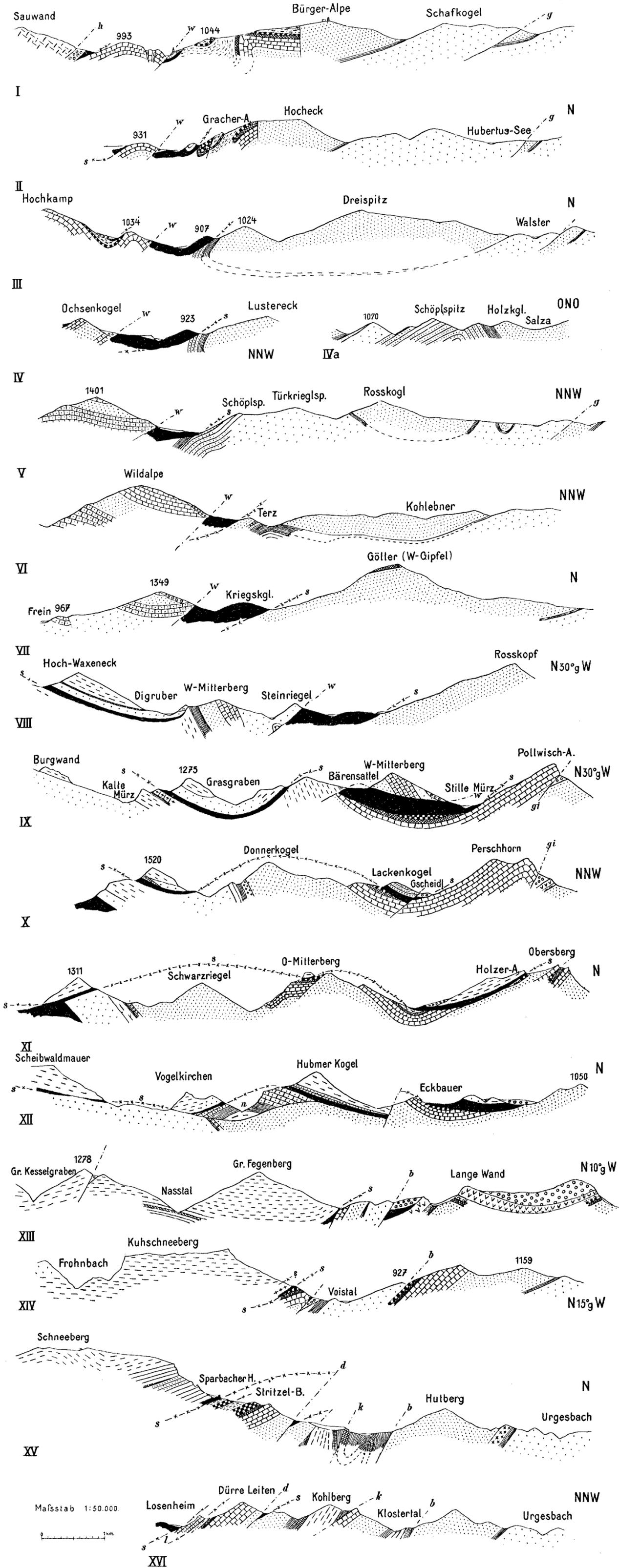
Schubfläche an der Basis der	
Schneebergdecke	<i>s</i> (vorgosauisch)
Losenheimer Schubscholle	<i>l</i>
Naßwalder Schubscholle	<i>n</i>
Dürre-Leiten-Schuppe	<i>d</i>
Kohlbergschuppe	<i>k</i>
Baumeckschuppe	<i>b</i>
Hochschwabschuppe	<i>h</i>
Wieskogel-Wildalpen-Schuppe	<i>w</i>
Gippelschuppe	<i>gi</i>
Göllerdecke	<i>g</i>

} (nachgosauisch)

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
I. Historischer Überblick	487
II. Das Ergebnis der Neuaufnahme	490
A. Die Strecke Mariazell—Gscheidl	490
1. Die Werfener Schieferzone mit den aufgelagerten Muschelkalkkresten	490
2. Die nördliche Begrenzung der Werfener Schieferzone	493
3. Die südliche Begrenzung der Werfener Schieferzone	498
B. Die Strecke Gscheidl—Puchberg	504
1. Die Puchberg—Mariazeller Zone zwischen Gscheidl und Voistal . .	504
2. Die Roßkogel-Sonnleitstein-Deckscholle	506
3. Die Schneeberg-Rax-Deckscholle	508
4. Das Donnerkogel-Halbfenster	519
5. Das Schuppengebiet des Voistales und Klostertales	521
III. Zusammenfassung und weitere Ausblicke	523
Verzeichnis der zitierten Literatur	529
Erklärung der Kursivbuchstaben in den Profilen	530





Mafsstab 1:50.000.
 0 1 km

- - - - - vorgosauische } Schubflächen Erklärung der kursiv-Buchstaben
 - - - - - nachgosauische } siehe letzte Textseite

	Norischer Kalk		Quartär
	Karnischer Kalk		Gosauschichten
	Opponitzer Kalk		Falkensteinkalk (Plassenkalk)
	Lunzer Schichten u. Mürztaler Mergel		Jura - Hornsteinkalke
	Trachyceras - Schiefer (-Aonschiefer)		Klauskalke
	Grüne Einlagerungen der ob. anisischen St.		Fleckenmergel
	Wetterstein - Kalk		Rote Kalke
	" " Dolomit		Kössener Schichten
	Gutensteiner u. Reiflinger Kalk		Dachsteinkalk
	" " " Dolomit		Dachstein - Riffkalk
	Werfener Schichten		Hauptdolomit

Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen.

Von Emanuel Christa.

(Mit einer geologisch-petrographischen Karte 1 : 15.000, 15 Tafeln und 3 Textfiguren.)

Vorwort.

Diese Arbeit geht auf eine Anregung Prof. Bruno Sanders (Innsbruck) zurück, den persönlich kennenzulernen mir im Sommer 1924 auf der Tagung der Deutschen Naturwissenschaftler und Ärzte vergönnt war. Man erhoffte sich damals die baldige Herausgabe einer unter der Leitung Professor Sebastian Finsterwalders in München in Angriff genommenen photogrammetrischen Neuaufnahme der Zillertaler Alpen. Bei dem verhältnismäßig großen Maßstabe dieser hypsometrischen Karte, ursprünglich 1 : 12.500, bot sich für eine möglichst detaillierte petrographische Kartierung des gerade durch das Vorkommen der bekannten Greiner Schiefer so besonders ausgezeichneten Gebirgstheiles eine willkommene Unterlage. Nun erfuhr aber die Vollendung des auf eine Anregung des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins unternommenen hypsometrisch-topographischen Kartenwerkes, dessen photogrammetrischer Teil Herrn Dr. Richard Finsterwalder oblag, dadurch eine erhebliche Verzögerung, daß die ebenfalls begonnene photogrammetrische Neuaufnahme des Großglocknergebietes auf Wunsch des Alpenvereins noch vorher erscheinen sollte. So erwuchs für mich der Nachteil, daß die mir jeweils gütigst zur Verfügung gestellten Kartenabzüge bis zum Sommer 1928 noch nicht lückenlos fertiggestellt sein konnten. Und während ich so im vierten Arbeitssommer 1928 mit meinen letzten Geländearbeiten beschäftigt war, stand der bekannte Wiener Kartograph Hans Rohn eben im Begriff, im Auftrage des Alpenvereins auf Grund der nun fertig vorliegenden hypsometrischen Karte die gesamten topographischen Details für das Gebiet des Oberen Zemmgrundes aufzunehmen und einzuzichnen, wobei mir — jetzt allerdings der Hauptsache nach nur mehr zur Nachprüfung meiner Aufnahmeergebnisse — wiederum in überaus entgegenkommender Weise durch Herrn Rohn die gewünschten Einblicke in das Aufnahmeblatt jeweils gewährt wurden.

Bei dieser Gelegenheit entledige ich mich einer ganz besonderen Dankspflicht gegenüber Herrn Professor Dr. Bruno Sander, der nicht nur mit überaus wertvollen freundschaftlichen Ratschlägen mich in meinen Arbeiten unterstützte, sondern in höchst uneigennützigster Weise mir Gelegenheit gab, in seinem Institut hospitiierend zu arbeiten und von seiner Lehr- und Forschungstätigkeit unmittelbar Nutzen zu ziehen.

Auch mancher dankenswerten Aussprache mit seinen Mitarbeitern und so vieler Gefälligkeiten, die ich von diesen erfuhr, sei hier Erwähnung getan. Eine Schuld aufrichtigen Dankes verbindet mich ferner mit Herrn Professor Dr. von Klebelsberg in Innsbruck, der für die kostspielige Drucklegung der mit geologischer farbiger Karte ausgestatteten Arbeit mir die geeigneten Wege wies und sie zu ebnen half. In ganz besonderem Maße gilt dies auch für den mit der Herausgabe dieser Zeitschrift betrauten Herrn Hofrat Dr. Ampferer sowie für die den mühevollen Kartendruck besorgende Firma Freytag & Berndt in Wien. Finanzielle Beihilfen für die Geländearbeiten gingen von der Gesellschaft zur Förderung der Wissenschaften in Würzburg aus. Die Kosten der Veröffentlichung der Arbeit übernahm auf Vorschlag seines wissenschaftlichen Beirats der Deutsche und Österreichische Alpenverein; auch die Sektion Berlin hat sich, wie ich vernahm, nunmehr daran beteiligt. Den Herren Vorständen dieser Verbände sage ich dafür an dieser Stelle meinen schuldigen Dank, wie ich ihm endlich auch jenen eingangs erwähnten Herren gegenüber hier wiederholen möchte.

Als ich 1925 meine Arbeiten begann, legte Professor Sander an seine geologische Karte des Blattes Brixen gerade die letzte Hand an. Sein auf Veranlassung der italienischen Behörden mittlerweile erschienenenes Kartenwerk 1:100.000 (mit Erläuterung¹⁾) umfaßt in der Randzone auch das Gebiet des Oberen Zemmgrundes. Wenn ich eigene Arbeitsziele in diesem Gebiete gesucht habe, konnte ich es mit gutem Gewissen tun, war es doch niemand als Professor Sander, der mir dazu riet. Den Intentionen meines hochverehrten Lehrers zu entsprechen, ward mir zum Leitgedanken dieser Arbeit.

Einleitung.

Wer ein Gebiet metamorpher Gesteine, wie es das hier in Frage stehende ist, mit den Augen des Petrographen oder Geologen nach verschiedenen Richtungen hin durchwandert, wird alsbald in der Lage sein, gewisse mehr oder weniger in sich abgeschlossene und in dieser Art wohl charakterisierte zonenhafte Areale oder Einheiten auseinanderzuhalten. Und so könnte man wohl die Frage aufwerfen, ob es sich angesichts des hier doch großenteils gneisartigen Gesteinscharakters überhaupt empfiehlt, für Kartierungszwecke innerhalb jener Zonen noch weiter ins Detail zu gehen, ob man es nicht vielmehr dabei bewenden lassen soll, die ermittelten Einheiten kartographisch möglichst sorgfältig herauszuarbeiten. Scheint doch zunächst der innerhalb jener Zonen zu beobachtende andauernde Wechsel minder deutlich charakterisierter Gesteinsvarietäten einer detaillierten Kartierung fast unüberwindliche Schwierigkeiten entgegenzustellen. Wenn ich mich trotzdem zu einem Versuch in diesem Sinne entschlossen habe, geschah es der Hauptsache nach aus folgenden Gründen.

Von vorneherein war zu erwarten — und das hat sich auch durch die Arbeiten im Gelände bestätigt —, daß jene Einheiten eben doch in

¹⁾ Bruno Sander, Note illustr. carta geol. d. Tre Venicie, Folio Bressanone, Padova, 1925.

weitgehendem Maße durch Übergangsbildungen verbunden und selbst wieder ziemlich komplizierter Natur sind, daß sie teilweise sogar in räumlich reduzierten Ausmaßen sich wiederholen. Wie nun bei Gesteinsgefügearbeiten eine rein statistische Untersuchung von Korn zu Korn, als zu verlässlicheren Resultaten führend, angewendet zu werden pflegt, glaubte ich auch hier durch ein gewissermaßen analoges statistisches Verfahren eher zu einem Ziele zu gelangen. Ich bemerke ausdrücklich, daß ich bei meinen Geländeaufnahmen im Hinblick auf das gewählte Arbeitsprinzip jeweils nicht unerheblich weiter ins Detail gegangen bin, als die Karte jetzt ersehen läßt; ich habe also bei meinen endgültigen Einträgen zusammengefaßt. Eine in diesem subjektiven Moment liegende, da und dort vielleicht auch etwas schematisierende Behandlung der Befunde scheint mir aber doch gerade durch das Prinzip der detaillierten Untersuchung wieder wettgemacht zu sein. In der Summation sehr zahlreicher rein statistisch gewonnener Einzelbefunde vermögen sich, ganz wie bei der Gefügeanalyse, kleinere Beobachtungsfehler, geringfügige Unterlassungen, ungewollte Wiederholungen und Ähnliches leichter auszugleichen, so daß im Kartenbilde als dem Endergebnis die in Wahrheit doch recht komplizierten Verhältnisse der Natur im allgemeinen richtig zum Ausdruck gebracht sind.

Dazu kommt ein weiteres Moment. Als Kartenunterlage stand mir, wie erwähnt, eine photogrammetrische Höhenaufnahme, und zwar im Maßstab 1:12.500 zur Verfügung. Die ersten Blätter wiesen sogar den Maßstab 1:10.000 auf. (Die Verkleinerung meiner Karte auf 1:15.000 ist auf meine Veranlassung erfolgt; sie erschien in Anbetracht des Umfangs des dargestellten Gebietes vollkommen genügend.) Diese verhältnismäßig großen Maßstäbe zwingen an sich schon, um bei dem obigen Vergleich zu bleiben, zu einer Untersuchung von Schicht zu Schicht. In der Art der photogrammetrischen Aufnahme einer Kartenunterlage liegt aber noch ein weiteres wichtiges Moment begründet. Eine solche Aufnahme ist, das darf man heute nunmehr behaupten, die verlässlichste, fast mathematisch getreue Wiedergabe der Oberflächen-gestaltung einer Landschaft, zumal eines über die Waldzone hinausreichenden alpinen Geländes. Ich habe in meine Karte, abgesehen von der Topographie der Wasserläufe und der Vergletscherung, welche bei der Mächtigkeit des Eises und des Firns als selbständiger geologischer Körper zu gelten hat und demgemäß ein geologisches Durchkartieren der Gesteinskomplexe als widersinnig erscheinen ließe, aus den photogrammetrischen Unterlagen absichtlich nur die Höhenschichtlinien übernommen; sie haben durchwegs 20 m Höhenunterschied. Die Felszeichnung, die übrigens im wesentlichen erst nach Abschluß meiner Geländeaufnahme hewerkstelligt wurde, hätte, so wertvoll sie an sich insbesondere für die Orientierung mir erscheint, wegen der doch verhältnismäßig großen Detailliertheit des geologisch-petrographischen Kartenbildes dieses selbst allzusehr beeinträchtigt.

Das Jahrbuch der österreichischen Geologischen Bundesanstalt ist vielleicht eine besonders geeignete Stelle, um sich über die Zweckmäßigkeit photogrammetrischer Aufnahmen für alpin-geologische Arbeiten zu äußern. So sehr das topographische Detail einer Karte eine geologische

Aufnahme zu erleichtern und fördern vermag, liegt doch darin unter Umständen, im kristallinen Gebiet vielleicht häufiger als im Gebiet nicht umgewandelter Gesteine, eine gewisse Gefahr der Täuschung. Hat man beispielsweise an einer von mehreren Wandstufen, die ein mäßig steiles Gehänge durchsetzen mögen, ein ohnedies zur Wandstufenbildung neigendes Gestein als anstehendes erkannt, so ist man allzu leicht geneigt, jene Wandstufe in ihrer gesamten Erstreckung, wenn sonstige Beobachtungen nicht gerade dagegen sprechen, als aus jenem Gestein aufgebaut anzunehmen. Und doch wird beobachtet, daß derartige der Verwitterung widerstehende Gesteinslagen, zumal bei Steilstellung der Schichten, je nach der Denudationswirkung von einer Wandstufe unvermerkt auf eine benachbarte überspringen. Des Irrtums wird man in der Regel erst bei genauer Auswertung der Meßergebnisse über Streichen und Fallen gewahr.

Ich bin, um dies hier nur nebenbei zu erwähnen, weit entfernt,¹⁾ angesichts jener Erscheinung bestreiten zu wollen, daß eine besonders widerständige Gesteinsschicht, noch dazu in stark erodiertem Gelände, an allen Orten sich irgendwie morphologisch ausprägen muß, sei es als Wandstufe, Bergrippe, Grat oder Kante, sei es als erkerartiger Vorsprung oder nur als unscheinbarer Geländeknick. Für diese morphologischen Zustände kenne ich aber keinen feineren zeichnerisch registrierenden Indikator als das Bild exakt ermittelter Höhenschichtlinien. Man erkennt in dieser Art Geländedarstellung, noch besser sogar als im Reliefmodell, wo gewissermaßen die Stufenfolge der unterscheidbaren Töne wieder aufgelöst ist, eine wunderbare, von den Gesetzmäßigkeiten der Denudation streng beherrschte Harmonie und die kleinsten Abweichungen wirken wie die Dissonanzen im Tonwerk, wobei sie als Härteinhomogenitäten im Untergrunde dem geübten Auge sofort sich kundtun.

Auch auf einer das gesamte topographische Detail mitumfassenden, für die Aufnahmearbeit natürlich hochwillkommenen Karte, auf einer solchen aber, deren wesentliche Darstellungsmittel nur Höhenschichtlinien sind, erst recht, wird der aufnehmende Geologe bemüht sein, möglichst viele der von ihm betretenen, etwa infolge Schichtenwechsels oder sonst aus einem Grunde geologisch wichtigen Beobachtungspunkte durch Peilung selbständig festzulegen. Im Kartierungsgebiet erwies sich als ein solcher Geländeteil, wo eine genauere Orientierung und die Festlegung der betretenen Standpunkte ohne fortwährende Peilungen schlechterdings unmöglich war, vornehmlich das südliche und südwestliche Gehänge des Ochsners (siehe die Karte Taf. XXXIV). Als einfaches Hilfsmittel für die Peilungen diente der Bergmannskompaß mit Diopterröhrchen nebst einem Taschenspiegel zur leichteren Gradablesung, die übrigens nicht sorgfältig genug ausgeführt werden kann; denn nur in diesem Falle ist das Verfahren, bei welchem zweckmäßig nicht allein zwei, sondern mehrere bekannte Punkte (etwa Bergspitzen) im Gelände anvisiert werden, von gutem Erfolg begleitet. Bei sorgfältiger Ablesung schneiden sich die Geraden der gewählten Visurrichtungen fast oder doch

¹⁾ Zentralblatt für Mineralogie etc., Jahrgang 1924, Nr. 14, S. 430 f.

mit großer Annäherung in einem einzigen Punkt; das ist dann die auf der Karte gesuchte genaue Lage des Beobachtungsortes, welcher dadurch auch seiner Meereshöhe nach einwandfrei bestimmt ist.

Vorausgesetzt wiederum, daß eine photogrammetrische Höhenaufnahme als Kartenunterlage dient, ist danüt ein weiterer Vorteil von nicht geringer Bedeutung erreicht: Der aufnehmende Geologe wird bei seinen Geländebegehungen eines Aneroides nicht entraten können. Wer nun etwa selbst schon hypsometrische Kartierungen mittels des Aneroides auszuführen hatte, weiß sehr wohl, daß die Messungsgänge bis zur Rückkehr zum Ausgangspunkte keinesfalls über zwei Stunden ausgedehnt werden können, insofern die dazwischen etwa stattgehabte, von der allgemeinen Wetterlage abhängige und bei der Höhenkotenermittlung in Rechnung zu setzende Barometerschwankung noch als eine nach Zeiteinheiten (Minutenzahl) einfach teilbare, geradlinige Strecke und nicht als Kurve angesehen werden darf. Im Hochgebirge, wo man sich allerdings kaum eines auf einen Meter Höhenunterschied geeichten Holosterik-Barometers, wie etwa zu hypsometrischen Geländeaufnahmen im Mittelgebirge, sondern für genauere Orientierungszwecke nur eines einfachen, wenn möglich bis zu 5000 *m* reichenden Taschenaneroides bedienen wird, ist die Rückkehr innerhalb zweier Stunden zum Ausgangspunkte nur in den seltensten Fällen möglich. An jene Beschränkung ist man aber im Hochgebirge, um etwa die aus der Karte nicht ohne weiteres ersichtliche Lage und Meereshöhe eines Beobachtungspunktes genau festlegen zu können, dann nicht mehr gebunden, wenn man über eine den Verlauf der Höhenlinien exakt wiedergebende, mit anderen Worten eine photogrammetrische Karte verfügt. Denn die sämtlichen im Laufe eines ganzen Tages gemachten Aneroidablesungen sind in diesem Falle durch die nach dem Peilverfahren auf der Karte festlegbaren Beobachtungspunkte leicht auf den wirklichen Höhenwert zu korrigieren und werden dadurch, ohne daß man auf eine bestimmte Zeitdauer beschränkt wäre, für die Höhenermittlung verwendbar, wo immer sie vorgenommen worden sind. Man kann aber an der Hand der im Laufe des Tages durch das Visurverfahren festgelegten Beobachtungspunkte im Zusammenhalt mit den sämtlichen vom Aneroid jeweils angezeigten Höhenwerten die durch die allgemeine Wetterlage bedingte, während dieses Tages entstandene Barometerschwankungskurve nachträglich konstruieren und dadurch die sämtlichen Beobachtungswerte des Aneroides wie nach dem Diagramm eines selbsttätigen Standbarometers korrigieren. Man täusche sich nicht, daß man in einem morphologisch so wenig ausgeprägten Geländeteil wie dem oben genannten außerstande ist, aus der Karte allein oder lediglich auf das Aneroid gestützt einen betretenen Punkt nur halbwegs genau auf der Karte festzulegen; in beiden Fällen müßte maximal mit Fehleru bis zu 100 *m* in vertikaler und horizontaler Richtung gerechnet werden.

Übrigens lassen sich Peilungen namentlich im Hochgebirge auch auf eine andere als die angegebene Weise bewerkstelligen, indem man zwei vertikal übereinander liegende der Höhe nach bekannte Punkte (etwa Bergspitze, Scharte, Gratabbruch, Almhütte, Gletschertor) als Visurrichtung, deren es natürlich auch hier mindestens zwei sein müssen,

im Gelände aufsucht. Diese höchst einfache Art von Peilung lieferte überraschend günstige Resultate vermutlich deshalb, weil das Auge dank seiner physiologischen Eigenschaften eine Lotrichtung mit außerordentlicher Genauigkeit abzuschätzen vermag. Es empfiehlt sich sogar, diese Methode wenn irgend möglich mit den Kompaßvisuren zu kombinieren, weil erfahrungsgemäß namentlich in unmittelbarer Nähe von im Aufnahmegebiet beispielweise häufigen Serpentinvorkommen kleine Abweichungen der Magnetnadel sich bemerkbar machen.

Die magnetische Abweichung ist für Peilungen der oben beschriebenen Art naturgemäß von größter Wichtigkeit. Ohne ihre Berücksichtigung wären die besten Winkelmessungen illusorisch. Ich pflege die im Arbeitsgebiet herrschende Deklination an kartenmäßig feststehenden Visurrichtungen mir durch mehrfache und mehrmalige Messungen festzulegen. Beim definitiven Eintrag in die Karte gebe ich dem Reißbrett, auf welches der Kompaß aufgelegt ist, die der Deklination entsprechende Richtung und vermag so die im Gelände abgelesenen Werte meiner Winkelmessungen unmittelbar ohne Umrechnung zu verwenden. Nicht anders ist zu verfahren bei Konstruktionen des Streichens und Fallens für den kartenmäßigen Eintrag. Eine etwaige Differenz der Deklination des Aufnahmegebietes und des Ortes der Eintragung in die Karte ist nicht zu berücksichtigen, weil das durch Reißbrettlage und Kompaß bestimmte Koordinatensystem nur demjenigen des Aufnahmegebietes zu entsprechen braucht.

Eine im strengen Sinn naturgetreu ausgeführte Höhengschichtenkarte gewährt noch weitere recht erhebliche Vorteile. Man sieht auf der geologischen Karte des Oberen Zerningrundes, insbesondere in den mehr nach N hin gelegenen Gebietsteilen, lange und dabei meist schmale, durch die Farbengebung schon äußerlich hervorgehobene Bänder hindurchziehen; man hat hier die Spur steil gestellter Schichtenlagen vor sich. Diese Spur nicht nur über weite Gebietsteile hin zu verfolgen, sondern auch, was das Wichtigere ist, die etwa vorhandene Identität einzelner der Beobachtung allein zugänglicher Strecken dieser Ausstrichspuren einwandfrei festzustellen, gelingt kaum anders als unter der obigen Voraussetzung. Denn um die wirkliche Spur des Ausstrichs einer Schicht an der Erdoberfläche zu ermitteln und in ihrer Projektion auf die Bildebene darzustellen, muß im Hochgebirge zu einer ausgedehnten sorgfältigen Beobachtung und der Messung des jeweiligen Streichens und Fallens noch hinzukommen die geometrische Konstruktion, die einen hier als bekannt vorausgesetzten Lehrgegenstand der praktischen Geologie bildet, aber nur auf Grundlage eines streng naturgetreuen Höhengschichtenplanes zu brauchbaren Resultaten führen kann.

Ich habe diese Konstruktionen jeweils auf Sonderabzügen oder Pausen, und zwar stets unter Beschränkung auf kleinere Teilgebiete sowie unter Berücksichtigung der Hunderter- und unter Einzeichnung der Fünzigkurven durchgeführt, wobei ich zu recht befriedigenden, in ihrer Art oft überraschenden Ergebnissen gelangt bin. Gerade die vielerörterte und umstrittene Verwendung des Höhenkurvenbildes in der Felsregion hat sich bei Anwendung dieser Methode als unentbehrlich erwiesen. In

einem fast maßlos zerklüfteten Gebirgsteil, wie es beispielsweise die Nord- und Ostflanke des Großen Greiners sind, zeigt der Ausstrich der nach Streichen und Fallen gemessenen Schichten, wie man sieht, einen oft merkwürdig gewundenen Verlauf; dieser aber steht nicht nur mit den hier natürlich etwas spärlicheren unmittelbaren Beobachtungen im Einklang, sondern entspricht auch den morphologischen Postulaten; ohne Zuhilfenahme der geometrischen Konstruktion wäre er niemals festzustellen gewesen.

Auf diese allerdings ziemlich mühselige Weise erhält man auch für die tektonischen Verhältnisse des Gebietes ein Kartenbild, aus welchem man ohne die üblichen im Bilde oft störend wirkenden Signaturen des Streichens und Fallens gerade diese beiden wichtigen tektonischen Elemente jeweils eindeutig nach Richtung und Ausmaß ablesen kann. Ich leugne nicht, daß in dieser Hinsicht auf der Karte noch so manches ergänzungs- und verbesserungshedürftig wäre; allein die angewendeten Kartierungsmethoden stellen, glaube ich, doch wenigstens einen Versuch dar, für ein Gebiet hochmetamorpher und intrusiver Gesteine mittels einer feineren Gliederung¹⁾ ein Kartenbild zu liefern, das schon als solches in den geologischen Aufbau, den Intrusiosmechanismus, die Tektonik und die Morphologie einen Einblick gewährt.

I. Landschaftlich geologischer Überblick an Hand der Karte.

Das den Gebirgsstock des Großen Greiners mitumfassende Aufnahmegebiet bildet in seiner durch die geologische Karte gegebenen Umgrenzung einen einheitlichen Komplex, in welchem der Zone der sogenannten Greinerschiefer eine überragende Bedeutung zukommt. Hornblende-Garbenschiefer aus dem Greinergebiet finden wir fast in allen deutschen Lehrbüchern mineralogisch-geologischen Inhalts erwähnt, vielfach sogar auch abgebildet, und kaum eine Lehr- oder Schausammlung wird solcher Handstücke aus dem Zillertal ermangeln, davon ganz abgesehen, daß man in unseren Sammlungen, seien sie öffentlichen, seien sie privaten Charakters, von dem frühzeitig berühmt gewordenen Mineralreichtum jener Zillertaler Vorkommen zahlreiche Belegstücke der verschiedensten Art, freilich sehr oft unter unzulänglichen Örtlichkeitsbezeichnungen wie „Greiner“, „Schwarzenstein“, „Zemmgrund“, „Zillertal“, „Tirol“ vorzufinden gewohnt ist.

Jene Serie hochmetamorpher Schiefer schließt unmittelbar südlich an den gewaltigen Gesteinskomplex der sogenannten Tuxer Granitgneise an. Diese wiederum stellen in ihrem Ausstrich an die Erdoberfläche eine westliche Fortsetzung des vom Großvenediger- und Reichen- spitzgebiet eingenommenen Granitmassives dar, u. zw. den nördlichen über die Tuxer Hochgipfel ziehenden Ast, während der südliche Strang dieser westlichen Ausläufer über den Zillertaler Hauptkamm streicht und dort mit seinen Gesteinen die höchsten Graterhebungen wie Schwarzenstein (3369 *m*), Turnerkamp (3418 *m*) und Großen Moeseler (3478 *m*) aufbaut.

¹⁾ Vgl. hierzu O. Ampferer, Über neue Methoden zur Verfeinerung des geologischen Kartenbildes, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1912, Bd. 62, H. 1.

Die Granitmassen des nördlichen Ausläufers fallen nur mehr mit einem schmalen Streifen ihres südlichen Randgebietes in den Kartenbereich. Wie so häufig in den Randzonen zeigen die Granite auch hier grobporphyrisches bis augengneisartiges Gefüge. In die zentralen reichlich komplizierten Teile dieses mächtigen Astes bekommt man bereits auf dem Talwege von Mayrhofen (630 m) über Ginzling und Breitlahner (1240 m) bis zur Grawandalm (1739 m) einige instruktive Einblicke. Der vom Hennensteigkamp (3000 m) herabziehende Granitrücken trennt durch eine über 400 m hohe Talstufe den eisfreien Unteren vom Oberen Zemmgrund, dessen gewaltige Gletscher deshalb beim Anmarsch sich noch lange Zeit dem Blick entziehen. Der Rücken bricht hier mit einer hellschimmernden, nach S gerichteten, fast senkrechten Mauer, der Grawand oder Grauwand ab, um für den Oberen Zemmgrund eine imposante, vom Greinermassiv westlich flankierte Eingangspforte zu bilden; seine östliche, ebenfalls mauerähnliche Fortsetzung findet dieser Granitrand im Melkersbartenkopf und dem prächtigen Felszahn der Zsigmondy Spitze (3087 m).

Die hier überall durchstreichenden Greiner-Garbenschiefer mit ihrem Wechsel von mürben, braun verwitternden Gesteinslagen und harten, hornblendereichen bis hornblenditischen Bänken hat an jener natürlichen Pforte der Zemm bach in einer tiefen Klamm durchsägt, während sie jenseits des Haupttales mit ihren steilen Schichtplatten sich bis hinauf zu den wildzerrissenen Gipfelgraten des Großen Greiners (3203 m) emporrecken. Auf der Karte sind die Schiefer vornehmlich mit violetten und dunkelblauen Farben, um sie besonders hervorzuheben, gekennzeichnet. Bei ostnordöstlichem generellen Schichtenstreichen zeigen sie durchwegs steiles Einfallen, meist nach N, seltener nach S. Der Betrag des jeweiligen Einfallens ist auf der Karte an dem infolge der Zerrissenheit des Gehirges oft recht unruhigen Verlauf der Ausstrichspur mit Hilfe der Höhenkurven überall ablesbar. Die Garbenschiefer, die am Greiuermassiv ihre maximale Mächtigkeit erreichen, erscheinen beiderseits von injizierten amphibol- und plagioklasreichen Grünschiefern flankiert.

Da bei all diesen Gesteinen die „Streckung“, wie man sie hier zunächst ohne Bedenken nennen kann, ein mäßig starkes Einfallen gegen die Brennerfurche hin erkennen läßt, braucht man sich nicht zu wundern, daß der offenbar linsenförmige Körper dieser eingeklemmten Schichtenpakete im westlichen Teil des Gebietes von der das heutige Gebirgsrelief darstellenden Denudationsoberfläche in seinem inneren mächtigeren Kern angeschnitten ist. So erklärt es sich ferner, daß die nach O hin immer schmaler werdende Zone der Greinerschiefer am Querkamm gegen die Floite, also im Bereiche der Roßkarspitzen, in die Luft auszustreichen beginnt; denn am jenseitigen Querkamm gegen die Stillup (außerhalb des Kartenbereiches) fand ich sie, allerdings nur auf flüchtigen Begehungen, lediglich in Spuren vor. Auch die Frage, ob es sich hier im Hinblick auf die vorerwähnte Tatsache, daß nämlich die Garbenschiefer im Aufnahmegebiet beiderseits von amphibolitischen Schichten serien eingeschlossen sind, um den Kern einer isoklinalen Schichtenmulde handeln könne, sei vorerst nur gestreift. Nach dem, was ich bis jetzt

außerhalb des Arbeitsgebietes im O gesehen, scheint es mir fraglich, ob dort eine nach unten geschlossene regelmäßige Schichtenmulde sich überhaupt wird feststellen lassen; denn die bei der Orogenese aufgeblättern und wie ich mir vorstelle stark intrudierten Schichtenpakete der offenbar polymetamorphen Schieferserie dürften in ihrer Verklemmung zwischen den gewaltigen Intrusivkörpern des Nordens und Südens auch eine starke, den normalen Schichtenverband verwischende Durchbewegung erfahren haben.

Schon bei der Grawandalm, noch deutlicher jedoch oberhalb der Klamm, weiten sich die Talgründe, so daß alluviale Bildungen (auf der Karte durch hellgelbe Farben wiedergegeben) in größerem Ausmaße sich entwickeln und erhalten konnten. Die Berge, insbesondere im S und SW, nehmen großzügigere, wenn auch einfachere Formen an, und durch die weitgeöffneten seitlichen Taltröge strömt das Eis der großen Gletscher ungehindert bis zur Sohle des Haupttales. Nach den wenigen Felsen, die der Weg berührt, glaubt man in den geologisch eintönigen Bereich stark geschieferter, wenig besagender Gneise eingetreten zu sein. Genauere Beobachtungen aber zeigen, daß die Serie der Garbenschiefer sich allenthalben wiederholt, im O freilich nur in geringfügigem Ausmaß, nur mehr in einigen schmalen Lagen. Allein das braun verwitternde Gestein der Talkenköpfe an dem vom Greiner nord-südlich ziehenden Querkamm verrät uns schon von ferne, daß die Schiefer noch weit gegen S hin das Gebirge durchsetzen. Dort, also im Furtschagelgebiet, reiht sich obendrein an die Garbenschiefer noch eine weitere mächtige Folge dunkler biotitreicher, z. T. dachschieferartiger Gesteine an, die erst bei Annäherung an die Granite und Diorite des südlichen Astes (s. o.) in eine großartige Injektionszone übergehen. Auch diese Umstände sind ein Beweis dafür, daß im W die linsenförmigen Körper der sedimentären Schichtenpakete infolge ihres axialen westlichen Einfallens von der heutigen Denudationsoberfläche in breiteren Ausmaßen angeschnitten sein müssen als drüben im O, wo sie, wie wir konstatieren konnten, schließlich in die Luft austreichen.

Die Zone der Greinerschiefer und Amphibolite ist noch durch ein weiteres äußerst wichtiges Phänomen charakterisiert. Gerade an sie scheint nämlich der frühzeitige Durchbruch ultrabasischer Magmen geknüpft zu sein. Die prächtigen braunrot verwitterten Gipfelbauten des zentral gelegenen Ochsners (3106 m) und des ihm benachbarten Rotkopfs „mit der Krone“ (2948 m) bestehen fast ausschließlich aus den zu dunkelgrünem Antigoritserpentin umgewandelten Erstarrungsgesteinen dieser Schmelzflüsse. Auch an zahlreichen anderen Punkten, so oberhalb des Schwarzensees, im Greinerkar, besonders eindrucksvoll aber am sogenannten Totenkopf (2564 m) im Furtschagel stecken diese Serpentinmassen wie Fremdkörper mitten in den Schiefen, wobei allerdings, wie beispielsweise am Ochsner, die Grenzregion gegen den Tuxer Granitgneis als Aufstiegsbahn der Schmelzflüsse besonders bevorzugt gewesen zu sein schien. Die wundervoll entwickelten Kontakthöfe dieser Serpentine sind seit lange bekannt als Hauptfundstellen der in alle Sammlungen gewanderten, aber auch heute an Ort und Stelle noch reichlich aufzufindenden Mineralien. Dazu kommt, daß

im Laufe des geologischen Geschehens die stets mit Talk- und Chloritgestein verknüpften Serpentine, teilweise in riesigen Spalten, die sich in ihren starren Körpern gebildet hatten, von sauren, einem jüngeren granitischen Magma entstammenden Schmelzlösungen intrudiert und infiltriert wurden, was wiederum zur Entstehung merkwürdiger Mineralparagenesen geführt hat.

Von der Serie der Greinerschiefer leitet eine in ihrer Mächtigkeit schwankende Zone von mehr oder weniger straff geschieferten Gneisen in den Bereich der mehr massig entwickelten Intrusivgesteine über. Augengneise, flasrige Gneise, kieselsäurereiche intrusive Einschaltungen mit nadelig entwickelten Hornblenden, konglomeratarartige Knollengneise und dicke Gneislagen von auffallendem Granatreichtum bilden hier merklich hervorstechende und zu kartographischer Ausscheidung geeignete Typen. Bei Annäherung an den südlichen Gesteinsbereich erregt eine Zone von sehr wechselnder Breite unsere besondere Aufmerksamkeit; sie besteht aus schlierig injizierten Schiefen, für die der Name Injektionsgneis angesichts der starken Durchtränkung und Verknüpfung sedimentären Materials mit den Erstarrungsprodukten saurer Silikat-schmelzen eigentlich schon zu wenig besagt. Die Gebäulichkeiten des „Berliner Hütte“ genannten Häuserkomplexes stehen auf dieser Gesteinszone. Im Aufnahmegebiet kann man zwar solche schlierige Bildungen fast überall antreffen; ganz besonders typisch aber finden wir sie in dem Bereich der mit ihrer granitischen Intrusionsmasse relativ weit nach N gerückten Furtshagelspitze entwickelt.

Durchaus unscharf ist naturgemäß die Grenze gegen den großen Bereich der verhältnismäßig wenig deformierten, im allgemeinen kaum oder nur äußerlich schwach umgewandelten Intrusivmassen. Wir werden sehen, daß dort neben granitischen Gesteinen einerseits, basischen bis ultrabasischen und dann meist stark uraltisierten Gesteinen anderseits vor allem Plagioklas und Hornblende führende Gesteine es sind, welche den Zentral-, das ist den heutigen Grenzkamm mit seinen das Gletschergebiet durchbrechenden Seitenkämmen so gut wie ausschließlich aufbauen. Das Mineral Hornblende oder Amphibol, das auch in den Garbenschiefern als schwarze, stark pleochroitische Hornblende, in den Talkfelsen als saftgrüner Strahlstein oder Aktinolith und in den Serpentinien als farblos, glasglänzender Tremolit uns wieder begegnet, erscheint mir geradezu als ein Symbol dieses gesamten Zillertaler Kristallisationsbereichs.

Die Intrusivmassen sind, wie nicht anders zu erwarten, allenthalben durchsetzt oder durchadert von weißlichen Apliten und Pegmatiten sowie dunklen Lamprophyren. Auf dem weiten ebenen Areal des großen Gletscherschlicfs in unmittelbarer Nachbarschaft der Berliner Hütte lassen sich diese Gangbildungen in ihrer räumlichen Orientierung, ihrer zeitlichen Entstehungsfolge und ihren sonstigen charakteristischen Eigentümlichkeiten in geradezu schulmäßig schematischen Bildern studieren. Nicht selten erreichen diese Gänge Mächtigkeiten von einem oder mehreren Metern oder sind in dichten Scharen angeordnet; in solchen Fällen konnten sie bei den Einträgen in die Karte Berücksichtigung finden. Auch zum Studium großartiger Schollenkontakte bietet bereits die unmittelbare Umgebung der Berliner Hütte die bequemste Gelegenheit.

Auffallend ist, worauf schon frühere Autoren hingewiesen haben, daß unter den sauren Tiefengesteinen besonders die dioritischen hornblende-reicheren es sind, die von allerdings meist kleinen Resorptionsschollen geradezu erfüllt sein können.

Schließlich bedürfen die berühmten Granatvorkommen des Zillertals schon in diesem allgemeinen Überblick einer kurzen Erwähnung. Granaten, insbesondere solche von der Zusammensetzung des Almandins, gibt es in der großen Mehrzahl aller Gesteine des Aufnahmegebietes in ungezählter Menge; sie werden infolge ihrer oft trüben Beschaffenheit in der Regel nicht beachtet, u. zw. am wenigsten dann, wenn sie ganz Granatfelse von feinkörniger oder dichter Konsistenz bilden. Die als Schmucksteine verwendeten Almandingranaten pflegen im Zillertal allerdings an ganz bestimmte Örtlichkeiten gebunden zu sein, an gewisse geologische Vorkommen, die innerhalb des Aufnahmegebietes nicht etwa in den oben erwähnten Zonen der hochmetamorphen Gesteine, sondern just im Bereiche der körnigen sauren Eruptivgesteine sich befinden. Sie bilden hier schmale, gangähnliche, oft wie verdrückt aussehende Einschaltungen, welche aus stark flasrigen Chlorit-Biotitschiefern bestehen und ganz durchspickt sind von roten schleißbaren Granaten jedweder Größe. Das Granathüttchen am rechten Ufer der Zunge des Waxeggkeeses mit der dort befindlichen verfallenen Mühle zum Pochen des mürben Muttergesteins sind heute noch wie so manches Andere hier Zeugen einer — vielleicht durch Modeströmungen — zum Erliegen gebrachten alten Industrie.

Ein erheblicher Teil des Gesamtgebietes liegt unter Eis. Das gibt dieser Landschaft ihr Gepräge. Glaubt man sich da der Außenwelt mit ihrem sprießenden, blühenden Leben fast plötzlich entrückt, so beruht das nur auf einer gefühlsmäßig ganz richtig erfaßten geologischen Realität, die uns später noch sehr beschäftigen wird; berührt sie doch ein Problem, das, wie wir heute wissen, in den Werdegang der Alpen neue tiefe Einblicke zu bieten verspricht. Frei und weit dehnen sich über dem kaskadenartigen Gefälle der großen Gletscher die Firnfelder aus und mit feingeschwungenen vielsagenden Bogenlinien zeichnet sich am Hintergrund jener seltsamen, immer wiederkehrenden Verebnungsflächen, selten so schön und klar zu sehen wie hier, der Bergschlund ab (Taf. XXXII, Abb. 16 und 17). Über ihm aber schießen felsdurchsetzte Eisflächen jäh gegen die scharfen Gipfelgrate empor. Hier offenbart sich bereits dem kundigen Blick jener großartige Rhythmus, der, dynamisch sich auswirkend, dem heutigen Alpenkörper Ausmaß und Formen gab.

II. Physiographie der Gesteine.

(Erster Teil.)

A.) Gebiet der ungeschieferten Intrusivmassen.

I. Allgemeines.

Wenn man, etwa vom Gasthaus „Alpenrose“ oder von der Berliner Hütte oder dem östlichen Talschluß des Oberen Zemmgrundes aus-

¹⁾ B folgt im zweiten, noch in Vorbereitung befindlichen Teil meiner Arbeit.

gehend, nach S abbiegt, um die Richtung gegen den Grenzkamm einzuschlagen, hat man das Empfinden, aus der Region der metamorphen Schiefer und typischen Gneise allmählich in einen ganz neuen Gesteinsbereich eingetreten zu sein. Das ergibt sich zunächst schon beim Anblick der hier überall zahllos und massenhaft umherliegenden, meist ziemlich stark abgerollten und glattgeschuerten, oft kubikmetergroßen Gesteinsblöcke, welche in dieser Form jeder Schichtung oder Paralleltexur zu entbehren scheinen, auch durch ihr scheinbar richtungsloses und mehr oder weniger grobkörniges Gefüge — nach dem bisher Gesehenen — geradezu auffallen und, trotzdem sie, bedingt durch ihren Mineralbestand, gleichmäßig schwarz gesprenkelt sind, dank dem herrschenden Weiß des Aggregates ihrer farblosen Gemengteile im allgemeinen eine sehr lichte Gesamtfarbe aufweisen. Man könnte sie darum zunächst für Granite halten; auch der Einheimische ist gewohnt, sie nicht anders zu bezeichnen. Sie bilden das herrschende Material der die Gletscherzungen umgürtenden Moränen, entstammen aber nur zum geringeren Teil der unmittelbaren Umgebung. Meist finden wir sie erst höher oben, und zwar hauptsächlich an den großen felsigen Trennungsrücken des Gletschergebietes als herrschende Gesteinsart im Anstehen. Nach dem petrographischen Befunde, wovon weiter unten die Rede sein soll, wird man sie als Quarzdiorite, Tonalite und kiesel-säurereiche Diorite zweckmäßig in die Gruppe der Diorite einzureihen haben. Manchmal nehmen diese zunächst noch vorherrschenden „Schwarzweißgesteine“, womit sie rein äußerlich ausreichend charakterisiert wären, auch dunklere, zum Teil recht dunkle Tönungen an, indem sie sich bereits den gabbroiden Typen nähern, um schließlich ganz in diese überzugehen. Verhältnismäßig häufig stößt man hier auch auf zumeist besonders ungefüge, durch grobes Korn und grünlich-schwarze Farbe sofort auffallende Rollblöcke, die sich gegen den Hammerschlag äußerst hart und zäh verhalten und mit deren Auftreten in unserem Gebiete, wie wir hören werden, es eine besondere Bewandnis hat. Sobald man dann seine Streifzüge nur etwas weiter auszudehnen beliebt, entgeht einem nicht das Häufigerwerden von Gesteinstrümmern, die ungeachtet ihrer äußeren Ähnlichkeit mit unserem Schwarzweißtypus schon makroskopisch unmöglich mehr diesem zugerechnet werden können. Die dunklen Gemengteile treten bei ihnen zwar nie sehr stark, aber doch so, daß es im allgemeinen nicht zu übersehen ist, zurück. Auch hat die Masse der leukokraten Mineralien nicht mehr das charakteristische reine, gleichmäßige Porzellanweiß; macht sich doch hier bereits der Quarz durch seine rauchgraue und nicht selten durch einen Stich ins Rötliche oder Bläuliche gekennzeichnete Färbung auf muscheliger Bruchfläche deutlich bemerkbar. Auch unter den Feldspäten treten solche mit spiegelnden perlmutterglänzenden Spaltflächen hervor, während der größere Rest nur aus mattweißen leicht getrübbten Körnern besteht, die sich, allerdings sehr selten, schon makroskopisch durch eine äußerst feine Zwillingsstreifung als Plagioklasse zu erkennen geben. Wie für die Farbentönung eines Gesteins bei starken Farbenkontrasten der es zusammensetzenden Gemengteile allein das Mengenverhältnis den Ausschlag zu geben pflegt, mag daraus zu

ersehen sein, daß diese Gesteine aus weiter Entfernung betrachtet, fast stets ein lichtereres Aussehen haben als jene schwarzweiß gefleckten Gesteine mit ihrem merklich reineren Weiß. Sie unter die Gruppe der Granite zusammenzufassen, braucht man, wie jede mikroskopische Stichprobe ergibt, keine Bedenken zu tragen.

Wenn ich diese vielleicht zunächst belanglos erscheinenden Umstände hier ausführlicher erörtert habe, tat ich es, um darzutun, daß bei solcher Sachlage eine Geländekartierung auch bei den leukokraten Intrusivgesteinen einer Ausscheidung nach Hauptgruppen nicht enträten kann. Andererseits wird sie in dieser Hinsicht, gerade weil sie größtmögliche Genauigkeit sich zum Prinzip macht, große Beschränkungen sich auferlegen müssen.

Die moderne Petrographie hat, wie bekannt, unter den zunächst nach ihrem Mineralbestand auseinanderzuhaltenden kieselsäurereichen beiden Hauptgruppen der drei großen Eruptivreihen nicht weniger als 34 Magmentypen nach chemischen Gesichtspunkten unterscheiden gelehrt. Gerade die mikroskopische Betrachtungsweise zeigt uns immer wieder, daß diese Unterteilung keine zu weitgehende war. Ja man könnte nach den bis jetzt wahrzunehmenden Fortschritten sich vorstellen, daß bei weiterem Ausbau der Gesteinsmikroskopie, wofür in der Gegenwart die Bedingungen gegeben sind, eine rein morphologische Betrachtungsweise der Eruptivgesteine einer ähnlichen Verfeinerung noch fähig wäre. Wie dem auch sei, für eine petrographische Geländeaufnahme wäre eine die gesamte Variabilität einer Intrusionsmasse möglichst lückenlos erfassende, statistisch auswertbare und kartographisch darzustellende Differenzierung ein ideales Ziel, dessen erfolgreiches Erstreben aber durch die übergroße Zahl der statistisch-technisch zu erfordernden Einzeluntersuchungen vorerst wohl in Frage gestellt ist. Auf allen Kartierungsgängen, in der Hochregion aber ganz besonders, wird man sehr oft sich veranlaßt sehen, ohne alles Weitere sich qualitativ über etwas schlüssig zu machen, wozu aber immer erst die im Aufnahmegebiet selbst gewonnenen Erfahrungen und die damit wechselseitig Hand in Hand gehende fortschreitende Arbeit am Mikroskop die Befähigung erbringen.

Eines der wichtigsten äußeren Merkmale dieser alpinen Tiefengesteine ist ihr Gefüge. Daß die Gesteine, um die es sich zum weitaus überwiegenden Teil hier handelt, plutonische Eruptivmassen sind, wird heute niemand mehr in Abrede stellen, sofern dies überhaupt jemals ernsthaft geschehen sein sollte. Daß man ihnen aber auch die hier üblichen Bezeichnungen plutonischer Gesteine beilegt, sie mit anderen Worten als das bezeichnet, was sie sind und wofür sie die Allgemeinheit hält, bedarf im Rahmen dieser Arbeit deshalb einer eigenen Motivierung, weil man in der Fachliteratur heute noch nicht allgemein von der für sie gewählten Bezeichnung Gneis Abstand nehmen zu können glaubt. Die neuerdings für solche und ähnliche Gesteine wieder gern gebrauchten Namen Granitgneis, Tonalitgneis u. s. w. sind terminologisch in petrographischer Auffassung weniger verfänglich, sie betonen aber nach dem üblichen deutschen Sprachgebrauch mit gewollter Form die Gneiseigenschaft, und so erscheint es mir schon einer Erwägung

wert, ob für die hier in Betracht kommenden Gesteine jene Benennungen auch weiterhin noch angewendet werden sollen. Daß wir vom gefügekundlichen (!) Standpunkt aus da, wo flächenhaftes bis lineares Parallelgefüge in Frage steht, den Begriff Gneis ebenso fallen lassen müssen wie den durch geologische Vorstellung über die Gesteinsgenese belasteten Begriff Schieferung,¹⁾ soll nicht besagen, daß wir bei Kennzeichnung des allgemeinen, schon äußerlich in Erscheinung tretenden Gesteinscharakters einer großen Gesteinsgruppe jener entwicklungs geschichtlich zu bestem Sprachgut gewordenen und immerhin brauchbaren Benennungen uns ein für allemal begeben sollen. Nach allgemeinem heutigem Sprachgebrauch bedeutet der alte Name Gneis ein schiefriges Gestein. In den Lehrbüchern steht der Gneis unter der Gruppe der kristallinen Schiefer an erster Stelle. Es wird sich also nur um die Frage handeln, ob die Bezeichnung Schieferung ganz ohne Heranziehung von Vorstellungen über genetische Momente, also rein deskriptiv denkbar und gebrauchsfähig ist. Ich glaube schon; denn ich sehe in ihr gegenüber dem allgemein durchgreifenden gefügekundlichen Terminus in erster Linie das schärfere Betonen einer zunächst allerdings uur sehr willkürlich abgrenzbaren, graduell unterschiedlichen Eigenschaft. (Schon das aber macht sie für gefügekundliche Terminologie unbrauchbar, zum mindesten entbehrlich.)

Man möge nur einmal der nördlichen Gneis- und Schieferzone entnommene Proben von Orthogneis granitischer oder gar dioritischer Provenienz Handstücken normaler Haupttypen des südlichen Intrusionsbereiches unmittelbar gegenüberstellen, um sich jenes graduell bedingten, überaus schroffen Gegensatzes im Habitus vollauf bewußt zu werden. Sofern man diese letzteren schlechthin als Plutonite zu benennen sich nicht entschließen kann, wäre man gebunden, sie jenen gegenüber als alpine Fazies unter einem neu aufzustellenden Sammelbegriff zu vereinigen, wofür bei gegebener Sachlage jeder Anlaß fehlt. Wo ein zentralalpines Tiefengestein bei äußerlich zurücktretender Lagerung schon auf den ersten Blick sich als massiges Erstarrungsprodukt der Tiefe zu erkennen gibt oder gar, wie dies so häufig der Fall, rein äußerlich in seinem Gefüge den Eindruck völliger Richtungslosigkeit erweckt, wo ferner die ihm entstammenden großen Massen abgewitterten Blockwerkes — ein sehr bezeichnendes unterscheidendes Moment — der Hauptsache nach aus mehr oder weniger ungefügten Blöcken, nicht aber aus ebenflächig abgesonderten und zu weiterem schiefrigen Verfall neigenden Gesteinsplatten besteht, hat es wenig Sinn, die Benennung eines solchen Gesteins in irgend einer Form mit dem Gneisbegriff zu verknüpfen, selbst dann nicht, wenn aus dem mikroskopischen Befunde, was in solchem Falle unwahrscheinlich, ausgesprochene Gefügeregelungen sich ergeben sollten.

Im Bereich dieser ungeschiefertten Intrusivgesteine oder Plutonite, wie ich sie im Gegensatz zu den Hauptvertretern der nördlich anschließenden Zonen kurz bezeichnet habe und weiterhin bezeichnen werde, ohne jedoch mit diesem Beiwort irgendwelche Vorstellungen

1) Vgl. Sander, Gefügekunde der Gesteine, Wien 1930, S. 97.

über Ursache und Wirkungsart der Gesteinsumformung verbinden zu wollen, sind Gesteine mit mehr oder weniger deutlich erkennbarem Parallelgefüge insbesondere bei den glimmerreichen Typen ziemlich häufig. Lagentexturen jedoch, die nur einigermaßen an Schiefer, schiefrige oder geschieferte Gesteine erinnern könnten, gehören hier, soweit man ihre räumliche Erstreckung und Verbreitung in Betracht zieht, zu den großen Seltenheiten. Daß gegen die Zonengrenze hin texturale Übergangsformen sich häufen, scheint eine allgemeine Erscheinung in solchen Intrusivgebieten zu sein und wird ebensowenig überraschen wie die Tatsache, daß die mineralogisch ausscheidbaren Tiefengesteinstypen selbst, von denen nunmehr die Rede sein soll, durch kontinuierliche Übergänge verbunden zu sein pflegen.

In seiner anregenden Studie über den Tonalit der Rieserfernergruppe, auf die ich hier gewisser Analogien wegen etwas näher eingehen muß, unterscheidet Friedrich Becke¹⁾ unter den sauren Intrusivgesteinen rein petrographisch folgende sieben Typen:

1. aplitähnlicher Randgranit,
2. porphyrtiger Randgranit,
3. Randgranitit,
4. Quarzglimmerdiorit,
5. feinkörniger Randtonalit,
6. Normaltonalit,
7. dioritische Schlieren.

Gerade diese Typen sind es, die in der gesamten südlichen Umrandung des oberen Zemmgrundes eine beherrschende Stellung einnehmen, und wenn man die für die Typisierung zunächst maßgebenden und letzten Endes ausschlaggebenden äußerlichen Gesteinsmerkmale in den Vordergrund stellt, so ließe sich die Beschreibung Beckes in vielen Punkten Wort für Wort auf die Gesteine des Zillertaler Hauptkammes und seiner obersten Seitenzweige übertragen.

Als das Hauptgestein des von ihm in der erwähnten Studie besonders eingehend behandelten Reinwaldkernes hat Becke den Tonalit bezeichnet. Hier wie im Zillertal ist es denn auch der Plagioklas, dessen „schnee-weiße Farbe“, um Beckes eigene Worte zu gebrauchen, diesem Gestein „sein charakteristisches Aussehen gibt“. An beiden Örtlichkeiten nehmen Biotit und „rabenschwarze Hornblende“ reichlich an der Zusammensetzung dieses von Gerhard vom Rath erstmals beschriebenen dioritischen Gesteinstypus teil, während im Gegensatz zum Granit der Kalifeldspat gegenüber dem Plagioklas und Quarz beim Normaltonalit „fast verschwindet“ (S. 383). Den Hauptanlaß zur Aufstellung des Namens Tonalit scheint überhaupt der Umstand gegeben zu haben, daß man diese lichten, aus der Nähe betrachtet fast weißlichen, so sehr dem Granit ähnelnden Gesteine lediglich ihrer Mineralkombination wegen schlechthin als Diorite zu bezeichnen Anstand nahm. Von sonstigen übereinstimmenden Merkmalen soll später noch die Rede sein. An dieser Stelle interessiert zunächst die Feststellung Beckes, daß die

1) Tschm. Min. petr. Mitt., N. F. 12 (1892), S. 379 ff.

verschiedenen Tiefengesteinstypen ganz unbestimmt gegeneinander abgegrenzt erscheinen. Noch wichtiger aber dünkt es mir, daß Becke, der am Reinwaldkern in den Graniten mehr eine Randfazies erblickt, doch einen „großen Teil der Intrusionen in der Schieferhülle“ der granitischen Varietät zuerkennt, während am Rieserkern nach F. Löwl diese Randgesteine Beckes überhaupt, u. zw. beträchtlich, vorzuherrschen scheinen.

Im Zillertal ist schon in Anbetracht der sehr bedeutenden Vergletscherung es schwer zu entscheiden, welcher unter den beteiligten Tiefengesteinstypen die Vorherrschaft hat und damit vielleicht den „Kern“ der Intrusivmasse bilden mag. Jeder Abschätzung nach dieser Richtung haftet aber auch um deswillen etwas sehr Problematisches an, weil es uns völlig unbekannt bleibt, in welcher Weise, also hauptsächlich unter welchen stofflichen Veränderungen bei der allgemeinen Steilaufrichtung des Gebirges die an der Oberfläche beobachteten Massengesteine sich nach der Tiefe hin fortsetzen, wobei allerdings wesentlich konstantere Verhältnisse erwartet werden dürfen als im horizontalen Anschnitt des heutigen Oberflächenreliefs. Für das Aufnahmegebiet steht so viel sicher, daß die basischen bis ultrabasischen Derivate des sauren „Hauptmagmas“, vielleicht besser, um mit Niggli zu reden, des die oberen Intrusionsbereiche der Erdkruste in gewissem Sinne beherrschenden „granitischen Schaumes“, auf die Randgebiete beschränkt sind, wo sie auch in der Form von Schollenkontakten sporadisch auftreten können (Westfuß des vorderen Hornknopfs, Verbindungsgrat Schwarzensteinjoch—Hornspitzen, Gebiet des Tratterjochs). Die dioritischen Gesteine des oberen Zenngrundes aber aus diesem Grunde schlechthin der Randzone zurechnen zu wollen, ginge ebensowenig an, wie eine stärkere Beteiligung des Granites gerade in dieser Zone anzunehmen. Für das Aufnahmegebiet scheint mir vielmehr als weitere Tatsache bemerkenswert, daß die räumliche Verteilung dieser Tiefengesteinsmassen eine recht komplizierte ist. Der alkali- und zugleich kieselsäurereiche Anteil wird jedenfalls nicht sehr viel hinter dem dioritisch-tonalitischen zurückbleiben, wobei ich die fast kalifeldspatfreien quarzreicheren Gesteine, soweit es möglich war, ihrer systematischen Stellung gemäß der dioritisch-tonalitischen Gruppe zugerechnet habe.

Damit wollen wir uns der Physiographie der Einzelercheinungen zuwenden.

II. Die leukokraten massigen Tiefengesteine.

In dem Gebiet der „ungeschiefert“ Intrusivmassen, wie ich die Gesamtheit dieser Gesteinstypen mit fehlendem oder sehr zurücktretendem Parallelgefüge — ohne Rücksicht auf gelegentliche Abweichungen von diesem kennzeichnenden Merkmal —, also mehr der Kürze halber, aber doch nicht ohne gewollte Anspielung auf gewisse genetische Momente zu bezeichnen pflege, ergibt sich für die weitaus vorherrschenden kieselsäurereichen und magnesiaarmen, somit im allgemeinen leukokraten Plutonite, wie oben bereits angedeutet, eine zwanglose Unterteilung in die Gruppe der granitischen und die Gruppe

der dioritischen Gesteine. Sie für die physiographische Darstellung vollkommen getrennt zu behandeln, würde oftmalige Wiederholungen bedingen. Auch sah ich meine Aufgabe weniger darin, die Haupttypen monographisch durchzubespochen, als vielmehr gewisse mir beachtenswert erscheinene phänomenologische Besonderheiten, die zumeist verschiedenen, manchmal aber auch allen Typen gemeinsam sind, mit etwas größerer Ausführlichkeit herauszuarbeiten, wobei ein die Übersichtlichkeit vielleicht beeinträchtigender Verzicht auf systematische Gliederung des Ganzen mit in Kauf genommen werden mußte.

a) Über den Granit.

Den granitischen Tiefengesteinstypus schlechthin, ohne Rücksicht auf feinere stoffliche Nuancierungen, repräsentiert, um nur ein wichtiges Beispiel herauszugreifen, das Hauptgestein der mit 3253 m kotierten dritten oder höchsten der fünf Hornspitzen. Als mittelkörnig-schwachporphyrisches, sehr liches und reichlich frischen Quarz führendes Gestein findet sich dieser regelungsfreie Granit hauptsächlich in der Ost- und Westflanke der steil aufstrebenden Felspyramide, an deren Aufbau auch lichtere und dunklere Spielarten granitischen, bzw. plagioklasgranitischen Gesteines sich beteiligen.

Nach der Rosiwal'schen Methode ergeben sich in Prozenten

I. Quarz	II. Feldspäte	III. farbige Gemengteile
28·48	64·4	7·12
	davon 26·5 Alkalifeldspat	davon 6·9 Biotit
	„ 37·0 Oligoklas-Albit	„ 0·16 Orthit
	„ 0·9 Myrmekit	„ 0·03 Muskovit
		„ 0·03 Zirkon, Erz und anderes

Nicht in die Rechnung einbezogen sind die mikrolithischen Entmischungsprodukte der Plagioklase; sie würden die Gesamtmenge der farbigen Gemengteile um einen sehr schwankenden Betrag von etlichen Prozenten vermehren, diejenigen der Plagioklase nicht substanziell, sondern räumlich um ebensoviel verringern.

Zur näheren Charakterisierung einer Gesteinsart, wie sie im Aufnahmegebiet als typischer Granit angesehen werden kann, interessiert vor allem das Mengenverhältnis der wesentlichen Gesteinskomponenten. Die von W. Lindgren für den granodioritischen Typus gezogenen Grenzen des Verhältnisses Orthoklas—Plagioklas zwischen 1:2 und 1:1·65 schließen diesen an sich recht nahe verwandten Magmentypus hier vollständig aus. Plagioklasgranit und Quarzdiorit kommen schon wegen des hohen Kalifeldspatgehaltes noch weniger in Betracht. Auch die für den Normaltonalit gültigen Niggli-Werte fm und mg 0·50 entsprechen zwar dem Gehalt der tonalitischen „Schwarzweiß-Gesteine“ an Magnesiasilikaten, keineswegs aber der hier vorhandenen geringen Menge an Biotit. Da Vertreter der beiden Alkalireihen in diesem rein pazifischen Gesteinsbereich schwerlich in Betracht kommen, erübrigt nur die mangels vorliegender chemischer Analyse mit großem Vorbehalt

zu beantwortende Frage, ob das Gestein nicht bereits dem yosemitischen Typus nahe kommt. Der Sprung des Normalwertes σ von 270 (für Normalgranit) zu 350 (für jenen Magmentypus) ist beträchtlich, aber nicht groß genug, um jene Frage zu verneinen, zumal der kieselsäurereiche Granit des Zemmgrundgebietes dem yosemitischen Fibbiagranit des Gotthards sehr ähnlich sieht.

Auch die von S. J. Shand (Eruptive Rocks, 1927, S. 157) unter seinem Peraluminous Type alkalikalkgranitischer Gesteine angeführten Werte zweier dem Zemmgrundtypus am nächsten stehender Gesteine von Idaho mit

Quarz	28·0		33·0	
Orthoklas	15·8		20·7	
Albit-Mol.	32·5	} 33·6	26·2	} 39·1
Anorthit-Mol.	11·1		12·9	
Biotit	7·5	} 9·8	5·6	} 7·0
Erz	0·9		0·7	
Zirkon und anderes ..	1·4		0·7	

lassen sich mit obigen Werten¹⁾ gut vereinbaren.

Es kommen im Aufnahmegebiet noch kieselsäurereichere, bereits dem Aplittypus sich nähernde Granite vor, von denen in dieser Abhandlung gelegentlich die Rede sein wird. Aber alle diese sauren Granite scheinen ein zwar rein äußerliches, aber in seiner Art nicht belangloses Charakteristikum gemeinsam zu haben. Es ist die krummschalige Absonderung. Dieses morphologische Moment führt wiederum, wie beispielsweise an der dritten Hornspitze, aber auch am Westgrat des Turnerkamps und anderen Örtlichkeiten des Gebietes zu beobachten ist, zur Herausbildung ganz eigentümlicher, man möchte sagen eigenwilliger Felsformen, welche bald als mächtige, erkerartig oder schnabelförmig den Bergkanten oder Felsflanken entragende Gebilde den Gesetzmäßigkeiten normaler Abwitterung, ja selbst dem Gesetz der Schwerkraft zu trotzen scheinen, bald aber der ganzen Bergkontur ein regellos zerhacktes Aussehen verleihen können. Nach Abbildungen aus dem berühmten Granitgebiet des Yosemite-Tales in Kalifornien scheinen solche Abwitterungsformen dort häufig zu sein; allein auch in Teilen des Bergeller Gebietes, in den Hochalpen des Dauphiné und manchen anderen Orten der West- und Ostalpen müssen sie jedem für Berg- oder Felsformen empfänglichen Beobachter im höchsten Maße auffallen. An mechanisch stark und gleichmäßig beanspruchten, wenn auch noch so massig entwickelten Graniten wie auch an dioritisch-gabbroiden Gesteinen erinnere ich mich kaum dergleichen gesehen zu haben.

Über den makroskopischen Befund der granitischen Gesteine ist bei deren allgemeiner Gegenüberstellung gegen die tonalitischen Gesteine bereits das Wesentliche vorgebracht worden. Im Gegensatz zu manchen alpinen Graniten, wo der Quarz infolge grusigen Zerfalles von den Feldspäten kaum mehr zu unterscheiden ist, tritt dieses Mineral hier als stark beteiligter Gesteinskomponent, mit seinen frischen, rauch-

¹⁾ Vgl. auch P. Niggli, Gesteins- und Mineralprovinzen, Bornträger 1923, S. 112.

grauen, glas- oder fettglänzenden Körnern oft nesterartig angehäuft, fast durchwegs sehr deutlich hervor. Die Kalifeldspäte bilden im granitischen Normaltypus, der zum weitaus überwiegenden Teil mittlere Korngröße besitzt, oft ganze Komplexe, ohne jedoch, wie es bei den hier ebenfalls stark verbreiteten porphyrischen Graniten der Fall zu sein pflegt, die kristallographisch wohl umgrenzte Form eigentlicher Einsprenglinge anzunehmen. Auf seinen perlmutterglänzenden Flächen (001) ist manchmal die ihm fast durchgehends anhaftende rissige Beschaffenheit schon makroskopisch angedeutet. Bei den Plagioklassen erkennt man deren kristallographische Eigenform oft schon recht deutlich mit der Lupe, während die charakteristische Zwillingsstreifung dieser Feldspäte, um makroskopisch wahrgenommen zu werden, hier im allgemeinen ein sehr geübtes Auge voraussetzt. Das buchstäbliche Erfülltsein des Plagioklasses mit verschiedenartigen Mikrolithen macht sich zuweilen durch eine mit einem Stich ins Grünliche behaftete milchig-weiße Trübung des Minerals bemerkbar. Der mäßige Anteil an dunklen Gesteinskomponenten ist durch regellos orientierte fetzenartige Kristallgebilde des auf seiner Spaltfläche meist schwarz, seltener braun oder grünlich glänzenden Magnesiaglimmers deutlich hetont. Von den akzessorischen Gemengteilen gewahrt man mit freiem Auge in der Regel nur die sehr sporadisch auftretenden hellrötlichen Körnchen des Granats. Der Gesteinshabitus ist ganz der eines massigen richtungslos körnigen Plutonits.

b) Mikroskopisches Bild der leukokraten Tiefengesteine.

Während F. Becke, wie bereits erwähnt, granito-dioritische Gesteine der Rieserfernergruppe, die mit den sauren Intrusivgesteinen des Oberen Zemmgrundes so vieles gemeinsam haben, eingehend untersucht hat, wurden die unter dem Namen „Zentralgranit“ zusammengefaßten Intrusiva der Hohen Tauern und Zillertaler Alpen von Ernst Weinschenk¹⁾ mehr von allgemeinen Gesichtspunkten aus behandelt. Wenn also hier auf Grund eigener Beobachtungen eine ausführliche Darstellung der Intrusivgesteine des Oberen Zemmgrundes gegeben werden soll, wird es sich nicht vermeiden lassen, manches bereits in früheren Arbeiten Festgestellte des Zusammenhanges wegen hier zu wiederholen.

1. Der Quarz.

Das nach Art der Ausbildung und Form des Auftretens konstanteste Element in diesen Gesteinen, soweit sie entweder den granitischen oder den kieselsäurereichen Gliedern der dioritischen Gruppe angehören, ist der Quarz. Seine Auslöschung ist im allgemeinen klar, also wenig undulös. Meist nur an den größeren Quarzindividuen, die angehäuft mit kleineren Körnern sich gern in förmlichen Nestern angesiedelt haben, beobachtet man in der Regel, allerdings nie sonderlich stark ausgeprägt, die bekannte parkett- oder felderartige Auslöschung; sie zeigen dann im allgemeinen einen mehr oder weniger isometrischen Kornumriß. Ab und

¹⁾ Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, Abt. II, Ak. München XVIII, III. Abt.

zu tritt, und zwar auffallenderweise bei glatt auslöschenden Quarzen häufiger wie bei anderen, eine ganz schwache Öffnung des Achsenkreuzes ein; im allgemeinen aber wird das optische Verhalten des Quarzes in dieser Hinsicht als durchaus normal zu gelten haben.

Die einzelnen Körner sind in der für diese Gesteine charakteristischen Weise mit scharfen, ausgebuchteten, wohl auch etwas gezackten Linien gegeneinander abgegrenzt, kaum jemals aber feilmäandrisch miteinander verzahnt. Im hypidiomorphkörnigen Gefüge des Gesteins verhält sich der Quarz bereits gegenüber dem Plagioklas, jedoch durchaus nicht überall gegenüber dem Kalifeldspat streng xenomorph. Zusammen mit Leisten oder Fetzen des Biotits bildet feinkörniger Quarz auch oft die Verkittungsmasse auseinandergebrochener Feldspäte.

Von besonderer Eigenart ist in dieser Hinsicht eine Erscheinung an den Biotiten, wenn diese wie so oft von mehr oder weniger zahlreichen quer zur Spaltbarkeit laufenden Streifen durchsetzt sind; an diesen selbst wieder bemerkt man in der Regel diagonal abgelenkte, dichtgescharte feine Lamellen. Es ist die Erscheinung der sogenannten Druckfigur, also die unzweideutige Spur einer mechanischen Beanspruchung des Kristalles. Meist sind nun diese Biotite an den der c-Achse parallel gehenden Flächen sehr stark korrodiert und da zeigt es sich, was durchaus folgerichtig erscheint, daß längs dieser Striemung der Kristall abgerissen, die Abrißkluft aber durch Quarz wieder verheilt ist und der von der unversehrten Rumpfmasse abgetrennte Teil des Biotits wie in Taf. XX, Fig. 1 durch die Korrosion sich in dünne längliche Fetzen aufgelöst hat, die gegenüber dem Rumpfstück ihre ursprüngliche kristallographische Richtung beibehalten haben. Nun kann aber das Ganze, und das ist das Bemerkenswerte, in dieser Form von der sich optisch einheitlich verhaltenden Feldspatmasse umschlossen sein. Nicht nur die Korrosion, sondern auch die Deformation des Biotitkristalles müßte demnach stattgefunden haben zu einer Zeit, da die liquidmagnatische Phase noch nicht vollständig zum Abschluß gelangt war.

Über die ausgesprochene Neigung dieser Tiefengesteinstypen zur Myrmekitbildung und die dabei beobachtete homoaxe Wachstumsregelung der Quarze habe ich mich bereits an anderer Stelle ausgesprochen.¹⁾ Der vorzügliche Erhaltungszustand der zarten Wachstumsgebilde des Myrmekits, entstammend einer Phase, welche der Kristallisation der Restschmelze zum mindesten noch sehr nahe gestanden haben muß, ließe sich mit der Annahme einer nachträglich erfolgten nennenswerten Durchbewegung und Umformung einer derartigen Gesteinsmasse nur sehr schwer vereinbaren.

2. Der Plagioklas.

Das zweite, hier wichtigste und jedenfalls häufigste Glied unter den Hauptgemengteilen jener sauren Gesteinstypen aus der Alkalikalkreihe ist der Plagioklas. In seiner Art zählt das Mineral eigentlich zu den interessantesten, die in den Gesteinen des Aufnahmegebietes sich überhaupt vorfinden. Hier zeigt sich nun, u. zw. hauptsächlich im Wachstums-

¹⁾ Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., Beil. Band LVII, Abt. A. 1928, S. 1185 ff.

bilde der Plagioklaskristalle, ein sehr wesentlicher Unterschied nicht nur gegenüber außeralpinen Graniten, wie wir sie etwa aus Schwarzwald, Odenwald, Harz usw. kennen, sondern auch gegenüber den sonst sehr ähnlichen sauren Intrusivgesteinen vieler anderer Gebiete der Alpen, insbesondere derjenigen der benachbarten Rieserfernergruppe. Die Plagioklase sind nämlich fast ausnahmslos auch unter Einbeziehung der Gesteinstypen der dioritischen Serie ganz erfüllt von Mikrolithenschwärmen. Die Bezeichnung Weinschenks „vollgestopft“ von solchen Mineralbildungen gibt das approximative Mengenverhältnis zwischen Einschuß und Wirt besonders für die extremen Fälle anschaulich wieder, trifft aber meines Erachtens eine wesentliche Seite des Phänomens nicht scharf genug. Da der Mikrolitheninhalt der Plagioklase bei sämtlichen Vertretern der beiden Tiefengesteinsgruppen das am meisten hervorstechende Merkmal jener Mineralart darstellt, sei die Beschreibung dieses spezifisch alpinen Phänomens hier vorangestellt.

a) Die Mikrolithenschwärme.

Man kann unter den mikrolithischen Einschlüssen mittels stärkerer Vergrößerung mindestens fünf schon im Habitus deutlich voneinander unterschiedene Mineralarten ziemlich einwandfrei diagnostizieren, zumal alle diese Mineralien bei den ungeschieferten Gesteinen gelegentlich, bei den geschieferten fast stets auch außerhalb des Wirtmaterials in allen möglichen Größen anzutreffen sind und deshalb zur Vergleichsprobe immer herangezogen werden können.

Der auffälligste und vielleicht meistverbreitete unter den Mikrolithen ist der Klinozoisit, welcher bei normaler Schliffdicke durch seine lebhaft herausleuchtenden Farbentöne Preußischblau und Zitronengelb als anomale, noch in die erste Ordnung einzureihende Interferenzfarben sich fast stets sofort zu erkennen gibt. Auch seine sonstigen optischen und morphologischen Eigenschaften lassen keinen Zweifel darüber bestehen, daß es sich hier um dieses schwach doppelbrechende Calcium-Aluminium-Silikat der Epidotgruppe handelt. Die Form, in der das Mineral hier auftritt, ist im allgemeinen die unregelmäßig umgrenzter rissiger Körner, welche sich insbesondere im Kern des Wirtminerals gern agglomerieren. Zeigt der Klinozoisit Prismenform, so ist diese meist gedrungen, sehr selten schlank und entbehrt wohl stets einer ebenflächigen guten Umgrenzung. Eisenepidot oder Pistazit, der in der Literatur als ein Umwandlungsprodukt innerhalb der Oligoklasssubstanz verschiedentlich erwähnt wird, aber doch wohl mehr im Saussurit jene bedeutsame Rolle spielt, fehlt als Einschußmikrolith bei diesen kiesel-säurereichen Gliedern ungeschieferter Eruptivgesteine so gut wie vollständig. Kalzit hat sich mitunter ganz bezeichnenderweise innerhalb der Kerne mikrolithischer Klinozoisite in relativ breiten Lamellen ausgeschieden. Wo er etwa sonst noch innerhalb der Plagioklasssubstanz, und dann meist in der Form kleiner unregelmäßiger Putzen vorkommt, wie beispielsweise im Granodiorit des großen Plattenhangs am Ostrande des Schwarzensteinkeeses, mag seine Entstehung einem sekundären Zersetzungs Vorgang zuzuschreiben sein. Jedenfalls ist, frisches Gestein

jeweils vorausgesetzt, sein an die Kalknatron-Feldspäte geknüpftes Auftreten dermaßen geringfügig und in seiner Art vom Mikrolithentypus abweichend, daß die Aufzählung des Kalkspats in der Reihe jener Plagioklaseinschlüsse unangebracht wäre. Eine wichtige Rolle unter den Mikrolithen spielt hingegen das Glimmermineral Muskovit, das nicht etwa in der Form serizitischer Flimmerchen und Fläsern, wie man es so häufig bei zersetzten Feldspäten beobachtet, sondern in der Form deutlich ausgeprägter Täfelchen, Leisten oder scharf abgegrenzter Blättchen hier auftritt. Während jene schuppigen Zersetzungsprodukte in der Regel eine unentwirrbare, den stärksten Objektiven schließlich Halt gebietende Trübung des Kristalls verursachen, sind diese Muskovitmikrolithe nicht viel weniger wie ihre stark lichtbrechenden Partner aus der Epidotfamilie Korn für Korn, soweit sie sich nicht offensichtlich überdecken, ohne jede Schwierigkeit in der Feldspatmasse abzählbar zu verfolgen. Bildet der Muskovit, was häufig der Fall, kranzförmige breite Anhäufungen um die Kernsubstanz, so bewirkt das unter gekreuzten Nicols einen prächtigen Farbeneffekt. Es ist bemerkenswert, daß in solchem Falle die Muskovitblättchen, wenn auch nur ganz annähernd, eine radiale Orientierung erkennen lassen und wie diese Mikrolithenbildungen überhaupt durch die Zwillingslamellierung und die Spaltrichtungen des Wirtminerals wenig und z. T. gar nicht beeinflusst erscheinen. Verhältnismäßig am meisten glaubt man eine solche räumliche Gebundenheit beim Biotit zu beobachten, der übrigens ungleich seltener wie die beiden vorgenannten Mineralien in das Mikrolithengefümmel sich mengt. Bei ihm könnte man sich vielleicht im Zweifel sein, ob er nicht als frühzeitig aus dem Schmelzfluß normal ausgeschiedener und hier noch embryonal entwickelter Gemengteil nur einen mehr zufälligen Einschluß innerhalb der Feldspatsubstanz darstellt. Dagegen spricht in manchen Fällen doch wieder sein schwarmartiges Auftreten und die Gleichartigkeit mit den übrigen Mikrolithen in bezug auf Form und Größe. Gesteinsvorkommen, woselbst er in solcher Form an der Besiedelung des Wirtkristalles partizipiert, sind der Granodiorit der Furtshagelspitze und ein damit wahrscheinlich in geologischem Zusammenhang stehendes petrographisch ähnliches Gestein vom nördlichen Plattengürtel des vorderen Hornkopfs. Auch das bereits früher erwähnte Granodioritvorkommen vom Ostrand des Schwarzensteinkeeses, wo in völlig unversehrtem Feldspat der Biotit mit haardünnen Lamellen in die Spättrisse nach (001) oder mit kurzen Blättchen nach (010), daneben aber auch sonst in scheinbar beliebiger Richtung sich eingelagert findet, zählt hieher.

Als einen Hauptvertreter unter den mikrolithischen Einschlüssen des Plagioklases hat man ferner den Zoisit anzusehen. Manche Plagioklase, insbesondere solche von Gesteinen etwas höherer Basizität, sind von diesem stark licht- und sehr schwach doppelbrechendem Mineral ($n_{\beta} = \text{zirka } 1.7$, $\Delta = 0.009-0.005$) dermaßen erfüllt, daß sie bei oberflächlicher Betrachtung unter gekreuzten Nicols wie schwärzlich getrübt aussehen. Das Mineral zeigt in der Regel säulige bis langprismatische Formen, die sich nur ab und zu auch einem nadeligen Habitus nähern können. Diesen sehr wesentlichen Bestandteil einschluß-

reicher Kalk-Natron-Feldspäte durch die exakteren Methoden des Dreh-tisches optisch zu fassen, ist bis jetzt in wünschenswerter Weise noch nicht geglückt. Die sehr kleinen, dünnen und auf das polarisierte Licht an sich nur schwach reagierenden Kristalle scheinen selbst unter den Bedingungen des Dünnschliffs durch die sie umschließende Mineral-substanz optisch beeinflußt zu werden, so daß hier beispielsweise oft schon die Bestimmung des optischen Charakters der Hauptzone auf Schwierigkeiten stößt. Die Tatsache, daß an Prismen, welche im Dünnschliff nach ihrer ganzen Längserstreckung von streng parallelen Grenzlinien eingefafßt sind, neben der normal geraden, doch hin und wieder auch eine ganz ausgesprochen schiefe Auslöschung beobachtet wird, stünde im Einklang mit Feststellungen Termiers,¹⁾ welcher den Zoisit auf Grund seiner optischen Eigenschaften als monogonal (triklin) aufgefaßt haben will. Daß bei dicken Säulchen, die übrigens auch einwandfreie Zwillingbildung aufweisen, neben dem normalen Grau der I. Ordnung als höchste Interferenzfarbe nicht selten ein in der Literatur ebenfalls als charakteristisch erwähntes schmutziges Graugelb erscheint, wäre unter den gegebenen Umständen, soweit granito-dioritische Gesteine in Frage stehen, nur ein unsicherer Beleg, um für dieses eisenarme Epidot-mineral etwa die β -Modifikation des Zoisits anzunehmen. Auch besteht die Möglichkeit, was bei der Epidotgruppe nicht überraschen wird, daß verschiedene ihrer Glieder hier gleichzeitig auftreten. Das ist sogar in weitgehendem Maße bereits der Fall beim Klinozoisit, welcher insbesondere dann, wenn gleich dicke Prismen beider Mineralarten zufällig nebeneinander zu liegen kommen, zu dem meist nur in dunkelgrauer Farbe erscheinenden Zoisit in einem nicht zu verkennenden Farbenkontrast steht. Der Zoisit entwickelt sich anscheinend aus jenen trichitischen, strauchförmigen Gebilden, wie sie uns besonders bei kiesel-säurereicheren Gesteinen im Mikrolithengefilz der Plagioklase begegnen (siehe Taf. XX, Fig. 2, und Taf. XXI, Fig. 3), bei den dioritischen Gesteinen aber in unmittelbarer räumlicher Verbindung mit ausgewachsenen Zoisit-prismen noch weit häufiger aufzutreten pflegen. Dieser Umstand sowie der dünnprismatische Kristallhabitus tragen mit dazu bei, daß jene dichten Haufwerke von Zoisit, namentlich bei Abwesenheit anderweitiger Mikrolithe in Dünnschliffen gewisser Gesteine wie ein schwärzliches Geflecht sich ausnehmen. Gegenüber solchen eigenartigen das Auge fesselnden Wachstumsbildern mag hier die uns später in anderem Zusammenhang wieder interessierende Frage nach der Modifikation des Kalkepidots als eine minder wichtige erscheinen.

Unter den mikrolithischen Einschlüssen wird beispielsweise von Weinschenk auch der Sillimanit mitangeführt. Diese Feststellung auf Grund der gegenwärtig möglichen Untersuchungsmethoden wird wohl noch mit einigen Unsicherheiten behaftet bleiben. Hat man freilich Gelegenheit genommen, eine ganze Serie solcher Entmischungsbilder in ihrer unerschöpflichen Mannigfaltigkeit und Buntheit zu durchmustern, so festigt sich die Überzeugung, daß jene äußerst feinen, stets gerade auslöschenden, mit Gips nur Subtraktion ergebenden Nadelchen von

¹⁾ Termier, Bull. Soc. Min. France, 21 (1898), 188.

mäßig hoher Doppelbrechung und einer Brechungsstärke von 1.65 bis 1.68 kaum etwas anderes sein können als jene triakisdigonale Modifikation des reinen Tonerdesilikates. Im Hornblendediorit der östlichen oder ersten Hornspitze, in einem allerdings etwas vergneisten Granodiorit vom Roßbrugg, wie auch in einem Granit vom Südostgrat des Moeseler fallen diese Sillimanitnadeln wohl etwas stärker auf.

Ein Mineral endlich, das von Ernst Weinschenk gleichfalls zu den magmatisch-mikrolithischen Bildungen der Plagioklase gerechnet wird, möchte ich an dieser Stelle doch nur mit Vorbehalt anführen; es ist der Granat. In den massig körnigen, m. a. W. ungeschieferten sauren Intrusivgesteinen der Alpen beobachtet man den gemeinen Granat, wie bereits oben erwähnt, gelegentlich oft schon makroskopisch, während die Gneise und metamorphen Schichtgesteine von ihm geradezu erfüllt sein können. Ich kann nur feststellen, daß ich in unversehrten, mit Mikrolithen oben beschriebener Art besiedelten Plagioklasen den Granat als einwandfreien Einschluß kaum je entdecken konnte, wobei ich mich allerdings nur auf die (mir auch nach ihrem geologischen Auftreten bekannten) Gesteine des Oberen Zenngrundes beziehen kann. Um so häufiger trifft man in diesen ungeschieferten Gesteinen den Granat an gewissen Stellen, die mir als mikroskopisch kleine nesterförmige Wiederauflösungsbereiche erschienen sind. Daß die frühzeitig aus dem Schmelzfluß auskristallisierten dunklen Gemengteile, wie insbesondere der Biotit, während des weiteren Kristallisationsablaufes, etwa infolge Änderungen der Druck- und Temperaturbedingungen oder aus anderen Gründen, gerade bei diesen alpinen Tiefengesteinen ziemlich weitgehende Korrosionen erlitten haben, ist bekannt und auch oben bereits erörtert worden (vgl. auch Taf. XX, Fig. 1, Taf. XXI, Fig. 4, und Taf. XXIII, Fig. 7). An solchen Stellen hat sich dann unter leicht erklärbarem Stoffaustausch häufig der Granat eingenistet. Haben sich sodann in späteren Stadien liquidmagmatischer Phase Mischkristalle, wie es die Plagioklase sind, ausgeschieden, um, vielleicht durch ähnliche physikalische Begleitumstände veranlaßt, schollenförmig wieder aufgelöst zu werden, so finden wir in diesen Schollenaggregaten sehr verschiedener Korngröße neugebildete Granaten bereits in beträchtlicher Menge. Wo vollends stärkere mechanische Beanspruchungen oder gar mylonitisierende Vorgänge auf das verfestigte Gestein eingewirkt haben und die Glimmer, zu strähnigen Lagen ausgezogen, linsenförmig ausgequetschte Quarzfeldspat-Aggregate unschließen, pflegt sich neben dem Eisenepidot der Granat massenhaft zu entwickeln und in größeren Individuen zu einem wesentlichen Gemengteil des Gesteines zu werden. Derartige Erscheinungen, die an schmälere Mylonitzonen im Bereich der massigen Tiefengesteine gewissermaßen Schritt für Schritt zu verfolgen sind und einige Hauptmöglichkeiten der Granatbildung unmittelbar aus dem Gestein abzulesen gestatten, sind hier nur des Zusammenhanges wegen erwähnt, werden uns aber später noch eingehend beschäftigen.

Soweit über die unterscheidbaren, Einschlüsse bildenden Mineralarten. Sehr wesentliche Momente sind nun auch die Dichte sowie die Art und Weise solcher Füllungen der Plagioklaskristalle. Sie erscheinen mir bedeutsam genug, um die seltsamen Kristallisationen

nicht nur zeichnerisch, sondern gewissermaßen zur Kontrolle und weiteren Beglaubigung auch im Lichtbilde hier wiederzugeben (Taf. XXIV—XXVIII, Abb. 1—9). In den Graniten und den Granodioriten des Grenzammes erreicht der Mikrolithenschwarm mitunter eine derartige Dichte, daß für die Substanz des Wirtkristalles merklich weniger als die Hälfte des Kristallvolumens übrig bleibt.

Auf die Tatsache, daß bei polysynthetischer Zwillingbildung des Feldspats die Zwillinglamellen in dichtgedrängten Scharen den mikrolithenreichen Kristall schnurgerade durchsetzen können, ohne verbogen, abgedrängt, zerbrochen oder zerschlitzt zu werden, hat E. Weinschenk schon mit Nachdruck hingewiesen. Höchst selten überhaupt, daß man mechanischen Störungen des Zwillingaufbaues im Schlibbild dieser Tiefengesteine begegnet. Wenn die Mikrolithenbildung, was ihre Dichte anlangt, ein gewisses Maximum erreicht, das sehr hoch liegen kann, wird die Zwillinglamellierung undeutlich oder verschwindet anscheinend ganz. Häufig, aber nicht immer, ist eine schmale Randzone des Wirtminerals mikrolithenarm oder ganz frei von solchen Gebilden. Auch die Zwillingstreifung reicht häufig nicht ganz bis zum Rande hin. Optische Unterschiede zwischen Kern und Randzone beobachtet man im allgemeinen nicht oder nur in sehr geringfügigem Ausmaß. Dagegen ist die Randzone ab und zu mit einem sehr schmalen, feinen, optisch stets etwas abweichend reagierenden Saum umgeben.

An anderer Stelle wird noch darauf hinzuweisen sein, wie die Plagioklasindividuen, mikrolithenerfüllt wie immer, von einheitlicher Kalifeldspatmasse völlig umwachsen, also nach außen hin gegen mechanische Einwirkung abgeschlossen sein können.

Ein Überblick über die Fülle dieser Erscheinungen zeigt mit vollster Deutlichkeit, daß die Mikrolithensammlungen als solche, was ihren Mineralinhalt betrifft, große Entwicklungsverschiedenheiten aufweisen. Der häufigste Fall ist eigentlich der des buntesten Durcheinanders, so daß fast alle angeführten Mineralarten an der Besiedelung des Plagioklases gleichzeitig beteiligt sind; dann ist es aber fast immer der Klinozoisit, der die Vorherrschaft führt oder wenigstens an Größe des Kornes und Güte der Ausbildung vor den anderen hervorsticht. Ballt er sich auch gelegentlich in den Kernpartien des Wirtkristalles zu kompakten, immer höchst unregelmäßig umgrenzten Massen zusammen, vermag er doch gleichzeitig bis in die äußerste Randzone vorzudringen. Gewissermaßen ein Analogon hierzu ist seine Fähigkeit, fast überall, also auch in anders gearteten Mikrolithenschwärmen der Plagioklase, sich einzunisten. Er ist in dieser Hinsicht typischer Durchläufer. Ich möchte diesen hier vorangestellten Typus als Mittelglied mit Typus *C* bezeichnen.

Anhänglichster Begleiter des Klinozoisits ist der Zoisit, der in gewissen Ausbildungsarten des Typus *C* noch seine embryonalen, stranchförmigen Wachstumsformen zeigt. Ganz allmählich rückt er dann stark überhand. Schließlich kommt es so weit, daß man im dichten Gerank der größer gewordenen Zoisitsäulchen und -nadeln den Klinozoisit herauszufinden Mühe hat. Im extremsten Falle bringt er es zu einer Art Alleinherrschaft. Schwarmbildungen vorherrschenden Zoisits seien Typus *D* genannt.

Wo der Zoisit nur in zarten Kristallskeletten aufzutreten vermag, hat längst der Muskovit in zahlreichen Individuen sich eingestellt. Auch er kann in ähnlicher Weise seine Partner aus der Epidotgruppe verdrängen. Die Muskovitschüppchen vereinigen sich dann gerne zu breiten Zonen, die einen Kern, der nebenbei noch Vertreter der Zoisitfamilie führt, umschließen. Hier wäre Typus *B* anzunehmen.

Sobald der Muskovit nicht mehr dichtgedrängte Haufen winziger Schuppen bildet, sondern mehr in der Form deutlicher Täfelchen von leicht abzählbarer Menge auftritt, pflegen die übrigen Mikrolithenarten meist ganz zu verschwinden. Dies sei mit Typus *A* bezeichnet.

Gesetzmäßigkeiten in der Beteiligung des Biotits und Sillimanits, ebenso natürlich des Granats sind mir bis jetzt nicht aufgefallen.

Wie diese vier Typen auf die Reihe der Intrusivgesteine sich ungefähr verteilen dürften, ergibt sich nunmehr nabezu von selbst. *A* findet sich nur in den extrem sauren Gliedern, wie den Apliten oder kalifeldspatreichen, glimmerarmen Graniten. *B* scheint mehr auf Gesteine granitischer Zusammensetzung beschränkt zu sein. *C* kommt in solchen Gesteinen noch vielfach vor, hat aber seine Hauptverbreitung bei den Granodioriten und reicht bis in die tonalitischen Gesteinstypen hinein, wo dann bereits der für die Diorite bezeichnende Typus *D* beginnt. Dieser reicht, wie wir später sehen werden, bis zu den gabbroiden Gliedern, keinesfalls aber darüber hinaus. Als reines Zoisitgeflecht nimmt er eine ähnliche Sonderstellung ein wie Typus *A*.

b) Stoffliche Zusammensetzung und Morphologisches.

Hat auch die Drehtischmethode bei Untersuchung der Feldspäte mancherlei bisher nur ungenügend erkannte Unstimmigkeiten in der Beziehbarkeit optischer Konstanten auf deren Chemismus aufgedeckt, so gibt sie andererseits dank der Vielseitigkeit ihrer Methoden doch eine hinreichende Gewähr für die Brauchbarkeit der optischen Methoden zu dem genannten Untersuchungszweck. Auf eine sehr große Zahl von Gesteinsvarietäten ausgedehnt, ergeben die von Berek¹⁾ empfohlenen Arten des Verfahrens im allgemeinen gute Übereinstimmungen. Zur Anwendung kamen außer der direkten Messung des Achsenwinkels, wo immer es möglich war, je nachdem die Bestimmung der hemitropen Zwillingbildung, das Verfahren auf Grund der Ermittlung von Spalt- oder Verwachsungsebenen, ferner die bei sauren Plagioklasen zwar etwas mühselige, aber in ihrer Art besonders befriedigende Methode des maximalen Auslöschungswinkels der Zone [010]. Wo keine der kristallographischen Bezugsrichtungen verwendbar war und die Grenzflächen günstig lagen, wurde auch auf die Beckesche Lichtlinienmethode, welcher man in solchem Falle nicht ganz wird entraten können, mit Erfolg zurückgegriffen. Es sei hervorgehoben, daß speziell bei den Plagioklasen, soweit Gesteine des Aufnahmegebiets in Frage standen, die Messung des Achsenwinkels keine die Fehlergrenze überschreitende

¹⁾ M. Berek, Universaldrehtischmethode, Borntr. 1924.

Unstimmigkeit ersehen ließ. Im allgemeinen hat sich, was nicht gerade überraschen konnte, eine relativ hohe Azidität des Plagioklases der granitischen Gesteinsgruppe herausgestellt.

Vorauszuschicken wäre noch, daß — beispielsweise im Gegensatze zu den sauren Plutoniten der Rieserfernergruppe, aber auch zu neuerdings nach dieser Richtung hin untersuchten Graniten des südlichen Schwarzwaldes¹⁾ — weder bei den granitischen noch den dioritisch-tonalitischen Gesteinen des Aufnahmegebietes ein zonarer Aufbau der Plagioklase eine Rolle spielt. In einigen wenigen dieser Gesteine kann man mitunter sehr unregelmäßig umgrenzte, im Kristall nicht einmal ausgesprochen zentrisch gelagerte Partien oligoklas-albitischer Zusammensetzung wahrnehmen, während die äußeren Partien von etwa 20—25% Anorthitgehalt dazu eine Art inverser Zonarstruktur abgeben. Etwas häufiger ist die Erscheinung, daß bei den großen mikrolithenerfüllten Plagioklasen nicht etwa die in der Regel mikrolithenärmere oder an solchen Einschlüssen freie Randzone, sondern nur der äußerste schmale Saum schwache Interferenzunterschiede aufweist, was aber nur auf sehr geringfügigen stofflichen Unterschieden beruhen kann. Unter solchen Umständen bestand kein Anlaß, die Plagioklase auf etwa vorhandene Inhomogenitätsunterschiede eingehend zu untersuchen. Was nun die stoffliche Typisierung der jeweils beteiligten Kalknatronfeldspäte betrifft, so hat sich folgendes ergeben. Die normalen Granite dieses alpinen Gesteinstypus führen Plagioklase mit 14—18% Anorthitgehalt. Eine große Zahl der ermittelten Werte bewegt sich genau um diesen oligoklas-albitischen Durchschnittswert; daneben aber zeigen einige Gesteine, die, wenn auch mehr von granodioritischem Charakter, doch in Anbetracht ihres hohen Kalifeldspatgehaltes noch diesseits der Grenze des Normalgranites stehen, einen Anorthitgehalt ihrer Plagioklase von 23—27%. Das wäre reiner Oligoklas, was übrigens nach allgemeiner Auffassung einem Kalknatronfeldspat normaler Alkalikalkgranite ohnehin entsprechen würde. Fast der ganze, von mächtigen Apliten durchsetzte mittlere Felsaufbau des Turnerkamps besteht aus diesem Gestein. Die wenigstens zum größeren Teil dem granodioritischen Typus stark zuneigenden, vielleicht ihm zuzuordnenden Gesteine aus dem Gipfelbereich des Großen Moeseler haben hingegen Plagioklase von wiederum nur 15—18% Anorthitgehalt. Bei typischen Granodioriten, wie sie das Hauptgestein der Furtschagelspitze charakterisiert, auch am Roßbrugg und Horngrat häufig sind und in den Felsen des Schwarzensteins an dem weiten Hochfirngebiete wieder auftauchen, ließ sich bis jetzt nur ein ständiges Schwanken von 15 bis gegen 30% beobachten. Ich hege vorerst nur die Vermutung, daß diese Schwankung sowohl als auch jene Unstimmigkeit der Plagioklaszusammensetzung gegenüber der jeweils vorhandenen Azidität des betreffenden Gesteinstypus mit dem jeweiligen Grade der Mikrolithenbildung im Zusammenhange steht. Um Genaueres darüber aussagen zu können, wären weitere Untersuchungen in jener Richtung notwendig.

Bei dieser Gelegenheit sei daran erinnert, daß die nun einmal eingebürgerte Bezeichnung Granodiorit für diesen chemisch und mineralo-

¹⁾ S. v. Bubnoff, Werdegang einer Eruptivmasse, Borntr. 1928.

gisch immerhin gut zu charakterisierenden Gesteinstypus eine wenig glückliche ist. Sofern man die weitverbreitete Gesteinsart nicht zu den Dioriten rechnen will, was durchaus verfehlt wäre, stellt sich der Name Granodiorit als sprachlicher Mißbrauch dar. Eine Bezeichnung wie Dioritgranit wäre sprachlich und begrifflich vielleicht weniger zu beanstanden. „Granito-dioritisch“ gilt heute wohl allgemein als Sammelbegriff für Gesteine granitischer und dioritischer Zusammensetzung, soweit sie der Alkalikalkreihe angehören.

Klarer werden die Verhältnisse bei der Gruppe der Diorite und Tonalite, wo sich beim Feldspat der Anorthitgehalt bereits um 33 bis 34% herumbewegt, was einem Oligoklas-Andesin entsprechen mag. Ein sehr typisches schönes Tonalitgestein, das diese Plagioklasart führt, baut den mächtigen, dem Schwarzensteinkees inselartig entragenden Felsklotz auf, der auf der Karte mit 2942 *m* kotiert ist, desgleichen die auffallende, mit 2970 *m* kotierte dunkle Graterhebung im Hornrücken. Dort und auf weite Erstreckung im Roßrugg bildet der Tonalit, vielfach übergehend in kieselsäurereichere Gesteinspartien, das herrschende Gestein.

Etwas höher noch, aber wiederum ziemlich schwankend, scheint nach den bisherigen Feststellungen der Kalkgehalt des Plagioklases bei den östlichen Hornspitzen zu sein. Dort allerdings finden wir wie auch an der breiten Senke des Tratterjochs bei den Dioriten mit Andesin-Feldspat vielfach schon Übergänge in die Hornblendegabbros, daneben aber starke Intrusionen von sauren Derivaten, was streckenweise zur Bildung förmlicher Schollenkontakte führt.

Eine Erscheinung, die bei diesen alpinen granitischen Gesteinen ziemlich allgemein und am eindrucksvollsten da beobachtet wird, wo die Plagioklase in kristallographisch einigermaßen gut abgegrenzten größeren Individuen auftreten und in das hier meist im Kalifeldspat verkörperte Erstarrungsprodukt der Restschmelze hineinragen, ist die starke randliche Korrosion der Plagioklase. Das Mineral zeigt dann ringsum grobzackige oder scharf ausgebuchtete Ränder, ohne daß die geradlinige Richtung der Kristallgrenzen dadurch verwischt wäre (vgl. Taf. XXI, Fig. 3, Taf. XXIII, Fig. 8, und Taf. XXV und XXVI, Abb. 3 bis 6). Das entspricht bei granitodioritischen Gesteinen nicht einem normalen ungestörten Ablauf der Magmenerstarrung. Hier liegt die Annahme einer Verschiebung des chemischen Gleichgewichts durch eine störende Änderung der physikalischen Bedingungen, die wiederum durch orogenetische Bewegungen während des Magmenaufstiegs veranlaßt sein mag, außerordentlich nahe, und wird die zeitweilige Rückläufigkeit des Kristallisationsverlaufes bei den Plagioklasen zur Gewißheit.

In seiner Eigenschaft als Mischkristall von ausgeprägter Morphotropie und hoher Fähigkeit zu stofflichem Austausch ist der Plagioklas ein besonders empfindlicher Indikator für die während der Erstarrung eines Eruptivgesteins sich abspielenden Vorgänge. Das zeigt sich zweifellos auch in der Art der Zwillingsbildung, bei deren Feststellung es mir während meiner Untersuchungen allerdings mehr auf die Ermittlung der stofflichen Zusammensetzung des Feldspats als auf eine statistische Auswertung jenes morphologischen Momentes angekommen war. Nach

neueren Feststellungen, deren Richtigkeit nicht bezweifelt werden soll, könnte vielleicht die Vorstellung Raum gewinnen, als ob das Periklingesetz an Häufigkeit des Auftretens allgemein vor dem Albitgesetz rangiere. In den hier in Frage stehenden Gesteinen herrscht das Albitgesetz entschieden vor. Die nach einer einzigen Richtung fein lamellierten Plagioklase so vieler dioritischer Gesteine sind nach dem Albitgesetz verzwillingt. Häufig wird, insbesondere in den kieselsäurereicheren Gesteinen komplexe Hemitropie beobachtet, in erster Linie das Roc Tourné, schon viel seltener das Albit-Esterel und das Scopigesetz.¹⁾ Das natürlich im allgemeinen durchaus nicht seltene Periklingesetz kann zwar an gewissen Plagioklasneubildungen, von denen weiter unten noch die Rede sein soll, nach meinen bisherigen, zwar nicht als erschöpfend zu bezeichnenden Befunden, ausschließlich vorhanden sein.

3. Der Kalifeldspat.

Nun zum dritten und für die granitische Gruppe wesentlichen Gesteinsgemengteil, dem Kalifeldspat. Wenn die Bezeichnung Orthoklase hier bisher vermieden wurde und wenigstens im Prinzip dies auch weiterhin geschehen wird, soll das nicht besagen, daß unter der überaus großen Zahl optisch untersuchter Kalifeldspäte nicht auch solche zu finden sind, deren Achsenwinkel 69° betrug, deren optische Normale in der Meridianrichtung gegen α nur 5° vom Flächenpol von (001) entfernt lag und deren γ innerhalb der Fehlergrenze mit dem Pol der Spaltfläche (010) zusammenfiel. Solche Orthoklase treten beispielsweise mit großer Konstanz im Gestein eines aplit-pegmatitischen Ganges auf, welcher am Gletscherschliff südlich der Berliner Hütte den hier anstehenden porphyrischen Granit durchsetzt. Auch die Einsprenglinge dieses Granits gehören dieser Mineralart an. In einem ähnlichen Gang desselben Vorkommens aber betrug bei monodigonaler Lage der optischen Konstanten der Winkel $2V$ einer Feldspatvarietät, welche allerdings im Gegensatz zu den eben erwähnten reichlich mit Perthitlamellen durchzogen war, an verschiedenen Individuen gemessen stets weniger und meist nur 64° . Auch bei klar durchkristallisierten und wenig Kristallgrus enthaltenden Graniten im Hornrücken zeigt der Kalifeldspat kleine Unstimmigkeiten außerhalb der Messungsfehler, ohne jedoch seinen monodigonalen Charakter zu verlieren. Sonst aber ergaben sich bei den kalifeldspatführenden Gesteinen des Gebietes, also vornehmlich in den Graniten und Granodioriten des Hauptkammes und seiner Nebenkämme, in ganz unregelmäßig steigender Folge Abweichungen im Achsenwinkel bis zu 88° und dementsprechende Asymmetrien in der Lage der optischen Hauptsymmetrierichtungen. Sicherlich sind diese Feldspäte nicht Orthoklase. Teils haben sie mehr oder weniger Mikroklincharakter, zum nicht geringen Teil aber scheinen sie wirklich Mikroklin zu sein, weil gerade die hohen Werte für $2V$ es sind, welche bei sonst annähernder Übereinstimmung mit optisch feststehenden Mikroklaseigenschaften nach den

¹⁾ Auf das Problematische einer mikroskopischen Ermittlung dieses letztgenannten Gesetzes hat neuerdings M. Reinhard in einer lezenswerten Abhandlung über Universaldrehtisch-Methoden, Basel 1931, aufmerksam gemacht.

Diagrammangaben ein Häufigkeitsmaximum darstellen. Auch bei diesen Gesteinen kommt für eine Diagnose die den triklinen (monogonalen) Kalifeldspat so oft verratende Mikroklingitterung, wie ich sie beispielsweise in Pegmatiten der Gneiszone prachtvoll ausgebildet fand, niemals zu Hilfe, obschon schwache Andeutungen eng rechtwinklig sich kreuzender Lamellen in gewissen, meist randlichen Partien solcher Feldspatkristalle häufig genug wahrzunehmen sind. F. Becke¹⁾ hat bei den sauren Intrusivgesteinen der Rieserferner Ähnliches festgestellt.

Begleitumstände verschiedener Art machen es wahrscheinlich, daß für die bei einer ganzen Reihe von Kalifeldspäten festgestellten Abweichungen von der Norm, welche man für die optisch-physikalischen Konstanten des Orthoklases und Mikroklinen aufgestellt hat, eine mehr oder weniger starke Beimengung von Albitsubstanz verantwortlich zu machen ist. Wenn auch die Kalifeldspäte des Aufnahmegebietes im Gegensatz zu den Plagioklasen durchgehends als mikrolithenfrei zu betrachten sind, wovon an anderer Stelle nochmals die Rede sein soll, so wird man dieses Mineral im allgemeinen doch als stofflich wenig homogen zu bezeichnen haben. Abgesehen von sogenanntem Schachbrettalbit — typisch in gneisartigem Granodiorit des Waxeggrates (Moeseler) — sowie von ausgesprochener Perthitstruktur, wie sie in besonders kalifeldspatreichen Graniten des Gebietes häufig aufzutreten pflegt, zeigen sich innerhalb der Kalifeldspäte verschiedener Vorkommen weißlich interferierende Tupfen, Flecken oder sonstige unscharf abgegrenzte Partien, die sich als Albit erwiesen haben.

Ferner beobachtet man in Gesteinen von meist normal-granitischer Zusammensetzung Kalifeldspäte sehr verschiedener Größe, in welchen ein flächenumgrenzter, zugleich aber durch Korrosion deutlich verrundeter Kern aus Mikroklinsubstanz von dicker albitischer Hülle umgeben ist, während diese sich gegen die Nachbarquarze gern mit einer dünnen Mikroklinrinde abschließt. Der Mikroklin des Kernes zeigt $2V = 78^\circ$ Chm—, Pol von (001): $\beta = 9^\circ$; der Außensaum reagiert optisch mit ihm gleich. Die Gangunterschiede zwischen Kern und der aus anscheinend reinem Albit bestehenden Hülle liegen dagegen zwischen 105 und 150 μ . Der Kern sendet häufig zahlreiche dünne, etwas gekrümmte Apophysen tief in die lichte Albithülle hinein. Der Entwicklungsgang wäre demnach folgender: Mehr oder weniger idiomorphe Kristallisation des Kalifeldspats in kieselsäurereicher Schmelze, die relativ arm an Ausscheidungen des Plagioklases, — randliche Korrosion des Mikroklinen — Bildung der Hülle aus Natronfeldspat unter gegenseitiger stofflicher Einwirkung in Form der Apophysen — Kristallisation der Mikroklinrinde und des nicht undulösen Quarzes. Die Verästelungen der Albite im Mikroklin können unter Umständen zu einer vollständigen Durchdringung beider Kristallarten führen, wobei Schachbrettalbit, Mikroklingitterung und schließlich auch eine Durchwachsung mit buchtig umrandeten Quarzknuern in Form des Mikropegmatites gleichzeitig auftreten können.

Wenn auch der hier abzulesende metasomatische Stoffaustausch in vielem sehr an hybrides Myrmekitwachstum erinnert, womit wahr-

¹⁾ a. a. O., S. 396.

scheinlich genetische Verwandtschaft besteht, ist das Ganze doch mehr das Bild eines irgendwie gestörten Kristallisationsverlaufs, während dort der Wucherungsprozeß mehr in Ruhe vor sich gegangen sein muß.

Einer der am meisten hervorstechenden Unterschiede des Kalifeldspats ist bei all diesen Gesteinen des Aufnahmegebietes die Freiheit des Minerals von allen stärker lichtbrechenden Einschlüssen. Da die sämtlichen Mikrolithen, die wir beim Plagioklas kennen gelernt, das Licht stark, ja zum Teil sehr stark brechen und dabei meist hohe Doppelbrechung aufweisen, ist der Unterschied ein derartiger, daß in der Regel schon der erste Blick durchs Mikroskop genügt, um beide Mineralarten, deren Unterscheidung bei so vielen Gesteinen sonst ähnlicher Art Umständlichkeiten bereiten kann, mit großer Sicherheit auseinanderzuhalten. Nach Ausschaltung des Analysators wird die Unterscheidung oft noch viel günstiger, was insbesondere in solchen Fällen Vorteil bringt, wo mit Kleinerwerden des Kornes die Unsicherheit in der gegenseitigen Abgrenzung sonst im allgemeinen wächst.

Die Bezeichnung „kristallitenfrei“ darf nicht mißverstanden werden; gelegentlich wird immer wieder einmal ein Körnchen oder Partikelchen eines artfremden Minerals auch im Kalifeldspat sich finden. Dagegen schließt der Kalifeldspat sehr häufig winzige Kristallbildungen ein, die in ihren optischen Eigenschaften und ihrer fast möchte man sagen schüchternen Art des Auftretens wiederum in einem unleugbaren Gegensatze zu den oft etwas aufdringlich sich geltend machenden Mikrolithenschwärmen der Plagioklase stehen, auch in der Regel erst bei sehr starker Vergrößerung unsere Aufmerksamkeit erregen. Außer sporadisch verbreiteten mikropegmatitischen Bildungen des Quarzes ist es der Hauptsache nach eigentlich nur der Kalkspat, der, wenn wir ihn einzig und allein in der Form von Ausfüllungen feinsten Risse und Unebenheiten vertreten fänden, hier als eine sekundäre Zersetzungserscheinung uns weiter nicht interessieren würde. In einigen Gesteinen jedoch, und zwar besonders instruktiv in einem Gestein vom nördlichen Ende jenes auffallenden hohen Plattenschusses, der zwischen den Höhengichtlinien 2250 und 2280 den Schwarzensteingletscher östlich begrenzt, machen sich als Einschlüsse im Quarz oder im Kalifeldspat oder an deren Angrenzungsline wohlausgebildete Kalzite bemerkbar. Sie verhalten sich streng idiomorph gegenüber jenen sonst völlig unversehrte liquidmagmatischen Ausscheidungen der Kieselsäure und ihrer Verbindungen. Einfache Rhomboeder wurden in dieser beachtenswerten Paragenese schon von Becke erwähnt und von Weinschenk im Lichtbilde wiedergegeben.¹⁾ Hier aber kommt das Karbonat außerdem noch in Kristallen mit acht oder noch mehr scharf gegeneinander absetzenden Flächen vor — im mikroskopischen Bild eines granitischen Gesteines immerhin ein etwas ungewohnter Anblick. An einem solchen Kristall ergab die Einmessung der Flächenpole und der optischen Achse, verbunden mit zentrosymmetrischer Verschiebung der gewonnenen Punkte auf dem Wulffschen Netz, das Projektionsbild eines ditrigonalen Kristalles mit

¹⁾ E. Weinschenk, Zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, Bayr. Akad. II. Kl., XVIII. Bd. III, Taf. V.

hinreichender Genauigkeit: es wurden ermittelt die Rhomboederformen $\{110\} = \{01\bar{1}2\}$, $\{100\} = \{10\bar{1}1\}$, außerdem noch Skalenoeder aus der Zone $[010] = [\bar{1}101]$, ziemlich sicher $\{201\} = \{21\bar{3}1\}$ und vermutlich $\{30\bar{2}\} = \{3\bar{2}\bar{5}1\}$. Damit war für das Vorliegen der rhomboedrischen Kristalltracht, wie sie für das Vorkommen des Kalzits in granitischem Gestein wohl zu vermuten war, im U-Tischverfahren ein goniometrischer Beweis erbracht.

Sehr bezeichnend wiederum ist, daß jene oben beschriebenen Albitschalen des Mikroklin bei starker Vergrößerung feinste Einschlüsse von Muskovit und etwas Klinozoisit erkennen lassen, während der Kalifeldspat selbst solcher Einschlüsse entbehrt, aber auch hier massenhaft winzige kalzitische Ausscheidungen in sich birgt.

Über sonstige Eigentümlichkeiten des Minerals ist kaum noch etwas vorzubringen, worauf nicht schon in früheren Arbeiten über Zentralgranite und ähnliche alpine Intrusivgesteine hingewiesen worden wäre. Daß der Kalifeldspat auch hier, namentlich in den kieselsäureärmeren granodioritischen bis tonalitischen Gliedern die eigentliche Füllmasse darstellt und nicht der Quarz, daß er fast stets eine eigenartige Rissigkeit zeigt, die mit den Richtungen guter Spaltharkeit sich nicht identifizieren läßt, daß der Kristall in der Regel, ohne als undulös bezeichnet werden zu können, nicht ganz glatt in die Auslöschungsstellung eingeht, daß er Zwillinge nicht nur nach dem Karlsbader, sondern ganz unzweifelhaft auch nach dem Manebacher Gesetz unter Wiederholung in breiten Komplexen bildet, sei nur der Vollständigkeit halber mitangeführt.

4. Glimmer und Hornblende nebst den Nebengemengteilen.

Unter den massigen Tiefengesteinen des Aufnahmegebietes kommen Gesteine, die man als Zweiglimmergranite bezeichnen könnte, kaum oder nur sehr selten vor. Bei gewissen Graniten, die relativ reich sind an Kalifeldspat und sehr arm an dunklen Gemengteilen, kann allerdings der Muskovit, der dann in solchem Falle neben sehr spärlichem und sporadisch verteiltem Granat und etwas Biotit nahezu ausschließlich die Masse der Plagioklaseinschlüsse darstellt, in eben dieser Form des Auftretens (Typus A s. o. S. 558), dermaßen überhandnehmen, daß er die wenigen im Gestein vorhandenen, dabei meist noch in Chlorit umgewandelten Biotite an Menge übertrifft. Man findet ihn unter solchen Umständen gelegentlich auch in größeren idiomorph ausgebildeten Täfelchen außerhalb der Plagioklase. Oft ist es wohl schwer zu entscheiden, inwieweit die zunehmende Vergneisung eines granitischen Gesteins die unmittelbare Ursache einer Neubildung farblosen Glimmers gewesen ist.

In den granito-dioritischen Tiefengesteinen, die hier in Frage kommen, ist der Biotit eigentlich dasjenige Material schlechthin, welches die basischen Gemengteile der jeweils charakterisierenden Mineralkombination vertritt. Eine Ausnahme machen nur gewisse, meist schon ziemlich basische Glieder der Dioritgruppe, bei denen der Amphibol mehr an Bedeutung gewinnt.

Die hochgradige Zerfransung des Magnesiaglimmers längs der Fläche seiner Spaltbarkeit ist eine hier immer wiederkehrende Erscheinung. Manchmal gestattet die Beschaffenheit, Verteilung und Verwachsung dieser Kristallfragmente schon einen gewissen Rückschluß nicht nur auf stattgehabte Wiederauflösungsvorgänge, sondern auch auf den Grad späterer Deformation des Gesteins. Im Gegensatz zu dem oben beschriebenen und in Taf. XX, Fig. 1 dargestellten Fall kann es vorkommen, so beispielsweise in einem am Westrande des Neveser-Ferners anstehenden Normalgranit, daß die dunkelbraunen Fasern und Fetzen des Biotits in die innerlich verbogene Masse eines perthitischen Feldspates wie gekrümmte spitzige Krallen hineinragen. Dicksäulige Biotitkristalle, deren wohlausgebildete Prismen bei der Herauswitterung bis zu 10 mm hohe hexagonale Hohlräume hinterlassen, wie dies Becke bei den Tonaliten der Rieserferner beobachtet hat, dürften bei den Tiefengesteinen des Aufnahmegebietes kaum vorkommen.

Im Zusammenhange mit dem Auftreten des Magnesiaglimmers steht eine beachtenswerte Erscheinung am Titanit, dessen Häufigkeit in den granodioritischen, quarzdioritischen, tonalitischen und ähnlichen Tiefengesteinen ihn zu einem charakteristischen Übergangsteil dieser Gesteinstypen macht und nach der vorliegenden Literatur schon verschiedenen Autoren Anlaß gab, sich damit eingehend zu befassen. Hier sei in Kürze nur auf folgendes aufmerksam gemacht: Die in Taf. XXII, Fig. 5 und 6, zeichnerisch wiedergegebenen Biotitkristalle eines sehr typischen Tonalits enthalten zahlreiche Titanite, die kaum als älteste Ausscheidungen des Schmelzflusses angesehen werden können; hätten sie sich doch sonst nicht in dieser auffallenden Häufigkeit und Regelmäßigkeit just in der Randzone ihres Wirtes kranzförmig eingelagert. Auch die Art ihrer Kristallform und Orientierung (nach Fig. 5) macht es unwahrscheinlich, daß sie beim Wachstum des Glimmerminerals an dessen Peripherie hinausgeschoben wurden. Dagegen spricht ferner die Situation in Fig. 6, wie auch der titanitfreie Biotitsaum der Fig. 5. Die wenigen Titanitindividuen, die im Innern des Biotitkristalles angesiedelt erscheinen, brauchen in Wirklichkeit nicht im Kern zu stecken, können vielmehr auch, an der Oberfläche des Kristalles liegend, vom Schliß getroffen sein, während die Lage der Hauptmasse der Titanite räumlich eindeutig bestimmt ist. Wie in den (S. 552 und 564) erwähnten, das Glimmermineral und den Kalifeldspat betreffenden Fällen scheinen auch hier während des Kristallisationsverlaufes Korrosionen, stoffliche Umsetzungen und Neubildungen vor sich gegangen zu sein. Man hat auch nicht Grund zu der Annahme, daß sich diese Massen der Titano-Silikate durch Entmischung des Glimmers gebildet hätten, denn im Magnesiaglimmer kann zwar TiO_2 bis zu 3% und darüber vorhanden sein, aber das Kalziumoxyd ist, falls überhaupt, stets nur in sehr geringer Menge darin nachgewiesen worden. Andererseits ist nach den bisherigen Erfahrungen gerade beim Titanitmolekül die Vertretbarkeit des Kalziums durch das Magnesium eine sehr beschränkte. Die Erscheinung in Fig. 6 gibt vielleicht einen Fingerzeig. Der senkrecht zu (001) geschnittene Biotitkristall ist von dort aus, wo die Kante des mikrolithenerfüllten Kalatronfeldspats an ihn anstößt, schwach verbogen. Hier am Kontakt

haben offenbar mit Rekristallisation des Feldspats verbundene stoffliche Umsetzungen stattgefunden. Das in der Schmelze, sei es von Anbeginn, sei es (was weniger wahrscheinlich) erst nach Lösung der Feldspat-Zoisitsubstanz hinreichend vorhandene Kalzium ist zusammen mit der kleine Quarzkauern im Biotit hinterlassenden Kieselsäure von der lädierten Stelle aus in den Glimmer eingewandert, was schließlich zur Bildung des Titanits geführt hat. In ähnlicher Weise hat sich wohl auch die Migration des Kalziums im Falle der Fig. 5 vollzogen, wo der Biotit noch deutlicher wie in Fig. 6 für die zuströmende Lösung eine Art Filterwirkung ausgeübt haben muß, insofern als erst in einiger wenn auch nur kurzen Entfernung vom Biotitrande die Konzentration zur allseitigen Ausscheidung des Titanits gegeben war. Die Wiederausscheidung von Klinozoisit im „innern Kontakthof“ der Fig. 6 erklärt sich durch die Verschmelzung des Kalknatronfeldspats mit dem Biotit. Das Epidotmineral mußte fehlen, wo wie in Fig. 6 reiner Quarz den Kontakt bildet.

Auffälligerweise ist im Falle der Fig. 6 der hier gewissermaßen den „Fernkontakt“ bildende Titanitkranz nur auf der konkaven Seite des Glimmerkristalles entwickelt. Mag sein, daß dort nach dem Volumengesetz die Bedingungen günstiger waren; der Titanit ist ein Mineral von hohem spezifischen Gewicht (3.6) und geringem Molekularvolumen (56 rund).

Als frühzeitige Ausscheidung granitodioritischer Magmen ist der Biotit überhaupt ein sehr geeignetes, wenn auch nicht immer leicht lesbares Dokument späterer Ereignisse im Kristallisationsablauf. Die Einwirkungen saurer Restschmelze zeigen sich beispielsweise bei ganzen Biotitkomplexen an eigenartigen Durchlöcherungen, die, was ihre Form anlangt, an Wurmquarzbildungen erinnern (Taf. XXIII, Fig. 7).

Umwandlung des Biotits in Chlorit und streng lamellare Verwachsung beider Mineralarten sind auch bei den granitodioritischen Gesteinen des Aufnahmegebietes, stets immer frisches Material vorausgesetzt, eine häufige Erscheinung. Es dürfte sich wohl in allen Fällen um sekundäre Prozesse handeln, deren Ursachen verschiedener Art sein mögen. Hier sei lediglich hervorgehoben, daß derartige Verwachsungen, die jedenfalls auf außerordentlich labile Zustände schließen lassen, mitunter auch an den Biotitmikrolithen innerhalb der Plagioklassubstanz beobachtet werden. Der Auffassung einer hydrothermalen Entstehungsweise stünden solche Ausnahmerecheinungen, zumal in Anbetracht des Spaltbarkeitsgrades der Plagioklase sowie bei etwaiger Annahme überkritischer Temperaturen, nicht entgegen. Meist handelt es sich bei der Umwandlung um Pennin. In tonalitisches-dioritischen Gesteinen trifft man zuweilen auf eine erst bei den gabbroiden Gesteinen häufiger werdende Verwachsungsart, wobei dem Biotit — meist längs der Fläche (001), manchmal aber auch quer dazu (!) — ein farbloses glimmerähnliches Mineral von der Doppelbrechung des Quarzes eingeschaltet ist; seine optischen Konstanten und sonstigen Besonderheiten deuten am ehesten auf einen eisenarmen Klinochlor. Ähnliche Erscheinungen werden in der Literatur öfters angeführt und im Hinblick auf eine offenbar vorhandene große Variabilität sehr verschieden auf-

gefaßt. Die möglicherweise zu vollständiger Verquarzung führende Bauritisierung würde die hier zu beobachtende Selektion unter den Biotitindividuen und anderes nur ungenügend erklären (vgl. S. 587 ff.).

Unter den bemerkenswerten Einschlüssen der Glimmer- und Chloritmineralien käme zunächst der fast auffallend ungleichmäßig verbreitete Apatit in Betracht. Ihm folgt der Zirkon und der mit diesem zusammen wohl gelegentlich vorkommende Xenotim, dessen Feststellung der für petrographische Untersuchungen immer unentbehrlicher werdende Berek-Kompensator ermöglicht.

Pleochroitische Höfe sind bei den massigen Tiefengesteinen des Gebietes eine seltene Erscheinung; wo man sie antrifft, sind sie in der Regel nur schwach entwickelt und auf die Glimmer und Chlorite beschränkt. Wenn sie in den Chloriten schärfer ausgeprägt erscheinen, mag dies zum großen Teil darauf zurückgeführt werden, daß die durch die Strahlung bedingten stofflichen Umlagerungen auf dem hellgrünen Untergrunde sich deutlicher abheben. Innerhalb des Bereiches der Tiefengesteine fanden sich die Höfe in sehr typischer Entwicklung nur in gewissen Apliten und ganz besonders ausgeprägt in einem straff geschieberten eingeschalteten Granat-Chloritschiefer (siehe S. 624).

Die schwarze, im Dünschliff lichtgrüne bis gelblichgrüne Hornblende bildet unter den dunklen Hauptgemengteilen ein wichtiges Merkmal für Übergangsformen zu den basischen Eruptivgesteinen. Während man den Amphibol in den echten Tonaliten des Gebietes seltener zu Gesicht bekommt, macht er sich bei den Normaldioriten, wie sie unter den Gesteinen der östlichen und südlichen Hornspitzen stärker verbreitet sind, nicht allein unter der Masse der immer noch zahlreichen Biotite bereits auffällig bemerkbar, kann vielmehr dort auch als mikrolithischer Einschluß der Andesine einer aufmerksamen Beobachtung nicht entgehen. Er wäre insofern mit Recht unter den optisch erkennbaren Mikrolithen der Plagioklase als sechste Mineralart anzuführen. Wir werden indes sehen, daß bei den basischen, namentlich stark basischen Tiefengesteinen die mikrolithische Schwarmbildung ihr charakteristisches Aussehen bald verliert und schließlich anderen Erscheinungen Platz macht.

Eine relativ große Rolle unter den dunklen Gemengteilen der gesamten granitodioritischen Gesteinsreihe kommt dem Orthit zu. Dieses Ce-haltige Epidotmineral erreicht mitunter solche Größe, daß es sich in allen seinen optisch erfaßbaren Normaleigenschaften und Besonderheiten vorzüglich studieren läßt. Fast ausnahmslos finden wir den Orthit mit Klinozoisit vergesellschaftet, dessen Körneraggregate ihn zumeist mit einer mehr oder weniger dicken Schutrzinde umhüllen. Wenn man nach dem, was das mikroskopische Bild uns bietet, von einer hybriden Entwicklung dieses interessanten Minerals sprechen wollte, wäre sie da anzunehmen, wo stärker zersetzte oder in Chlorit sich umwandelnde Biotite nesterartige Anhäufungen darstellen. Hier zeigt sich in inniger Verwachsung mit großen Orthitkristallen, die selbst wieder dem Magnesiaglimmer gegenüber sich deutlich idiomorph verhalten, als seltene Ausnahme auch der Eisenepidot oder Pistazit. Das Fehlen dieser Epidotart im gesamten Bereich der Plutonite einerseits

und die hier festzustellende starke Verbreitung des Orthits andererseits kennzeichnet so recht die Unterschiede in den Entstehungsbedingungen beider Epidotarten.

Einer Erwähnung bedarf schließlich noch die auffällige Armut der granitodioritischen Tauerngesteine an Eisenerzmineralien. Es wäre vielleicht einer Prüfung auf breiter Grundlage wert, ob und inwieweit bei sauren Intrusivmassen orogener Gebiete vom Stil der Alpen die Zufuhr von Erzbestandteilen eine Beeinträchtigung erfährt.

e) Einteilung in Gesteinstypen.

Die mikroskopische Untersuchung des Mineralbestandes der leukokraten Tiefengesteine hat ergeben, daß nur 5 Mineralarten es sind, die in der Zusammensetzung dieser Gesteine eine wesentliche Rolle spielen. Diese sind Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit und Hornblende. Das ändert sich, wie wir sehen werden, nach Einbeziehung der basischen Typen fast nicht. Die Gesteinswelt dieser Tiefenmagmen ist daher trotz interessanter Mannigfaltigkeit in ihren genetisch wichtigen Einzelheiten rein äußerlich von einer großen Eintönigkeit beherrscht. Für Zwecke des kartographischen Eintrags hat sich demzufolge bei den leukokraten Tiefengesteinen des Aufnahmegebietes die Unterscheidung in eine granitische und eine dioritische Gruppe als angebracht und ausreichend erwiesen. Unter Hervorhebung des Mineralbestandes lassen sich die beiden Gruppen, wie es im vorstehenden schon von Fall zu Fall geschehen, in großen Zügen folgendermaßen gliedern.

I. Zur ersten Gruppe, der granitischen, wären zu rechnen:

a) Die stark verbreiteten normalen Granite, unter Hinzuziehung der durch reichen Quarz- und Kalifeldspatgehalt einerseits, Biotitarmut andererseits sich als besonders kieselsäurereich erweisenden und dem yosemitischen bis engadinitischen Magmentypus entsprechenden Granite. Voraussetzung ist, daß der Kalifeldspat ein Drittel der Gesamtmenge der Feldspäte stets übersteigt.

b) Die herrschenden Granodiorite, bei denen (nach Lindgren) das Mengenverhältnis Kalifeldspat—Plagioklas möglichst zwischen 1:2 und 1:6·5 zu liegen kommt.

c) Die selteneren „Plagioklasgranite“ mit stark zurücktretendem bis fast fehlendem Kalifeldspat, wo indes der geringere Gehalt an dunklen Gemengteilen verhindert, sie unter die Gruppe der Diorite einzureihen.

II. Auf die zweite Gruppe, die dioritische, würden im Aufnahmegebiet Gesteine entfallen, deren Menge an dunklen Gemengteilen möglichst innerhalb der Grenze 18 und 35 Prozent verbleibt.

a) Die Quarzdiorite, kalifeldspatfrei und von I c vor allem im Colour index (S. J. Shand) unterscheidbar.

b) Die herrschenden Tonalite, hauptsächlich repräsentiert durch den „Schwarzweiß-Typus“; bei vielem Biotit tritt oft auch Kalifeldspat auf, entsprechend dem hohen k-Wert des normaltonalitischen Typus (0·40 nach Niggli).

c) Die Diorite schlechthin. Der Quarz verliert hier vollständig seine Eigenschaft als wesentlicher Gemengteil. Zum Biotit gesellt sich in der Regel mehr oder weniger reichlich grünlichschwarze Hornblende.

d) Das Gefügebild.

1. Allgemeines.

Unsere Betrachtungen galten bisher vornehmlich der stofflichen Seite des Gesteins; denn auch die Gesteinskomponenten, die Mineralarten, in die uns das Mikroskop die Gesteine zerlegen ließ, sind für uns der Inbegriff des Stofflichen und sollen letzten Endes nur Aufschluß geben über die stoffliche Beschaffenheit der großen Massen. Betrachten wir aber die Gesteine als Körper, so beschäftigen wir uns, indem wir mit Sander rein deskriptiv verfahren und uns der Heranziehung der zeitlichen Momente und aller darauf beruhender genetischer Betrachtungen vorerst enthalten, mit raumbegrifflichen körperlichen Merkmalen, die in ihren räumlichen Beziehungen zu einander das *Gesteinsgefüge* bilden. Unsere Betrachtungsweise über das Gefüge ist also eine rein geometrische. Die Fuge eines Körpers ist selbst nichts Körperliches, sondern das Gegenteil davon. So können wir die räumliche Lage der einzelnen Kornarten, Kristalle, entweder nach ihrem Umriß (Beispiel Rhombenformen im Laurvikit), oder nach bestimmten kristallographischen Richtungen (Beispiel a-Achsen der Feldspäte im divergentstrahligen Ergußgestein), oder, was besonders wichtig, die räumlichen Beziehungen solcher Richtungen zur Korngestalt (Beispiel c-Achsen in gelängten Quarzen, Pole zu (001) in Feldspäten) ins Auge fassen. Auch die innerhalb des Gesteines zwischen Bereichen statistischer oder reeller Homogenität liegenden Grenzflächen, also das wichtige Merkmal der Intergranulare, können wir in unsere Untersuchung einbeziehen, wobei wir uns bewußt sind, daß der körperliche, schon an sich uns interessierende Belag die Grenzfläche nur lediglich vorzeichnet oder verdeutlicht. Die Betrachtung des Gefüges ist noch auf andere besonders wichtige räumliche Gegebenheiten, also erkennbare räumliche Beziehungen innerhalb des Gesteines, ausdehnbar, indem wir das Gestein daraufhin untersuchen, inwieweit bestimmte kristallographische Richtungen einer oder mehrerer Kornarten für bestimmte (geographische) Lagen im umgebenden Raum Maxima darstellen, also ein *geregeltes Gefüge* bedingen.

Begrifflich und sprachlich ist es nebenbei gesagt streng genommen falsch, die Gesteinskorngröße zu den Gefügeeigenschaften zu rechnen. Denn „grob-“ oder „feinkörnig“ sagt nichts darüber aus, wie die Gemengteile sich fügen, welche beziehbare Lage sie einnehmen. Ein Mosaik ist ein Gefüge, weil sich polygonale Teilkörper aneinanderfügen; ob diese klein sind oder von kontinentaler Größe, ändert an der Sache nichts. Der Einsprengling des porphyrischen Gesteins fügt sich, sei es in beliebiger Zerstreuung, sei es in fluidal geregelter Anordnung, der umschließenden Grundmasse ein, nicht anders wie sich eingemauerter Fassadenzierat in das Mauerwerk einfügt.

Auch Kluftbildungen sind streng genommen keine Gefügeelemente des Gesteines, so wenig wie Gebäudekanten, Vorsprünge, Brandmauern, Mauerrisse und all diese gewollten und ungewollten Erscheinungen der Tektur ein Gefüge darstellen; Klüfte, Spaltenbildungen und ähnliches

können, systematisch untersucht, überaus wertvolle Hinweise für tektonische Verhältnisse liefern. Allein unter den Absonderungsfächen einer intrusiven Gesteinsmasse gibt es, wovon man sich hauptsächlich im Hochgebirge überzeugen kann, besonders hervorstechende, über deren genetische Deutung oder Anwendbarkeit für orogenetisch-tektonische Fragen wir vorläufig noch recht im unklaren sind.

Geregelte Gefüge sind allgemein verbreitet, durchaus die Regel und nicht die Ausnahme. Dieser Satz Bruno Sanders (a. a. O. S. 143) ist unumstößlich, will aber nicht in Abrede stellen, daß es Gesteine gibt, bei denen der Nachweis einer Regelung selbst mit den modernen erfolgreichen Methoden nicht mehr gelingen will oder eine statistisch durchzuführende Untersuchung sich nicht mehr lohnt. Auch negative Ergebnisse in diesem Bereich massiger Intrusivgesteine (s. u. S. 600) brauchen nicht wertlos zu sein, mahnen aber daran, beim Studium des Gefügebildes, wie es sich dem Auge bietet, zunächst in ähnlich deskriptiver Weise zu verfahren, wie es nach obigen Darlegungen geschehen ist.

Was zunächst rein äußerlich, und zwar besonders bei Gesteinen granodioritischen Charakters auffallen muß, ist die Erscheinung, daß der hier Auffüllungsmasse bildende Kalifeldspat idiomorphe Plagioklase oft in größerer Anzahl einheitlich umschließt. Dabei kann es vorkommen, daß die mehr oder weniger geradlinig ungrenzten, dabei aber doch randlich korrodierten und wie immer so auch hier von Mikrolithen erfüllten Plagioklase ihrer äußeren Gestalt nach an die wuchtige Form großer lateinischer Buchstaben erinnern (Taf. XXIII, Fig. 8). An sich wären für die Wiedergabe gerade hier Lichtbilder eher erwünscht als eine noch so naturgetreue Zeichnung; allein die in Mehrzahl eingeschlossenen Plagioklasindividuen sind, was ebenfalls nicht ganz bedeutungslos, optisch in der Regel nicht einheitlich orientiert, so daß beispielsweise das eine Kristallindividuum immer nur dann von der umschließenden Masse sich deutlich abhebt, wenn gerade das andere mit dieser die annähernd gleiche Interferenzfarbe zeigt. Kristallisationen der hier beschriebenen Art stehen in einer gewissen Analogie zu den schon früher erwähnten Myrmekiten, die ebenfalls in der Mehrzahl dabei völlig unversehrt mit ein und demselben Kalifeldspat verknüpft sein können; sie stehen auch im Einklang mit dem klaren, die Ausscheidungsfolge der Komponenten deutlich erweisenden und fast jeder Spur einer mechanischen Beanspruchung entbehrenden allgemeinen Kristallisationsbilde so mancher hier vertretenen Gesteine. Nun sind zwar die letzterwähnten, das Gesteinsgefüge in seiner Gesamtheit charakterisierenden Eigenschaften in solcher Vollkommenheit und Reinheit nur auf verhältnismäßig wenige Gesteinsvorkommen beschränkt; aber sie sind nun einmal da, und wer für diese Intrusivmassen der Zillertaler Alpen weiträumige, mit Durchbewegung des Gesteines verbundene Dislokationen penninischen Stils in Anspruch nimmt, wird die Beweise dafür zu erbringen haben, warum die hier doch nur in größerer Rindentiefe denkbaren Bewegungsvorgänge an jenen örtlich beschränkten Intrusivmassen spurlos vorübergegangen sind oder doch die jüngsten Ausscheidungen der liquidmagmatischen Phase völlig intakt gelassen

haben. Man vergegenwärtige sich ferner, daß die im Kalifeldspat eingebetteten Plagioklase, an deren allseitiger Umschlossenheit in diesem Falle nicht gezweifelt werden kann, genau die gleiche Art und Dichte der Mikrolithenbildung ersehen lassen wie die außerhalb der Mikroklinmasse befindlichen.

Bevor wir dieser Frage nähertreten, möge unser Augenmerk auf das Gefügebild, wie es uns für die Hauptmasse dieser ungeschieferten Intrusivgesteine charakteristisch erscheint, gerichtet sein. Es begegnet uns hier eine Erscheinung, die man früher vielleicht allgemein als Mörtelstruktur bezeichnet hatte, ein Begriff, der seit den grundlegenden Gefügearbeiten der neueren österreichischen Schule mit Recht in Mißkredit gekommen ist. Im allgemeinen aber ist das Gefügebild eines Tiefengesteins mit dieser wenn auch mehrdeutigen Charakterisierung seiner äußeren Formen nach vorstellbar. Man wird nun bei genauerer Durchsicht der Dünnschliffe zu der Überzeugung gelangen, daß es der Hauptsache nach immer nur die Feldspäte, und unter diesen wiederum zum weitaus größeren Prozentsatz die Plagioklase sind, die sich an diesen Haufwerken grusiger Kristallfragmente beteiligen. Ferner sind, wie aus früheren Andeutungen bereits entnommen werden kann, gerade bei den granito-dioritischen Gesteinen des Aufnahmegebietes diejenigen Typen, bei welchen ein fragmentarischer Zerfall der Kristalle vollständig fehlt oder die feinkörnigen grusartigen Kristallanhäufungen sich auf spärliche Resorptionsnester des Biotits oder auf einige wenige Ausheilungsrisse größerer Kristallindividuen beschränken, verhältnismäßig selten. In der Regel spielt der Körnergrus im Gefügebild eine erhebliche Rolle, und zwischen jenem reinen Typus mit unversehrttem liquidmagmatischem Gefüge gibt es hier alle erdenklichen Übergangsformen bis zu jenen ebenfalls wiederum selteneren, im Bereich der ungeschieferten Intrusivgesteine nur an gewisse Störungslinien gehundenen Gesteinsvarietäten, wo die lichten Gemengteile, durchspickt mit Eisenepidot und grobem Granat, zwischen den strähnigen, bereits mehr oder weniger geradlinigen Zügen der Glimmer geschlossene schmale Lagen bilden. Die Unterscheidung solcher „Granitmylonite“ von den typischen Vertretern der Gneiszone wird dann allerdings nicht immer leicht, und letzten Endes ist es nur der feldgeologische Befund, der die genetisch unmittelbare Zugehörigkeit des Gesteins zur Haupteruptivmasse an kontinuierlichen Übergangsbildungen klarstellt.

Verhältnismäßig am häufigsten bildet der körnige Grus mehr oder weniger breite Kränze um Quarznester oder um besonders widerständig gebliebene Komplexe einheitlicher Kristalle, wozu in erster Linie der Kalifeldspat gehört. Ferner können gegen mechanischen Druck minder empfindliche Begrenzungswände frühzeitig ausgeschiedener Mineralien, wie des Biotits, Anschoppungen feiner Kristallfragmente aus der Serie der lichten Gemengteile verursachen (vgl. Taf. XXIII, Fig. 8). Aber auch die Fälle, wo ein förmlicher Körnerbrei sich im mikroskopischen Bilde auf weite Felder des Gesteinsgefüges erstreckt, sind nicht selten. Sehr bemerkenswerter Weise sind an Gesteinen mit und ohne grusigen Zerfall äußerlich oft nicht die geringsten Unterschiede wahr-

zunehmen, davon ganz abgesehen, daß in beiden Fällen kaum Spuren eines Parallelgefüges vorhanden sind.

Rudolf Staub¹⁾ hat die verschiedenen Abstufungen der Mylonitierung granitischer Gesteine des Berninagebietes unter Aufstellung von sechs Haupttypen sehr eingehend und anschaulich beschrieben, und man könnte zunächst versucht sein, dieses der unerschöpflichen Mannigfaltigkeit Rechnung tragende Schema auf die Gesteinsvorkommen des oberen Zemmgrundes zu übertragen. Allein jene westalpinen Gesteine scheinen im allgemeinen doch einen wesentlich anderen Werdegang durchgemacht zu haben. Eine schwach lentikuläre Textur, welche nach R. Staub im Berninagebiet bereits den Ausgangstypus charakterisiert, wird bei den Plutoniten des Zemmgrundes normaler Ausbildung kaum anzunehmen sein. Auch fehlen hier andere schon beim Ausgangstypus vorhandene Eigenschaften wie vor allem der mit weitgehender Serizitisierung zusammenhängende „dunkelgrüne Wachsglanz“ „krummschaliger Gesteinsbruchflächen“ sowie die von Erzausscheidung begleitete völlige Ausbleichung des Biotits, also jenes Minerals, das in den Zillertaler Gesteinen trotz starker Resorption und gelegentlicher Chloritbildung seine ursprüngliche Frische allenthalben bewahrt hat und überhaupt als melanokrater Gesteinsgemengteil der sauren und intermediäre-Plutonite eine wesentliche Rolle spielt.

Bei den granitischen Gesteinen mit Körnergrus erscheint mir Folgendes erwiesen: Der fragmentarische Zerfall der davon weitaus am meisten betroffenen Plagioklaskristalle ist der Mikrolithenbildung zeitlich nachgefolgt. So findet man, wie oben erwähnt, an denjenigen Plagioklaskristallen, welche von der Füllmasse der am längsten im Ausscheidungsstadium verbliebenen Kalifeldspäte allseitig unwachsen wurden, also gegen äußere Einwirkung ausreichend geschützt waren, das Mikrolithenphänomen nicht weniger ausgeprägt als dort, wo der Plagioklas als idiomorpher oder hypidiomorpher Kristall innerhalb des Gesteinsgefüges selbständig auftritt oder wo vollends, wie bei den Dioriten, im Gesteinsgefüge herrschend wird. Und wo nur immer die Auflösung des Kalknatronfeldspates in Bruchstücke sich in ihren Anfangsstadien beobachten läßt, sind die Kristallfragmente in genau der gleichen Art und Dichte von Mikrolithen erfüllt wie die unversehrt gebliebenen Kristalle und erscheinen zunächst nur schwach gegen einander verschoben, so daß die optische Orientierung der einzelnen Schollen die frühere einheitliche Kristallmasse noch deutlich genug erkennen läßt. Erst bei weiterem Fortschreiten des Kornzerfalles verwischen sich diese Anzeichen ursprünglicher Zusammengehörigkeit, sofern man das Bild unter gekreuzten Nicols vor sich hat. Wohl aber zeigt sich nach Ausschaltung des Analysators, wobei sich sofort die Schwärme der stark lichtbrechenden Mikrolithe sehr scharf vom lichten Untergrunde abheben, wiederum deutlich genug, in welcher Weise die mikrolithenerfüllten Bruchstücke sich in Körnergrus verteilt haben. Es sei in diesem Zusammenhange jetzt schon darauf hingewiesen, daß man die Mikrolithen-

¹⁾R. Staub, Über granitische und monzonitische Gesteine im westlichen Berninagebirge, Zürich, 1915, S. 13.

bildung auf eine durch orogenetischen Streß bewirkte Entmischung fertiger Plagioklaskristalle zurückzuführen versucht hat.

Oftmals ist nun die Grenzlinie solcher Schollen von Feldspatkristallen eine sehr verschwommene. Auch kann man unter den Bruchstücken jeglicher Größe mitunter apophysenartige Verwachsungen beobachten, was auf Rekristallisationen schließen läßt. Bringt man dies alles in Zusammenhang mit der Tatsache, daß die frühzeitig aus dem Schmelzfluß auskristallisierten Biotite spätere mechanische Deformationen als die vor ihrer Korrosion eingetretenen (s. o. S. 552) im allgemeinen nicht mehr erlitten haben, daß ferner die als Füllmasse aus dem Schmelzfluß ausgeschiedenen Kalifeldspäte — abgesehen von ihrer schon die angrenzenden Plagioklase nicht mehr in Mitleidenschaft ziehenden Ribbildung — ebenfalls keinen durchgreifenden mechanischen Umformungen mehr ausgesetzt waren, so könnte man der Frage nähertreten, ob die Auflockerung und Zerlegung der von Mikrolithenschwärmen bereits erfüllten Plagioklaskristalle in Schollen verschiedener Größe überhaupt einen Fall beginnender Mylonitisierung darstellt, ob sie nicht vielmehr mit mechanischen Einwirkungen einer durch orogenetischen Streß hervorgerufenen, aber noch vor der Kristallisation der Restschmelze stattgehabten Bewegung im Zusammenhange steht.¹⁾ Mit dieser Annahme ließe sich, um dies jetzt schon hervorzuheben, zwanglos die Vorstellung verbinden, wonach unter Fortdauer der mechanischen Einwirkung (Ribbildung in den Mikroklinen) innerhalb der von Quarzkristallen und Quarznestern durchsetzten Schollenkomplexe der inhomogenen, wenig widerständigen Plagioklase eine weitere Kornzerkleinerung zu Feingrus erfolgt wäre.

Eine Hauptschwierigkeit für jene bisherige Vorstellung, wonach der orogenetische Streß die durch ihn in Bewegung gesetzten, his hente ungeschiefert gebliebenen Massen lange nach Abschluß ihrer liquidmagmatischen Phase, jedenfalls im verfestigten Zustande vorfand, lag darin, daß dieser mechanischen Einwirkung nicht nur die Umwandlungen — hier hauptsächlich die Mikrolithenbildung —, sondern auch die gesamte Kornzerkleinerung in allen ihren Erscheinungsformen, demnach zwei sehr heterogene Effekte, zugeschoben werden mußten.

2. Zur Ursache der Kornzerkleinerung und Grusbildung.

Wenn bei dem heuligen Stande der Forschung der Ablauf einer magmatischen Intrusion in seinen großen Zügen klargestellt erscheint, liegen die Verhältnisse im einzelnen Falle, so wie ihm die Natur uns bietet, in vieler Hinsicht noch sehr im Dunkeln. Schon für wichtige Vorfragen allgemeiner Art sehen wir da kaum Ansätze zu einer befriedigenden Beantwortung. Können wir doch so wenig Sicheres darüber aussagen, wie eine in Kristallisation begriffene, also mit anisotropen schwebenden Körpern wahrscheinlich ungleichmäßig beladene, räumlich sehr ausgedehnte Intrusivmasse unter Veränderung des äußeren Feldes, also insbesondere in Druck- und Temperaturgefälle, sich in

¹⁾ E. Hugl kam auf Grund seiner Studien an westalpinen Grauiten zu ähnlichen Anschauungen, vgl. Aarmassiv, Verh. Schweiz. Nat. Ges. 1922, Teil II, S. 86—109.

allen ihren Teilen verhält. Wird doch ein derartiger Intrusivkörper in Zeitintervallen geologischer Reichweite alle Grade der Viskosität und Fluidität durchlaufen müssen. Wohl mögen Bedingungen des hydrostatischen Druckes zeitweise, insbesondere in bestimmten Anfangsstadien, annähernd erreicht sein; die Kompliziertheit des Zusammenwirkens der an sich vorhandenen Druck- und Temperaturbedingungen, noch vervielfacht durch Hinzutreten geologischer Ereignisse, vermag indes jederzeit lamellare Fließbewegungen auszulösen. Wie äußert sich nun das alles, zunächst nicht so sehr im Gefügebild des Erstarrungsproduktes als vielmehr bei den in labilem Ausscheidungsstadium befindlichen anisotropen Gemengteilen selbst? Ist ferner bei allseitigem Druck die Fortpflanzung der Energie keine unendliche, dann wird, sollte man vermuten, die Absorption mit in Frage kommen, was bei den räumlichen Ausmaßen des von Kristallausscheidungen erfüllten Mediums sich an diesen anisotropen Körpern in irgendeiner Art auswirken müßte.

Stehen wir auf dem Standpunkte, daß bei den Geschehnissen in der Erdrinde ungleich weniger das Innere auf die Vorgänge der Epidermis als diese auf die Vorgänge im Innern reagiert, so werden wir weiter annehmen dürfen, daß eine im Auftrieb befindliche magmatische Masse unter ähnliche Bedingungen gelangen wird wie eine von einem (zylindrischen) Gefäß umschlossene und durch einen Preßkolben (Kräfte des Auftriebes) unter zeitweiliger minimaler Öffnung von Ventilen komprimierte Flüssigkeit. Auf die Natur übertragen müßte schon die vielgestaltige und wohl stets sich ändernde Form der Umhüllung des magmatischen Körpers nach dem bekannten Prinzip der Hydrostatik verschiedene Bodendrucke bedingen, was wiederum in der Last dieser Füllungen stets sich erneuernde Ausgleichs notwendig machen dürfte. Auch die Frage der Kompressibilität flüssiger und fester Massen steht hier vor wesentlich anderen Begleitumständen als in den Laboratoriumsversuchen, die uns besagen, daß solche Massen durch Zusammendrückung nur minimale Volumenveränderung erfahren; denn die großen Schmelzmassen der Tiefe sind gegen Ende ihrer liquidmagmatischen Phase imstande, die Menge ihrer leichtflüchtigen Bestandteile, teils unter Abspaltung der Gasphase, an die Nachbarschaft leicht abzugeben.

Mag der Physiker von Fach auf die vorstehend geäußerten Zweifel und die eine oder die andere hier gestellte Frage eine klärende oder berichtigende Antwort bereit haben, er wird zugeben müssen, daß die Physik heute noch nicht in der Lage ist, von dem Werdegang eines Tiefenschmelzflusses unter den oben in Betracht gezogenen und in der Natur jederzeit gegebenen Bedingungen eine zureichende Analyse zu geben. Aus den Beobachtungen in der Natur und an dem uns durch sie an die Hand gegebenen Einzelobjekt geht eines, was ich an anderer Stelle mit einem fast drastischen Beispiele belegen werde, mit Sicherheit hervor, daß man hier äußerst labile Zustände¹⁾ physikalischer und physikalisch-chemischer Art in Betracht zu ziehen hat.

¹⁾ J. I. Sederholm, Die regionale Umschmelzung, *Extrait du Compte Rendu du XI. Congrès Géologique International*, S. 583. P. Niggli, Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma, Preisschreiben Jablonowski-Gesellschaft, 1920. E. Hugi, Das Aarmassiv ein Beispiel alpiner Granitintrusion, Bern (Büchler), 1922, S. 13f.

Um auf das, was die Natur uns unmittelbar und untrüglich zu erkennen gibt, wieder zurückzukommen, gehen wir am besten, um einigermaßen Klarheit über die hier etwas verwickelt erscheinenden genetischen Verhältnisse zu gewinnen, von einer selbst wieder auf unmittelbarer Beobachtung beruhenden Erwägung aus. Gegenüber dem Gefügebild einer ungestört verlaufenen liquidmagmatischen Erstarrung gibt es unter den granito-dioritischen Gesteinstypen, gleichbleibenden Mineralbestand vorausgesetzt, zwei aus einer stetigen Formenreihe sich heraushebende Haupttypen umgeformten Gesteinsgefüges. In einem Falle besteht die Veränderung der Hauptsache nach in einer Zerkleinerung und schließlich Vergrusung einzelner oder mehrerer, kaum jemals aller die Hauptgemengteile darstellenden Mineralarten, und zwar derart, daß die ursprünglich im Gestein innegehabte Lage dieser Gemengteile nicht weiter, als die Kornzerkleinerung es bedingt, verschoben erscheint. Damit entsteht kein neuer Gesteinstypus; Granit beispielsweise bleibt Granit. Makroskopisch braucht sich nichts zu ändern. Ein sehr charakteristisches, weil nicht gerade der extremen Seite entnommenes Beispiel ist der Granit des Schwarzensteins, der im Handstück trotz starker, nur mikroskopisch wahrzunehmender Vergrusung von anderen Graniten des Gebietes, deren liquidmagmatisches Erstarrungsbild völlig intakt erscheint, schlechterdings nicht zu unterscheiden ist. Liegt nun der zweite Typus vor, so tritt im Gefügebild die Vergrusung stärker zurück und verschwindet unter Umständen ganz, während die parallele Anordnung hauptsächlich der schieferholden Mineralien, der Glimmer, jetzt das Bild beherrscht. Die Schwerpunkte der Gesteinskomponenten haben ihre primäre Lage im Gestein geändert, es haben Teilbewegungen stattgefunden, das Bild der laminaren Gleitung hinterlassend. Daß dies in der Regel mit Umwandlungen und Neubildungen vonstatten geht, ist für unsere gegenwärtige Betrachtungsweise belanglos. Ein in solcher Art umgeformter Granit wäre zum Granitmylonit, je nachdem auch zum Granitgneis geworden. Unter Gegenüberstellung jener beiden Hauptgefügetypen könnte man in Anlehnung an eine ältere Terminologie auch sagen: Aus dem „Strukturbild“ des durch Verlust einer mehr spätigen Kristallausbildung vielleicht auch etwas feinkörniger oder dichter erscheinenden Gesteins ist das „Texturbild“ der Schieferung oder des flächenhaften Parallelgefüges hervorgegangen. Von den genetischen Umständen jener das Gestein zum Tektoniten machenden summierbaren Teilbewegungen können wir vorläufig bei dieser rein kinematischen Betrachtungsweise um so mehr absehen, als beispielsweise die statistische, doch wohl subtilste Auswertung des jeweiligen Betrages dieser Umlagerungen im Prinzip nach neueren Untersuchungen Sanders¹⁾ keine Unterschiede ergibt, ob magmatisches oder tektonisches Strömen dem Gefügebild das Gepräge gab —, im übrigen eine glänzende Bestätigung älterer Auffassungen²⁾ über die Bedeutung laminarer Gleitflächen.

1) B. Sander (mit Felkel und Reithofer), Tektonische Analysen von Schmelztektoniten, Sitzungsberichte der Akademie Heidelberg, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 23 (1928).

2) H. Philipp, Zentralblatt für Mineralogie, 1921, S. 675, und die in Sanders Gefügewerk zitierten Arbeiten G. F. Beckers.

Sehr typische Gesteine dieser Art finden sich, wie an anderer Stelle bereits erwähnt, am Großen Moeseler etwa dort, wo der Waxegg-Grat mit dem Nordgrat des Berges sich vereinigt. Neben anderen Mineralneubildungen sind die Glimmer hier stark chloritisiert, was diesem Gestein, schon aus der Ferne betrachtet, ein überaus auffallendes lichtgrünes Aussehen verleiht. Weit stärker mylonitisierte Gesteine — sie würden mit ihren breiten gewundenen Serizitzügen zu dem von Staub aufgestellten ultramylonitischen Typus F gehören — finden sich an den granitischen Felsköpfen östlich des Schönbiehler Horns zwischen Kurven 2660 und 2700 und verschiedenen anderen Orten. Sie interessieren uns hier nicht weiter; denn örtlich an schmale Störungszonen gebunden, sind Umformung und Umwandlung hier zweifellos nach der Kristallisation erfolgt.

Was an dieser Stelle uns als genetisches Problem beschäftigen soll, ist lediglich die Art des grusigen Zerfalls jener äußerlich richtungslos körnigen Vertreter des erstgenannten Gesteinstypus.

Wir erinnern uns zunächst der beachtungswerten Tatsache, daß die Vergrusung der Hauptsache nach die Plagioklase betrifft, die nur bei weitgehender Kornzerkleinerung sich reichlicher mit Quarz-, seltener auch Kalifeldspatkörnern vermengen, daß ferner die Kalifeldspäte innerhalb des Körnergruses tief ausgebuchtete homogene Felder einnehmen, die sich in dieser Form his in die Gesteinstypen ungestörten liquid-magmatischen Gefüges verfolgen lassen.

Wir haben zweitens einen schollenförmigen Zerfall der Plagioklase kennen gelernt, der weniger auf rein mechanische Zertrümmerung als auf chemisch lösende Einwirkung schließen läßt.

Es käme drittens in Betracht, daß in extremen Fällen ein förmlicher Brei feinsten mosaikartig sich aneinanderfügender Körner breite Felder des Gefügebildes einzunehmen vermag, ohne daß die vorbeschriebene Ausbildung des Kalifeldspates wesentlich beeinträchtigt erscheint. Für diese Art Kornzermahlung können kaum andere als rein mechanisch wirkende Vorgänge verantwortlich gemacht werden.

Endlich finden wir bei den dioritischen Gesteinen, deren Feldspäte in zwar randlich korrodierten, aber wohlentwickelten Kristallindividuen oft dicht zusammengedrängt erscheinen, den Kornzerfall und die Vergrusung, insbesondere jenen weit weniger ausgeprägt als bei den wahrscheinlich jüngeren Granodioriten und Graniten. Es wird später darauf hinzuweisen sein, daß die Führung basischer, schwarmartig auftretender Einschlüsse (siehe u. S. 609 ff.) von den intermediären gegen die kieselsäurereichen Tiefengesteinstypen allmählich abnimmt. Die Granite sind fast frei davon, neigen hingegen zu schlieriger Ausbildung.

Wir können daraus folgern:

Mechanische Einwirkung, vermutlich zurückführbar auf orogenetischen Streß, hat schon frühzeitig eingesetzt. Zeigen doch schon die stets durch starke Korrosion charakterisierten Biotite (siehe o. S. 552) Spuren mechanischer Einwirkung, welche noch vor dieser Korrosion und vor der Kristallisation der sie als Kalifeldspatmasse umschließenden Restschmelze entstanden waren.

Die mit Störung des chemischen Gleichgewichtes in Verbindung zu bringenden Wiederauflösungserscheinungen werden besonders charakteristisch bei den Plagioklasen, die als wohl umgrenzte Kristalle fast ausnahmslos an ihren Rändern feine fortlaufende Korrosionsausbuchtungen aufweisen. Bei den jüngeren kieselsäurereichen Gesteinen mögen sich solche Störungen noch stärker ausgewirkt haben: Die Plagioklase zerfallen hier schollenartig, vergleichbar den als Einkristalle des Eises anzusehenden, in der Eisdrift schwimmenden Schollen.

Zu den letzten Äußerungen mechanischer Einwirkung auf die Intrusivmassen gehören wohl die an den Plagioklaskristallen absetzenden Rißbildungen in den Kalifeldspäten.

Nachlassen des Druckes, Stillstand der Bewegung, Neukristallisation, Wiederansetzen der mechanischen Kräfte, Auflösungsvorgänge dürften sonach, namentlich in den späteren Stadien der Intrusion, immer wieder gewechselt haben — offenbar Zustände eines besonders labilen Verhaltens.

In Gefügeereichen stärkeren Krissallzerfalles wie in den Schollenkomplexen der Plagioklase mag es in diesem wechsellvollen Spiel überhaupt nie vollkommen zur Ruhe gekommen sein. Sicher vermochte auch die Mischkristallnatur dieses noch dazu mit Fremdkörpern überfüllten Minerals nur geringeren Widerstand zu leisten, so daß in den Bereichen der nun einmal geschaffenen Schwächezentren auch nach der Verfestigung des vielleicht nur als zeitweilig durchkristallisiert anzusehenden Gesteines die Kornzerkleinerung noch weitere Fortschritte machen konnte.

Auf die erhebliche Kompliziertheit in der räumlichen Verteilung der verschiedenen Tiefengesteinsarten wurde bereits früher (S. 548 f.) aufmerksam gemacht. Eine vom Rand nach der Mitte des Intrusionsbereiches verlaufende Folge immer saurer werdender Plutonite wird nur in groben Zügen anzunehmen sein. Bei den vulkanischen Nachschüben läßt sich einwandfrei Repetition der aplit-pegmatitischen Intrusionen nachweisen. Ähnlich mag hier das Aufdringen der Tiefengesteinsmagmen sich in mehrmaligen Akten vollzogen haben, so daß die in ihrer Stärke wohl ebenfalls wechselnden orogenetischen Bewegungen die aufgedrungenen und aufdringenden Magmen jeweils in verschiedenen Zuständen der Verfestigung antrafen. Zu diesen Geschehnissen auf engem Raum ist die wechselvolle Intrusionsgeschichte des alpinen Orogens vielleicht nur ein Spiegelbild großen Stils, ausgedehnt auf entsprechend weite Zeiträume.

Eines scheint nach den gemachten Beobachtungen festzustehen: Das Aufdringen der Magmen und die Orogenese, beides als sehr verwickelte Vorgänge gedacht, lassen sich im Bereich dieser Tauerngesteine nicht trennen. Die Frage des geologischen Alters, ob miozän oder kretazisch usw., bleibt offen.

3. Zur Entstehung der Mikrolithenbildung in den Plagioklasen.

Der Reichtum der Plagioklase an mikrolithischen Einschlüssen mag „schon den ältesten Beobachtern“,¹⁾ soweit sie sich mit der Mikroskopie

1) Vgl. A. Böhm, Gest. d. Wechsels., Tscherm. Min. petr. Mitt. (1882), S. 197.

alpiner Gesteine befaßten, bekannt gewesen sein. In typischer Ausbildung hätte die Erscheinung in der Tat einem aufmerksamen Blick schwerlich entgehen können. Daß man ihr von jeher eine gewisse Bedeutung nicht absprach, gibt sich darin kund, daß man sie gewissermaßen als eine an alpine Vorkommnisse gebundene Anomalie ansah. Nun gibt es aber doch auch unter den alpinen Granitvorkommen nicht wenige, die das Phänomen überhaupt nicht oder in sehr wenig charakteristischer Weise zeigen. Dies scheint nach den in vorzüglicher Schärfe wiedergegebenen Lichtbildern der mehrfach erwähnten Arbeit Beckes beispielsweise bei den Gesteinen der Rieserfernergruppe der Fall zu sein. Auch in einer Serie von Dünnschliffen, die mir am Mineralogischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich in dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt waren, fand sich das Mikrolithenphänomen in granitisch-dioritischen Gesteinen der Westalpen zu meiner Überraschung verhältnismäßig selten in jener charakteristischen Ausbildung, wie sie mir in den Tauerngesteinen gar nicht anders bekannt war und ich sie hier im Abschnitt über den Plagioklas ausführlich beschrieben habe. Die beigegebenen Lichtbilder (Taf. XXIV bis XXVIII, Abb. 1 bis 9) mögen mit dazu beitragen, daß die Mikrolithenbildung nicht etwa mit jenen mikroskopisch bei den Feldspäten zu beobachtenden Trübungen identifiziert werden, jenen fleckigen staubartigen Unreinheiten, welche das Mineral von den meist wasserklaren Quarzen in der Regel auf den ersten Blick unterscheiden läßt. Man könnte aber doch die Frage aufwerfen, ob man in diesen „milchigen Trübungen“ — so findet man sie in der Literatur ganz treffend bezeichnet — nicht eine Art im Embryonalstadium stehengebliebener Mikrolithenbildung vor sich habe. Die Frage ist deshalb schwer zu beantworten, weil die Trübungen, übrigens so ganz im Gegensatz zu den Mikrolithenschwärmen, meist schon jenseits, zum mindesten sehr hart an der Grenze der mikroskopischen Auflösbarkeit stehen. Soweit sich an diesen Partikelchen mit einiger Sicherheit etwas erkennen läßt, sind es Schüppchen farblosen Glimmers. Stark lichtbrechende Substanzen scheinen nicht darunter zu sein, was eher gegen jene Vermutung spräche. Letzten Endes stünde aber immer die Frage zur Beantwortung, warum es dann nur in Ausnahmefällen zu einer so sprunghaften Weiterentwicklung gekommen ist.

Die gelegentlich hervorgetretene Anschauung, daß es sich hier um einen durch Verwitterung hervorgerufenen bedeutungslosen Zersetzungs Vorgang handeln könne, wird derjenige von vornherein ablehnen, der die Mikrolithenschwärme einmal in ganz typischer Ausbildung gesehen hat.

Rudolf Staub,¹⁾ der die genetische Bedeutung der Mikrolithenbildung so wenig unterschätzt hat, daß er es angebracht fand, sie als „brennende Frage“ zu bezeichnen, geht zunächst von der Voraussetzung aus, daß die Bildung von Zoisit und Epidot auf den anorthitischen Anteil des Feldspates zurückzuführen sei. Er erwähnt auch mehrmals die eigenartige Kristallisation der „Zoisitbesen“ (a. a. O., S. 28), die teils als

¹⁾ R. Staub, Granit und monzonitische Gesteine im westlichen Berninageb., Zürich 1915, S. 18.

Kristallskelette, teils als Kristallgeflecht bei den Gesteinen des Zillertals zu der ihnen so eng verwandten Mineralart, dem Klinozoisit, in einen auffälligen habituellen Gegensatz zu treten pflegen. Staub hat die Kristallitenbildung, wie er sie nennt, bei mylonitisierten sauren Tiefengesteinen beobachtet und hält sie für einen Fall der Saussuritisierung; hiefür bezeichnend wäre seine Hervorhebung des Eisenepidots, der im Aufnahmegebiet bei den massigen Tiefengesteinen innerhalb der Plagioklase überhaupt nicht vorkommt, in den Myloniten dagegen häufig ist. Systematische Untersuchungen des Phänomens der Saussuritisierung und eine genauere Abgrenzung dieses wichtigen Begriffs der Metamorphose wären darum erwünscht.

Die Deutung als Verwitterungserscheinung lehnt Staub unter Hinweis auf frischeste Gesteinsproben aus dem Albulatunnel unumwunden ab; er befindet sich damit im Einklang mit H. P. Cornelius¹⁾ und O. Züst.²⁾ Besonders wichtig ist seine Feststellung, daß die Umwandlung der Feldspäte bereits dem Beginn der Mylonitisierung mit Sicherheit vorausgegangen ist. Damit steht die Umwandlung des Minerals, wie Staub ausdrücklich bemerkt, zur Alpenfaltung in keiner Beziehung mehr. Um aber für die Kristallitenbildung selbst eine Erklärung zu geben, halten sich die genannten Autoren in Anlehnung an die Lehre von den drei Tiefenstufen an folgenden Gedankengang: Seine Mischkristallnatur läßt der Feldspat unter den niederen Temperaturen höherer Teufen bestandunfähig werden; all diese in größerer Rindentiefe ausgebildeten granitischen Gesteine müssen durch die Verlagerung schon seit vortriadischer Zeit (wie Staub annimmt) in die damaligen obersten Zonen der Erdkrinde gelangt sein und dort schon ganz nahe der Erdoberfläche, wenn nicht überhaupt völlig bloßgelegt, ihre epizonale Umwandlung erfahren haben (Staub, a. a. O., S. 19). Gegen diese Annahme sekundärer Entstehung ließe sich zunächst ein Einwand allgemeiner Art erheben, daß nämlich in außer-alpinen Granitgebieten, wo die genannten Voraussetzungen weit eher nachzuweisen wären, das Mikrolithenphänomen eine nicht geringere Ausprägtheit zeigen müßte als in alpinen Gebieten.

Eine zweifellos fruchtbringende Idee in diesem Fragenkomplex lag darin, daß man die ganze Erscheinung mit dem sogenannten Volumengesetz in Beziehung brachte, anders ausgedrückt, mit der einer kristallisierenden Substanz innewohnenden Tendenz, das unter den gegebenen physikalischen Bedingungen des Druckes und der Temperatur denkbar kleinste Molekularvolumen anzunehmen, also dem Prinzip der Raumerparnis möglichst zu genügen. Diesen Gedanken verfolgend, hat Ernst Weinschenk über das uns vorliegende Problem eine Auffassung entwickelt, die, wenn auch bekannt, hier in Kürze erörtert werden muß. Er hält die Einschlüsse für primäre Bildungen, aber nicht etwa in dem Sinne, daß sie, was anzunehmen hier überaus nahe läge, als ältere liquidmagmatische Kristallausscheidungen vom später aus dem Schmelzfluß auskristallisierten Mineral in der für Tiefengesteine üblichen Ver-

1) H. P. Cornelius, Berge zwischen Septimer und Jülier, Neues Jahrbuch für Mineralogie, B. B. 35. S. 401.

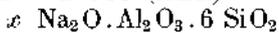
2) O. Züst, Granit und diabasische Gesteine bei Ardez, Zürich 1904.

wachungsart umschlossen wurden. Weinschenk's viel umstrittene Auffassung ließe sich, um zunächst seines Hauptkritikers eigene Worte folgen zu lassen¹⁾ dahin präzisieren: „Die im Magma vorhanden gewesene Tendenz zur Bildung basischer Feldspäte hat im Moment der Festwerdung“ zur Entstehung „saurer Plagioklase und Klinozoisite“ geführt. Das wäre, vorausgesetzt, daß es der Wirklichkeit entspricht, von allen jenen Erscheinungsformen, die Weinschenk unter dem Begriff Piezokristallisation zusammengefaßt hat, die sinnfälligste und bedeutsamste. In der letzten Auflage seiner allgemeinen Gesteinskunde (1913) beschreibt er selbst die Erscheinung, wie folgt: „Der Plagioklas, der in dünnen Schliften aus absolut frischer durchsichtiger Substanz besteht, ist erfüllt von scharf ausgebildeten Mikrolithen von Klinozoisit, Granat, auch von Kaliglimmer und Sillimanit, welche ohne jede kristallographische Orientierung (? der Verfasser) in den Feldspat eingewachsen und oft so massenhaft vorhanden sind, daß ein dickerer Schliff trüb und undurchsichtig erscheint.“ „Die ganze erstarrende Masse steht unter hoher Spannung, welche darauf hinzielt, das unter den gegebenen Verhältnissen denkbar kleinste Molekularvolumen der kristallisierenden Mineralien hervorzubringen. Die Plagioklase zerfallen bei ihrer Kristallisation (vom Verfasser unterstrichen) in spezifisch schwere Kalktonerdesilikate, welche von dem Rest des kalkarmen Feldspats umhüllt werden.“

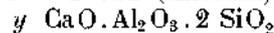
Nachstehende Tabelle soll die qualitative Übereinstimmung im Chemismus der hier in Frage kommenden Mineralien und die Unterschiede im spezifischen Gewicht des Wirtminerals einerseits und der Einschlußmineralien andererseits ersichtlich machen. Aus den angegebenen Werten läßt sich das Molekularvolumen (gleich dem Quotient Molekulargewicht durch Dichte) approximativ berechnen.

a) Plagioklas

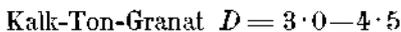
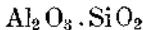
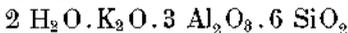
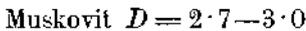
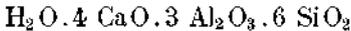
$$D = 2.511 \text{ (Albit)}$$



$$D = 2.752 \text{ (Anorthit)}$$



b) Zoisit und Klinozoisit $D = 3.25$, bzw. 3.36



Da die Mikrolithenbildung der Plagioklase auf Gesteine von alpinem Typus beschränkt zu sein scheint, liegt schon rein theoretisch etwas sehr Bestechendes darin, den bei der Orogenese zur Geltung gekommenen erhöhten Druck für die Erscheinung verantwortlich machen zu können. Und so mag vielleicht die Frage aufgeworfen werden: Wäre es unter

¹⁾ F. Becke, Physiographie der Gemengteile der kristallinen Schiefer, Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 75, I, S. 123.

den gegebenen Druckbedingungen denkbar und mit den gemachten Beobachtungen zu vereinbaren, daß die Einschlüsse schlechthin primäre Ausscheidungen aus dem Schmelzfluß darstellen und von später ausgeschiedenem Plagioklas in liquidmagmatischer Phase nicht anders eingeschlossen wurden wie etwa im normalen Granit der Zirkon vom Biotit oder dieser von den Feldspäten? Da der zweite Teil dieser Frage zu verneinen ist, bräuchte man sich mit ihr nicht weiter zu befassen, wenn bei der Untersuchung nicht andere Eigentümlichkeiten zutage getreten wären, die unserem Gedankengange hier ein kurzes Halt gebieten.

Die Ausschließlichkeit, mit der die Mikrolithenschwärme sich räumlich auf die Plagioklase beschränken, diese Kristallsymbiose einzig dastehender Art, wäre undenkbar, wenn die Mikrolithe als frühzeitige primäre Ausscheidungen in annähernd gleichmäßiger Verteilung, wie es eine Lösung oder Schmelze erfordert, sich vor der Kristallisation der Plagioklase entwickelt hätten. Auch wäre es bei Annahme besonders starker attraktiver Kräfte ganz unwahrscheinlich, daß diese, ausschließlich von den Plagioklasen ausgehend, auf Minerale ganz verschiedener Art in gleichem Sinn und mit gleichem Erfolg eingewirkt hätten.

Nun wurde aber bereits früher darüber berichtet, daß in den Mikrolithenschwärmen, mitunter ziemlich zahlreich, auch Magnesiaglimmer in mikrolithischer Ausbildung sich finden, bei denen es in Anbetracht ihres Magnesiagehaltes schwer fallen dürfte, sie mit einer Entmischung oder mit einem Zerfall der Plagioklassubstanz irgendwie in Verbindung zu bringen. Jedenfalls hat man hier der Hauptsache nach frühzeitig ausgeschiedene und im Kristallisationsfelde des Plagioklases weiter entwickelte Kristallbildungen vor sich. Aber auch Fälle anderer Art wurden beobachtet: Von einem in der üblichen Weise stark korrodierten primären Biotit haben sich kleine Fragmente abgesondert, deren Ausbruchstelle noch deutlich wahrzunehmen ist. Diese Bruchstücke von der Form und Größe der Mikrolithe bilden einen schwarmartigen Zug, der vom Rumpfkristall aus gegen den Plagioklaskristall hineinführt, wo dann die braunen Biotitleistchen im dichten Haufwerk der übrigen Mikrolithe sich zerstreuen.

Wie man sieht, können winzige Ausschnitte im Gefügebild wohl geeignet sein, lehrhafte Einblicke in den Kristallisationsbereich einer Mineralart und die sich darin abspielenden Vorgänge zu geben. Eine in dieser Form erfolgte Zuwanderung fester sichtbarer Körper in den Kristallisationsbereich des Plagioklases setzt jedenfalls liquidmagmatische Zustände voraus. Die von verschiedenen Autoren, wie vor allem Staub, heute noch vertretene Annahme der sekundären Entstehung im fertig ausgebildeten Gestein wäre schon damit hinfällig.

Es lassen indes, wie im folgenden dargelegt werden soll, auch die sonstigen charakteristischen Merkmale dieser mikrolithenerfüllten Plagioklase kaum eine andere Deutung zu.

Die Mikrolithe sind fast durchwegs wohl entwickelt, gegen das umgebende Medium außerordentlich scharf abgegrenzt und selbst frei von Einschlüssen oder Verunreinigungen irgend welcher Art. In

abzählbarer Menge eingebettet in die klare Masse des Wirtkristalls, nehmen sie sich in dünnen Schliffen aus wie in klarer Lösung schwebende Kriställchen.

Dazu kommt, Mikrolithe verschiedener Mineralart liegen im einheitlichen Plagioklaskristall nicht nur bunt durcheinander, sondern erscheinen auch innerhalb des Wirts in der gleichen Weise auf engste Teilbereiche zusammengedrängt. Eine Entmischung ein und desselben in fester Phase befindlichen Kristallkörpers in zahllose Mikrolithe verschiedener Gestalt und stofflicher Zusammensetzung wäre schon an sich etwas sehr ungewöhnliches. Jedenfalls setzen Kristallisationen in der hier beobachteten Anordnung, Kombination und Form einen hohen Grad molekularer Beweglichkeit voraus, wie er in statu nascendi des Wirtminerals, sei es bei fortdauernder, sei es bei rhythmischer Entmischung, sehr wohl anzunehmen ist, jedoch bei sekundärer Umwandlung eines nach geologisch langen Zwischenräumen an Erdoberflächennähe gelangten Gesteins unwahrscheinlich wäre.

Ansätze einer zonaren Anordnung der Mikrolithe werden nicht selten wahrgenommen, auch sind klinozoisitreiche Plagioklaskerne bei gewissen Gesteinstypen ziemlich häufig. Dies alles läßt sich mit der hier angenommenen Entmischungsart der Plagioklassubstanz sehr wohl in Einklang bringen. Übrigens lagern sich besonders die Biotitblättchen, aber auch die feinen Nadeln des Sillimanits innerhalb des Wirtkristalls bestimmten kristallographisch bevorzugten Flächen gerne parallel. Andererseits macht sich in vielen Mikrolithenschwärmen bei den prismatisch oder leistenförmig ausgebildeten Individuen eine Art diagonale oder dachsparrenartige Anordnung bemerkbar, so daß statistische Einmessung, wenn sie hier technisch möglich wäre, mit einiger Wahrscheinlichkeit Regelungen ergeben würde. Es liegt vielleicht ein allzu kühner Vergleich in der Vorstellung, daß hier beim Aufbau des Kristallgebäudes die Natur selbst im Bestreben nach statischem Ausgleich Innengerüste von gitterträgerähnlichem Habitus erstehen ließ.

Übrigens weist die Art des polysynthetischen Zwillingsbaues, den man stets mit Recht als Gegenbeweis gegen die Annahme einer mechanischen Einwirkung auf Kristall und Gestein angeführt hat, mit Sicherheit auf dessen frühzeitige Anlage hin; denn die Lamellen reichen in der Regel nur bis zum Beginn der Randzone und diese zeigt an ihrem Außensaum die bekannten Korrosionserscheinungen, welche selbst wiederum nur in liquidmagmatischer Phase entstanden sein können. Man könnte nun einwenden, die Zwillingsbildung reiche ebenfalls nur bis vor die Randzone, könne also nur Folge der in diesem Fall als sekundär betrachteten Mikrolithenbildung sein. Dies ist damit widerlegbar, daß bei übermäßig dichter Ausbildung der Mikrolithenschwärme gerade das Gegenteil eintritt, nämlich die Zwillingsbildung verschwindet. Auch entfällt von vornherein die Annahme einer durch Mikrolithe hervorgerufenen Spannung für jene zahllosen Fälle, wo polysynthetische Zwillingsbildung die Feldspäte beherrscht, mikrolithische Entmischung aber fehlt. Ferner macht man durchgehends an den Mikrolithenschwärmen die Wahrnehmung, daß die Geradlinigkeit der Lamellen durch die Einschlüsse, seien diese gröber oder feiner entwickelt, in gar keiner

Weise beeinträchtigt erscheint. Doch erhält sich die Schärfe der Lamellen bei Vorherrschaft des Muskovits, also in den kieselsäurereichen Gesteinstypen, anscheinend leichter als bei den von Klinozoisit-mikrolithen stark erfüllten Plagioklasen der granodioritischen und tonalitischen Gesteine.

Über die Frage der Entstehung der Zwillingsbildung in Feldspäten hat sich neuerdings E. Baier¹⁾ in einer lesenswerten Studie ausgesprochen. Ob man bei polysynthetischer Zwillingsbildung im allgemeinen mit mehr oder weniger stetigen Übergängen bis in die submikroskopische Größenordnung hinein zu rechnen hat, erscheint mir deshalb zweifelhaft, weil Übergangsformen gegen die Sichtbarkeitsgrenze hin in einer nach Wahrscheinlichkeitsprinzipien ungenügenden Häufigkeit beobachtet werden, dann aber auch noch aus folgenden Gründen. Die Herausbildung weniger Haupttypen höherer Symmetrie ist ein Prinzip, das die ganze Kristallwelt beherrscht. Die Bildung von Zwillingen, besonders Ergänzungszwillingen, bietet für den wachsenden Kristall eine Möglichkeit zur Erlangung höherer Symmetrie. (Im monodigonalen Philippisit ordnen sich ganze Lamellensysteme, unbeeinflusst von außen und nicht unterscheidbar nach Generationen, bis zur Granatoederform als dem angestrebten Endeffekt eines Zwillingswachstums.) In Analogie mit gewissen chemischen Vorgängen setzt der Umschlag einer Lamelle in die Zwillingslage — von mechanischer Einwirkung sei hier abgesehen — anscheinend die Erreichung eines gewissen (im Feinbau wohl auch elektrisch-dynamisch sich ändernden) Asymmetrieüberschusses voraus, der für das Dickenwachstum jeder Lamelle eine Minimalgrenze vorschreibt. So genügt den schmalen Grundmassefeldspäten der Ergußgesteine meist eine Zwillingsbildung in einmaliger Wiederholung; polysynthetische Zwillingsbildung pflegt dagegen erst einzutreten, wenn die Kristalle gewissermaßen zu hochbauartigem Wachstum sich auftürmen. — Auch die Mikrolithe lassen manchmal die Minimalgrenzen ihrer Größenordnung sehr deutlich und eindrucksvoll erkennen: Wo die Zoisite zarter und lichtschwächer werden, gehen sie in strauchförmige Gehilde über; das sind aber nicht mehr Kristalle, sondern Kristallskelette.

Es erübrigt, noch auf das massenhafte Auftreten des Kaliglimmers in den Mikrolithenschwärmen sehr kieselsäurereicher Intrusivgesteine (einschließlich der Gangaplite) hinzuweisen. Im Plagioklasemolekül kann der zur Bildung dieser Glimmer erforderliche Kaligehalt unmöglich vorhanden sein. Wohl aber entspricht nach den gemachten Beobachtungen jene Mengenzunahme in ziemlicher Annäherung dem Saurwerden des granitischen Gesteins und dessen steigendem Gehalt an Kalifeldspat. Die Theorie der sekundären Entstehung der Mikrolithe behilft sich hier mit der Vermutung,²⁾ daß alkalihaltige Lösungen das Gestein durchsetzten und dort, wo das Gestein durch den Gebirgsdruck zermalmt wurde, die Neubildungen und Umsetzungen eine besondere Intensität entfalteten. Nun hat sich aber im Aufnahmegebiet gezeigt, daß

¹⁾ Ernst Baier, Lamellenbau und Entmischungsstruktur der Feldspäte. Zeitschrift für Kristallographie, 73 (1930), S. 465.

²⁾ F. Becke, Tsch. M. P. M., 13, S. 421.

granitische Gesteine, die, nach ihrem Gefügebilde zu schließen, von der mechanischen Einwirkung orogenetischer Bewegungen nahezu ganz verschont geblieben sind, bereits eine starke Beteiligung des Muskovits am Mikrolitheninhalt des Kaltnatronfeldspats ersehen lassen. Haben sich die Muskovite innerhalb des Kristallisationsbereiches der Plagioklase, unter Einwirkung orogenetischen Druckes der Volumenregel folgend, als mikrolithische Kristalle liquidmagmatisch ausgeschieden, so war eine Alkalizufuhr zumal in granitischer Schmelze nur eine naturnotwendige Begleiterscheinung.

In diesem Zusammenhange sei daran erinnert, daß die vom Kalifeldspat vollständig umschlossenen, also gegen Einflüsse von außen gewissermaßen abgedichteten Individuen des Plagioklases neben den gleichen Korrosionserscheinungen auch das Mikrolithenphänomen in der gleich charakteristischen Ausbildung zeigen wie die frei im Körneraggregat auskristallisierten.

All diese Momente zusammengenommen lassen über die wirkliche Entstehungsursache keinen Zweifel mehr bestehen. Es handelt sich hier nicht um eine sekundäre Bildung im längst verfestigten Gestein, sondern um einen besonders hervorstechenden Fall der Piezokristallisation, um eine von der Volumenregel beherrschte und teilweise unter Stoffzufuhr aus der granitischen Schmelzlösung erfolgte Entmischung der kristallisierenden Plagioklassubstanz in statu nascendi.¹⁾

Auch mag hier interessieren, daß von den westalpinen granitischen Gesteinen, die mir in Präparaten vorgelegen haben, ein Granit der Bedrettozone, der äußerlich mit dem normalen Granittypus des Oberen Zemmgrundes die meiste Ähnlichkeit hat, das Mikrolithenphänomen am vollkommensten zeigt.

Im vorstehenden wurde die Bildung der Mikrolithe in den Plagioklassen mit der Orogenese in Zusammenhang gebracht. Das bedarf noch einer kurzen Erörterung. Die bis jetzt betrachteten Gesteine sind magmatogen, dabei massig ausgebildet und gehören einem zentral-alpinen Gesteinsbereich an. In ihrem mikroskopischen Bilde zeigen sie gegenüber normalen Erstarrungsprodukten mehr oder weniger Veränderungen in der Beschaffenheit und Lage des Kornes, wie sie nach allgemeinen Erfahrungen nur auf mechanische Beanspruchung zurückzuführen sind. Einige von ihnen erscheinen von solcher Einwirkung unberührt. Alle aber weisen in ihrem Gefügebilde Kristallisationen auf, die auf erhöhten Druck schließen lassen. Aus der Gesamtheit dieser Umstände haben wir, ohne auf zeitlich bestimmte Ereignisse der Erdgeschichte unmittelbar Bezug nehmen zu wollen, gefolgert, daß der Werdegang der Gesteine durch eine mit Intrusionen verknüpfte Orogenese beeinflusst war.²⁾

Im Auftrieb befindliche Schmelzmassen und dagegen wirkender Gebirgsdruck können Zustände hervorrufen, die hydrostatischem (allseitigem)

¹⁾ Vgl. auch H. Huttenlocher, Vorl. Mitteilungen zur Petrographie und Geologie des westlichen Aarmassivs, Mitteilungen der Nat. Ges. Bern, 1921, Heft 1 (Souderdruck S. 4).

²⁾ Vgl. E. Hugi, Das Aarmassiv als Beispiel alpiner Granitintrusion, Verhandlungen der Schweiz. Nat. Ges. (1922), Teil II, S. 86 ff.

Druck annähernd entsprechen. Sobald in der Erdkrinde Ausweichmöglichkeiten sich bieten, werden die Massen von Bewegungen erfaßt, die im Gefügebild erkennbar werden können. Der Ablauf einer Orogenese bedingt Wechsel und Oszillationen in diesen Zuständen. In allgemeinen scheinen in den Anfangsstadien bei den Schmelzmassen hydrostatische Verhältnisse vorzuherrschen, petrologisch charakterisiert¹⁾ durch sehr geringe Abkühlungsgeschwindigkeit und eine die vollständige Trennung aller Kristallausscheidungen von der Schmelze gewährleistende Bewegungslosigkeit der Masse, hier unter Hinzutritt übernormalen Drucks. Das ist das Stadium, in dem die Volumenregel sich voll auswirken konnte und jene Kristallisationen zeitigte, die wir in der Ausfüllung des Plagioklases mit den spezifisch schwereren mikrolithischen Silikaten heute vor uns haben. Kommt es dagegen zur Bewegung der Massen, so führt dies zu gefügeanalytisch summierbaren Teilbewegungen, die ohne Unterschied, ob das Strömen sich in flüssiger oder fester Phase vollzog, je nach den obwaltenden Umständen mehr oder weniger ausgeprägte Gefügeregelungen von tektonischem Typus erzeugen können.

III. Die melanokraten massigen Tiefengesteine und die Umwandlung der ultrabasischen Differenziate.

Betrachtet man die kieselsäurearmen Intrusiva im unmittelbaren Anschluß an die Serie der granito-dioritischen Gesteine, sei es makroskopisch, sei es im Dünnschliff rein quantitativ nach ihrem Mineralbestande, so ist man leicht zu der Annahme geneigt, als handle es sich hier um einfache stetige Übergangsformen einer rein magmatischen Differenziation, wobei innerhalb dieser Serie melanokrater Plutonite zunächst nur die dunklen Magnesiaglimmer unter Hinzutritt eines neuen basischen Gemengteils, nämlich der grünlich-schwarzen Hornblende, sich stärker angereichert finden, während schließlich bei weiterer Zunahme der Basizität die Amphibole unter allmählicher Verdrängung der lichten Gesteinskomponenten dermaßen die Vorherrschaft erlangen, daß als Endprodukt ein hornblenditisches Gestein daraus hervorgeht. Allein in genetischer Hinsicht scheinen die Verhältnisse anders gelagert zu sein, was namentlich dann sich bereits deutlicher kundgibt, wenn wir unsere Betrachtungen gewissermaßen umgekehrt, also am basischen Pol beginnen, d. i. bei jenen Gesteinen, die durch schwärzlich grüne bis grünlich schwarze Farbe, sehr grobes Korn und richtungsloses Korngefüge, hohes spezifisches Gewicht, große Zähigkeit und durch einen eigentümlichen seidenartigen Glanz ihrer dunklen Gemengteile charakterisiert sind.

Nach dem feldgeologischen Befunde sind diese stark basischen Differenziate zweifellos älter als die großen Intrusionen höherer Azidität. Zunächst scheinen sie auf die Randzone, also den Bereich beginnender Erstarrung, beschränkt zu sein; auch sind sie dort von aplitischen Lagen nach allen Richtungen hin durchtrüert, was teilweise unter

¹⁾ Vgl. W. Hommel, Systematische Petrographie, Berlin 1919, S. 113.

Bildung typischer Schollenkontakte geschieht (Taf. XXX, Fig. 12 und 13). Gelegentlich finden wir sie den sauren Plutoniten, namentlich den dioritischen Gesteinen, auch als schollenförmige Bestandmassen einverleibt. Im mikroskopischen Bilde fällt weiterhin auf, daß diese Gesteine, wie übrigens nicht anders zu erwarten, eine mehr oder weniger starke Umwandlung erfahren haben. So bilden die in Dünnschliff lichtgrünen Amphibole mit ihrem relativ schwachen Pleochroismus kaum jemals kompakte Kristalle. Insoweit man überhaupt von einheitlichen Kristallindividuen sprechen kann, handelt es sich vielmehr um ein dichtes, teilweise faseriges Gefüge sehr zahlreicher, der Hauptsache nach homoax orientierter, feinprismatischer Säulchen, die vollends gegen den Rand hin gern büschelförmig ausfransen, ohne dabei, um dies gleich vorweg zu nehmen, den blaugrünen, poikilitischen Hornblendeporphroblasten der Greiner-Garbenschiefer vergleichbar zu werden. Im Querschnitt der Blätterdurchgänge hat sich der für die Hornblende charakteristische Prismenwinkel meistens erhalten. Es liegt hier also wohl eine Art Uralitisierung vor. Die Kerne solcher Kristallgebilde zeigen nun vielfach eine grobe, meist ganz unregelmäßig verlaufende Rissigkeit und dann stets auch schwärzliche, wolkige, mitunter große geschlossene Komplexe des Kristalls einnehmende Trübungen,¹⁾ die sich bei sehr starker Vergrößerung aber nicht etwa als Ilmenitfädelchen erweisen, wie dies bei vielen gabbroiden Gesteinen der Fall, vielmehr in eine Unzahl elliptisch gerundeter oder ähnlich geformter Einschlüsse sich auflösen; an sich vollkommen durchsichtig und wie das Wirtmineral sich verhaltend, beherbergen diese winzigen, mit Flüssigkeitseinschlüssen vermutlich identischen Gebilde allerdings oft schwarze stäbchenförmige Kristallite. Wo vollends jene Kerne des Uralits von andern hier noch zu beobachtenden Amphibolkernen ähnlicher Art durch lichtbräunliche Färbung, eine stets merklich niedrigere Doppelbrechung und gerade Auslöschung längs einer feinen Faserung unterschieden sind, handelt es sich wohl um rhombische Pyroxene, während im ersteren Fall als Ausgangsmineral der Uralitisierung der reliktsche Kern einen diallagartigen Pyroxen repräsentiert.

Genauerer war bei der Art des Erhaltungszustandes dieser Kornrelikte und bei deren Mangel an einwandfreien kristallographischen Bezugsflächen vorerst nicht zu ermitteln. Jedenfalls ginge es zu weit, die Gesamtheit der im Gestein vorhandenen Amphibole, welche speziell bei diesen ultrabasischen Varietäten gegen 80 Prozent der Gesteinsmasse ausmachen, schlechthin als umgewandelte Pyroxene ansehen zu wollen, zumal sich von diesen in den Übergangsgliedern zu den kiesel-säurereichereren Gesteinstypen nicht einmal Spuren vorgefunden haben. Dagegen beobachtet man zuweilen in dem wirren Aggregat der Amphibole an einigen wenigen Individuen einen Pleochroismus, wie er weder dem

¹⁾ Ganz ähnliche Beobachtungen hat zufolge einer mir erst nach Niederschrift dieser Ausführungen zu Gesicht gekommenen Züricher Dissertationsarbeit über Gotthardgesteine (1921) R. A. Sonder an umgewandelten Spessartiten gemacht und ausführlich beschrieben (S. 37—39). Auf diese beachtenswerte Arbeit (Sep.-Abdr. aus 1. Jahrg. d. Schweiz. min. u. petr. Mitt.) wird bei Besprechung der Lanprophyre noch zurückzukommen sein.

des Biotits noch dem des Orbits entspricht, wohl aber für braune Hornblende charakteristisch ist. Diese Amphibolart kann ja in derartigen hochbasischen Gesteinen wesentlicher Gemengteil werden. Gesteine, bei denen zu brauner Hornblende und Diallag sich etwas rhombischer Pyroxen und basischer Plagioklas gesellt und der Apatit sich besonders hemerkbar macht, sind unter Namen wie Duvainit oder Issit beschrieben worden. Auch hier kommt nehen spärlichem Plagioklas von etwa 40 Prozent Anorthitgehalt der Apatit in größeren Exemplaren und verhältnismäßig häufig vor. Bei dem sehr hohen Umwandlungsgrad und der noch zu beschreibenden Art der Metamorphose des Gesteins erscheint es mir indes aussichtslos, die primäre Natur des Gesteins rekonstruktiv ermitteln zu wollen, zumal im heutigen Mineralbestand auch der Biotit beteiligt ist. Daß dieser den zweithäufigsten Gemengteil darstellt, würde zu jener Frage nichts besagen, weil der Nachweis sich erbringen läßt, daß hier der Magnesiaglimmer, wenn nicht ganz, so doch zum weitaus größten Teil nur sekundärer Entstehung sein kann. Er deckt zusammen mit einem fast völlig farblosen glimmerähnlichen Mineral nahezu den gesamten Restbestand der Gemengteile des ultrabasischen Gesteins.

Da dieses schwach doppelbrechende Mineral uns schon in den basischen Dioriten in vereinzeltten Kristallen begegnet ist, können wir ihm nunmehr größere Beachtung schenken. In den gabbroiden Gliedern bereits stärker verhreitet, steht es in diesem uralitischen Gesteinstypus an Häufigkeit hinter dem Biotit nicht sehr zurück; hier kann es sogar vorkommen, daß dieser dem farblosen Mineral gegenüber sich streng xenomorph verhält. Das ist insoferne bemerkenswert, als das Mineral nach allen seinen optischen Eigenschaften sich als Klinochlor erwiesen hat. (Lichtbrechung nahezu 1.6, Doppelbrechung gleich derjenigen des Quarzes, normale Interferenzfarben; äußerst schwacher Pleochroismus, im allgemeinen farblos, bei Polarisator \parallel (001) nur Stich ins Grünlichgrau; Chm —; $c:c$, am Drehtisch gemessen, maximal 1; $^{\circ}5$ sehr zahlreiche feine Zwillinglamellen längs (001) eingeschaltet; $2V$ schwankend um 30° , vielleicht infolge submikroskopischer Zwillingbildung oder Mitbeteiligung anderer Chloritmineralien. Das Mineral ist auffallend frisch und sehr rein, in dieser Hinsicht ganz ähnlich dem Biotit, dessen Pleochroismus von goldbraun in nahezu farblos umschlägt; es ist optisch kaum gestört und zeigt auch nur in geringem Maße äußerliche Anzeichen mechanischer Deformation. Ebenflächiges Wachstum wird zu einem charakteristischen Merkmal. Mit Biotit ist das Mineral häufig verwachsen, wobei in der Regel der Biotit es ist, der in Form ganz schmaler, scharf und geradlinig abgegrenzter, spärlicher Lamellen sich einschaltet. Verschwommene Übergänge beider Mineralsubstanzen sind selten; um so häufiger verhält sich das Chloritmineral im Gesteinsgefüge vollständig selbständig, wobei seine Idiomorphie gegenüber dem Biotit sich darin äußert, daß da, wo beide Mineralarten zu Haufen vereinigt sind, der Klinochlor den Biotit quer „durchwächst“ oder dieser nur die vom Klinochlor freigelassenen Spickel einnimmt oder sonstwie seinem Partner im Wachstum sich fügt. Demnach hätte sich in der Tat der Chlorit früher gebildet als eine große Zahl der im Gestein

enthaltenen Magnesiaglimmer. Dies allein schon legt die Annahme nahe, daß es sich bei beiden Mineralien um Neubildungen handeln muß, die dem pyroxenitischen Erstarrungsprodukt wesensfremd waren.

Pleochroitische Höfe, bei den plutonischen Gesteinen des Aufnahmegebiets, wie bereits erwähnt, keine häufige Erscheinung, sind auch hier nur spärlich vorhanden, wohl aber relativ gut entwickelt. Stets an die Zirkone gehunden, findet man sie sowohl innerhalb der Glimmer wie auch innerhalb der Chlorite und Hornblendens. Kommen sie gelegentlich an die Grenze des Chlorits und des Amphibols zu liegen, zeigen sie keine Unterschiede in der Intensität. Wenn auch die Hofbildungen in umgewandelten Gesteinen gerne auftreten, überrascht es doch, sie hier in Mineralarten anzutreffen, die zum weitaus größten Teil als rein sekundäre Bildungen eines polymetamorphen Gesteins angesprochen werden müssen.

Die sukzessive Umwandlung der Hornblende in Biotit läßt sich am klarsten überblicken, wenn man bei der Betrachtung vom Biotit ausgeht. In vereinzelten braunen, verschwommenen Flecken, die fast immer nur außerhalb des schwärzlich getrübbten Kernbereichs der Amphibole wahrzunehmen sind, zeigt sich ganz untrüglich das Anfangsstadium der Biotitisierung. An anderen Stellen des uralitischen Kristallgefülzes kann bereits eine förmliche Überwucherung durch kleinen, einschlußfreien Biotit Platz gegriffen haben. Schließlich nimmt der Biotit, dann zumeist unter Annahme deutlicherer Kristallformen innerhalb des Amphibolaggregates, mehr oder weniger zusammenhängende Felder ein, worin sich dann öfters wohl ausgebildete Chloritkristalle angesiedelt finden. Es erscheint sehr wohl denkbar, daß zwischen den Möglichkeiten zur Ausscheidung sekundären Chlorits und Biotits zeitweilig Gleichgewichtszustand bestanden hat und daß die Kristallisationen beider Mineralien teilweise nebeneinander hergingen. Auch mag bei dieser hybriden Art der Neubildung die einwandfrei zu erweisende Idiomorphie des Chloritminerals durch Verschiedenheiten der Wachstumsgeschwindigkeiten im Johnsen'schen Sinne begründet sein.¹⁾

Besonders lehrreiche Einblicke in die genetischen Verhältnisse aber bieten solche Gesteinsvarietäten, die zwar ebenfalls noch als ultrabasische Gesteine anzusprechen, auch makroskopisch von dem eben beschriebenen Gesteinstypus kaum zu unterscheiden sind, bei denen aber doch die leukokraten kieselsäurereichereren Gemengteile bereits etwas stärkeren Anteil an der Gesteinszusammensetzung gewonnen haben. Es handelt sich hier offenbar um eine Infiltration des basischen Gesteins mit kieselsäurereicher Schmelze, wie sie gegen Ende der liquidmagmatischen oder zu Beginn der pneumatolytischen Phase der granitischen Intrusion (i. w. S.) zur Verfügung gestanden haben mußte. Man erinnere sich dabei der feldgeologisch (Taf. XXX, Fig. 12 und 13) nachgewiesenen bis zum Schollenkontakt sich entwickelnden Durchtrümerung jener basischen Differenziate mit aplitischem Schmelzfluß. Das mikroskopische Bild zeigt uns in eindrucksvoller Weise, wie die neu zugeführte, zu Quarz und saurem Feldspat kristallisierende Substanz in engen Kanälen oder Äderchen oder auch in fein verzweigten Nestern

¹⁾ A. Johnsen, Preußische Akademie, Phys., 1923, S. 208 ff.

von den intergranularen Räumen des basischen Gesteins Besitz ergreift. In solchen vielgestaltigen, nur mikroskopisch wahrnehmbaren Räumen finden sich dann in regelloser Lagerung zierliche Neubildungen hauptsächlich von Biotit, und wo jene Zufuhrwege sich mehr und mehr verschmälern, hat sich wiederum der Glimmer in langgestreckten, dünnen blättrigen Gebilden ausgeschieden, um die Endigungen dieser Zugänge schließlich vollständig auszufüllen. Sehr oft läßt sich das zarte Geäder bis mitten in den Rumpf der vom Biotit fleckig gebräunten Amphibole verfolgen. Eine besonders eigenartige und häufige Erscheinung ist auch die, daß um die Biotite, insoweit sie inmitten des Uralithaufwerkes sich kristalloblastisch angesiedelt haben, ein überaus feiner, ziemlich gleichmäßig schmaler und optisch einheitlich reagierender Saum aus anorthitarmem Plagioklas sich gebildet hat. Wo vollends in ausgeweiteten Nestern ein granoblastisches Aggregat von Quarz sich breit macht, ist dieses Mineral erfüllt von meist in schlierigen Zügen angeordneten Flüssigkeitseinschlüssen, deren Gaslibellen die Braun'sche Bewegung recht deutlich ersehen lassen. Hier greift dann gerne der dem Amphibol entwachsende Biotit sägezahnartig oder flammenförmig, auch mit lappigen Ausbuchtungen in die Quarzmasse oder das „aplitische“ Substrat ein.

Ob dieser Infiltrationsprozeß die Magnesia- und Magnesiaalumosilikate schon in ihrem uralitisierten Zustande angetroffen hat, ist schwer zu entscheiden. Man möchte es wohl annehmen. Das allotriomorphe Verhalten des Hornblendegefizes gegen die Kristalloblasten des Glimmers und Chlorits spricht in zeitlich genetischer Hinsicht weder dafür noch dagegen; auf alle Fälle dürfen wir in der ganzen Erscheinung einen vollgültigen Beweis weit fortgeschrittener Metamorphose eines seinem Gefüge nach durchaus ungeschiefert gebliebenen Intrusivgesteins erblicken. Ich hielte es, und zwar unter andern auch im Hinblick darauf, daß die ursprünglich pyroxenitischen Kerne des Amphibols, wie oben beschrieben, mit winzigen bläschenförmigen, mit Flüssigkeitseinschlüssen wahrscheinlich identischen Gebilden heute noch erfüllt sind, für denkbar, daß die radikale Uu-wandlung in die hydroxylhaltigen Minerale dem magmatisch-orogenetisch verursachten Einfluß hoher Temperatur und hohen Drucks und einer der Infiltration vorausgegangenen Einwirkung überkritischen Wasserdampfs zugeschrieben werden kann, während die mit der Chloritisierung hier Hand in Hand gehende Biotitisierung erst den neuen stofflichen Ausgleich schuf, wie er durch das Nachdringen der alkalihaltigen Reslösung notwendig geworden war.

Der nicht gerade durch Mannigfaltigkeit seines Mineralbestandes ausgezeichnete ultrabasische Gesteinstypus führt in mäßiger Menge auch Eisenerze, und zwar vorwiegend solche sulfidischer Natur. Nur ganz sporadisch verteilt, stehen sie in keinen erkennbaren Beziehungen zu den pyroxenitischen schwärzlich geträbten Kernrelikten. Dagegen beobachtet man in den Kernen selbst oder in deren unmittelbarer Nachbarschaft schwärzlichbraune Kriställchen des Titaneisens, um die herum sich ein trübungsfreier, lichter Kristallisationshof gebildet hat. Ohne Zweifel entstammt das Material für diese Neubildung den bereits oben erwähnten Kristalliten der reliktschen Kerne.

Einer Erwähnung wert sind auch die Verwitterungsformen des uralitischen Plutonits. Am schönsten beobachtet man sie wohl an der II. Hornspitze (3191 *m*), weniger typisch an dem für dieses Gesteinsvorkommen vielleicht bekannteren, auffallend dunklen Felskopf im W des Tratterjochs, wo noch eine Reihe anderer Gesteinsvarietäten am Aufbau des Berges beteiligt ist und die stark basischen Derivate mehr in dessen Nordflanke abgedrängt erscheinen; östlich des Punktes 3199 aber streichen sie unmittelbar über den Hauptgrat. Der hier zu steilen dunklen Zacken aufstrebende feste Fels läßt — beispielsweise so ganz im Gegensatze zu dem an Basizität ihm nahestehenden Serpentin — jede rostbraune Verwitterungsfärbung vermissen und zeigt an seinen Vorsprüngen allenthalben eigentümliche polsterförmige Rundungen, deren auffallend rauhe und zugleich etwas mürbe Verwitterungsrinde die Trittsicherheit erhöht und vom Bergsteiger daher angenehm empfunden wird. Ursache dieses Verhaltens ist anscheinend die silzig fasrige Ausbildung und zugleich weitgehende Vorherrschaft des Hauptminerals Amphibol. Die gabbroiden Gesteine, wie sie beispielsweise die Felspyramide der V. oder westlichen Hornspitze nahezu ganz aufbauen und auch sonst im Gebiete des Tratterjochs in allen möglichen Spielarten auftreten, entbehren bereits jener äußerlich hervortretenden Eigentümlichkeiten.

Es läßt sich im mikroskopischen Bilde dieser spezifisch alpinen Gabbros genau verfolgen, wie sich, angefangen bei Gesteinen, die man fast noch als basische Diorite bezeichnen kann, bis hin zu den Plutoniten extremer Basizität, der Mineralbestand qualitativ und in seinen Mengenverhältnissen schrittweise ändert.

Wir haben bereits bei den normalen Dioriten einer wenn auch nur schwachen Beteiligung des Amphibols in den Mikrolithenschwärmen der Plagioklase Erwähnung getan. Hier spielen nun bezeichnenderweise die grünen Hornblenden als mikrolithische Einschlüsse des Andesins eine ähnliche Rolle wie die Biotite als Plagioklaseinschlüsse in sauren Gesteinen, nur mit dem Unterschied, daß sie sich einem allenfalls vorhandenen zonaren Aufbau des Wirtminerals bei ihrer Einlagerung noch deutlicher anfügen und ihr Prozentsatz in der Beteiligung von Mikrolithen weit rascher ansteigt; wohl eine Folge davon, daß auch die magmatische Korrosion auf diese frühzeitig aus dem Schmelzfluß ausgeschiedenen Kristalle ungleich energischer eingewirkt hat als bei den granitodioritischen Gesteinen auf die Magnesiaglimmer. So erscheinen hier die Amphibole oft zu ganzen Skeletten (im morphologischen, nicht im kristallographischen Sinn) reduziert. Jedenfalls handelt es sich hier weniger um eine Entmischung des Plagioklassubstrates *in statu nascendi* als um eine Zuwanderung und Einschließung bereits auskristallisierter basischer Gemengteile und deren Fragmente durch den wachsenden Kalknatronfeldspat, wie sich ja auch die mikrolithischen Biotite in den Plagioklasen saurer Tiefengesteine als von außen her zugewanderte Einschlüsse erwiesen haben.

Anders bei den Vertretern der Epidotgruppe. Hier beobachtet man auch, wie die Korngröße der Hauptsache nach überhaupt nur mehr aus Zoisiten bestehenden Mikrolithenschwärme auch im allgemeinen

merklich zunimmt. Ein Überschuß an Quarz scheidet sich dann gern im Entmischungsprozeß innerhalb des Plagioklases in schriftgranit- oder mikropegmatitähnlichen Verwachsungsformen ab. In den Labrador-Andesinen der Gabbros, wie man jenen hornblende- und biotitreichen, noch hinreichend Feldspat führenden alpinen Tiefengesteinstypus bezeichnen kann, ist es nun ziemlich sicher die α -Modifikation des Zoisits, die unter den Mikrolithen die Epidotgruppe vertritt, und nunmehr überhaupt den Mikrolithenschwarm in groben, wild durcheinander gewachsenen, oft wie in einem Netz gekrümmt in sich verschlungenen Prismen, Säulchen und Nadeln nahezu ausschließlich zusammensetzt. Alle optisch ermittelten Eigenschaften des Minerals bestätigen diese Annahme; nur ein ganz geringer Prozentsatz entfällt noch auf die β -Modifikation. Die Messung des Achsenwinkels stieß leider auf unerwartete Schwierigkeiten und lieferte nur ungenaue Resultate, weil mit der Drehung der Mikrolithe meist eine sehr feine auch im Querschnitt gelegentlich beobachtete Zwillingsbildung zum Vorschein kam, die zumal in Anbetracht der starken Dispersion bei der Einstellung der optischen Achse oft eine intervallartige Verdunklung ergab. Wo Klinozoisite sich gebildet haben, stellen sie bereits selbständige Körneragglomerate oder optisch einheitliche unregelmäßig umgrenzte Kristallkomplexe dar.

Man möchte vielleicht nach dem allen bei den ultrabasischen Gesteinen noch eine Steigerung des Mikrolithenphänomens erwarten. Da zeigt sich nun aber gerade das Gegenteil. Der hier nur mehr zur Ver kittungsmasse gewordene Feldspat, mag er als Neubildung (Infiltrationsprodukt) im obigen Sinne oder bei wohlentwickelter Zwillingsbildung als letzte normal liquidmagmatische Ausscheidung in Betracht kommen, ist frei von solchen Mikrolithenschwärmen; gelegentliche Einschlüsse von älteren Kristallausscheidungen des Biotits und Amphibols dürfen natürlich hier nicht herangezogen werden. Jedenfalls besteht in der Intrusivgesteinsserie hier ein nicht hinwegzuleugnender Hiatus, der aber m. E. darin seine Begründung findet, daß man in diesen ultrabasischen Plutoniten eigentlich doch metamorphe Gesteine vor sich hat, was wiederum durch ihre primäre Beschaffenheit, ihr höheres Alter und ihre ganze Entwicklungsgeschichte naturnotwendig hedingt erscheint.

IV. Leukokrate Ganggesteine und ähnliche Bildungen.

1. Allgemeines.

Die Masse der ungeschieferten Plutonite wie auch die nördlich anschließenden Zonen schiefriger Gesteine sind von aplitischen und pegmatitischen Gängen in mannigfaltiger Weise durchsetzt. Eine zusammenfassende Darstellung möge hier eine ins einzelne gehende Beschreibung ersetzen. Im Verein mit den lamprophyrischen Ganggesteinen, auf deren petrographische Beschaffenheit etwas näher eingegangen werden soll, vervollständigen sie in ausgezeichnete Weise das Gesamtbild des hier vorliegenden Intrusionsmechanismus. Stellen sie doch als reine Bildungen des magmatischen Nachschubs auch für diese alpine Fazies plutonitischer Massen einen nicht hinwegzudenkenden Bestandteil dar.

Noch großartiger als an dem bereits eingangs erwähnten Gletscherschliff vor der Zunge des Hornkeeses, wo die prächtig aufgeschlossenen aplit-pegmatitischen Gänge und die quarzerfüllten Zerrklüfte einen lehrhaften Einblick auch in ihre zeitlich-räumlichen gegenseitigen Beziehungen gestatten, liegen die Verhältnisse in den firnfreien Teilen der Hochregion, so ganz besonders in der Nordwand und am langgestreckten Ostgrat des Turnerkamps. Hier sieht man die leukokraten Ganggesteine als weißliche, oft mehrere Meter breite Bänder vorwiegend im Sinne des Generalstreichens und zumeist unter sehr steilem Einfallswinkel die Granite und Granodiorite durchsetzen. Recht wesentliche Abweichungen von dieser westsüdwestlichen Streichrichtung kommen vor, wobei aber stets in Betracht gezogen werden muß, daß die Konfiguration des Bergreliefs einen zickzackförmigen Verlauf des Ausstrichs unter Umständen nur vortäuscht. Übrigens wird gerade da, wo die Schiefer texture des Nebengesteins sich deutlicher ausprägt, ein spitzwinkliger Anschnitt der Schieferungsfläche durch die Intrusivgänge zu einer häufigen Erscheinung. Offenbar hat der mit der Hauptintrusion verknüpfte Aufblätterungsvorgang, den wir ganz besonders in der Schieferzone in großartigstem Maßstab verkörpert sehen, die Hauptphase der sauren Intrusionen noch lange überdauert und teilweise längs neu sich bildender Scherflächen in nachträglichem Aufreißen von Längsklüften sich zu wiederholten Malen geltend gemacht. Hätten die gegen die nördliche Schieferzone, soweit ersichtlich, ganz unregelmäßig abgegrenzten Hauptintrusionsmassen nur in verhältnismäßig schmalen, erst durch magmatische Einpressung sich allmählich erweiternden Spalten und Spaltensystemen ihren Ausweg nach oben gefunden, dann wäre schwerer zu verstehen, wie in eben dieser Klufrichtung auch für die magmatischen Nachschübe immer noch Platzfreiheit, *mise en place*, bestanden haben sollte. Unsere Auffassung fügt sich zwanglos in jene frühere über die Entstehung der Mikrolithenschwärme gewonnene Vorstellung, wonach in liquidmagmatischer Phase unter der Auftriebstendenz des Magmas der hydrostatische Druck noch überwog und die mehr tangential sich äußernden Streßwirkungen erst ganz allmählich bei fortschreitender oder nach bereits eingetretener Verfestigung im Kräfteplan bestimmend wurden.

Wo vollends parallel zur Schieferungsrichtung und zugleich seitlich einer verfestigten oder ihrer Erstarrung nahen Plutonitmasse ein Bereich sogenannten Druckschattens sich herausgebildet hat, lassen sich innerhalb der hier besonders stark aufgeblätterten hochmetamorphen Schiefer oft ganze Scharen aplitischer Gänge in fast kohlenflözähnlicher Lagerung nachweisen. Am Westrande des verhältnismäßig weit gegen N vorgeschobenen granitischen Massivs der Furtschagelspitze, aber auch noch etwas nördlich davon, haben wir solche Riesenarterite, wie man sie nennen möchte, als eindrucksvolle Übergangsbildungen gegen das Tiefengestein hin vor uns.

Injektionsbereiche gleicher und ähnlicher Art haben auf der Karte eine eigene Signatur erhalten. Wo endlich Ganggesteine innerhalb des Gebirges mehr selbständig auftreten, indem sie entweder außergewöhnliche Mächtigkeit aufweisen oder, ohne dem arteritischen Injektionstypus

gleich zu werden, ganze Gangsysteme bilden, wurden sie beim Eintrag in die Karte ebenfalls berücksichtigt, was aber nicht ohne ein zulässiges Maß von Schematisierung und stets nur unter Verstärkung der Mächtigkeitsverhältnisse sich bewerkstelligen ließ.

2. Aplite.

Das mikroskopische, z. T. aber auch schon das makroskopische Studium sehr zahlreicher aplitischer Gesteinsvarietäten des Aufnahmegebietes lehrt, daß fast alle diese Gangbildungen, insoweit deren Zugehörigkeit zu den großen Intrusivmassen erweislich ist, eine ausgesprochene Neigung besitzen, sich strukturell entweder nach dem pegmatitischen oder nach dem Tiefengesteinstypus hin zu entwickeln. Indes, der extrem leukokrate Gesteinscharakter, beruhend auf dem sehr entschiedenen Zurücktreten oder völligen Fehlen der magnesiahaltigen Gemengteile, vor allem des Biotits, bleibt in allen Fällen erhalten.

Dem petrographischen „Normaltypus“ begegnet man hauptsächlich in schmäleren, d. h. selten mehr als 20 cm mächtigen Kluffüllungen, wie sie beispielsweise durch den porphyrischen Granit des mehrfach genannten Gletscherschliffs als schwach gewundene, mitunter auch etwas gestauchte und verworfene, im allgemeinen aber der generellen Streichrichtung folgende Bänder hindurchsetzen (vgl. Taf. XXXIII, Nr. 2—7, u. Taf. XXXI, Abb. 14 u. 15). Das weißliche Gestein zeigt panallotriomorphe Struktur aller Hauptgemengteile, als da sind Quarz, Kalifeldspat und ein vom Anorthitmolekül rund 8% enthaltender Plagioklas. Muskovit, stets idiomorph und ziemlich regelmäßig verteilt, ist keineswegs selten. Kommt Biotit gelegentlich einmal vor, ist er fast immer in Pennin umgewandelt und zuweilen mit recht deutlichen pleochroitischen Höfen behaftet. Auffallend und bezeichnend für diesen alpinen Aplittypus ist das relativ zahlreiche Auftreten des Granats, dessen Vorhandensein man oft schon makroskopisch an feinen schlierigen Zügen von lichtroter Farbe erkennt. Der Kern dieser winzigen Granaten ermangelt jeglicher Reliktstruktur, kann aber von einem davon mehr oder weniger frei abstehenden Ring aus Granatsubstanz umgeben sein; dieser zeigt an seinem Außenrand bereits deutliche Ansätze einer ebenflächigen Kristallumgrenzung, während der schmale Raum zwischen Schale und Kern durch die Quarz-Feldspat-Masse ausgefüllt erscheint. Demzufolge muß die Bildung des Granats während des für die lichten Gemengteile bestehenden Kristallisationsstadiums zum mindesten noch angedauert haben. Daß aber der Granat auch hier unter dem hydrostatischen Druck der liquidmagmatischen Phase, keineswegs aber im erstarrten Gestein, etwa infolge der die Dislokation der Gangklüfte verursachenden Streßwirkung, sich gebildet hat, beweist unter anderem auch der Umstand, daß apophysenartige, nur als liquidmagmatisch erklärbare und undeformiert gebliebene Ausstülpungen solcher Gänge von besonders dichten Schwärmen des Granats besiedelt sind (Taf. XXXIII, Nr. 4).

Eine intergranulare Besonderheit mancher Aplite bilden spickelförmige, teils auch mit konkaven Grenzlinien gegen die Umgebung sich abschließende und dabei massenhaft vorhandene winzige Räume, welche sich optisch nahezu isotrop verhalten, aber von Kristalliten und bläschenförmigen,

mikroskopisch nicht weiter auflösbaren Gebilden dicht erfüllt sind. Da die Kalifeldspäte der Aplite manchmal von schlierigen Zügen ebensolcher Kristallite durchzogen sind, dürfte es sich hier um spärliche Reste einer Art Grundmasse handeln, deren Entglasung oder, in diesem Falle vielleicht richtiger gesagt, Auskristallisation zu einer Füllmasse von Kalifeldspat nicht mehr zum Abschluß gelangt ist.

Im übrigen wird beobachtet, daß auch Aplitgänge von nur geringer Mächtigkeit sehr häufig strukturelle Inhomogenitäten insoferne aufweisen, als die Gangfüllung am Salband — teils einseitig, teils in bilateral-symmetrischer Anordnung — grobkristallin bis pegmatitisch entwickelt ist (vgl. Taf. XXXIII und Taf. XXXI, Abb. 14). Die besonders mächtigen, zuweilen mehrere Meter Kluftweite erreichenden Aplite aber haben, unter dem Mikroskop betrachtet, in der Regel ganz die hier häufigste Struktur des Granits oder Granodiorits, wobei große, aber äußerst unregelmäßig umgrenzte Komplexe des Mikroklin in eine grusartige, feinkörnige Masse aus Quarz, Kalifeldspat und saurem, meist nur nach dem Albitgesetz verzwillingtem Plagioklas eingebettet erscheinen oder von solchem Körneraggregat durchtrübert werden. Das klassifikatorisch bedeutsame, fast bis zum völligen Verschwinden führende Zurücktreten der farbigen Gemengteile, ferner der rein schizolithische Gesteinscharakter und schließlich das geologische Auftreten in Form ausgesprochener Gänge und Gangsysteme lassen es unzutunlich erscheinen, diese extrem sauren, nur strukturell vom Aplittypus mehrfach abweichenden granitischen Derivate etwa als Granitvarietät eines besonders kieselsäurereichen Magmentypus aufzufassen.

3. Pegmatite und sonstige Gangbildungen.

Gelegentlich im Moränenblockwerk gemachte Funde von derbem Molybdänglanz, ferner von Bleichromat (Krokoit) in zersetztem Granit deuten bereits das häufigere Vorkommen von Erzmineralien in den Eruptivgesteinen des Gebietes an. Erzführung, insbesondere in den Kristallisationsformen sulfidischer Verbindungen, gehört ohnedies zu den üblichen Begleiterscheinungen eines magmatischen Ablaufs. Schon in manchen aplitischen Gesteinen fällt bei deren Vergleich mit den granitisch-dioritischen, in der Regel noch ziemlich erzarmen Tiefengesteinen eine merklich stärkere, wenn auch stets nur sehr sporadische Beteiligung des Pyrits auf, dessen grobentwickelte Körner dann von einer breiten, doch um so schärfer abgegrenzten Schale eines anscheinend titanhaltigen oxydischen Eisenerzes umhüllt zu sein pflegen. In der pegmatitischen Randzone eines mächtigen Aplitganges fand sich auch wohlcharakterisierte Zinkblende und in den eigentlichen Pegmatiten vollends kann das Auftreten von Erzen, hauptsächlich Eisenerz, hier zu einer typischen Erscheinung werden. Im großen und ganzen schienen mir allerdings die Pegmatite des Gebietes, sofern man jene Kristallnester und Kluftmineralbildungen, die ohnedies nicht mehr der pneumatolytisch-pegmatitischen Phase zugerechnet werden können, außer Betracht läßt, nicht gerade durch eine große Mannigfaltigkeit des Mineralbestandes ausgezeichnet zu sein. Insbesondere vermißte ich in den pegmatitischen Bildungen den Turmalin, der sich nur mikroskopisch in wenig charakteristischen Exemplaren vorfand, während ich dieses Mineral innerhalb der Schieferhülle,

u. zw. am Serpentinkontakt in geradezu hybrider Ausbildungsweise feststellen konnte. (Näheres darüber im II. Teile dieser Arbeit.)

Die eigentlichen Pegmatitgänge, die von den Gangapliten vor allem durch gröberes, z. T. sehr grobes Korn, sowie durch ihren unregelmäßigen Gangverlauf unterschieden sind, müssen namentlich dort, wo sie innerhalb der zugehörigen Intrusivmassen auftreten, zu den frühesten magmatischen Nachschüben gerechnet werden; sieht man sie doch bei nordsüdlichem, dann aber stets in weitem Sektor pendelndem Streichen von der Mehrzahl der stets die Vorherrschaft führenden Bandaplite quer durchschlagen. Großblättriges Wachstum des Muskovits, rosettenförmige Anordnung des Biotits, hellrote, breite, dichte Schlieren eines kaum stecknadelkopfgroßen Granats und ähnliche von Quarz- und Feldspatknauern regellos durchsetzte, keinem anderen Gesteinstypus zurechenbare Kristallisationen trifft man allerdings häufiger in den Pegmatiten der Injektionszone, während das Auftreten der Erzminerale (meist Titaneisen) unter ähnlicher Mineralparagenese noch innerhalb des eigentlichen Intrusionsbereiches bereits größere Bedeutung gewinnt.

In den zu mikroskopischer Beobachtung gerade noch geeignet erscheinenden pegmatitischen Mineralaggregaten sind die mitunter ganz hervorragend entwickelte Mikroklingitterung des Kalifeldspats und dessen fast stets vorhandene ausgezeichnete perthitische Verwachsung charakteristisch. Eine Entmischung der Feldspäte im oben beschriebenen Sinne oder gar Schwärme von Mikrolithen innerhalb der Plagioklase gibt es hier nicht. Wäre Druck auf verfestigtes Gestein für das Vorhandensein der Plagioklaseinschlüsse verantwortlich zu machen, so hätte man derartige Entmischungen hier erst recht zu erwarten; denn von den magmatischen Nachschüben sind es besonders die Pegmatite, die von mechanischer Beanspruchung (hier „Stauchung“) relativ stark betroffen worden sind. Dagegen wird, wiederum sehr bezeichnend, Zoisit in groben mit Muskovit verwachsenen Körnern hier beobachtet. In einem stockscheiderartigen Vorkommen südlich des Furtschagelhauses haben sich am Kontakt des Tonalits und Granodiorits mit Amphibolit kompakte dichte Klinozoisitfelse gebildet, daneben aber auch zollgroße Einzelkristalle von Zoisit, die sehr an die ganz ähnlich gelagerten Verhältnisse des berühmten Zoisitpegmatits von Weissenstein im Fichtelgebirge erinnern.

Die „Stauchung“ nordsüdlich gerichteter Pegmatitgänge drückt sich im mikroskopischen Bild durch Zerknitterung und Verbiegung der Muskovite sowie durch mechanische Störung des Lamellenbaues der Plagioklase aus.

An manchem pegmatitischen Vorkommen, so beispielsweise im Mörchnerkar, erscheint der Kalifeldspat durch groß entwickelte Plagioklase dermaßen zurückgedrängt, daß man geneigt sein könnte, diese Gebilde als Dioritpegmatite anzusprechen. Und ähnlich verhält es sich vielleicht mit jenen aplitischen in ihrem Mineralbestand etwas seltsam anmutenden Gangbildungen, die zwar ganz wie die normalen Aplite des Gebiets durch sehr feines Korn und eine rein weiße Farbe charakterisiert sind, dabei aber, ohne an ihrer leukokraten Beschaffenheit wesentliche Einbuße zu erleiden, von massenhaft kleinen, wohlausgebildeten schwarzglänzenden Biotiten (!) durchspränkelt sind. Wenn auch nicht gerade häufig kann man diese Biotitaplite gelegentlich überall antreffen,

hauptsächlich aber doch im Verbande mit amphibolitischen Gesteinen und Grünschiefern (Gebiet des Saurüssels). Quarz und Feldspat halten sich in ihrem Mengenverhältnis annähernd das Gleichgewicht, und dieser wird ausschließlich vertreten durch einen nur ganz selten verzwilligten sauren Oligoklas. Unter dem Mikroskop zeichnen sich die Biotite gegenüber dem durch auffallende Gleichmäßigkeit des Kornes charakterisierten Aggregat der lichten Gemengteile durch ein erheblich größeres Wachstum aus, so daß sie etwas an Porphyroblasten erinnern. Sie enthalten indes alle üblichen Einschlüsse der Granitbiotite, so auch Zirkone, die aber hier pleochroitische Höfe entbehren. Poikilitische Durchwachsung ist ebenfalls bei diesen Glimmern nicht vorhanden; dagegen zeigen sie häufig die bekannte geradlinig den Kristall durchsetzende Druckstreifung und das Korrosionsphänomen an den Flächen der Zonenachse *c*. Die mehr oder weniger stark ausgeprägte parallele Anordnung der Glimmer steht in einem gewissen Gegensatz zu der typisch granulit-aplitischen Struktur der Hauptmasse des Gesteins, die stark durchsetzt ist von hellrötlichen Granaten, wozu sich außer Erz und Rutil sehr wenig Klinozoisit gesellt.

4. Zur zeitlichen Folge der magmatischen Nachschübe.

Das mehrfach erwähnte, gegenüber der Zunge des Hornkeeses so trefflich aufgeschlossene aplitische Gangssystem gab Gelegenheit, das Problem der zeitlichen Aufeinanderfolge jener magmatischen Nachschübe oder Injektionen und Sekretionen etwas näher ins Auge zu fassen. In der beiliegenden bildlichen Zusammenstellung (Tafel XXXIII) sind ausschnittsweise alle wichtigeren durch den Gletscherschliff bloßgelegten Gangbildungen, u. zw. in erster Linie Gangkreuzungen und sonstige besonders hervorstechende Eigentümlichkeiten, dargestellt. Insoweit die einzelnen Gangsysteme auf größere Erstreckung zutage gehen, umfaßt das Gebiet ein Gesamtareal von nicht ganz $\frac{1}{5}$ qkm. Die Gänge zeigen hier im allgemeinen ein annähernd senkrechtcs Einfallen; bei den bedeutenderen Gangbildungen ist dies wohl durchgehends der Fall, was trotz der Spärlichkeit vertikaler Anschnittflächen wiederholt nachgeprüft werden konnte. Dazu kommt, daß die geringfügige Gesamtneigung der geglätteten granitischen Bodenoberfläche es statthaft erscheinen ließ, den relativ kleinen ebenen Messungsbereich des dargestellten Einzelfalles als horizontale Fläche zu betrachten. Die Projektion der meßbaren und gemessenen Ausstrichlinien auf die Bildebene gibt demzufolge das wahre Streichen mit großer Annäherung wieder. Die zeichnerische Wiedergabe läßt bei den angewendeten Maßstäben (allgemein 1:27·5) auch die natürlichen Mächtigkeitsverhältnisse ersehen; wo besonders große Gangmächtigkeiten bei dieser bildlichen Darstellungsart die Übersichtlichkeit beeinträchtigt hätten, wurden, wie auf der Tafel jeweils vermerkt, entsprechend kleinere Maßstäbe gewählt.

Vollkommen eindeutig und klargestellt ist die Lagerung der Quarzgänge (Quer- oder Q-Klüfte im Sinne von Cloos¹⁾). Nord-südlich streichend, bilden sie typische von lichtgrauem, glasigem Fettquarz

¹⁾ H. Cloos, Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge (S. Vieweg; 1921), S. 14.

erfüllte, gradlinig verlaufende und mehr oder weniger rasch auskeilende Zerrklüfte. Länge und Breite der Spalten stehen zu einander, ähnlich wie dies beim abfließenden Gletschereise der Fall, in einem konstanten oder doch gesetzmäßig proportionalen Verhältnis. Die aus der Horizontalprojektion unserer Darstellung unmittelbar abzulesenden Verlagerungseffekte dieser Quarzgänge lassen eine nord-südliche und eine ost-westliche Komponente erkennen. Jene geht auf einen die Bildung der Spalte bedingenden Bewegungsvorgang zurück, mit dieser jedoch erfahren die Quarzgänge selbst eine räumliche Dislokation, wenn auch stets nur sehr geringen Ausmaßes, was wiederum bewirkt werden kann durch eine Abscherung, eine Flexur, eine mit Aufreißung verknüpfte Umbiegung usw. (Taf. XXXIII, Nr. 5 und 9). In den von Apliten besonders reich durchsetzten und demgemäß besser versteiften Gesteinskomplexen sind die quarzerfüllten Zerrklüfte weit seltener und zugleich schwächer entwickelt als in benachbarten von solchen Aplitimjektionen freigeblichen Gesteinsbereichen.

Ganz ähnliche, der Hauptsache nach ost-westlich oder west-östlich gerichtete, jedenfalls erst relativ spät erfolgte Bewegungen lassen auch jene schmalen im allgemeinen nordöstlich, also diagonal streichenden Aplitgänge ersehen, bei denen es sich zum Teil um Verlagerungen nach Art der sogenannten Blattverschiebung handelt (Nr. 1). Wo vollends diese Aplite mehr sekretionären Charakters besonders dünn und fein gestaltet sind (Nr. 8), gibt uns ihr Dislokationsbild eine gute Vorstellung über die räumlichen Ausmaße der Scherbewegungen im umgebenden Granit, der selbst kaum mehr als schwache Andeutungen einer Schieferung besitzt. Der Gesamtverlauf der Ausstrichlinie dieser aus Quarz und Feldspat bestehenden Aplitgängen nähert sich in solchem Falle bereits sehr der Form einer Gleitbrettfaltung (siehe S. 601), wo also dicht gelagerte feine Gleitlamellen, etwa nach Art eines Kartenspiels, durch Blattverschiebung von stetig sich ändernder Reichweite Falten- oder Fließbewegungsbilder hervorrufen.¹⁾ Da die im Nebengestein makroskopisch kaum noch wahrnehmbaren Bewegungslinien hier im einzelnen, das heißt nach dem absätzigen Verlauf der Aplitspur zu schließen, fast durchwegs nicht anders als ost-westlich gerichtet sind — wobei über den Bewegungssinn zunächst sich noch nichts aussagen läßt —, da ferner die hier stattgehabten Scherbewegungen durchaus konform erscheinen den im Nebengestein überhaupt keine sichtbare Spur hinterlassenden Verwerfern der Quarzgänge, hat man Ursache, für alle diese ost-westlichen Bewegungslinien gleichen räumlichen Ausmaßes auch gleiches geologisches Alter und gleiches genetisches Agens anzunehmen. Demzufolge müßte die Quarzfällung der ein starres Medium voraussetzenden Zerrklüfte in der Tat älter sein als die letzte mechanische Deformation des Granits, welcher schwach „mylonitisiert“²⁾ und nur wenig gestriemt

¹⁾ Walter Schmidt, Zum Bewegungsbild liegender Falten, Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1912, Nr. 3. Derselbe, Gesteinsumformung, Denkschriften des Naturhistorischen Museums Wien, Bd. 3 (1925), S. 20 ff.

²⁾ Darunter verstehe ich hier einen mikroskopisch feststellbaren, feingrusigen, in gleichmäßiger Verteilung auf gewisse Partien des Gesteinsgefüges beschränkten Kornzerfall, wobei das Gestein ein tektonisches S nicht aufzuweisen braucht.

aus diesen räumlichen Verlagerungen hervorgegangen ist. Dabei zeigt sich mitunter, daß allenfalls vorhandenen Umbiegungen, insbesondere auch Sattelaufreißungen des starren jüngeren Quarzganges (Taf. XXXIII, Nr. 9) sich das ältere granitische Substrat ohne jede sichtbare Veränderung plastisch anfügt. Das ist einer jener merkwürdigen, zunächst als paradox erscheinenden Fälle, auf die Sederholm bei Besprechung basischer Gänge im Granit aufmerksam gemacht hat. Sederholm deutet die eindrucksvolle Erscheinung dahin, daß fester Zustand und Fluidität, wie wir gegenüber anderweitigen oben erörterten Erscheinungen bereits anzunehmen uns gezwungen sahen, unter Umständen sehr nahe beieinander liegen, daß also nach Überschreitung des kritischen Punktes das umgebende feste granitische Gestein „palingen“ in magmatischen Zustand sich zurückverwandelt. Es wäre vielleicht zu erwägen, ob nicht ein bereits vorhandener breitartig feingrusiger Zerfall im Gesteinsgefüge unter gewissen Druckbedingungen genügen könnte, um eine verfestigte granitische Masse in der hier beobachteten Weise reagieren zu lassen.

So klar und eindeutig bei den Apliten selbst und den aplitischen Pegmatiten die zeitlich-genetischen Zusammenhänge uns im Einzelfalle erscheinen mögen, so schwierig und problematisch gestaltet sich bei dieser genetischen Betrachtungsweise der Versuch einer analytischen Entwirrung des gesamten Gangsystems. In ganz groben Zügen mag wohl Gültigkeit haben, daß die pegmatitischen Gangbildungen den rein aplitischen zeitlich vorausgingen und Richtungen bevorzugten, die scharf diskordant zum heutigen Generalstreichen zu liegen kamen; darauf beruht, wenn auch nicht ganz, so doch zum großen Teil die unregelmäßige Art ihrer Raumerfüllung (Taf. XXXIII). Der liquidmagmatischen Phase nahestehend, mag für sie die Raumerfüllung gewissermaßen noch unter erleichterten Bedingungen vorstatten gegangen sein. Demgegenüber hat man für die Bildung der typischen, in der Regel sehr scharf abgegrenzten, auch in annähernd gleicher Mächtigkeit hunderte von Metern weit anhaltenden schmalen Bandaplite bereits eine Zunahme der Starrheit in den intrudierten granitischen Massen und damit eine beschränkte Möglichkeit der Raumerfüllung für die magmatischen Nachschübe anzunehmen. Auch die auffällige Inhomogenität gerade dieser verschmälerten Gangbildungen deutet auf tiefere Temperaturen des umgebenden Feldes und damit auf das jüngere Alter jener Bandaplite hin.

Nun kommen aber namentlich im südlichen, den Hauptgranitmassiven bereits näher liegenden Bereich der Gangbildungen auch aplitische, auffallend mächtige Gänge vor, die zwar gegen das Nebengestein ebenfalls wohl abgegrenzt erscheinen und im Gelände nicht minder weit sich verfolgen lassen, schließlich aber doch, zu schlierigen Lagen ausgezogen und ausgeschwänzt, sich im Nebengestein allmählich verlieren. Diese Lagergänge, deren Gesteinsstruktur, wie bereits erwähnt, derjenigen eines sauren Tiefengesteins sehr ähnlich werden kann, sind nun selbst wieder von pegmatit-aplitischen, durch große Gittermikrokline ausgezeichneten jüngeren Gängen quer durchschlagen, während ganze Systeme älterer Pegmatit- und Aplitgänge an eben diesen Lagergängen glatt abschneiden (vgl. Taf. XXXIII, Nr. 12—15). Das deutet zunächst auf

rhythmische Wiederholung intrusiver Vorgänge während der gesamten Dauer der wohl einem einzigen Intrusionsprozeß zuzuordnenden magmatischen Nachschübe hin.

Was aber bei Betrachtung dieser Lagergänge uns vom genetischen Gesichtspunkte aus noch besonders interessiert, liegt in folgendem begründet. Es lassen sich beispielsweise in den durch solche Lagergänge durchschnittenen Gangsystemen die ehedem zusammengehörigen Gangstücke zufolge ihrer spezifischen Eigenart in der Regel leicht identifizieren. Wenn nun, wie etwa nach Taf. XXXIII, Nr. 12 u. 15, zwei unter einem gewissen Winkel sich kreuzende ältere Gänge vom Lagergang durchschnitten sind, also mit dessen Sauband eine dreieckige Fläche einschließen, am jenseitigen Rande des Lagergangs aber bei gleichbleibender

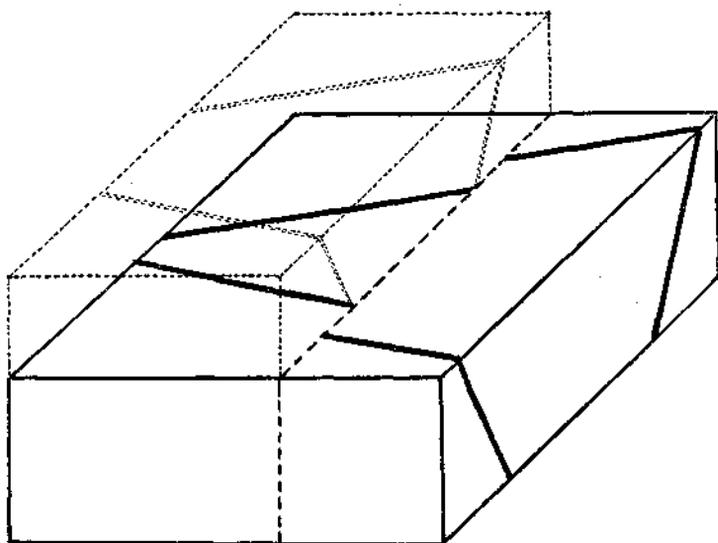


Fig. 1.

Streichrichtung wieder auftauchen, so erscheinen an diesem jenseitigen, hier südlichen Rande die Abschnittsenden der beiden Gangstücke wesentlich weiter auseinander gerückt als am diesseitigen Nordrande; mit andern Worten: Wollte man durch einen Zusammenschub der durch den Lagergang getrennten Komplexe des Nebengesteins, also gewissermaßen durch Schließung der Lagergangskluft, die abgeschnittenen Gangstücke wieder zusammenfügen, so würden diese nicht mehr aufeinanderpassen, es müßten denn die getrennten Gangklüfte, wofür erst der Beweis zu erbringen wäre, etwa keilförmig gegeneinander einfallen und nach erfolgter Füllung mit magmatischem Material durch eine vertikale Gleitbewegung gegeneinander verschoben worden sein. (Für diesen Ausnahmefall siehe Textfig. 1.) Sieht man (im Hinblick auf sonstige hier einer näheren Untersuchung zugängliche Gangverlagerungen) von der Annahme derartiger Vertikalbewegungen

stärkeren Ausmaßes ab, so könnte jedenfalls die so häufig herangezogene Vorstellung, wonach der aufdringende Schmelzfluß, sei es „passiv“ infolge automatischer Klüfterweiterung, sei es „aktiv“ durch Auseinanderreibung der Klüftwände, sich innerhalb der umgebenden Gesteinsmasse Platz geschaffen habe, die Situation nie vollständig erklären. Insoweit also der Nachweis keilförmigen Einfallens und stärkerer Vertikalbewegung nicht zu erbringen ist, wäre in vorliegendem Falle die Annahme, das aplitische Magma habe hier das Nebengestein der Klüft mehr oder weniger stark resorbiert, nicht von der Hand zu weisen.

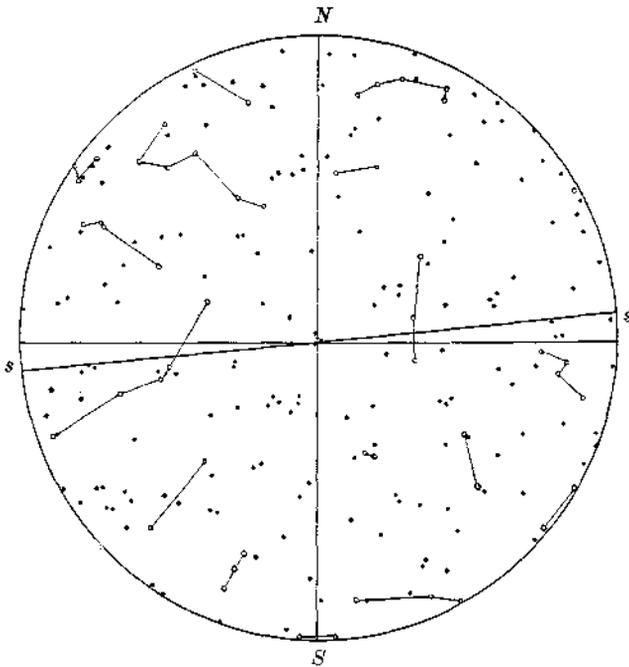


Fig. 2.

Schliff senkrecht zu saigerer Klüftwand eines 263° streichenden Aplitganges vom Gletscherschliff südöstlich des Zembachfalles. 216 Quarzpole. Große gefelderte oder undulöse Quarze als Überindividuen (Sander, Gefügekunde der Gesteine, S. 133 ff.) durch Verbindungsstriche gekennzeichnet. Abgesehen von kleinen, räumlich zerstreuten Polhäufungen keine erkennbare Regelung.

Der mitunter wellenartig gewundene Verlauf dieser Lagergänge, ferner die meist ganz unvermittelt ansetzenden astartigen Gangspaltungen, denen nicht etwa gleichförmige in entgegengesetzter Richtung verlaufende klüftfüllende Gangstücke entsprechen (Taf. XXXIII, Nr. 4, 5, 12, 18), ganz besonders aber die eine Mächtigkeit von 1 m und darüber erreichenden eigenartigen Zickzackgänge (Nr. 10 und 18 der Tafel), wie sie durch hohle Klüftfüllung niemals zu erklären sind, ferner die von all diesen Gängen ausgehenden zahllosen apophysenartigen Gebilde mannigfaltigster Form und Größe, endlich die obenerwähnten schlierenartig entwickelten

Gangendigungen machen die Annahme einer starken magmatischen Resorption, vielleicht besser Wiederauflösung, ganz besonders bei den aplitgranitischen Intrusionen des magmatischen Nachschubs zur Notwendigkeit. Wenn übrigens magmatische Resorptionen schon bei den magmatischen Nachschüben in derartigen Ausmaßen nachzuweisen sind, um wieviel mehr wird man bei den großen Intrusionen der Tiefengesteinsmagmen damit zu rechnen haben! Schmale Gangbildungen wie in Nr. 24 der Tafel XXXIII, wo die Füllung sich unter dünnplattiger Absonderung des granitischen Nebengesteins vollzog, werden nur bei Annahme einer sehr dünnflüssigen Schmelze verständlich.

Jene oben bereits erwähnten jüngeren Pegmatite und pegmatitischen Aplite, welche die Lagergangaplite quer durchsetzen, weisen innerhalb des Lagerganges oft Krümmungen auf, deren konvexe Seite in der Regel nach O gerichtet ist, während außerhalb des Lageraplit der Gangverlauf durch das anscheinend stärker verfestigte Nebengestein mehr oder weniger geradlinig erscheint (Taf. XXXIII, insbesondere Nr. 12, 13, auch 20).

Man könnte sich vorstellen: Die Lagergänge haben zur Querfläche eine stärkere Zusammendrückung erfahren, wobei die Gangfüllung sich ähnlich verhalten mag wie eine zwischen zwei Lagern in schräger Querstellung eingespannte biegsame Platte. Der Gesamtbetrag der Verschmälerung des Lagerganges wäre damit abmeßbar wie auch zu errechnen. In den vorliegenden Fällen würde er 15 bis 30% betragen.

Es ist nicht unwesentlich, daß der Lageraplit, wie das Gefügediagramm des gerade für diesen Fall als besonders reaktionsfähig anzunehmenden Quarzes (siehe Textfig. 2) ersehen läßt, als unregelmäßig sich erwies. Jedenfalls dürften die hier implizite gemachten Voraussetzungen, nämlich Biegefähigkeit des Pegmatitganges und eine der Biegegleitung entsprechende Deformierbarkeit des aplitischen Lagerganges, nicht gegeben sein. Schon die absätzig und in ihren Verschmälerungen und Verdickungen charakteristische innere Gangstrecke der Quergänge verrät, daß wir es hier mit einem typischen Fall der Gleitbrett- oder Scherfaltung im Sinne Walter Schmidts¹⁾ zu tun haben. Eine Zusammendrückung, also Verschmälerung des Lagerganges, wäre damit nicht notwendig verbunden.

Die bogenförmige Verkrümmung der Vorzeichnung, also der primär als annähernd geradlinig anzunehmenden Gangstrecke innerhalb des Lageraplit, geschah durch Umscherung, u. zw. durch eben jene Gleitbewegungsvorgänge, die wir an anderen Stellen des aplitisch durchaderten Granits, beispielsweise bei den O-W-Verlagerungen der Queraplite nachgewiesen haben. Was in diesen umgezeichneten Naturprofilen sich unmittelbar abbildet, ist die Wirkung der durch die Grenzflächenreibungen und durch das Material selbst bedingten Inhomogenitäten auf die Fließbewegung.

¹⁾ Vgl. die auf S. 597 angegebenen Literaturstellen, dazu die bei Sander, Gefügekunde der Gesteine, angegebenen Arbeiten G. F. Beckers.

Findet die Gleitung in derjenigen Richtung statt, nach welcher die Fläche der Vorzeichnung einfällt, so vermag sich, geometrisch betrachtet, eine liegende Falte zu bilden, deren konvexe Seite der Gleitrichtung entgegen gerichtet ist.¹⁾ Auf das in der Horizontalebene vor uns liegende Profil übertragen, würde dies besagen: War die ursprüngliche Streichrichtung des Querganges $< 360^\circ, > 270^\circ$ und ist die Ausbiegung der Liegendfalte östlich gerichtet, so erfolgte die Gleitung dadurch, daß sich die nördlich gelegenen Massen mit stetigem Geschwindigkeitsgefäll rascher bewegten als die südlichen, nach W; bei westlicher Ausbiegung der Falte und einem Streichen $< 90^\circ, > 0^\circ$ vollzieht sich in entsprechender Weise das Entgegengesetzte. Die meßbaren Beträge einer solchen Gleitung beziehen sich indes nur auf Relativbewegungen. Diese können auch, wenn das Abfließen der Gesteinsmassen ein östliches war, im Falteubilde eine Westgleitung ablesen lassen, insoferne die Massen mit verschiedenen Geschwindigkeiten ihrer Gleitlamellen sich nach O bewegten. Eine Auswalzung der Gesteinsmasse hätte eine Verdünnung des Lagerganges und eine stärkere Verzerrung der im Quergang gegebenen Vorzeichnung zur Folge, das Wesen dieser nichtaffinen Umformung durch laminares Gleiten aber würde sich nicht ändern.

Eine genauere Betrachtung des Systems der zahlreichen Quer- und Diagonalspalten, welche von den Lagerapliten durchschlagen sind, lehrt, daß es zwar im allgemeinen möglich ist, die Zusammengehörigkeit zweier von einander getrennter Gangstücke wieder zu erkennen, es aber nicht gelingen will, über den Ablauf des von ständigen tektonischen Bewegungen nachweisbar begleiteten magmatischen Nachschubs ein eindeutiges Bild zu bekommen. Daß der horizontale Ausschlag der parallel O—W erfolgten Schollenbewegung nie mehr als wenige Meter, meist aber weit geringere Beträge ausmacht, ist als sicheres Ergebnis zu bewerten. Nun ließe sich vielleicht die allerdings mehr theoretische Frage aufwerfen, inwieweit Maximalbeträge dieser Verschiebungen, vielleicht auch die zeitliche Aufeinanderfolge der Gangfüllungen zu errechnen wären, immer vorausgesetzt, daß es sich um die Horizontalkomponenten nur solcher Bewegungen handeln kann, die durch Quergänge fixiert worden sind.

In Textfig. 3 bedeutet die O-W-Gerade den Ausstrich der Bewegungsfläche an die Horizontalebene. Die Querstriche 1 bis 7 mögen Quer(bzw. Diagonal)gänge, abgezählt in der Reihenfolge ihrer Entstehung, darstellen. Gang 7 würde in diesem Falle keine Verlagerung aufweisen, was also mit sehr großer Wahrscheinlichkeit der heutigen Situation entsprechen würde. Um nun die maximale Schubweite des durch die Gänge jeweils fixierten Bewegungsstandes zu ermitteln, bringt man, etwa unter Zuhilfenahme eines verschiebbaren Pausblattes, nach und nach jeden der übrigen geteilten Querstriche (1 bis 6) in Berührung mit dem zugehörigen Querstrich gleicher Nummer, mißt dabei zweckmäßig auch den Betrag und Richtungssinn der jeweiligen Pausblatt-

¹⁾ B. Sander, Gefügekunde (1930), S. 41.

verschiebung ab und ermittelt die sich ergebenden weitesten Abstände gleich numerierter Querstriche. Im vorliegenden Beispiel wäre die maximale Schubweite gegeben, wenn 4 und 4 sich berühren, u. zw. mit 39 mm zwischen 1 und 1. Die horizontal meßbare Gleitung wäre um eben diesen Betrag zwischen 1 und 4 nach W, zwischen 4 und 7 um 31 mm nach O erfolgt. Ist die Altersfolge der Gänge nicht bekannt, so läßt sich durch einen etwas mühsamen Vergleich der gegenseitigen Lagebeziehungen die wahrscheinlichste Folge der Bewegung nach Richtungssinn und Ausmaß ermitteln.

Der Gesamteindruck, welchen eine Vertiefung in die Einzelheiten des magmatischen Nachschubs hinterläßt, ist das Bild einer großen, fast stürmischen Bewegtheit. Das dynamische Moment liegt nicht allein in dem ständigen Hin und Her des Streichens, wie eine starke Durchtrümerung und Durchaderung des Nebengesteins es bedingt, sondern

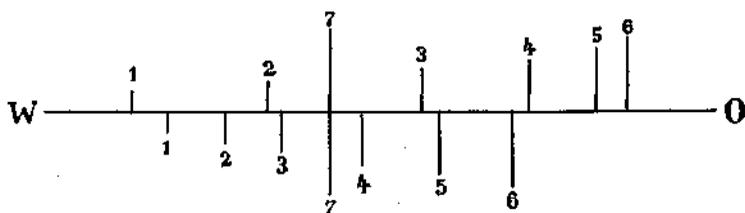


Fig. 3.

auch in der unverkennbaren Tendenz, das kaum verfestigte intrusive Nebengestein mit neuen Intrusionsmassen in weitausgreifenden, dünenartig gewellten breiten Zügen zu durchsetzen, um es teilweise wieder aufzulösen. Doch bestehen anderseits auch alle Übergänge zu jenem oft nur fingerbreiten oder millimeterdünnen Geäder, das mehr den Eindruck einer sehr allmählich, vielleicht unter Pressung entstandenen Ausschwizung macht und nicht die Vorstellung aufkommen läßt, als wäre die zu Quarz und Feldspat auskristallisierte Füllung erst aus größeren Herdtiefen herangeführt. Man braucht hier nicht an Lateralsekretion im Sinne G. Sandbergers zu denken, um sich diese Schlußphase der Granitwerdung zu vergegenwärtigen, wo letzte, fein verteilte Reste der Schmelzlösung immer noch reaktionsbereit zur Verfügung stehen, um wie etwa der weißliche Saft eines gequetschten wasserdurchtränkten Stückes Seife hervorzuströmen oder in allen Ritzen und Fugen sich auszubreiten.

5. Kristallnester.

Den Fundstellen jener mehr oder weniger seltenen Mineralien, die als Zillertaler Vorkommnisse eine gewisse Berühmtheit erlangt haben und Gegenstand einer ziemlich lebhaft betriebenen, wohl auf mehr als ein ganzes Jahrhundert sich erstreckenden Ausbeute geworden sind, im einzelnen systematisch nachzugehen, habe ich, wie bereits früher angedeutet, nicht als Aufgabe meiner auf die gesteinsgenetische und erd-

geschichtliche Seite gerichteten Arbeit angesehen. Sind doch überhaupt viele der mineralogisch besonders interessierenden Bergarten gerade in den Hochalpen nur durch Zufallsfunde bekannt geworden. Abgetrennt von den sehr oft unbekannt gebliebenen, teils auch unmöglich mehr auffindbaren Örtlichkeiten ihres Anstehens, lassen sie auf ihre genetischen Verhältnisse, die stets von hohem Interesse wären, keine sicheren Rückschlüsse mehr zu. In den Zillertaler Alpen ist gerade das Aufnahmegebiet mit ergiebigen Mineralfundstellen von der Natur besonders bedacht. Sie liegen der Hauptsache nach im Bereiche der Schiefer und werden demzufolge im zweiten Teil der Arbeit noch Berücksichtigung finden. Hier aber, wo es sich lediglich um die allerdings sehr ausgedehnte und genetisch wichtige Zone der massigen ungeschieferten Eruptivgesteine handelt, möchte ich doch den Abschnitt über die aplitischen und pegmatitischen Ganggesteine nicht zum Abschluß bringen, ohne jene auffälligen und in ihrer Paragenese sehr konstanten Kristallisationen zu erwähnen, die mit der pneumatolytisch-pegmatitischen Phase ohnedies in engerem Zusammenhang stehen und denen man hier fast möchte man sagen auf Schritt und Tritt begegnen kann. Es sind die auf die granitischen und dioritischen Gesteine zwar nicht beschränkten, in den basischeren Gliedern der Intrusivreihe aber doch ungleich seltener auftretenden Kristallnester, welche sich hier der Hauptsache nach zusammensetzen aus glasig durchscheinendem, meist derbem grauem Quarz, ferner aus porzellanweißem, ebenfalls meist derbem Feldspat vom Habitus des Periklins und — als Hauptcharakteristikum — aus regellos eingewachsenen, rhomboedrisch begrenzten, stets bräunlich gefärbten Karbonaten, deren Eisengehalt ein ziemlich schwankender ist und daher das Auftreten aller möglichen Mischungsglieder hauptsächlich zwischen eisenhaltigem Kalzit und Ankerit bedingt. Auch hier steht die Variabilität der mineralischen Zusammensetzung, wie jetzt schon gesagt werden kann, in einem ähnlichen Abhängigkeitsverhältnis von der stofflichen Beschaffenheit des Muttergesteins, wie dies bei den Mikrolithenschwärmen der Plagioklase nachgewiesen werden konnte. Eingehendere Untersuchungen nach dieser Richtung hin wären auch hier erwünscht. Neben den oben genannten „Hauptgemengteilen“ ist grobblättriger Biotit recht häufig, während man unregelmäßige Schmitzen eines matt dunkelgrünen, äußerst feinkörnigen Chloritminerals kaum jemals völlig vermißt. Mitunter häuft sich dieses Mineral, wie beispielsweise in dem plattigen Tonalithang der westlichen oberen Begrenzung des Schwarzensteingletschers, dermaßen an, daß förmliche Chloritgesteine entstehen. Diese zeigen an ihrer Oberfläche bei vollständiger Frische der Substanz eigenartige löcherige Verwitterungserscheinungen, fühlen sich im erdig brechenden Handstück samtartig an und haben, im Dünnschliff betrachtet, infolge eines geldrollenförmigen Wachstums der sie fast restlos zusammensetzenden schwach pleochroitischen, auch als Helminth zu bezeichnenden Chloritart (vermutlich Prochlorit) große Ähnlichkeit mit einem dichten Gewimmel kleiner Raupen oder Würmchen (vgl. Taf. XXVIII, Abh. 10).

Rein äußerlich erinnert das nesterartige, sporadische Auftreten dieser karbonatreichen Mineralaggregat in mitten eines völlig frischen und

unveränderten, auch nach Struktur und Mineralbestand durchaus normalen sauren Tiefengesteins an gewisse Bildungen rein pegmatitischer Natur, wie sie beispielsweise in den berühmten turmalinerfüllten Quarz-Feldspat-Nestern bei Epprechtstein¹⁾ verkörpert sind. Andernfalls verwechselt man sie nicht mit den in der Gneiszone des Aufnahmegebietes ziemlich stark verbreiteten miarolytischen Kristallisationen, wo man neben dem Adular oder ohne diesen den Bergkristall in zahlreichen Individuen oder auch dem Amethyst sehr nahestehende wohlausgebildete Quarzkristalle zu drusigen Aggregaten vereinigt sieht. Für solche Bildungen wird heute wohl allgemein hydrothermale Entstehungsweise angenommen. Als rein hydrothermal sind auch die kristallrasenbildenden Desmine anzusprechen, wie sie am Ostgrat des Großen Möseler immer wieder fündig werden. Auch die meist tafelförmig nach der Basis, teilweise auch in ganz flachen Rhomboedern auskristallisierten, die Klüftflächen granitodioritischer Gesteine tapetenartig überkrustenden, schneeweißen Kalzite dürften sich wohl ebenfalls hydrothermal, u. zw. wie J. Königsberger²⁾ angenommen hat, bei relativ hoher Temperatur ausgeschieden haben.

V. Lamprophyre und basische Bestandmassen.

I. Allgemeines.

Die Ganggesteine basischer Zusammensetzung seien hier unter der allgemein üblichen Bezeichnung Lamprophyre zusammengefaßt. Man hat für granitische Gebiete der Alpen das Vorkommen echter lamprophyrischer Ganggefölschaft überhaupt vielfach angezweifelt oder gar in Abrede gestellt. In stark dislozierten Gesteinsbereichen ist es in der Tat nicht immer leicht, basische schlierige Züge oder zu langgestreckten Gebilden ausgewalzte und in amphibolitische oder hornfelsartige Gesteine umgewandelte Schollen des Nebengesteins von lamprophyrischen Gängen auseinander zu halten, zumal auch diese hier fast stets einen gewissen Grad von Umwandlung erlitten haben und ihre Verbundenheit mit dem Nebengestein durch die orogenetischen Bewegungen öfters gestört erscheint. Im Aufnahmegebiet liegen nun die Verhältnisse in dieser Hinsicht, soweit man sich im Bereich der massigen Intrusivgesteine befindet, ziemlich klar, obschon auch hier an räumlich eng umgrenzten Aufschlüssen, wo sich die geologische Situation nicht hinreichend überblicken läßt, bei der petrographisch-geologischen Einordnung stets einige Vorsicht am Platze ist. Daß die Lamprophyre dieser alpinen Intrusionsmassive als jüngere Ganggefölschaft sehr viel seltener sind als die ihnen vorausgegangenen, dem Hauptintrusionsakt zeitlich überhaupt noch ganz nahestehenden kieselsäurereichen, leukokraten Ganggesteine, daß ferner die Lamprophyrgänge niemals wie diese ein vielverzweigtes Geäder bilden, wohl aber als breite, fast massige, in der Regel aber nicht allzuweit aushaltende Gangfüllungen aufzutreten pflegen, darf so

1) Dürrfeld, Zeitschrift für Kristallographie, 1909, S. 563, 1910, S. 242.

2) J. Königsberger, Fortschr. f. Mineralogie etc., XI, 1927, S. 111.

wenig überraschen wie die Tatsache, daß sie an ihren Endigungen, zuweilen auch an ihren seitlichen Rändern schlierige Ausbildungsformen aufweisen, eine Eigenschaft, welche sie als intrusiv-magmatische Körper mit den Lagerapliten, an deren Gangnatur doch niemand zu zweifeln wagt, eben teilen. Wenn man Gelegenheit hat, bei ausgeapertem Fels etwa von den Graten des Großen oder des Kleinen Möseleer Einblicke zu tun in die von dunkelgrauen bis schwärzlichen Bändern weithin durchzogenen granitischen his granodioritischen Ostwände des mächtigen Bergmassivs, werden alle Bedenken hinsichtlich des Vorkommens echter Lamprophyre im Aufnahmegebiet entfallen. Auch die von den östlichen Seiten des Waxeggkeeses gut zu überschendenden mauergleichen tonalitischen Westwände des Roßruggs erscheinen von oben bis unten von solchen Lamprophyren durchsetzt; nur die bedeutenderen wurden bei der Einzeichnung in die Karte berücksichtigt. Auch F. Becke hat in seiner trefflichen Beschreibung über die Tauernexkursion der internationalen Geologenlagung (1893) in Wien, VIII, S. 24, auf solche Lamprophyrvorkommen am Roßrugg aufmerksam gemacht. Schön entwickelte, besonders in ihrem Verbande zum granodioritischen Nebengestein gut zu studierende Lamprophyrgänge ziehen von den Graten des Hornrückens nach NW weit gegen die Kare herab.

Andererseits stößt man im unteren Teil des langgestreckten, an seiner geradlinigen Oberkante eigentümlich abgechrägten Roßruggs, etwa da, wo der hier wieder zackig werdende Grat an seinem nördlichen Endpunkt, dem sogenannten Steinmannl, anzusteigen beginnt, auf nicht sehr mächtige, teilweise schmale, dabei aber weit aushaltende Lagen eines dunklen schiefrigen Gesteins von amphibolitischer Zusammensetzung. Auch unter dem Gipfelmassiv des Turnerkamps, in der Gegend der Roßruckscharte und an so manchen anderen Örtlichkeiten des Aufnahmegebietes liegen ähnliche Verhältnisse vor. Da kann man sich nun allerdings sehr im Zweifel sein, ob echte Lamprophyre vorliegen: Der mikroskopische Befund gibt bei dem hohen Umwandlungsgrade des Gesteins keine verlässlichen Anhaltspunkte mehr, und die von der allgemeinen Lage der Schieferungsflächen des Gebirges schon durch die Einfallsrichtung räumlich in der Regel sehr stark abweichende s-Fläche dieser biotit- und hornblendereichen Schiefer stellt uns nur, soweit die Messungen bei der starken Auswalzung dieses Gesteines überhaupt verwertbar sind, vor neue Fragestellungen.

Aber auch an den typischen Lamprophyrgängen vorgenommene Messungen mit der Busssole lieferten bisher über die Art der dem Nachschub dienenden Spalten- oder Kluftbildung kein klares Bild. Wohl darf bei manchen Lamprophyrgängen eine Kluftlage annähernd senkrecht zur Striung angenommen werden; andere dagegen, und das sind nicht wenige, weichen sehr stark von dieser Richtung ab, können geradezu in ostwestliches Streichen übergehen, wobei freilich die Lage der Kluftfläche mit den allerdings auch nicht immer eindeutig verlaufenden s-Flächen des Nebengesteins kaum übereinstimmt. Die Ausfüllung von solchen „Längsklüften“ mit femischem, doch wohl aus größerer Tiefe gefördertem Schmelzfluß im Wege des magmatischen Nachschubs mag zunächst überraschen. Man erinnere sich indes der

oben bei Besprechung der Lageraplite gemachten Feststellung, wonach gerade in jenem Stadium des magmatischen Ablaufs bei der Spaltenbildung und Spaltenfüllung Repetitionen stattgefunden haben müssen, den lamprophyrischen Schmelzflüssen also Gelegenheit gegeben sein konnte, auch einmal auf neu gebildeten Längsklüften aufzusteigen. All diesen Dingen systematisch nachzugehen würde eine Sonderaufgabe bedeuten, die möglicherweise zu interessanten Ergebnissen führt. Man sieht übrigens schon hier, wie auf eng umgrenztem Raum gemachte Beobachtungen (S. 596 ff.) unter Umständen Dinge in Erscheinung treten lassen, die gar nicht anders als durch ein sachlich allgemeines, örtlich weithin wirksames Prinzip erklärt werden können.

2. Melanokrate Bestandmassen.

Ähnlich verhält es sich ja auch, wie wir sehen werden, mit der räumlichen Einlagerung der Nebengesteinsschollen wie auch der sonstigen im granito-dioritischen Eruptivgestein eingeschlossenen melanokraten Bestandmassen, um nun im Anschluß an unsere allgemeine Charakterisierung der Lamprophyre auch diese wichtigen Phänomene hier kurz zu erwähnen. Innerhalb des Bereichs der massigen Gesteine ist wie gesagt die Unterscheidung zwischen Lamprophyren und anderweitigen einschlußbildenden basischen Mineralaggregaten irgend welcher Art und Entstehungsweise um so leichter zu treffen, als schlierige basische Ausscheidungen oder ausgewalzte melanokrate Gesteinslagen, also Bildungen, die zu Verwechslung Anlaß geben könnten, auf die Injektionszone beschränkt zu sein pflegen, welche im Aufnahmegebiet ein wohlcharakterisiertes Phänomen für sich darstellt und an dieser Stelle außer Betracht bleiben kann.

Vielfach zeigen die Schollen überhaupt noch recht deutlich die eckigen Umrisse des Bruchs (Taf. XXXIII, Nr. 14) und können je nach ihrer stofflichen Zusammensetzung und der Beschaffenheit des einschließenden Mediums von einem aplitischen Reaktionsrand wie von einer Aureole umgeben sein (Taf. XXXIII, Nr. 17). Solche Hofbildungen sind, seien sie noch so schwach entwickelt, immer ein recht charakteristisches Merkmal für eingeschlossene feste Fremdkörper. Bei den mehrfach erwähnten Schollenkontakten des Aufnahmegebiets bestehen nun die aplitisch durchtrümmerten Schollen (Taf. XXX, Abb. 12 und 13), wie wir gehört haben, der Hauptsache nach aus basischem bis ultrabasischem Tiefengestein, welches offenbar an den Rändern des Intrusionsraumes sich im magmatischen Differentiationsprozeß als frühzeitige Ausscheidung gebildet hat. Aber auch abseits dieser nach J. J. Sederholm¹⁾ als Agmatite zu bezeichnenden Eruptivbrekzien findet man häufig genug blockförmige Scholleneinschlüsse, welche in petrographischer Hinsicht, auch strukturell und texturell, unzweifelhaft identisch sind mit jenen stark basischen Differentiaten, wie sie beispielsweise im Bereich der Hornspitzen als anstehende Massen vorkommen, daselbst auch, wie die Karte besagt, ansehnliche Teile des Gebirges zusammensetzen und

¹⁾ Pre-quatertiary rocks of Finland, Bul. d. 1. Com. geol. d. Finl. Nr. 91, S. 11, 22, ferner Bd. II, S. 27 u. 29 in Salomon, Grundz. d. Geol.

gewissermaßen mit kontinuierlichen Übergängen zu den leukokraten Intrusivmassen hinüberleiten; denn an der liquidmagmatischen Entstehungsweise dieser teilweise allerdings später noch metamorphisierten basischen Differentiate zweifeln zu wollen, wäre gleichbedeutend mit einer Ableugnung unserer ganzen bisherigen, doch auch vom physikalisch-chemischen Standpunkte aus wenigstens stofflich-mineralogisch bis ins einzelne begründeten Vorstellungen über die Entstehung eines Plutonits. Die universell auftretende, man möchte fast sagen strenge magmatisch stoffliche Differentiationsfolge wird übrigens heute gerade von solchen Forschern anerkannt und betont, welche auf die eminente Bedeutung der Aufschmelzungs- und Mischzonen in der Natur nachdrücklichst hinweisen.

Bei gewissen granitischen Gesteinen Südfinnlands — sie gehören bezeichnenderweise der Alkalikalkreihe an — macht P. Eskola¹⁾ die sehr beachtenswerte Feststellung, daß die basischen Einschlüsse meist quarzdioritische Zusammensetzung aufweisen, den gewöhnlich in der Nachbarschaft als größere Massen auftretenden nächst basischeren Gliedern (!) der Differentiationsreihe gleichen und wirklich korrodierte Bruchstücke von unmittelbar vorher verfestigten Gesteinen derselben Serie sind. Auch im Aufnahmegebiet gewann ich ähnliche Eindrücke, wobei nur in Berücksichtigung zu ziehen wäre, daß im Sprachgebrauch der alpinen Petrographie Bezeichnungen wie Granodiorit und Quarzdiorit für wesentlich höher silizierte, nach ihrem Aussehen bereits recht leukokrate Gesteinstypen angewendet werden, während anderwärts Gesteine mit hohem Gehalt an femischen Gemengteilen unter Umständen noch als Granodiorite gelten.

Insoferne solche Scholleneinschlüsse jene unzweifelhaften Analogien mit basischen, aus dem Anstehen bekannten Tiefengesteinstypen vermissen lassen, bleiben immer noch untrügliche Unterscheidungsmerkmale gegenüber den lamprophyrischen Ganggesteinen bestehen. Das ist namentlich dann der Fall, wenn es sich bei den Lamprophyren um kersantitische Gänge handelt, wie sie gerade im Bereich der massigen Gesteine ihre Hauptverbreitung haben. Denn echte Nebengesteins-, namentlich Schieferschollen zeigen als Einschlüsse, wenigstens im Aufnahmegebiet, die Eigentümlichkeit, von mehr oder weniger geradlinigen und zumeist aplitisch ausgeheilten Rissen kreuz und quer durchsetzt zu sein; auch erscheinen sie vielfach infolge des massenhaften Auftretens in das schwärzliche Gestein eingesprengter porphyroblastischer Feldspäte wie weiß betupft. Die Lamprophyre hingegen pflegen derartiger Ribbildungen, was auch genetisch ohne weiteres verständlich, zu er-mangeln, und speziell die typischen Kersantite, schon im Handstück durch ihre gleichmäßige mausgraue Farbe unverkennbar, erwecken im allgemeinen, insofern man von ihrer oft schlierigen Ausbildung gegen das Salband hin absieht, den Eindruck einer breiartig homogenen Masse. Immerhin kann namentlich bei deutlicherem Hervortreten des Biotits und stärkerer Beteiligung der Hornblende an der Zusammensetzung des womöglich noch porphyrisch ausgebildeten Gesteins die Unterscheid-

1) Fortschr. d. Min., Kr. u. Petr., XI (1927), S. 89.

barkeit von Resorptionsschollen mit Schwierigkeiten verknüpft sein und, wo der mikroskopische Befund versagt und die chemische Zusammensetzung innerhalb des Eruptivfeldes sich hält, sogar unmöglich werden. Vergegenwärtigt man sich, gewissermaßen als Gegenstück zu den vorerwähnten kataarchäischen „Urgneisen“, das Bild des jungtertiären Bergeller Granits, so gibt es hier insbesondere im Randgebiete breite Zonen, wo dunkle glimmerreiche, wohlumgrenzte Gebilde jeglicher Größe massenhaft auftreten, sowie durch Resorption und Fließbewegung teils eckig zerstückelt und verschoben, teils zu seltsamen hakigen Formen umgestaltet sind, jedenfalls aber ihre ursprüngliche Natur als Schiefereschollen noch unzweideutig zur Schau tragen; man wird des Eindruckes nirgends los, daß hier die gneisgranitisch erstarrte Schmelze das überlagernde Nebengestein nicht glatt durchschmolzen, nicht wie „mit der Lochstanze herausgearbeitet“ hat, sondern maßlos injiziert und intrudiert haben muß, so daß von den aufgeblättern Nebengesteinskomplexen¹⁾ gewissermaßen nur mehr die Reste des Gerippes vorhanden geblieben sind. Derartige Bildungen erscheinen im Aufnahmegebiet mehr auf die deutlich geschieferte Injektions- und Gneiszone beschränkt. Da zeigt sich eben doch, daß die Tauerngranite in ihrer Gesamtheit stärkere Bewegungen, kompliziertere Schicksale durchgemacht haben müssen als jene jugendliche Intrusivmasse des periadriatischen Bogens.

Die Behandlung des gesamten Fragenkomplexes von diesem Gesichtspunkte aus tritt indes in den Hintergrund gegenüber einem andern, höchst auffälligen Phänomen. Es ist die schwarmartige, mitunter auf ganze Areale kieselsäurereicher Intrusiva sich erstreckende Anhäufung melanokrater Bestandmassen (Mineralaggregatbildungen) von annähernd gleicher Größenordnung, wie sie in der petrographischen Literatur als basische Nester, basische Putzen, Knollen oder Schlierenknödel, als Autolithe usw. bezeichnet worden sind. Die Frage ist deshalb von einer gewissen Tragweite, weil sie mit dem Problem der Raumgewinnung eines Intrusivkörpers in engstem Zusammenhange steht. F. Becke²⁾ hat sie in seiner Arbeit über die Rieserfernergruppe als charakteristische Einschlüsse der Tonalite bezeichnet und neuerdings hat A. Pabst dem interessanten Phänomen eine lesenswerte Sonderstudie gewidmet.³⁾ Ich selbst habe, ohne von der Absicht geleitet gewesen zu sein, dem Naturphänomen systematisch nachzugehen, nicht nur im Aufnahmegebiet, sondern auch in den Granitkernen der Tauern fast stets nur die Wahrnehmung gemacht, daß die tonalitischen und die dioritischen, seltener die granodioritischen Gesteine von diesen schwärzlich glänzenden biotitreichen Einschlüssen ganz erfüllt sein können, die eigentlichen Granite aber im allgemeinen davon freigeblieben sind.

Die Gebilde selbst, um die es sich hier handelt, sind, wie schon die dafür gewählten Bezeichnungen es anzudeuten vermögen, von nur

1) F. K. Drescher und M. Storz, Zur Tektonik und Genese des Bergeller Massivs, C. f. Min. etc. Jg. 1929, A, Nr. 7, S. 242 ff.

2) a. a. O., S. 382.

3) Observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada, Bull. o. th. Dep. o. geol. Sc., Vol. 17, No. 10 (1928).

geringer Größe und annähernd gleicher Größenordnung. Und doch erscheinen im Aufnahmegebiet immer wieder zwei Grundtypen sich herauszuheben, die auch in bezug auf die Größe kaum verkennbare Unterschiede aufweisen. Die einen, meist von sehr unregelmäßiger Gestalt, oft aber auch rundlich oder elliptisch, seltener eckig, erreichen im allgemeinen kaum die Größe eines Handtellers. Vorwiegend findet man sie im richtungslos körnig erscheinenden Gestein und hier meist in mehr oder weniger dichten Schwärmen, oftmals aber auch ganz regellos verstreut; zuweilen erscheinen sie zu eigenartiger rosetten- oder doldenblütenförmiger Anordnung vereinigt.

Der zweite Typus zeigt eine ausgesprochen linsenförmige, allenfalls auch etwas flatschige Form. Sofern man hier ebenfalls von einer „Normalgröße“ sprechen wollte, wären die Flächendurchmesser auf etwa 10 bis 30, die Dicke stets nur auf einige wenige Zentimeter zu veranschlagen. Diese Gebilde finden sich, ebenfalls zu Schwärmen vereinigt, ausschließlich in Gesteinen mit einer zum mindesten latent vorhandenen Lagentextur, d. h. in diesem Falle sind es eben die im Querbruch schmal und streng parallel gestreckt erscheinenden schwärzlichen Gebilde, welche die Lagentextur markieren oder sie in erster Linie in Erscheinung treten lassen. Ein solches Bild erinnert dann an eine Schar in schattigem Gewässer stehender, also hier in Ruhelage befindlicher, sich haarscharf in die Fließrichtung einstellender Fische. Und letzten Endes ist der mechanische Kräfteeffekt, welchen ein aus den Differentialbewegungen eines einseitig beanspruchten Gesteins resultierendes Fließen oder laminares Gleiten auf eingeschlossene flachgestaltete Fremdkörper ausüht, der gleiche. Die Deformation der ursprünglich wohl anders gestalteten Einschlüsse zur Linsenform mag hier den vektoriellen Eigenschaften optisch einachsiger Kristalle entsprechen, d. h. dem Streß lag offenbar in diesem Falle zunächst die seltenere durch das Rotationsellipsoid darstellbare Bedingung gleicher äquatorialer Ausweichmöglichkeit des Materials zugrunde. Wenn auf einer Gesteinsbruchfläche, die zur Lagentextur einigermaßen senkrecht steht, sich in den Größenverhältnissen der Einschlüsse auffällige Unterschiede bemerkbar machen, so liegt das daran, daß die einzelnen annähernd gleich großen Linsen jeweils in verschiedenen Querschnitten von der Gesteinsoberfläche angeschnitten sind.

Die Streichrichtung der linsenförmigen Gebilde und damit die eigentliche s-Fläche der sie umschließenden und dem Bereich der ungeschieferten Plutonite angehörenden Gesteine zeigt mitunter sehr merkwürdige, fast bis zu 90° reichende Abweichungen von der allgemeinen Streichrichtung, wie sie in den Gneis- und Schieferzonen festgelegt erscheint. Um systematische Untersuchungen auf breiterer Grundlage nach dieser Richtung anzustellen, erscheint mir das Aufnahmegebiet weniger günstig als andere weiter östlich gelegene Teile des Tauerukammes.

Das schwarmartige massenhafte Auftreten äußerlich gleich oder doch sehr ähnlich beschaffener melanokrater Einschlüsse in sauren Plutoniten verlangt auf alle Fälle Stellungnahme zu der Frage nach den Ursachen dieser Erscheinung, was auch hier wie so oft in petrogenetischen Fragen auf die beiden gegensätzlichen oder gegensätzlich behandelten Begriffe

Assimilation und Differentiation hinausläuft. Vorstehende, hier nur gelegentlich einbezogene Feststellungen sind ja nun weit entfernt, eine Lösung dieses alten schwierigen Problems herbeiführen zu können. Ein bedeutungsvolles Moment aber scheint aus den im Aufnahmegebiet und anderwärts gemachten Beobachtungen doch mit großer Sicherheit hervorzugehen, wobei es zunächst dahingestellt sein mag, ob die Verschiedenheit der von mir hervorgehobenen, der Übergangsformen übrigen nicht entbehrenden Grundtypen auf primärer Verschiedenheit des Objekts begründet sei, etwa derart, daß die linsenförmigen Gebilde Schiefer-schollen, die übrigen dagegen rein magmatische, ohne Stoffzufuhr und nur durch Änderung der Erstarrungsbedingungen entstandene Sonderungsprodukte darstellen, was angesichts der mitunter eckigen und scharfkantigen Umrißformen jenes zweiten Typus nicht ohne wesentliche Einschränkungen angenommen werden könnte. Wie dem auch sei, das ganze, rein äußerlich betrachtet, im allgemeinen doch sehr wenig komplizierte, um nicht zu sagen monotone, jedenfalls von Massenhaftigkeit und Gleichheit der Einzelerscheinungen beherrschte Phänomen läßt keine andere als eine einheitliche Beurteilung zu. Sind die zahllosen, das ganze Innere eines großen Intrusivkörpers annähernd gleichmäßig und in annähernd gleichheitlicher Ausbildung erfüllenden basischen Einschlüsse in der Tat das Produkt einer rein magmatischen Sonderung, dann mag es zwar gelegentlich vorkommen, daß einige Schollen des Nebengesteins von annähernd gleicher Größe sich damit vermengt haben; allein es wäre ganz unverständlich, wenn in der anorganischen Welt eine so weitgehende durchgreifende Verwischung aller natürlichen, durch Herkunft, Genesis und Material bedingten Unterschiede stattgehabt haben sollte, wie sie in diesem Falle vorausgesetzt werden müßte. Bei manchen Gesteinen diorilisch-tonalitischer Zusammensetzung kann, wie bereits erwähnt, die Führung melanokrater Einschlüsse eine so intensive und weitreichende sein, daß dem Muttergestein dadurch geradezu das Gepräge gegeben wird, ähnlich wie das bei den schwärzlich gefleckten berühmten Cordieritgraniten des südwestlichen Finnlands der Fall ist, wo allerdings das Muttergestein oder vielleicht richtiger die von basischen Gemengteilen fast völlig freie Grundmasse eine vom Tonalittypus sehr abweichende Zusammensetzung hat.

Im Hinblick auf die oben zitierte Monographie, die neben der ausländischen auch die deutsche Literatur ausreichend berücksichtigt, erübrigt es sich, auf die Petrographie der basischen Einschlüsse näher einzugehen. Zur Frage der Genesis nimmt Pabst keine bestimmte Stellung ein, doch glaubt er die Hypothese der liquidmagmatischen Entstehung oder einer Segregation um zahlreiche Zentren eines kombinierten Schmelzflusses ablehnen zu sollen. Seiner Vermutung: *they are stoped fragments of a basic border facies*, stellt er aber die Tatsache entgegen, daß die im untersuchten Gebiet überaus seltene basische Randfazies den Einschlüssen der granodiorilischen Hauptmasse petrographisch nicht gleicht.¹⁾ Diese Feststellung ist wichtig, denn sie gilt

1) a. a. O. S. 367 und 368, 362.

auch für die Gesteine des Zillertals, und gerade diese petrographische Unähnlichkeit hat mich in erster Linie veranlaßt, die schwarmartig auftretenden basischen Einschlüsse von vorneherein anders zu beurteilen als jene oben beschriebenen, mit den basischen Tiefengesteinstypen hier unzweifelhaft identischen Scholleneinschlüsse. In chemischer Hinsicht weist Pabst im Anschluß an die Arbeit Begers¹⁾ den basischen Einschlüssen lamprophyrischen Charakter zu. Eine petrographische Verwandtschaft mit den granito-dioritischen Magmentypen wird denn auch kaum zu bestreiten sein. Doch können wir vorläufig noch wenig Sicheres darüber aussagen, inwieweit ein dem Chemismus eines Diorits ohnedies nahestehender, nur mehr in kleinen Bruchstücken vorhandener, also bei richtiger Bewertung der Größenordnung nahezu „pulverisierter“ Fremdkörper in einem granitischen oder dioritischen Gestein die Eigenschaften des Muttergesteins in bezug auf stoffliche Zusammensetzung, Mineralbestand und Gefüge anzunehmen vermag.

Mögen sich auch im Gelände die Übergänge nicht überall Schritt für Schritt deutlich verfolgen lassen, im großen und ganzen wird man immer wieder bestätigt finden, daß in diesen Intrusivgebieten auf eine breite höchst kompliziert entwickelte und daher wenig übersichtliche Zone der Injektion gegen das Zentrum zu Gesteinsbereiche folgen, wo die hier noch kieseläureärmeren Intrusivmassen mehr oder weniger reich sind an schwarmartig auftretenden basischen Einschlüssen, welche mit ortgeschrittener Resorption des Nebengesteins in Verbindung zu bringen außerordentlich nahe läge, während die Einschlußfreiheit der mehr zentral gelegenen granitischen Körper mit der stärkeren Lösungsfähigkeit der an leichtflüchtigen Bestandteilen angereicherten Granitschmelze zu erklären wäre. Auch das Vorhandensein verschiedener Grundtypen unter den schwarmartig auftretenden Einschlüssen fände in dieser Betrachtungsweise eine Stütze. Es wurde schon früher darauf hingewiesen, daß im Aufnahmegebiet die dioritischen Gesteine mehr als die granitischen zur Lagentextur hinneigen. Inwieweit sich nun feild-geologisch die Situation angesichts des schon eingangs dieser Arbeit hervorgehobenen mannigfachen räumlichen Wechsels unter den sauren Intrusivmassen sowie der wahrscheinlich durch magmatische Strömung mitbedingten örtlichen Verteilung der großen Autolithenschwärme²⁾ einigermaßen übersehen läßt, scheinen in der Tat die flach linsenförmigen Einschlüsse mit ihrer streng parallelen Anordnung mehr an die dioritischen Gesteine gebunden zu sein, während die kleineren, mehr unregelmäßig geformten und regellos eingelagerten basischen Nester anscheinend in den stärker leukokraten, auch mechanisch minder beanspruchten Gesteinen ihre eigentliche Heimat haben.

Man hat die Unterscheidbarkeit der dunklen basischen „Schlierenknödel“ und der „durch schuppig verteilten Biotit ebenfalls braun gefärbten Einschlüsse von Schiefergneis“³⁾ auch darauf zu gründen ver-

1) P. J. Beger, Chemism. d. Lamprophyre, in Niggli, Gesteinsprovinzen I (1923), S. 461 ff.

2) A. Pabst, a. a. O., S. 368.

3) F. Becke, Rieserferner, a. a. O., S. 382.

sucht, daß bei der Verwitterung diese aufragende Buckel, jene dagegen rundliche Löcher im umgebenden Gestein hinterlassen. Ist dem so, dann wäre die Hauptmasse der schwarmförmig auftretenden Einschlüsse zur zweiten Gruppe, also zur Gruppe der Fremdkörper zu rechnen. Aber auch die von A. Pabst im Gegensatz zu den Xenolithen als basische Autolithe bezeichneten Gebilde zeigen teilweise, so auf Taf. 46 *a* und *b* und Taf. 48 *b* der Arbeit dieses Autors, typische Aufragungen. Demzufolge müßten bei den äußerlich nicht unterscheidbaren, lamprophyrisch zusammengesetzten Komponenten eines solchen Schwarms in bezug auf Widerständigkeit gegen Verwitterung Unterschiede bestehen zwischen basischen liquidmagmatisch im umgebenden Gestein ausgeschiedenen und ebenfalls basischen von der umgebenden Gesteinsmasse als Fremdkörper aufgenommenen Mineralaggregaten. Wahrscheinlich ist auch in der Hochregion auf die Verwitterungsformen die Art der einwirkenden Agentien mitbestimmend. Davon bekommt man bereits eine Vorstellung, wenn man des Näheren verfolgt, welche eigenartige Zersetzungserscheinungen am Silikatgestein selbst oberhalb der Firngrenze dort sich zeigen, wo vorübergehend nach sicheren Anzeichen eine Vegetationsdecke dem Gestein aufgelegt haben muß, wie beispielsweise am Sockel der Furtenschagelspitze, wo ein hier anstehender Granodiorit bis tief in den Felskörper hinein zu einem bräunlichen, erdig gebundenen Sand oder Grus verwittert ist.

Eine Gefügeanalyse im Sinne Bruno Sanders und Walter Schmidts könnte in der Frage der primären Natur der basischen Einschlüsse unter Umständen zu einer Entscheidung führen. Besteht bei den Einschlüssen Regelung, bei dem sie einschließenden Medium dagegen nicht, so wäre zunächst zu erwarten, daß die Einschlüsse für sich, d. h. als selbständige Körper ohne Orientierung eingelagert sind. Ist das der Fall, dann wäre die Schollennatur erwiesen; sind dagegen die in sich geregelten Einschlüsse als selbständige Körper in eine dem Regelungsplan entsprechende orientierte Lage gebracht, so könnte der Mangel einer nachweisbaren Regelung im Medium allenfalls noch darauf zurückgeführt werden, daß durch spätere Teilbewegungen im Gefüge des Muttergesteins ein dort schon früher vorhandenes Regelungsbild wieder verwischt wurde, ohne daß die räumliche Orientierung der dabei nicht notwendig aus ihrer Lage gebrachten Einschlüsse sich wesentlich geändert hätte. Aus den gleichen Gründen würden Verschiedenheiten der Regelung in Einfluß und Medium nicht unbedingt entscheidend sein.

8. Physiographie der Kersantite und Spessartite.

Nun zur Petrographie der Lamprophyre, wobei jedoch eine Durchbesprechung der einzelnen Typen schon deshalb nicht geboten erscheint, weil über ganz analoge Verhältnisse, insbesondere soweit sie das Gotthardgebiet¹⁾ betreffen, in neueren Arbeiten erschöpfend berichtet wurde, weil ferner auch das Ganggestein des Roßruggs, das ja als einer der

1) Richard A. Sonder, Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spätpaläozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gotthardmassiv, Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, I. Jahrg., Frauenfeld 1921.

Hauptvertreter der Lamprophyre des Aufnahmegebietes angesehen werden darf, bereits Gegenstand einer petrographischen Untersuchung¹⁾ geworden ist, endlich die für alpine Vorkommnisse einschlägige wichtigere Literatur aus den hier angeführten beiden Arbeiten entnommen werden kann. Im Anschluß an frühere Forschungen österreichischer Autoren hat A. Köhler das ihm selbst als „feinkörnig und nur wenig schiefrig“ erschienene Gestein mit Floitit bezeichnet, ein Name, den Fr. Becke²⁾ für ein wesentlich aus Oligoklas, Biotit und Zoisit bestehendes, etwas Quarz und manchmal Hornblende führendes, im übrigen aber kristallisationsschieferiges Gestein vorgeschlagen hat; daß ein anderes Gestein als das von mir ins Auge gefaßte jener Untersuchung zugrunde gelegen hat, ist bei der bis in alle Einzelheiten gehenden Übereinstimmung der positiven petrographischen Befunde nicht anzunehmen. Dürfte sich auch die Mehrzahl der Autoren heute darüber einig sein, daß es sich hier um basische Ganggesteine handelt, so wird doch von ihnen der Grad der Umwandlung dieser Gesteine sehr verschieden bewertet. Nun ist gerade bei den Gesteinen des Zillertals im allgemeinen die schon durch Tschermak mitgeteilte Umwandlung der Hornblende in Biotit eine sehr auffällige und weitverbreitete Erscheinung; so wird im zweiten Teile dieser Arbeit von grobkörnigen, primär hornblenditischen Gesteinen die Rede sein, welche teilweise unter Erhaltung der Kristallformen eine radikale Umwandlung in Biotit erlitten haben. Aber auch für die alpinen Lamprophyre, wie sie hier in Frage stehen, wird die Annahme einer mehr oder weniger weitgehenden Biotitisierung postuliert, und in der Tat liegen stärkere Umwandlungen auch im wesentlichen Mineralbestande, namentlich bei den basischeren und hornblendereichen Gliedern der Lamprophyre, von vorneherein sehr im Bereich der Möglichkeit. Demzufolge wurde auch bemängelt,³⁾ daß R. A. Sander die Lamprophyre des Gotthardgebietes, ohnehon jeweils mit Beifügung der Bezeichnung „metamorph“, unter Zugrundelegung des Mineralbestandes schlechthin in Kersantite, Kersantit-Spessartite und Spessartite eingeteilt hat. Wir können nun zwar die von P. J. Beger dagegen vorgebrachten Bedenken prinzipieller Art durchaus verstehen, glauben aber doch, daß für die Frage der Einreihung eines Eruptivgesteins unter einen zur Verfügung stehenden festumschriebenen petrographischen Begriff jeweils eine als vorhanden bekannte oder zu vermutende Umwandlung dieses Gesteins nach Grad und Art erst festzustellen wäre. Nur wenn die Wirkungsweise typenerzeugender Metamorphose nicht mehr erfäßbar wäre, bliebe jene Frage offen. Da übrigens jedes Gestein für uns streng genommen immer nur eine Momentaufnahme aus dem langen Zeitraum geologischen Geschehens bedeuten kann, erlangen wir aus dem Analysenergebnis allein kaum jemals volle Gewißheit, ob das Gestein nicht Veränderungen, die unter Umständen für seinen Mineralbestand und seine petrographische Einordnung wesentlich sind und aus dem mikroskopischen Bild eher noch

1) Alexander Köhler, Über einen Floitit aus dem Zentralgneis der Hohen Tauern, Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 36, Heft 1, 2 (1923).

2) F. Becke, Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathem.-naturnw. Klasse, 75 (1913), S. 29, Anm. 1.

3) P. J. Beger in Niggli, Gesteins- und Mineralprovinzen I, S. 508 ff.

zu ermitteln wären, zu irgendeiner Zeit bereits erlitten hat. Andererseits darf daran erinnert werden, daß Sonder die von ihm selbst vorgebrachten Einschränkungen durch folgenden Zusatz entkräftet: „Immerhin dürften bei den frischen Handstücken die sekundären Änderungen so klein sein, daß die Analyse trotzdem den chemischen Charakter des Ursprungsgesteins richtig wiedergibt.“

Auch auf die Verhältnisse des Aufnahmegebietes angewendet, scheint mir jene eindeutige, eines gewissen Schematismus allerdings nicht entbehrende Einteilung das Wesentliche zu treffen. Nachdem nun einmal seit Rosenbusch gewissermaßen kodifikatorisch die Kersantite definiert sind als panidiomorph- bis hypidiomorphkörnige oder holokristallinporphyrische Ganggesteine aus der Gefolgschaft der granito-dioritischen Tiefengesteine, in ihrem reinen Typus charakterisiert durch die Mineralkombination Plagioklas-Biotit, wird man, sofern sich weiterhin dartun läßt, daß die Umwandlung des Gesteins keinen höheren Grad als etwa diejenige eines alpinen Granits oder Diorits erreicht hat, sich füglich nicht entschließen wollen, für einen Ganggesteinstypus mit 48% Biotit und 29% Plagioklas an Stelle einer dafür aufgestellten und durchaus zutreffenden eine andere und neue Benennung einzuführen; eine Ganggesteinsbezeichnung aber müßte es doch sein, nachdem die schizolithische Ganggesteinsnatur hier nicht weniger feststeht als etwa bei den berühmten Lamprophyren der Lausitz. Sonach erscheinen Benennungen wie Floitit für eine Phase der petrographisch-geologischen Forschung, in welcher die Gangnatur eines mit diesem Namen belegten Gesteines noch nicht allen Zweifeln entrückt war, an sich durchaus verständlich und berechtigt.

Zunächst ist es schon schwer zu verstehen, wie in diesen Lamprophyren, bei deren meist quer oder diagonal zur allgemeinen Schieferung des Gebirges gerichtetem Gangverlauf „durch die Streßwirkung der tertiären Dislokationen weitgehende Ummineralisationen“ ausgelöst worden sein sollen. Wohl macht sich bei den Lamprophyrgängen dann meist im Zusammenhang mit jener ohenerwähnten, vorwiegend der Randzone angehörigen schlierigen Ausbildung mitunter eine schwache Lagentextur ziemlich deutlich bemerkbar; doch pflegt diese ohne Rücksicht auf die tektonischen Verhältnisse der weiteren Umgebung parallel dem Salband zu verlaufen. Wenn dann, was ebenfalls häufig zu beobachten, das Nebengestein an der Angrenzungszone und ebenfalls dem Salband parallel eine ausgesprochene Schieferung aufweist, so bedeutet dies, daß an solchen Stellen offensichtlicher abrupter Inhomogenität bei der allgemeinen mechanischen Beanspruchung der Intrusivmassen örtlich beschränkte Teilbewegungen im Gefüge stattgefunden haben, wie sie unter solchen Umständen überhaupt in jedem Intrusivgebiete allenthalben zu erwarten sind und beispielsweise in den Aplitsystemen in kaum weniger starkem Maße auftreten, ohne daß es hier zu nennenswerten, geschweige denn weitgehenden Umkristallisationen gekommen wäre. Jedenfalls muß man im Auge behalten, daß diese großen, nach allen Richtungen weithin sich erstreckenden Gangbildungen der Lamprophyre als geologische Körper heute eigentlich ganz unversehrt vor uns liegen.

Wenn man von einem solchen Kersantitgang des Aufnahmegebietes sich zunächst aus einer von Schlieren und sichtbaren Einsprenglingen

sowohl wie von porphyroblastischen Gebilden, Querbiotiten, Hornblendenestern u. dgl. möglichst frei erscheinenden, dabei aber die Hauptmasse des Ganges bildenden dunkelgrauen Gesteinslage ein Handstück zu weiteren Untersuchungszwecken entnimmt, darf man der Überzeugung sein, ein für die petrographische Ganggesteinsart einwandfrei typisches Gestein vor sich zu haben. Derartiges Material zeigt denn auch in der Regel ein sehr gleichmäßiges und feines Korn und, wenn annähernd senkrecht zu einer etwa vorhandenen Lagentextur geschliffen, ein Dünnschliffbild, wie es durch Taf. XXIX, Abb. 11, in absichtlich etwas größer gehaltenem Format wiedergegeben wird. Die räumliche Einlagerung der massenhaft verbreiteten Biotite, die mit ihrer tiefbraunen Farbe das Feld beherrschen, erscheint auf den ersten Blick als ziemlich wirres Geflecht, hat aber dennoch eine gewisse Ähnlichkeit etwa mit der Maschenanordnung frei herabhängender Netze, d. h. eine bevorzugte Richtung der Biotite ist, insbesondere solange man den Analysator noch eingeschaltet hat, nicht zu verkennen. Immerhin wäre es höchst verwunderlich, wenn diese panidiomorph entwickelten Glimmerkristalle als schieferholde Minerale katexochen unter der angenommenen starken Einwirkung orogenetischen Streßes diese mehr oder weniger divergentstrahlige, für intrusive Eruptivgänge immerhin charakteristische räumliche Verteilung, die auch an die sperrige Anordnung der Feldspäte in intersertal struierten Doleriten erinnern mag, in so hohem Maße beibehalten haben sollten. Man müßte denn annehmen, daß sämtliche Biotite, dann aber folgerichtig auch die nur die Füllmasse bildenden, schwach lichtbrechenden farblosen Gesteinskomponenten, erst nach der mechanischen Einwirkung auf das Gestein sich gebildet hätten. Dagegen spricht vor allem eine recht deutlich wahrnehmbare Reihenfolge der Ausscheidungen, wie sie im allgemeinen eben nur bei den Eruptivgesteinen zu erwarten ist. Die Idiomorphie der Magnesiaglimmer wird dadurch, daß Kristalle des Klinozoisits ihnen vielfach randlich eingewachsen sind und gelegentlich auch einmal von ihnen ganz umschlossen zu sein scheinen, nur sehr wenig beeinträchtigt. Meist findet man den Klinozoisit, vergesellschaftet mit dem spärlicheren und mehr dünnprismatisch ausgebildeten Zoisit, in wohlentwickelten und optisch unschwer ausmeßbaren Kristallen außerhalb der Biotite angesiedelt. Seine Kristallisation hat auf alle Fälle diejenige der Biotite überdauert. Die Gesamtmenge der Zoisitminerale, unter denen der äußerst seltene Eisenepidot nicht ins Gewicht fällt, beträgt nach einem Durchschnittswerte 15%, was für alpine Eruptivgesteine nichts Überraschendes ist, ebensowenig wie die Verbreitung des Granats (1—2%), der hier ganz ähnlich ausgebildet und mit leukokraten Gemengteilen verwachsen ist wie in den kieselsäurereichen Ganggesteinen des Gebietes. Die maximalen Korngrößen findet man, abgesehen von den Einsprenglingen, ausschließlich beim Biotit, der unter den Hauptgemengteilen bei der zeitlichen Ausscheidung an erster Stelle folgt; die Xenomorphie der Feldspäte und Quarze könnte ihm gegenüber nicht schärfer sein. Im allgemeinen beträchtlich schwankend, wäre die Durchschnittslänge der quer zu (001) geschnittenen Biotitkristalle im feinkörnigen Gestein auf 0.1—0.3 mm zu veranschlagen, während die Länge des Querschnittes höchstens ein Drittel davon ausmacht. Von der Feinheit und

Gleichmäßigkeit des Kornes, typisch für viele Lamprophyre überhaupt, gibt dies immerhin eine gute Vorstellung. Winzige Kriställchen von Biotit findet man auch noch in den porphyrischen Einsprenglingen, welche nur vom Feldspat repräsentiert werden, im allgemeinen ziemlich selten sind, stets mäßige Größe besitzen und sehr sporadisch verteilt erscheinen, aber doch auch den feinkörnigen dichten Kersantittypen nie ganz fehlen. Solche mikrolithische Biotiteinschlüsse haben wir auch bei den Plagioklasen der granito-dioritischen Gesteine kennen gelernt; und nichts erinnert wiederum so sehr an jene Tiefengesteinstypen als der Mikrolithenreichtum der die Einsprenglinge bildenden Feldspäte, die in der Regel am Rande stark korrodiert erscheinen und dabei manchmal vom Kern bis zum äußersten Rande hin von den eisenarmen Epidotmineralien, unter denen der Klinozoisit wiederum die Hauptrolle spielt, ganz erfüllt sind. Muskovite treten unter diesen Schwärmen so wenig auf wie die für die Plagioklase basischer Plutonite so charakteristischen, hybrid ausgebildeten rhombischen Zoisite, was für die Herkunft dieser Feldspateinsprenglinge aus granitisch-dioritischem Magma wiederum sehr bezeichnend ist. Solche Plagioklase haben meist einen sehr geringen Anorthitgehalt, während diejenigen der „Grundmasse“, wenn man bei der Einsprenglingsarmut der feinkörnigen Kersantite diesen Strukturbegriff verwenden will, Oligoklasenzusammensetzung haben, wofür in Anbetracht des Mangels meßbarer Bezugsflächen nur der große Achsenwinkel (bis zu 90°) und die Beckesche Linie zur Bestimmung dienen konnten. Die Menge des im Gestein ebenfalls vorhandenen Quarzes verhält sich zu derjenigen des Feldspates immerhin noch wie 1:4 oder 1:5.

Schon das gegensätzliche Verhalten der spärlichen mikrolithen erfüllten Feldspateinsprenglinge und der hier an Größe der Ausbildung von ihnen nur wenig verschiedenen völlig mikrolithenfreien Grundmassfeldspäte müßte gegen die Annahme einer weitgehenden Umwandlung des wesentlichen Mineralbestandes im Gestein Bedenken erregen. Sind die Feldspäte Granoblasten, warum hat dann die Metamorphose, die als einheitlich wirkendes Agens betrachtet zu werden pflegt, zu einem solchen Hiatus in der Kristallisation ein und derselben Mineralart geführt? Sind sie es aber nicht, haben sie sich vielmehr in dieser Form aus lamprophyrischem Schmelzfluß ausgeschieden, dann erklärt es sich zwanglos, daß die einer größeren Tiefe entstammenden Plagioklaseinsprenglinge genau das gleiche Mikrolithenphänomen wie diejenigen des zugehörigen Tiefengesteines aufweisen.

Bei mikroskopischer Betrachtung eines typischen Kersantits können Tausende von Biotiten am Auge vorüberziehen, ohne daß dieses nur ein einziges Mal eines Hornblendekristalls oder auch nur der Spur einer Umwandlung von Amphibol in Biotit gewahr wird. Dieser selbst teilt, abgesehen von seiner kleinen Form und vollkommeneren Kristallumgrenzung, ganz die Eigenschaften des Magnesiaglimmers mittelsaurer Tiefengesteine des Gebiets. Neubildungen von Muskovit, entstanden durch Deformationsverglimmerung, oder Karbonatausscheidungen kamen mir nirgends zu Gesicht. Dem frischen unzersetzen Gestein, wie es im

Aufnahmegebiet überall leicht am Anstehenden zu gewinnen ist, entspricht im Dünnschliffbild überhaupt weit mehr, als dies bei vielen Lamprophyren deutscher Mittelgebirge der Fall sein mag, ein klares, man möchte sagen sauberes Gefügebild.

Nehmen endlich die Kersantite, ohne die Eigenschaft der typischen Biotitplagioklasgesteine zu verlieren, lichtere Tönungen an, so können sie, was vom genetischen Gesichtspunkte aus wiederum sehr bezeichnend und für die oben berührte Frage der Klassifizierung dieser Ganggesteine belangvoll ist, der Grundmasse echter Granitporphyre sehr ähnlich werden, wie sie im Serpentinegebiet des Ochsners zusammen mit weißen Zoisitapliten gang- oder apophysenbildend auftreten und schon durch Becke¹⁾ uns bekanntgemacht worden sind.

Vom Ganggestein des Roßbruggs, das nach dem mikroskopischen Befunde Köhlers an dunklen Gemengteilen außer Biotit nur 1·6 Volumprozent Hornblende führt, liegt eine von Becke²⁾ mitgeteilte chemische Analyse aus dem Laboratorium von E. Ludwig vor. Sie sei zusammen mit einer von Köhler selbst gefertigten Analyse des völlig amphibolfreien und von diesem Autor mit „Floilit“ bezeichneten kersantitischen Ganggestein vom Kesselfall aus dem Tal der Gasteiner Ache hier angeführt. Die daraus berechneten Niggli-Werte, verglichen mit den von Sonder mitgeteilten und hier ebenfalls angeführten Werten zweier in chemischer Hinsicht mit jenen ostalpinen Gesteinen wohl am nächsten verwandten Gotthardkersantite, charakterisieren die stoffliche Seite des Zillertaler Ganggesteines immerhin recht gut. Dieser Kersantit, der nach den gemachten Beobachtungen trotz beachtlicher Schwankungen in Habitus und Mineralbestand eine sehr eintönige Lamprophyrvarietät darstellt, wäre nach Beger (a. a. O., S. 306ff.) allerdings nicht dem „zentral-alpinen Typus“, dessen *si*-Wert nur zwischen 156 und 108 liegen soll, wohl aber dem „sauren“ bis 210, im Dauphiné sogar bis 282 *si* hinaufreichenden Typus zuzurechnen. Was im Chemismus des stofflich leider nur in dieser einen Analyse bekannten Zillertaler Kersantites einerseits und einer ganzen Reihe stofflich sonst ähnlicher Gotthardlamprophyre andererseits am wenigsten gut in Einklang zu bringen ist, sind die hohen *k*-Werte der letzteren. Nur bei den basischeren Gliedern und auch hier nur in wenigen Fällen geht im Gotthardgebiet dieser Wert unter 0·3 herunter. Wohl mit Recht erblickt indes Beger im Alkalienverhältnis *k* der Lamprophyre, welches nach Sonder bei < 0·39 auf reinen Spessartittypus hindeuten soll, kein allgemein dafür ausschlaggebendes Charakteristikum, sondern nur ein solches von provinzieller Bedeutung. Der durch den hohen *k*-Wert bedingte monzonitische Charakter mancher Gotthardlamprophyre findet übrigens in den bekannt gewordenen Vorkommen echt monzonitischer Tiefengesteine im östlichen Teil jener westalpinen Granitzüge eine weitere Erklärung, während der Chemismus der hier untersuchten kersantitischen Lamprophyrvarietät

¹⁾ F. Becke, Führer zur Internationalen Geologen-Tagung in Wien, Nr. VIII, S. 27 ff.

²⁾ Fr. Becke, Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen, Denkschrift der Akademie der Wissenschaften Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 175, 1. Heft, S. 103.

des Zillertals sich wohl am meisten dem normaldioritischen Magmentypus (Niggli a. a. O., S. 125) nähert, was auch mit dem Gesamtcharakter der dieses Gebiet ausschließlich beherrschenden Tiefengesteine der pazifischen Sippe im Einklang steht.

I. Ganggestein vom Roßbrugg. II. Ganggestein vom Kesselfall (Gasteiner Ache).

Si O ₂	58.95	58.22
Ti O ₂	—	1.16
Al ₂ O ₃	18.00	17.15
Fe ₂ O ₃	2.05	2.62
Fe O	4.92	3.89
Mn O	—	0.10
Mg O	3.28	2.76
Ca O	6.55	6.38
Na ₂ O	2.89	3.36
K ₂ O	2.18	2.66
H ₂ O	1.63	0.73
P ₂ O ₅	—	0.41
Ba O	—	0.05
S	—	0.09

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>ti</i>	<i>p</i>
zu I	161.6	29	40.2	19.2	11.4	0.33	3.34		
„ II	185	32	30	22	16	0.34	0.44	2.7	0.5
„ III	161	30	36	20	14	0.43	0.56	1.2	
„ IV	161	31	33	20.5	15.5	0.43	0.53	1.7	0.40

III. Kersantit, Gotthard (südlich Hospiz, Anal. K. Jene. (Sonder, a. a. O., S. 42.)

IV. Spessartit-Kersantit, Gotthard (Banchiweg), Anal. J. Jakob (ebenda).

Welch labilen stofflichen Schwankungen und welch auffälligem, eben dadurch bedingten Typenwechsel die lamprophyrischen Erstarrungsprodukte unterworfen sein können, zeigt sich nicht nur in der Schlierenbildung, welche bei vielen Gängen, vielleicht sogar der Mehrzahl, geradezu als charakteristisches Merkmal anzusehen ist, sondern auch in lateralzonaren, also mit der Ganggrenzfläche irgendwie in Zusammenhang stehenden Variationen des Mineralbestandes. Derartige Erscheinungen könnten dazu beitragen, das Bedürfnis nach einer strengen Klassifizierung nicht allein solcher die Eigenschaft geologischer Körper bereits verlierender Gebilde, sondern auch der in unmerklichen Übergängen und fast ständigem Wechsel aufeinanderfolgenden Lamprophyrtypen selbst zurücktreten zu lassen, wenn nicht doch wiederum die Aussicht bestünde, auf Grund einer umfassend durchgeführten Sichtung der festgestellten Schizolithe nach petrographischem Schema auch Einblicke in die allgemein magmatische Verteilung oder in die Differentiationsvorgänge selbst zu gewinnen. Sonder hat einige von diesen hier nur angedeuteten Phänomenen, welche in ganz ähnlicher Form auch im Oberen Zemmgrunde vorkommen

und in der Tat teils auf Differentiation in situ, teils auf einen sukzessiven Wechsel der magmatischen Nachschübe innerhalb der Gangkluft zu beruhen scheinen, näher untersucht. Auch seine Beschreibung der Übergangsglieder von den Kersantiten zu den Spessartiten und der Spessartite selbst ließe sich hier fast Wort für Wort übernehmen.

Etwas sehr Typisches und Auffälliges liegt zunächst darin, daß mit dem Beginn einer stärkeren Beteiligung der Hornblende an der Gesteinszusammensetzung ein fast spontanes Auftreten der Titanminerale, vor allem des Titanits und des Titaneisens verbunden ist, wozu sich schließlich auch der Nester bildende Rutil gesellt. Demgegenüber sind die Kersantite durch eine ausgesprochene Erzarmut gekennzeichnet. Andererseits sieht man beim Übergang zu den hornblendereichen Gliedern das Mikrolithenphänomen der Plagioklase sehr bald verschwinden, wie überhaupt der Zoisit und auch der Klinozoisit nur mehr seltene Gäste in den Spessartiten sind.

Wo bei konkordanter Einlagerung die Gangform ihres geologischen Auftretens undeutlicher wird, können diese meist kieselsäureärmeren, der Hauptsache nach sich schließlich nur mehr aus lichtgrüner bis gelblichgrüner Hornblende und unverwilligtem Plagioklas zusammensetzenden Gesteine den Amphiboliten so ähnlich werden, daß man sie letzten Endes rein petrographisch auch als solche bezeichnen kann. Quarz tritt in der Regel nur sehr spärlich auf, und das mikroskopische Bild eines schmächtigen Gangtrums, wo der Biotit im Hornblendegefüß überhaupt nur mehr in Spuren nachzuweisen war, bewies, daß bei den Lamprophyren des Aufnahmegebietes dieses im allgemeinen auch hier als Durchläufer fungierende Glimmermineral so gut wie fehlen kann.

Dabei scheint die Hauptmasse der grünen Hornblende doch primärer Natur zu sein, denn abgesehen von der Kristallgröße und der Kompaktheit seiner Aggregation unterscheidet sich das Mineral von den Hornblendenden der Diorite oder Tonalite in keiner Weise. Demgegenüber beobachtet man ziemlich häufig nach der *c*-Achse langprismatisch entwickelte Amphibole, die das umgebende, zum großen Teil ebenfalls von Hornblende gebildete xenomorphe Körneraggregat nach Art der Porphyroblasten durchsetzen. Ihre bläuliche Tönung erinnert bereits an die blaugrünen, meist stark poikiloblastischen Amphibole der Greiner Garbenschiefer. Heben sie sich auch in sonstiger Hinsicht von den übrigen Hornblendenden nicht deutlich ab, wird man sie doch als Bildungen der Metamorphose anzusehen haben. Bei den mehr oder weniger reichlich vorhandenen Biotiten der spessartitischen Gesteine liegen strukturell und genetisch analoge Verhältnisse vor. Jene bräunlich trüben, dabei aber scharf abgegrenzten und von Kristallen erfüllten Amphibolkörner, die Sonder bei Beschreibung der Spessartite erwähnt, sind mir im Dünnschliffbilde der Lamprophyre des Aufnahmegebietes niemals aufgefallen, wohl aber habe ich sie als charakteristische Gebilde des uralitierten starkbasischen Tiefengesteins (siehe oben) beschrieben.

Das wohl allgemein festzustellende größere Korn der hornblendereichen Lamprophyre prägt sich im Aufnahmegebiet keineswegs darin aus, daß diese Gesteine gegenüber den Kersantiten massiger entwickelt sind oder einer Schieferung mehr oder weniger entbehren. Eine auch

hier so häufig vorhandene Lagentextur kann vielmehr oft genug durch eine eigentliche Schieferung verstärkt sein. Das ist wohl darauf zurückzuführen, daß die spessartitischen Ganggesteine des Oberen Zemmgrundes mehr auf die nördlich gelegenen Bereiche der Gneise und eigentlichen Schiefer beschränkt und vorwiegend konkordant diesen Gesteinen eingelagert sind. Sie im Gelände als Ganggesteine zu erkennen erleichtert die im allgemeinen doch ziemlich scharfe Abgrenzung gegen das Nebengestein. Am sogenannten Krahuß treten sie in Mächtigkeiten von über einem Meter scharenweise auf. Inwieweit sich bei der sichtlich stärkeren allgemeinen Metamorphose der genannten Gesteinsbereiche unter den dort auftretenden Ganggesteinen auch Malchite verbergen, ließe sich nur auf Grund umfanglicher Spezialuntersuchungen beantworten. Eine unverkennbare Tendenz zu dem bei Beger (a. a. O. S. 347) angeführten Normaltypus des Malchits

si 167, *qz* 7, *al* 31, *fn* 35, *c* 19, *alk* 15, *k* 0·26, *mg* 0·46

läge, sofern man den Mineralbestand ganz außer acht lassen dürfte, schon bei dem noch als kersantitisch betrachteten Ganggestein des Roßbruggs vor.

VI. Granatlagerstätten.

1. Allgemeines.

Die Zillertaler Granaten haben, wie bekannt, schon seit alter Zeit eine gewisse Berühmtheit. So schreibt G. Gasser in seinem Werk über die Mineralien Tirols, Innsbruck 1913, S. 265: „Das Zillertal ist in dieser Beziehung neben dem Ötztale ja gerade das „Mekka der Granatklauber“ geworden, indem diese Mineralgebiete nicht nur die reichlichsten und größten, sondern (im Zillertal) auch die reinsten und schönsten Almandingranaten liefern, die unsere Monarchie aufzuweisen vermag.“ Im Aufnahmegebiet kenne ich kaum ein Gestein, worin sich nicht Granaten entdecken ließen. Sehr viele und dabei weitverbreitete Gesteinszüge des Gebietes sind sogar überaus reich an diesem Mineral und für gewisse Einschaltungen in den Gesteinsschichten kann es zu einem wesentlichen, ja sogar fast ausschließlichen Gesteinsgemengteil werden. Da handelt es sich aber zum weitaus größten Teil nur um den gemeinen Granat, der für den Edelsteinschliff keineswegs in Betracht kommt und, um nur die Art seines Auftretens zu kennzeichnen, vom vorüberwandernden Touristen in der Regel erst dann bemerkt wird, wenn er bedeutende Größe erreicht oder gelegentlich durch lebhafteren Glanz sich auszeichnet. Knollige Kristalle von der Größe einer Kinderfaust sind keine Seltenheit. Auch die meisten der wichtigen Granatarten vom ikositetraedrischen, Mangan führenden Spessartin bis zum chromhaltigen Uwarowit, der sich in kleinen smaragdgrünen Körnern am Serpentinkontakt vorfand, sind im Aufnahmegebiet z. T. in wohlentwickelten, flächenreichen Kristallformen vertreten und daselbst meist schon lange bekannt.

Um all dies handelt es sich hier nicht, sondern um örtlich engumgrenzte Vorkommen von ganz besonderer Art, insofern hier schleifwürdiger Eisentongranat, dunkelkirschrote Kristalle von

Erbsen- bis Walnußgröße bildend, in einer den Abbau lohnenden Menge an schmale, tektonisch stark beanspruchte, aber noch zum Bereich der ungeschieferten Plutonite gehörende Chlorit-Biotitschieferzüge gebunden ist. Von bedeutenderen Vorkommen dieser Art sind mir im Aufnahmegebiet nur drei bekannt; sie wurden beim Eintrag in die Karte berücksichtigt, was wiederum nicht ohne Übertreibung der Mächtigkeitsverhältnisse möglich war. Das sogenannte Granathüttchen am Wege von der Berliner Hütte zum Schönbieler Horn, von dieser kaum eine Viertelstunde entfernt, sowie eine alte verfallene, zum Pochen des Muttergesteins bestimmte Mühle, nur wenige Schritte tiefer unten im Tälchen der großen Seitenmoräne des Waxeggkeeses gelegen, sind Zeugen einer alten, mit primitiven Mitteln betriebenen, seit mehreren Jahrzehnten jedoch zum Erliegen gekommenen Granatgewinnung. Über die Lage der zugehörigen Fundstelle des Minerals lasse man sich durch den an eben dieser Stelle wie auch an manchen anderen Örtlichkeiten der Umgebung flächenhaft ausgebreiteten, mit grünen Schieferstückchen gemengten Granatgrus, der nur die letzten Reste alten Abraums darstellt, nicht täuschen. Das in der Mitte des Roßruggs zu suchende Anstehen ist auf einem alten, heute noch viel benutztem Steig auf der Hornkeesseite leicht erreichbar. Von der Grathöhe aus erfolgte seinerzeit der Abbau. Das Fördergut wurde zum Weitertransport über das durch Eisenstifte zugänglicher gemachte westliche Gehänge des Waxeggbeckens über die zirka 100 m hohe, fast senkrechte Westwand des Gratrückens gegen einen Platz, wo heute ebenfalls verfallene bauliche Anlagen stehen, herabgeworfen; kam es doch bei der Art der Aufbereitung und dem Zwecke der Verwendung nicht auf wohlerhaltene, von ebenen Flächen und scharfen Kanten umgrenzte Kristalle, sondern auf die in der Regel auch reineren, von zäher Chloritmasse fester umhüllten, kugeligen Gebilde an. Das zweite größere Vorkommen verläuft etwa längs der Sohle einer steilen, seichten Schlucht im Westgehänge des Vorderen Hornkopfs, läßt sich noch über den Kamm des Hornrückens verfolgen, scheint aber auf der entgegengesetzten Bergseite mehrfach unterbrochen zu sein, während man beispielsweise den mächtigeren Granatschieferzug des Roßruggs noch unten am Fuß des Ostgehänges deutlich unter den Firn des Hornkeeses einschließen sieht. Ein drittes reiches Granatvorkommen befindet sich am obersten Westrande des von der Zunge des Schwarzensteinkeeses eingenommenen Trogtals mitten im typischen Tonalit und stellt eine stark ausgewalzte, von großen Granatrhombedodekaedern durchspickte Chloritschiefermasse dar.

Muttergestein und darin eingebettete Granaten sind bei allen drei Vorkommnissen jeweils von gleicher Beschaffenheit und das Gesamtbild ist immer das einer durchgreifenden Gesteinsmetamorphose. Der stark gequälte Schiefer mit seinen gefältelten und zerknitterten, dabei aber groblättrigen Chlorit- und Biotitlagen ist zudem das Endergebnis einer hochgradigen mechanischen Beanspruchung des Gesteins, welche anscheinend von den in Bewegung gesetzten, dabei wie Riesenablecke fungierenden starren Massen des Nebengesteins ihren unmittelbaren Ausgang nahm. Auch das Granat führende Nebengestein neigt

am Kontakt gegen den Schiefer, sei es mehr tonalitisch, quarzdioritisch oder granodioritisch ausgebildet, zu einer schwachen Schiefertextur, was übrigens beim östlichen Vorkommen am wenigsten sich ausprägt. Es kann ferner von schmalen, meist nur fingerbreiten Gängen eines biotitarmen aplitähnlichen Granits, der kleine hellrote Granaten führt, durchtrümpert sein.

Denkt man sich die einzelnen Granatschieferzüge, soweit das überhaupt der Lage nach in Frage kommen kann, untereinander verbunden, so müßten stärkere Horizontalverschiebungen oder Verwerfungen mit horizontaler Komponente, die etwa unter der Eisbedeckung hindurchstreichen könnten, angenommen werden. Bei dem unregelmäßigen und überhaupt kaum einwandfrei feststellbaren Verlauf des „Nordrandes“ der ungeschieferten Intrusivmassen spricht das annähernd gleichbleibende Generalstreichen der nördlichen Schieferpakete weder dafür noch dagegen.

Von all den bisher besprochenen Gesteinen aus dem Bereiche der ungeschieferten Intrusivmassen ist dieser Grünschiefer der Zillertaler Granatlagerstätten der erste ganz typische Vertreter eines Tektonits. Er beansprucht schon an dieser Stelle ein erhöhtes Interesse, weil hier die gefügeanalytische Betrachtung des Gesteins noch ohne Anwendung der sonst im allgemeinen uuerläßlichen und im zweiten Teil dieser Arbeit auf breiterer Basis anzuwendenden statistischen Methode eine zunächst ausreichende Klarstellung zu geben vermag. „Die Analyse des Verhältnisses zwischen Deformation und Kristallisation durch Interngefüge gefalteter Gesteine kann in manchen Fällen zu einer geschlossenen Gefügesynthese führen und ist immer fruchtbar.“ B. Sander, Gefügekunde der Gesteine, Wien 1930, S. 264.

2. Physiographie des Granat-Chloritschiefers.

Der mikroskopische Befund des wohl zum ersten Male ausführlicher beschriebenen Gesteins ist folgender:

a) Das Muttergestein.

Vorherrschendes Mineral ist der Chlorit, worüber das makroskopische Bild im Grunde genommen einwandfreieren Aufschluß gibt als das mikroskopische; denn das kleine Format eines Dünnschliffs läßt die relative Menge des gleichfalls noch sehr stark an der Gesteinszusammensetzung beteiligten Magnesiaglimmers infolge der ziemlich grobblättrigen Ausbildung beider Mineralarten nur ungenügend ersehen. Eine optische Unterscheidung des Chlorits nach Unterarten ergiht zwar, wie aus den grundlegenden Arbeiten Tschermaks¹⁾ zu entnehmen, gerade bei diesem in seiner Eigenschaft als Gesteinsgemengteil einer genaueren Untersuchung ohnehin schwer zugänglichen Mineral keine eindeutigen Resultate. Doch läßt sich unter Heranziehung der bei Niggli²⁾ angegebenen optischen Konstanten immerhin sagen, daß verschiedene Momente

1) G. Tschermak, Die Chloritgruppe. Sitzungsberichte der Wiener Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 99. Bd., S. 174 ff., 100. Bd., S. 29 ff.

2) P. Niggli, Lehrbuch der Mineralogie, II. Jahrgang 1926, S. 348.

mit ziemlicher Sicherheit auf ein Zwischenglied aus der Mischungsreihe Klinochlor (*K*) — Pennin (*P*) hindeuten. Diese sind:

1. Zweiachsigkeit bei sehr schwach sich öffnendem Achsenwinkel (*K* [*P*]);
2. durchwegs optisch positiver Charakter des Minerals (*K* [*P*]);
3. Lichtbrechung um 1.58, Doppelbrechung (nach Berek gem.) 0.007 (*K*, *P*);
4. deutlicher Pleochroismus α und β graugrün, γ fast farblos mit Stich ins gelblich Graugrüne (*P* [*K*]);
5. schwach anomale Interferenzfarbe: schmutziges Gelblichgrau bis liches Ockergelb (*P* [*K*]).
Dazu kommt:
6. dünnblättrige schuppige Ausbildung des biegsamen, lauchgrünen Minerals einerseits (*K*) und dessen innige Verwachsung mit Biotit andererseits (*P* [*K*]);
7. eine stets zu beobachtende, den Klinochlor charakterisierende Auslöschungsschiefe, die aber meist nur wenige Grade beträgt und sehr selten 10° übersteigt (*K*);
8. nach (001) eingeschaltete, durch die Auslöschungsschiefe erkennbare Zwillingslamellen (*K* [*P*]);
9. Neigung zu englamellarem bündelförmigen Wachstum (*P* [*K*]).

Viele dieser Chlorite zeigen trotz starker Verbiegungen klare einfache Kristallformen, erscheinen auch optisch nicht sonderlich gestört; meist aber sind sie optisch sehr stark undulös, was bei genauerer Betrachtung fast immer auf Stauchungen oder sonstige Einwirkungen mechanischer Art sich zurückführen läßt. Ein großer Teil erscheint einer totalen Zersäuerung und Zermahlung anheimgefallen.

Als Einschlüsse in den Granatholoblasten kommen neben den Chloriten der vorbeschriebenen Art auch solche vor, die offenbar anderer stofflicher Zusammensetzung sind. Sie erweisen sich als optisch negativ, n_α steht \perp (001), ihr Pleochroismus — γ und β grün, α fast farblos — ist kräftiger, die Doppelbrechung dabei merklich geringer, die anomale Interferenz ein liches ausgesprochenes Preußischblau und die Auslöschung der wenig deformierten Kristalle eine gerade. Längs der Spaltrisse der anscheinend auch weniger biegsamen Varietät scheiden sich gern Oxidhydrate des Eisens aus. Nach dem allen nähert sich das Mineral entschieden mehr dem Pennin, indem das Molekül des optisch stets negativen Serpentin am chemischen Aufbau sich hier stärker beteiligt und dadurch (nach der Auffassung Tschermaks¹⁾) auf die optischen Verhältnisse überwiegenden Einfluß gewinnt.

Es wurde schon früher darauf hingewiesen, daß die in den pleochroitischen Höfen verkörpert radioaktiven Erscheinungen bei den Gesteinen des Aufnahmegebietes relativ selten und im allgemeinen wenig ausgeprägt sind, dabei aber doch in jüngeren intrusiven Gesteinen wie

1) A. a. O., 99. Bd., S. 32.

den Apliten sich manchmal etwas deutlicher zeigen. Um so mehr verwundert es, daß in diesem albitisierten Granatchloritschiefer, dessen Werdegang physikalisch-chemisch zweifellos unter sehr extremen Bedingungen des umgebenden Feldes verlief, die Hofbildung namentlich bei den Chloriten sich vorzüglich erhalten konnte, was wiederum eine gewisse Analogie zu der bei den ultrabasischen Tiefengesteinen gemachten Beobachtung bedeuten würde. Man glaubt sogar schwache Ansätze zur Bildung trübungsfreier Innenhöfe zu beobachten. Den Kern der Höfe bildet fast ausschließlich der Zirkon, der auch mehrfach von den farblosen Gemengteilen, dann freilich ohne Hofbildung, eingeschlossen wird und in diesem Gestein überhaupt einen auffallend häufigen Nebengemengteil darstellt. An größeren, nach *c* prismatisch ausgebildeten Kristallen gestattet er auch Messungen des Gangunterschiedes, was im Einzelfalle Verwechslungen mit Monazit oder Xenotim ziemlich sicher ausschließt. Damit soll aber nicht etwa in Abrede gestellt sein, daß hoch lichtbrechende Substanzen von abweichender Stärke der Doppelbrechung ebenfalls als mit Höfen behaftete Kristallkörner im Gesteine Verbreitung haben.

Nun können diese Prismen und Körner hofbildender Minerale, ohne sich etwa der Richtung bester Spaltbarkeit des Wirkkristalles zu fügen, in ganzen Reihen angeordnet sein, so daß sie sich mit ihrer pleochroitischen dunklen Außensphäre auf dem grünen Untergrund des Mutterminerals wie lange, schwärzliche Raupen ausnehmen; ja, es kann vorkommen, daß im Falle einer sehr starken postkristallinen Verbiegung des Chlorits die länglich ausgebildeten Prismen teilweise mit umgebogen sind, ohne daß die Hofbildung dadurch beeinträchtigt wäre. Und wenn man diese naturgemäß oft und auf weite Strecken unterbrochenen Reihen aufmerksam verfolgt, findet man, daß sie im allgemeinen in gleicher Richtung laufen, auch die gleichen Biegungen mitmachen wie andere von mikrolithischen Glimmern gebildete Reihenzüge, die hauptsächlich innerhalb der farblosen Gemengteile sich allenthalben bemerkbar machen. Zirkone bilden, wie bekannt, als Erstausscheidungen granito-dioritischer Schmelzflüsse gern Einschlüsse in gewissen, später zur Ausscheidung gelangten Hauptgemengteilen wie den Glimmern, in denen sie als Äußerung radioaktiver Strahlung die pleochroitischen Höfe hinterlassen. In diesem glimmerreichen Granatchloritschiefer sehen wir sie also mit anderen Kristallen an der Besetzung gewisser im Gesteinsgefüge bevorzugter Parallelfächen, auch *s*-Flächen genannt, in stärkerem Maße beteiligt. Diese im vorliegenden Falle genetisch höchst bemerkenswerte Erscheinung nennen wir mit Sander Interngefüge mit reliktischem und, wie wir sehen werden, unverlagertem *s*.

Hauptpartner des Chlorits im Gefügebild ist der Biotit. Beide Mineralien zeigen sich in einer oft bis zur Grenze der mikroskopischen Deutlichkeit reichenden feinlamellaren Wechsellagerung, wobei insbesondere der Biotit es ist, der je nachdem zu haardünnen Blätterlagen mit winzigen durchlaufenden Sekundärfältelungen reduziert sein kann. Nicht minder häufig fügen sich beide Mineralarten mit kienspanartigen Zuspitzungen und wenig verschwommenen Grenzen ineinander. Im

allgemeinen aber gewinnt man doch den Eindruck, daß beide Mineralarten größere Komplexe bilden, wo dann das eine oder das andere Mineral weitaus die Vorherrschaft hat. Im Druckschatten der Granatloblasten vereinigen sich balkenartig geformte Biotite auch gern zu einem Haufwerk. Je deutlicher und feiner aber die lamellare Verwachsung mit dem Chlorit sich ausprägt, um so mehr lagern sich die Biotite, eine in der Regel stark gewellte bis spitz gefaltete *s*-Fläche bildend, einander parallel. Hier sind sie dann häufig durch entsprechende Biegefaltungen, also durch zweifellos postkristalline mechanische Beanspruchung deformiert. Diese Art mechanischer Umformung ist an denjenigen Biotitkriställchen, welche innerhalb der farblosen Gemengteile die gebogenen Flächenscharen vorzeichnen, kaum mehr wahrzunehmen, dagegen deuten deren fetzenförmige Umrisse darauf hin, daß sie bei der Kristallisation des umgebenden Mediums substantiell stark reduziert wurden. Dieses interne *s* scheint gegenüber dem von den großen Biotit- oder Chloritkristallen gebildeten *s*, an dessen Vorzeichnung auch längliche, in sich geschlossene feinmaschige Bündel von Serizit sich beteiligen, kaum verlegt oder verlagert zu sein. Eines läßt sich jedenfalls jetzt schon sagen: Die mechanische Kräfteeinwirkung, welche schließlich zu jener intensiven, dem Granatmuttergestein das Gepräge gebenden Verfältelung geführt hat, fand die Gesamtmasse der Glimmer- und Chloritminerale bereits im kristallisierten Zustande vor, und zwar zu einer Zeit, da die Umwandlungen in Chlorit, welcher im Gestein das Höchstmaß mechanischer Einwirkung zur Schau trägt, bereits erfolgt waren.

Der Rest der granatfreien Masse des Gesteins, etwa 25 Volumprozent, wird von den farblosen, schwach licht- und doppelbrechenden Gemengteilen eingenommen, unter denen ein albitischer Plagioklas, dessen Brechungsstärke derjenigen des Oligoklases nach unzweideutigem Verhalten der Beckeschen Linie bereits nahe kommt, die Menge des Quarzes erheblich überwiegt. Dieser „Albit“ bildet entweder unregelmäßig umgrenzte, mehr oder weniger einheitliche Felder mit oft vorhandener, aber meist nur ganz undeutlicher Zwillingsstreifung und ist durch serizitartige, optisch nicht weiter feststellbare Einschlüsse wie auch opazitische Bestandteile getrübt. Mikrolithenschwärme nach Art der oben bei den Intrusivgesteinen beschriebenen gibt es hier nicht. Auch Zoisitminerale scheinen völlig zu fehlen. Der meist etwas undulose und auch sonst in seinem Innenbau gestörte Feldspattypus ist durch unmerkliche Übergänge mit einem zweiten genetisch jüngeren Typus albitischen Feldspates verbunden, der das erwähnte Phänomen der internen Relikttextur deutlicher zeigt. Die stets gebogene *s*-Fläche wird hier der Hauptsache nach durch jene oben beschriebenen Schüppchen und schlecht ausgebildeten Leistchen des Biotits gekennzeichnet, welche in Parallelketten sich lose aneinander reihen und genetisch kaum auf gleicher Stufe stehen mit jenen feinsten Serizitbildungen, welche hier als dünne Häutchen die Intergranulare des Feldspataggregates bilden und eine gerade hier vielleicht besonders bezeichnende Verglimmerungserscheinung darstellen. Je weiter sich diese Biotitschnüre von den Komplexen der lichten Gemengteile entfernen,

um so kompakter und grobkörniger entwickeln sie sich, um schließlich in die normalen Chlorit-Biotitzüge überzugehen, anderseits vermögen sie in der oben S. 625 beschriebenen mikrolithischen Ausbildung die von den trübungsfreien Albitkörnern eingenommenen Aggregate ganz ohne Rücksicht auf die jeweilige Richtung der enggescharten und unversehrt geradlinigen Zwillinglamellen zu durchsetzen.

Im allgemeinen bildet dieser Feldspat, was genetisch von Bedeutung, zwischen den schmalen, sehr oft spitz zulaufenden Lücken und Zwischenräumen der Chlorit-Glimmeraggregate eine klare mehr oder weniger einheitliche Füllsubstanz. In dem aus zäherer Masse auskristallisierten Quarz erscheinen die Biotitzüge des unverlegten reliktschen *s* dünner besetzt und weiter auseinander gerückt.

Ein ebenfalls farbloses, anscheinend schuppig ausgebildetes Mineral von der Lichtbrechung des Quarzes fällt trotz seiner geringen Größe und seines sporadischen und spärlichen Auftretens durch hohe Interferenzfarben auf, die etwa einem $\Delta = 0.02-0.03$ entsprechen. Bei dem Mangel weiterer einwandfreier Merkmale erscheint es angebracht, mit Vermutungen zurückzuhalten.

Von den opaken Mineralien, welche das mikroskopische Bild des Muttergesteins vervollständigen, steht das Titaneisen an erster Stelle; Körnchen des Rutil sind ihm mitunter beigeiselt. Magneteisen bildet hauptsächlich ein Ausscheidungsprodukt des Biotits. Aber auch sonst finden sich im Gestein, u. zw. vornehmlich innerhalb der lichten Gemengteile, opake Körner oder Schuppen, die etwas an graphitische Substanz erinnern, aber an die *s*-Flächen des Gesteines, was bei kohlenstoffhaltigen Partikeln am ehesten zu erwarten wäre, nicht gebunden sind.

An Porphyroblasten oder Großholoblasten, wie man sie hier richtiger nennen könnte, führt das Gestein nur eine Mineralart, d. i.:

b) Der Almandingranat.

Dieser hat fast durchgehends Rhombendodekaederform und nähert sich in dieser Kristalltracht bei ausgesprochenem Mangel an Kombinationsformen nicht selten dem Idealkristall. Im Dünnschliff läßt er eine lichte, fleischrote Tönung aufs deutlichste erkennen. Da C. Klein in seiner Arbeit über den Granat¹⁾ für seine Untersuchungen jeweils nur vollständig auskristallisierte, wohlausgebildete und möglichst einschlußarme Exemplare verwendet hat, darf angenommen werden, daß sein „dodekaedrischer Almandin vom Zillertal“ einem der vorstehend beschriebenen Chloritschieferorkommissionen entstammt. Wenn Klein nun weiterhin feststellt, daß gerade dieser Almandin unter allen von ihm untersuchten Granaten sich als der einschlußreichste erwiesen hat (a. a. O., S. 150, Anm. 1), so wird man hier auf das relative Moment besonderen Nachdruck zu legen haben. In einem an Granaten so ungemein reichen Gehiet, wie es der Obere Zemmgrund ist, trifft man beispielsweise fast alle erdenklichen Ausbildungsformen jener Mineralart an. So wird der zweite Teil dieser Arbeit mit Almandingranaten bekannt machen, die nur mehr aus einem dünnen, eine Sichel falte darstellenden

¹⁾ Neues Jahrbuch für Mineralogie, 1884, I., S. 107, 150.

Granatskelett bestehen. Von derartigen Kristallisationen ganz abgesehen, wird man G. Gasser immerhin beipflichten dürfen, wenn er gegenüber den gewöhnlichen, meist auch etwas Kalk und Magnesia führenden Eisentongranaten, wie sie in diesen Tauerngesteinen so massenhaft verbreitet sind, die Reinheit jener Zillertaler Granatvarietät besonders hervorhebt. Dabei mag schon an dieser Stelle auch darauf hingewiesen sein, daß die Knötchen gewisser Graphit führender Glimmerschiefer aus der Greiner Serie Almandine verbergen, die nach dem mikroskopischen Befunde in bezug auf Vollkommenheit der Kristallausbildung und Reinheit der Substanz von den Granatholblasten der hier beschriebenen Lagerstätten bei weitem nicht erreicht werden.

Um die von C. Klein auch an den Zillertaler Granaten wahrgenommene und nicht auf anisotrope Einflüsse zurückgeführte Felderteilung beobachten zu können, müßte man wohl besonders regelmäßig entwickelte Kristalle und kristallographisch eigens dafür orientierte Präparate zur Verfügung haben. Im Dünnschliff des Gesteins beobachtete ich an den Almandinen immer nur vollkommene optische Isotropie.

Von Einschlüssen, deren es in der Tat nicht wenige in diesen Großholblasten gibt, wären folgende zu nennen:

Erstens das nach Zepharovich¹⁾ schon von Kobell im Almandin des Zillertals als Einschluß entdeckte Magneteisen, welches in vorzüglich ausgebildeten Oktaederchen, aber auch in zusammenhängenden kleineren Komplexen bei höchst unregelmäßiger Verteilung hier auftritt. Auch die Anwesenheit von Titaneisen, das mit Rutil eng vergesellschaftet ist, läßt sich nicht bezweifeln. Opazitischer Staub, mehr auf Risse des Mutterminerals verteilt, sei ebenfalls erwähnt.

Besonders beachtenswert, obschon weniger auffallend, sind farblose, kurzprismatische bis säulige und dem Apatit sehr ähnliche Kriställchen, die aber bei lockerer Besiedelung ganze Kolonien bilden können. Die Stärke der Lichtbrechung liegt nur sehr wenig unter derjenigen des Almandins. Es sind aber nicht so sehr die stärkere Licht- und schwächere Doppelbrechung, welche das zwar ebenfalls gerade auslöschende und in der Hauptzone optisch negative Mineral vom Apatit unterscheiden, als vielmehr die immer wieder sich zeigenden rechteckigen Abstumpfung des Längsprismas durch eine wohlentwickelte Basis als herrschende Endfläche, wie sie besonders für Vesuviane charakteristisch ist. In Schnitten annähernd senkrecht *c* zeigt der dann in der Regel auch rechteckige Umriss mitunter kurze Abstumpfung, hervorgerufen durch schmal ausgebildete Flächen, die bei tetragonaler Auffassung und der für Vesuviane üblichen Aufstellung mit {100} identisch wäre. Alles das zusammengenommen deutet sehr auf dieses Kalktonerdesilikat hin, zunal bei der Art des Auftretens auch der Chemismus diese Annahme stützt.

Die genauere Aufzählung und Beschreibung der Einschlüsse mag deshalb nicht ohne Interesse sein, weil damit vielleicht doch für unsere Anschauungen über den Ablauf der Groß-Holblastenbildung gewisse Anhaltspunkte gewonnen werden, nachdem nun einmal das

¹⁾ Zepharovich, Min. Lexikon für das Kaisertum Österreich, Bd. II, S. 138.

Bedürfnis zu solchen Vorstellungen, für welche der von F. Rinne eingeführte grundlegende Begriff der Sammelkristallisation überaus befruchtend war, bei eingehender Betrachtung des natürlichen Objekts immer wieder von neuem angeregt wird. Um zunächst über die räumlichen Verhältnisse eine einigermaßen brauchbare Vorstellung zu geben, mag eine summarische Schätzung, etwa dahingehend, daß die Einschlüsse 8—15 % des Rauminhaltes ihres Wirkkristalles einnehmen, hier genügen. Davon entfallen rund drei Viertel auf die nunmehr an dritter Stelle zu erörternden Einschlüsse aus der Chlorit- und Glimmergruppe. Dem Chlorit kommt auch hier wiederum die Vorherrschaft zu. Bei beiden Mineralarten erreicht die durchschnittliche Kristallgröße nicht ganz diejenige, die für die Hauptmasse des Muttergesteins sich als maßgebend erwies. Damit ist bereits gesagt, daß jenes oben erwähnte durch Biotitmikrolithe und Zirkone, hauptsächlich aber durch erstere besetzte reliktsische *s*, also im Dünnschliffbilde die Spur der Schieferungsflächen des Tektonits, in den Granat nicht mehr eintritt. Auch im Habitus der beiden Mineralarten — englamellare Wechsellagerung, Umwandlungserscheinungen, starke Biegefaltung und Stauchung, optische Störung usw. — bestehen außerhalb und innerhalb des Holoblasten keine Unterschiede, abgesehen davon, daß ein Teil der im Wirtmineral auftretenden Chlorite, wie bereits früher (S. 624) hervorgehoben, starke optische Anomalie aufweist, auch bei sehr homogener Beschaffenheit mechanische Beanspruchung kaum erkennen läßt, und überhaupt einer andern, wohl später noch auskristallisierten Chloritvarietät anzugehören scheint. Wichtig ist auch die Tatsache, daß die pleochroitischen Höfe der Chlorite und Biotite innerhalb wie außerhalb des Granatholoblasten zu beobachten sind.

Endlich spielt als Einschluß der albitische Feldspat — soweit verzwillingt mit völlig ungestörtem Lamellenbau — eine zwar nur mehr untergeordnete Rolle, wozu sich dann noch in spärlichen Ausscheidungen der Quarz gesellt. Weißer Glimmer hat sich im Holoblasten nicht angesiedelt, wohl aber das ihm etwas ähnliche, doch ungleich schwächer doppelbrechende und hier allenfalls Füllmasse bildende dubiose Mineral (S. 627).

3. Zur Frage der Entstehung.

Die Einlagerung der Glimmer und Chlorite nebst den magnesiafreien Gemengteilen im Abmandingranat ist nicht ganz willkürlich, sondern erstreckt sich ungleich mehr auf die Klüfte des Holoblasten, der längs dieser feinen Zufuhrwege von Scharen sich selbst annähernd rechtwinklig kreuzender Diagonalrisse durchsetzt zu sein pflegt. Dagegen sitzen die Nester des Magneteisens, besonders aber auch die kleinen Vesuviankristalle fast durchwegs in den unversehrten Partien des Mutterminerals. Die mineralerfüllten Klüfte sind alles eber als glattwandig und demgemäß sehr ungleichmäßig vom fremden Material besetzt, dessen unverkennbare Tendenz es ist, sich längs der querlaufenden Haarrisie auszubreiten. Das nach außen hin rasch feiner und dünner werdende Netz dieser Haarrisie begleitet die Klüfte wie eine Art Kontaktzone, so daß seine Entstehung mit dem Wachstum der hier

auftretenden Kristalleinschlüsse irgendwie in Zusammenhang gebracht werden muß. An der räumlichen Orientierung der Chlorit- und Biotitindividuen ist keine Regelmäßigkeit festzustellen; wohl aber erkennt man bei diesen Kristallgebilden das Bestreben, mit ihren Blattpaketen auf ebener, glatter, im Schlift in der Regel als Spaltlinie erscheinenden Fläche hochkant aufzuwachsen und in den dieser Flächenlage abgewandten Richtungen sich fächerförmig zuzuspitzen.

Die Umrandungslinie der Granaten selbst kann nach dem mikroskopischen Bilde überaus unregelmäßig verlaufen, aber auch hier macht sich in den tieferen Einbuchtungen, und zwar hauptsächlich bei der magnesiaärmeren Chloritart, jenes fächerständige, mit der Fächer Spitze nach außen gerichtete Wachstum geltend. Das spricht im allgemeinen gegen die an sich plausible, allerdings durch die Beobachtung wenigstens teilweise gestützte Annahme, daß nämlich der wachsende Porphyroblast hier durch einfaches Beiseiteschieben der Kristalle des umschließenden Mediums sich für seine Größenentfaltung Platz geschaffen habe. Der Chlorit als das gegen mechanische Beanspruchung offenbar nachgiebigere und wohl auch rekristallisationsfähigere Mineral hat im Gefügebild gegenüber dem Biotit öfters das Ansehen einer gewalkten Masse. An allen Randunebenheiten des Granats erscheint er denn auch mit diesem innig verschweißt, was sich beispielsweise aufbereitungstechnisch insbesondere darin äußert, daß die knolligen Granatkristalle von ihrer grünen Umhüllung äußerst schwer zu trennen sind. Die Biotite dagegen sind bei Annäherung an die Kristallkanten des Granats mehr oder weniger stark verhogen oder zerschlossen; die Hauptmasse der Biotitspäne allerdings fügt sich mit ebenen unversehrten Flächen dem Granatrande an, wobei allerdings sehr oft eine Lage von Feldspat- oder Quarzsubstanz sich dazwischen schiebt. Diese farblose Masse greift in die Einfräsungen des Granatkristalles wie im Fluß erstarrt ein.

Gerade bei einem regulär kristallisierenden Großholoblasten könnte man sich weiterhin vorstellen, daß innerhalb des Wachstumsbereiches eines solchen Kristalles die Sammelkristallisation selbst wieder von verschiedenen Kristallisationszentren ihren Ausgang nimmt und die sich ausscheidende Substanz aus mehreren ständig wachsenden Teilindividuen sich allmählich zu einem einheitlichen Holoblasten zusammenschließt, was in unserem Falle zunächst die fächerförmigen Wachstumsformen der Magnesiumsilikate, dann aber auch deren teils regellose, teils von ebenen Flächen des Granatinnern ausgehende Einlagerung, vor allem aber die eigenartige Rißbildung beiderseits der mit fremdem Material stärker besetzten Lagen erklären würde.

Wollte man versuchen, sich rekonstruktiv über den Ablauf all dieser Vorgänge, soweit sie umformender und umwandelnder Natur sind, Rechenschaft zu geben, müßte man wohl von folgenden durch die Beobachtung gesicherten und hier zusammenfassend wiederholten Grundtatsachen ausgehen:

1. Chlorit ist von den Hauptgemengteilen der am stärksten deformierte,

2. Der größere Teil der albitischen Feldspäte ist, Fällmasse bildend, zeitlich letzte Kristallausscheidung und äußerlich frei von mechanischer Einwirkung.

3. Biegefaltung von Biotit und Chlorit erfolgte nach Kristallisation dieser Hauptgemengteile.

4. Das mit dieser Biegefaltung konforme, also durch Faltung deformierte interne tektonische *s* ist Reliktgefüge und voralbitisch.

5. Serizitbildung an den Feldspaträndern.

6. Granat-Holoblasten.

a) Sie zeigen kein internes relikthisches *s*.

b) Sie enthalten unter anderm Einschlüsse der Gemengteile 3. Diese haben

1. pleochroitische Höfe, sind also primär; sind

2. auch sonst in ihren Eigenschaften gegenüber 3 unverändert; haben

3. Wachstumsrißbildung im Wirtmineral verursacht.

c) Sie sind randlich lädiert, verschweißt mit Chlorit und albitisch infiltriert.

Daraus ließe sich etwa folgern:

I. Die Umwandlungen begannen mit der Chloritbildung, in diesem Falle vielleicht infolge frühthermaler Zufuhr von H_2O . Hand in Hand damit ging der nunmehr auf das Gestein wirkende erhöhte Druck, welcher später, nachdem die als lange dauernd anzunehmende Chloritisierung (des Biotits, der Hornblende [?]) der Hauptsache nach abgeschlossen war, unter Auflösung stärkerer Teilbewegungen zur Fältelung des Gesteins (III) geführt hat.

II. Zunächst nur Herausbildung oder Verstärkung des Parallelgefüges. Gestein wird zum Tektonit. Frühzeitiger Beginn (Volumenregel!) des Granatwachstums, das bei geeigneter und hier anzunehmender Umsetzungsmöglichkeit der Nachbarsilikate ein internes *s* nicht entstehen läßt und um so mehr erleichtert wird, je vollkommener sich das Parallelgefüge tektonisch entmischt. (Nachweisbar an Beispielen aus der Schieferzone mit mehr oder weniger disperser [graphitischer] Nachbarschaft.) Granat vervollständigt sich unter gelegentlicher Aufnahme der Gemengteile 3 zum Großholoblasten. Chloritbildung der Hauptsache nach vollendet; postkristalline Regelungen finden weiter statt (vgl. Nebengestein).

III. Die durch Streß verursachten Bewegungen führen unter Mitwirkung des von den Großholoblasten geleisteten Widerstandes zur *s*-Fältelung, verbunden mit Biegefaltungen der Biotite, Chlorite, (Zirkone), wie auch zu Randfrakturen der Granaten. Nunmehr Ende jeder äußerlich nachweisbaren chloritischen Kristallisation.

Unter Natronzufuhr an annähernd gleichmäßig verteilten Umsetzungscentren Freilegung deformierter relikthischer, mit Biotit hesetzter *s*-Scharungen. Alhitische Infiltration bis in die Ausbuchtungen der Holoblasten.

IV. Serizitische Deformationsverglimmerung der Feldspäte.

Man könnte schließlich noch der Frage näher treten, welcher primäre Gesteinstypus es war, dem das heute vor uns liegende Produkt hochgradiger Metamorphose zuzurechnen wäre. Der Versuch, darauf eine Antwort zu geben, wird sich vorerst noch im Bereich des rein Hypothetischen bewegen.

Am Vorkommen des Roßbruggs zeigen sich nun im mikroskopischen Bilde des Nebengesteins, das den unmittelbaren Kontakt mit dem Granatchloritschiefer bildet, bemerkenswerte Eigentümlichkeiten. Anscheinend aus dem hier etwas vergneisten und ziemlich granatreichen Tonalit der unmittelbaren Nachbarschaft hervorgehend, steht dieses Gestein zu dem der Granatlagerstätten selbst trotz ebenfalls starker Chloritführung und hochgradiger Deformation in einem sehr auffälligen Gegensatz. Rein petrographisch ließe sich das feinlaminierte Gestein etwa als Chlorit-Biotitgneis bezeichnen. Daß es in allen seinen Teilen von Granaten frei zu sein scheint, sei hier gleich vorweggenommen. Die sehr reichliche und feinkörnige Quarz-Feldspatmasse wechselt mehr oder weniger lagenweise mit den Magnesiasilikaten, unter denen der Biotit hinter dem Chlorit beträchtlich zurücksteht. Auch unter diesen beiden Mineralarten selbst hat sich hier bis zu einem gewissen Grade eine ähnliche Sonderung vollzogen. Die „Biotitlagen“ führen einen dünnspänigen braunen, durch den gewohnten starken Dichroismus charakterisierten Magnesiaglimmer, welcher indes trotz seiner hier unbestrittenen Vorherrschaft vor dem Chlorit vielfach mit diesem lamellar verwachsen ist oder deutliche Anzeichen einer Chloritisierung zeigt. In den Faltschenkeln sieht man seine nach der Basis geradlinig und scharf begrenzten Kristalle zu dichten, straffen Bündeln gehäuft; im Sattelpbereich der *s*-Fläche dagegen, wo die Biotite stets nur kleinere kurze Kristallformen aufweisen, erscheint das gefaltete *s* nur mehr in loser Anordnung nach dem Prinzip der Abbildungskristallisation von ihnen besetzt. Biegefaltung dieser Kristalle kommt vor, gehört aber hier keineswegs zu den charakteristischen Erscheinungen. Auch pleochroitische Höfe, im Granatmuttergestein so häufig, vermißt man hier. Teilweise sind die Biotitzüge ganz durchspickt von grobkörnigen Kristallen der Epidotgruppe, wobei der Klinozoisit wiederum weitaus an erster Stelle steht. Dichte, von den Glimmern linsenförmig umgrenzte Anhäufungen solcher Epidote, die unter sich nur mehr durch eine spärliche Feldspatmasse verkittet sind, beweisen die Entmischung ausgewalzter Plagioklase.

Die im Vergleich zu den Biotitlagen kompakteren und mehr die inneren Partien der *s*-Falten einnehmenden Lagen des Chlorits zeigen im mikroskopischen Bilde Ansätze, in reine, fast monomikte Chloritaggregate überzugehen. Insofern muten sie in diesem makroskopisch hellgrauen, immerhin einen Gneistypus repräsentierenden Grenzgestein wie fremdartige Bestandteile an, was sie vielleicht, nachdem es sich hier um Bildungen am Salband handelt, zum Teil auch sind. Zunächst zeigt dieses Chloritmineral in hervorragender Weise eine optische Eigenart, wie sie sonst in chloritführendem Gestein nur gelegentlich und weit weniger charakteristisch sich bemerkbar macht. In Schnitten quer zu (001) erscheinen seine Kristalle unter gekreuzten Nicols bei normaler

Schliffdicke in einem beispielsweise vom Preußischblau eines optisch anomalen Pennins durchaus verschiedenen, tief dunklen, prächtigen Blauviolett, das am ehesten dem Violett gewisser Veilchenarten gleicht, in der Ostwaldschen Farbenskala aber kein vollkommen reines Äquivalent zu haben scheint. In den Faltenkernen ist ferner beim Chlorit eine offenbar tektonisch bedingte kristallographische Umstellung der in den Faltenbögen sich nicht anders wie die Glimmer verhaltenden Kristallblätter beachtenswert. Das ist in besonders ausgeprägter Weise dann der Fall, wenn an solchen Faltungskomplexen, etwa an der Basis von Faltenkernen, Abscherungen stattgefunden und längs solcher Scherflächen sich dichte, oft schon bei mäßig starker Vergrößerung das ganze Gesichtsfeld einnehmende Chloritaggregate gebildet haben, in welchen dann die Gesamtheit der Einzelindividuen in einer geradezu abrupten räumlichen Umstellung ihrer *c*-Achsen sich präsentiert. Man erkennt das daran, daß die Chlorite in diesem dichten homogenen Mosaik bei annähernd gleicher Korngröße nun auf einmal rundliche oder isometrische Umriss aufweisen, ferner ihr liches schwach bläuliches Grün beim Drehen des Objektisches, ohne den starken Pleochroismus völlig zu verleugnen, nicht wesentlich verändern, endlich aber als optisch fast einachsige, sehr schwach doppelbrechende Kristalle unter gekreuzten Nicols nur äußerst schwache Lichtinterferenzen anzeigen, was sich hier in einem manchmal ins Bräunliche hinüber spielenden, eigentümlichen Schwarzviolett äußert.

Das sprunghaft Unvermittelte solcher Umstellungen wird weniger überraschen, sobald man Klufmineralbildungen ins Auge faßt, wie sie beispielsweise in den Serpentinbereichen des Aufnahmegebietes anzutreffen sind, wo zentimeterdicke Blätterlagen eines Chloritaggregates mit scharfer Grenzfläche um nahezu 90° gegeneinander verwendet sein können. Doch handelt es sich da um Wachstumsregelungen, wie Sander diese Gefügeanisotropien seit jeher bezeichnet hat.¹⁾ Jedenfalls geben schon die Erscheinungen im tektonischen Gestein der Granatlagerstätte eine gute Vorstellung, wie leicht und widerstandslos gerade der Chlorit als Kristall einer mechanischen Beanspruchung sich fügt.

Bei kinematischer Betrachtungsweise würde das in unserem speziellen Falle bedeuten, daß im Kern von *s*-Falten, mehr aber noch in den damit verwandten Bereichen rollender Umformung,²⁾ die unter besonderen Umständen zu einer stengeligen Ausbildung des Gesteines führt, die Chlorite sich mit der Zonenachse ihres Vertikalprismas parallel der *B*-Achse des *B*-Tektonits umzuregeln imstande sind. Mit den bekannten geometrischen und physikalischen Eigenschaften des Minerals wäre das sehr wohl vereinbar.

Eine weitere Eigentümlichkeit, der wir im Gefügegebilde des Nebengesteins allenthalben begegnen, könnte unter Umständen für die obige Fragestellung von einiger Bedeutung sein. In jenen Faltenbändern, wo der Chlorit gewissermaßen das Feld beherrscht, hat sich die Mehrzahl

¹⁾ B. Sander, Gefügekunde der Gesteine, Wieu 1930, S. 152. Vgl. auch O. Schmidegg, Über geregelte Wachstumsgefüge. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wieu, Bd. 78, S. 1.

²⁾ B. Sander, a. a. O., S. 50 ff.

der Biotite wucherungsartig und dabei etwas an Hornblendegarben erinnernd im Haufwerk der farblosen Gemengteile eingenistet und zeigt im senkrecht zur Faltenachse geschliffenen Präparat nur mehr die Form winziger schmaler Leisten von kaum 0.2 mm Durchschnittslänge. Diese dem Mikrolithenformat sich bereits nähernden Gebilde liegen teils parallel nebeneinander gereiht wie kurz gezogene Striche einer Schraffur, teils strahlig angeordnet ähnlich den Fingergliedknochen eines Handskeletts, teils aber auch — dies ist ein besonders häufiger und bezeichnender Fall — angehäuft innerhalb eines gerundeten, dabei aber meist zwiebel-förmig ausgeschwänzten und von optisch stark gestörter Quarz-Feldspatmasse eingenommenen Raumes. Dieser selbst wird in der Regel von entsprechend gebogenen, also postkristallin deformierten Chloritblättern eingefasst, was dem Ganzen das Aussehen eines wirbelförmigen Gebildes verleihen kann, zumal wenn die vom farblosen Grund sich dunkelbraun abhebenden Glimmertäfelchen in gelockerten Abständen sich peripherisch aneinanderreihen; allerdings beobachtet man in Anbetracht der hiefür zufälligen Schnittlage des Dünnschliffes nicht weniger häufig eine mehr oder weniger divergentstrahlige oder auch ganz unregelmäßige Anordnung der Biotite. Selten, daß in diesen Kugelaggregaten nicht auch Körner anderer Mineralarten, so vor allem Klinozoisit und Titanit, sich eingeschlossen finden, von denen das Kalzium-Silikotitanat in diesem Gestein überhaupt eine ungewöhnlich starke Verbreitung hat.

Es wird sich nicht bestreiten lassen, daß hier auffallende Ähnlichkeiten mit gewissen, ursprünglich blasig ausgebildeten Lamprophyrvarietäten vorliegen, wie man sie in der Literatur als Kugelminetten bezeichnet hat und die für das Salband jener biotitreichen Schizolithen als charakteristisch angesehen werden. Besonders die stereotypen Mineralkombination der Ausfüllungsmasse Quarz-Feldspat-Titanit erscheint beachtenswert. Nachdem die primäre Blasentextur der Kugelminette im allgemeinen als erwiesen gilt, wird man sie in unmittelbarer Salbandnähe eines Tektonits auch in allen Größenverhältnissen und allen möglichen Arten der Verformung und Umwandlung erwarten dürfen.

Das Muttergestein der Granaten ist, wie wir gesehen haben, überaus reich an Chlorit und Biotit, und vom Chlorit können wir mit ziemlicher Sicherheit annehmen, daß er hier zum großen Teil aus Biotit hervorgegangen ist. Bei der bekannten Neigung biotitreicher Lamprophyre zu stärkerer Metamorphose und Zersetzung wie auch zu schlieriger Entwicklung und wenig anhaltender räumlicher Erstreckung darf es nicht wundernehmen, daß in so stark dislozierten Gebieten, wie es die Alpen sind, solche Lamprophyrtypen bis jetzt nur in geringer Zahl mit Sicherheit festgestellt werden konnten. Nun wäre in Anbetracht der die großen Plutonitmassive im allgemeinen charakterisierenden stofflichen Variabilität der basischen Nachschübe die Annahme kaum von der Hand zu weisen, daß in einem von basischen Gängen so stark durchsetzten Intrusionsbereich, wie es derjenige des Oberen Zemmgrundes ist, unter den basischen Bestandmassen sich auch solche befinden, die als ursprüngliche Lamprophyre von anderer als kersantit-spessartitischer Zusammensetzung eben noch nicht erkannt sind.

Unter den zum Minettetypus gerechneten Lamprophyren der Zentralalpen werden solche mit Hornblendeführung erwähnt.¹⁾ Sofern es sich nun im vorliegenden Falle wirklich um ein minetteartiges Ganggestein handeln sollte, wäre eine Beteiligung der Hornblende, die übrigens dann gern in der Form schlanker Säulchen auftritt, von vorneherein ebenso diskutabel, wie die stets wiederkehrende Umwandlung des Amphibols in Biotit in dieser Gesteinsprovinz als eine unbestreitbare Tatsache angesehen werden muß. Wo aber Hornblende in Biotit sich umwandelt, wird das, schon um den für die Biotitneubildung erforderlichen Kaligehalt bestreiten zu können, auf Kosten eines hier als primär vorhanden anzunehmenden Kalifeldspats vor sich gehen. Um derartige Erwägungen mit nachdrücklicherem Erfolg anstellen zu können, wäre natürlich eine Zugrundelegung verlässiger Analysenwerte doppelt erwünscht, obschon gerade hier mit stofflichen Ab- und Zuwanderungen — man denke an die gewissermaßen nur den Schlußakt bildende Albitisierung — in ziemlich weitgehendem Maße gerechnet werden müßte. Übrigens läge bei dem Auftreten spindelförmiger kompakter Serizitlagen im Granatmuttergestein die Annahme früherer Anwesenheit von Kalifeldspat einigermmaßen nahe.

Auch gewinnt die hier zu beobachtende Intensität und örtliche Gebundenheit der Chloritisierung an Anschaulichkeit, sobald wir die Vorstellung uns zu eigen machen, daß diese Vorgänge auf Wegen des magmatischen Nachschubs sich vollzogen haben, wo also obendrein neu sich bildende oder neu geschaffene Inhomogenitäten in der Gesteinsmasse jedem Disklokationsbestreben orogenetischer Bewegungen nebst deren Begleiterscheinungen förderlich sein mußten.

Was nicht zuletzt der Annahme einer sedimentären Natur des Granatlagerstättengesteines entgegen zu stehen scheint, ist, wie bereits angedeutet, das auffallend häufige Auftreten des Zirkons und der ihn umgebenden pleochroitischen Höfe. Bei einem basischen Schmelzfluß, der ohnedies zu reichlicherer Kristallisation magmatischer Fröhausecheidungen wie Biotit oder Hornblende führt, dürfen wir auch eine ergiebige Förderung des Zirkons erwarten; finden wir nun dessen Kristalle wie hier lagenweise angereicht und ohne Rücksicht auf Spaltbarkeitsflächen des Wirtminerals von diesem unter Erhaltung der pleochroitischen Höfe eingeschlossen, so möchte man annehmen, daß jener Mineralverband ein primärer ist. Dies würde weiterhin zu der Vorstellung hinleiten, daß die magmatischen Erstausscheidungen in Gestalt des Zirkons durch liquidmagmatische Strömung in diese Lage gebracht wurden, was mit der Art lamprophyrischer Spaltenfüllung durchaus vereinbar wäre.

Trotzdem erscheinen mir heute die hier vorgebrachten Untersuchungsergebnisse und Argumente für die Beantwortung jener oben gestellten Frage nicht ausreichend. Bestenfalls können sie Anregungen sein, die aber bei dem exzeptionellen Charakter des Mineralvorkommens vielleicht doch Beachtung finden und dadurch eine Lösung des interessanten Problems herbeiführen helfen.

¹⁾ O. Fischer, Intrusivgest. usw. (Mittl. Aarmassiv), Tsch. M. P. M., Bd. 24, S. 45 und 74.

Inhaltsübersicht.

	Seite
Vorwort	533
Einleitung	534
I. Landschaftlich geologischer Überblick an Hand der Karte	539
II. Physiographie der Gesteine (Erster Teil)	543
A. Gebiet der ungeschieferten Intrusivmassen	543
I. Allgemeines	543
II. Die leukokraten massigen Tiefengesteine	548
a) Über den Granit	549
b) Mikroskopisches Bild der leukokraten Tiefengesteine	551
1. Der Quarz	551
2. Der Plagioklas	552
a) Die Mikrolithenschwärme	553
b) Stoffliche Zusammensetzung und Morphologisches	558
3. Der Kalifeldspat	561
4. Glimmer und Hornblende; Nebengemengteile	564
c) Einteilung in Gesteinstypen	568
d) Das Gefügebild	569
1. Allgemeines	569
2. Zur Ursache der Kornzerkleinerung und Grusbildung	573
3. Zur Entstehung der Mikrolitthenbildung in den Plagioklasen	577
III. Die melanokraten, massigen Tiefengesteine und die Umwandlung der ultra-basischen Differentiate	585
IV. Leukokrate Ganggesteine und ähnliche Bildungen	591
1. Allgemeines	591
2. Aplite	593
3. Pegmatite und sonstige Gangbildungen	594
4. Zur zeitlichen Folge der magmatischen Nachschübe	596
5. Kristallnester	603
V. Lamprophyre und basische Bestandmassen	605
1. Allgemeines	605
2. Melanokrate Bestandmassen	607
3. Physiographie der Kersantite und Spessartite	613
VI. Granatlagerstätten	621
1. Allgemeines	621
2. Physiographie des Granatchloritschiefers	623
a) Das Muttergestein	623
b) Der Almandingranat	627
3. Zur Frage der Entstehung	629
Angaben zu den Abbildungen.	

Tafeln

Fig. 1

Deformation und Korrosion im Granit der III. Hornspitze. Biotit mit Querstriemen der Druckfigur und Titanitausscheidung. Die durch Korrosion abgetrennten Fragmente des Glimmers durch Brücke von Quarz (weiß) verbunden mit Kalifeldspat (gestrichelt) unter Beibehaltung der primären Lage.

Vergr. 154mal

Fig. 2

Plagioklasentmischung. Klinozoisit (punktiert), Glimmer und andere Mikrolithe, darüber strauchartige Wucherung von Kristallskeletten vermutlich der Zoisitgruppe als Einschlüsse im Albit-Oligoklas des Granits der III. Hornspitze.

Vergr. 420mal

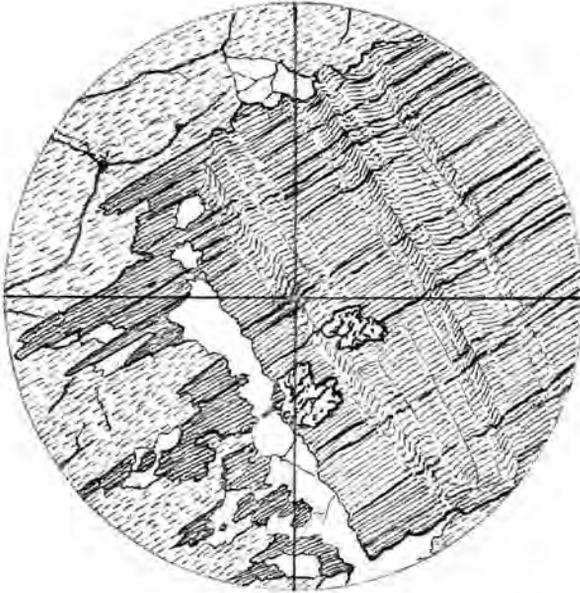


Fig. 1

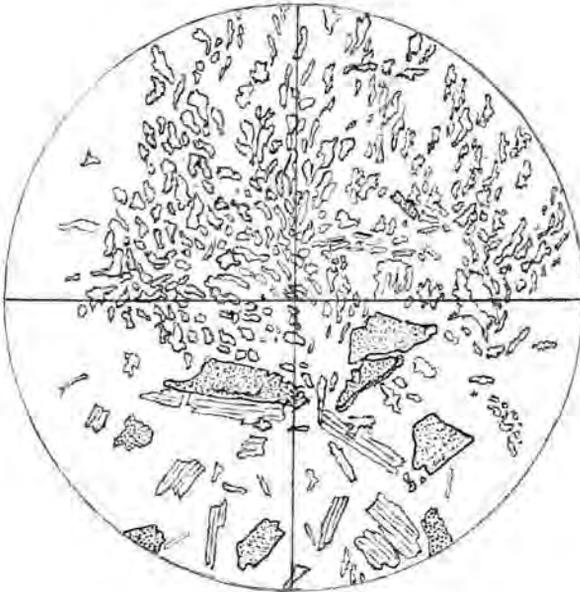


Fig. 2

Fig. 3

Plagioklasentmischung. Albit-Oligoklas mit myrmekitischen, in den umschließenden Kalifeldspat (schraffiert) eingreifenden Apophysen. Im Plagioklas kranzförmig angeordnete Mikrolithe von Muskovit, Klinozoisit und Sillimanit (?). Im Kern des einheitlichen Mischkristalls Wucherung von Kristallskeletten wie Fig. 2.

Vergr. 154mal

Fig. 4

Granodiorit vom NW-Vorbau (3336 *m*) des Schwarzensteins mit teilweise in Bruchstücke zerfallenem, meist ungleichmäßig entmischem Oligoklas-Albit (punktiert); Einschlußmikrolithe vorwiegend Klinozoisit und Muskovit. Füllmasse fast einschlußfreier Mikroclin (gestrichelt). Quarz (weiß), nesterbildend. Biotit (stark), Muskovit (fein schraffiert), Chlorit (schraffiert-punktiert), Granat (dick umrandet).

Vergr. 80mal

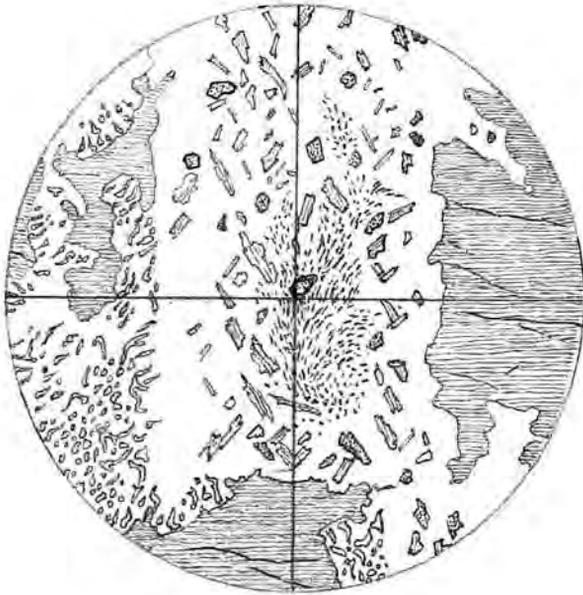


Fig. 3

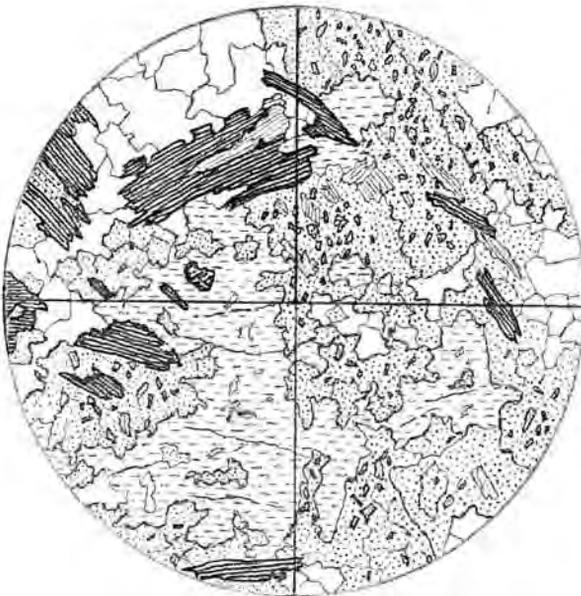


Fig. 4

Fig. 5

Biotit || (001) (punktiert) mit Titanitkranz, umgeben von Quarz; abseits der Kontaktgrenze Mikrolithen führender Plagioklas (rechts oben). Aus Tonalit von Punkt 2970 des Horngrates.

Vergr. 154mal

Fig. 6

Biotit | (001) (schräffelt) mit Korrosionskontakt gegen mikrolithenreichen Plagioklas (rechts, links, oben links). Schwach mechanisch deformiert. An konkaver Biegungsseite parallel dem Korrosionsrand Ausscheidung von Titanit (stark umrandet) und Klinozoisit (fein punktiert). An konvexer Seite (rechts) Auflösung des Biotits in Bruchstücke, teils Neubildung; das ganze durchmengt mit Granat (grob punktiert) sowie Klinozoisit (fein punktiert) und Zoisitmikrolithen des Plagioklases. Füllmasse Quarz (farblos) läßt (001) des Biotits intakt. Eisenerz schwarz. Aus Tonalit von Punkt 2970.

Vergr. 120mal

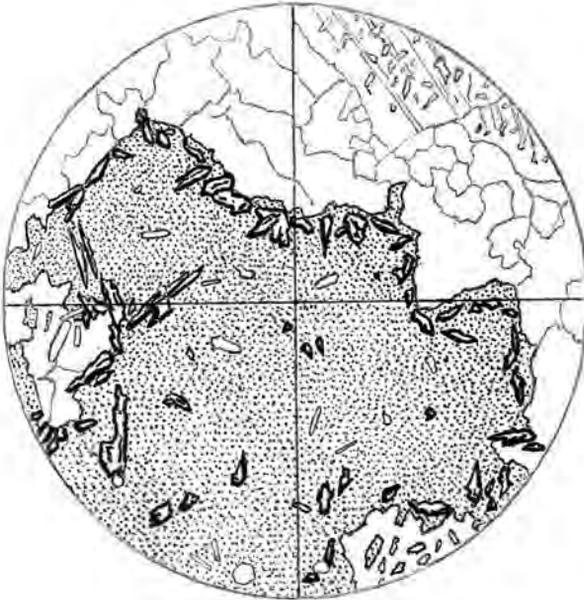


Fig. 5

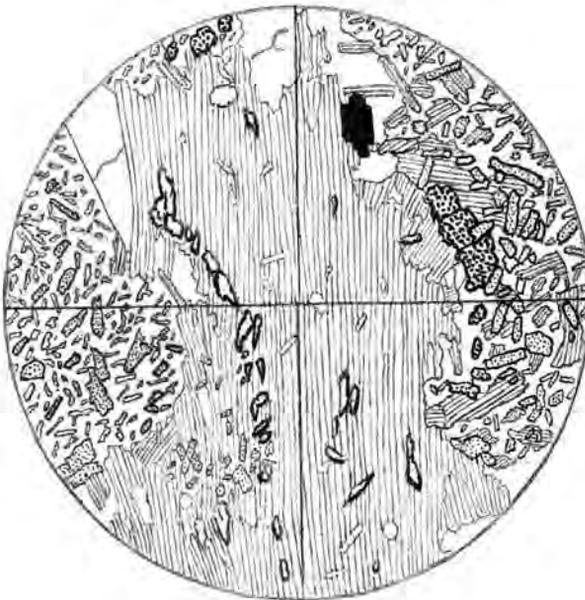


Fig. 6

Fig. 7

Biotit im Tonalit von Punkt 2970 des Horngrates, aufgelöst in korrodierte Bruchschollen von myrmekitähnlicher Struktur. Teilweise Neubildungen von Biotit (breiter schraffiert), Klinozoisit (fein punktiert). Links oben Granat.

Vergr. 154mal

Fig. 8

Schriftförmige Wachstumsform von mikrolithenerfülltem, randlich korrodiertem Plagioklas, umschlossen von Füllmasse bildendem Kalifeldspat (gestrichelt); Anorthitgehalt gegen Mitte der Füllmasse von 30 bis 12% abnehmend. Biotit (schraffiert) in Korrosionszerfall, auf (001) von Kristallgrus begrenzt. Quarz (weiß). Mikrolithe: Zoisit.

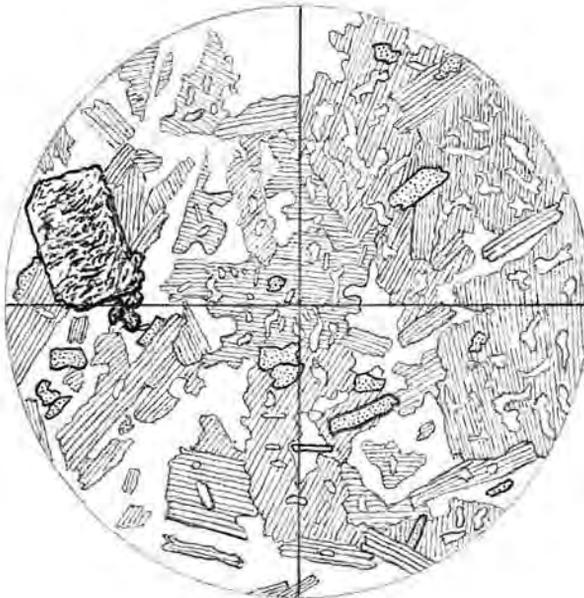


Fig. 7



Fig. 8

Angaben zu den Abbildungen.

Taf. XXIV—XXXII.

- Abb. 1. Reichlich Mikrolithen führender Plagioklas (Typus *A*). Fast ausschließlich Muskovit. Scharf hindurchsetzende Streifung nach Albitgesetz. Kieselsäure-reicher Granit; Großer Möseler, Gipfelbau.
- Abb. 2. Mikrolithenerfüllter Plagioklas (Typus *B*). Kranzartige Anordnung der Muskovite, im Kern Klinozoisit vorherrschend. Granit; Großer Möseler, Südwesthang.
- Abb. 3. Mikrolithenerfüllter Plagioklas (Typus *B*—Typus *C*). Viel Klinozoisit und Muskovit, stark hervortretende, schmale Leisten von Biotit. Randliche Korrosion angrenzend an Füllmasse von Orthoklas, nach Karlsbader Gesetz verzwilligt und xenomorph gegen Quarz (unten). Granit; III. Hornspitze.
- Abb. 4. Von Mikrolithen dicht erfüllter Plagioklas (Typus *C*, Haupttypus). Sehr viel Klinozoisit und Muskovit, wenig Zoisit, etwas Biotit. Orientierte Einlagerung erkennbar. Korrodierter Rand mikrolithenfrei. „Granodiorit“; Turnerkamp. Gipfelbau, Südwand. Vergrößerung 40mal.
- Abb. 5. Dasselbe. Vergrößerung 85mal. Orientierte Einlagerung deutlich.
- Abb. 6. Dasselbe. Vergrößerung 170mal. Einblick in die Feldspatzwischenmasse.
- Abb. 7. Mikrolithenerfüllter Plagioklas (Typus *C*). Klinozoisit vorherrschend, zerstreut Muskovit, im Kern strauhelförmige Skelettbildung von Zoisit. Zwillinglamellen nach Albitgesetz. Tonalit; Horngrat, Punkt 2941.
- Abb. 8. Mikrolithenerfüllter Plagioklas (Typus *C*). Fast ausschließlich Plagioklas, durchwegs entmischt, dicksäuliger Biotit und Quarz. Tonalitischer Quarzdiorit; Roßbrugg (Mitte).
- Abb. 9. Mikrolithenerfüllter Plagioklas (Andesin) (Typus *D*). Vorherrschend Zoisit, Zwillingstreifung nach Albitgesetz. Schriftgranitähnlich durchwachsen von Quarz. Glimmer-Hornblende-Diorit; V. (westliche) Hornspitze.
- Abb. 10. Dichter Chloritfels, bestehend aus helminthartigem Chlorit (Prochlorit?). Kristallnestbildung im Tonalit, Westufer des Schwarzensteingletschers, östlich Punkt 2675 im Horngrat.
- Abb. 11. Kersantit (Gangmitte). Netzartige Einlagerung idiomorpher Biotite. In Plagioklasfüllmasse reichlich Körner von Klinozoisit. Horngrat, westlich unterhalb Punkt 2830.
- Abb. 12. Schollenkontakt, Ultrabasisches Tiefengestein aplitisches durchtrübert. Nördlich der Zunge des Hornkeeses.
- Abb. 13. Schollenkontakt mit aplitischem Gangnetz (Aplitisierung). Sonst wie Abb. 12.
- Abb. 14. Aplitgang, „anstehendes Blockwerk“ aus Granodiorit durchsetzend. Dieser erscheint durch fluviale Auswaschung in blockförmige Aufragungen zerlegt. Rechts unten typische Blockverwitterungsform des Tonalits („Schwarz-Weiß-Typus“). Unmittelbar nördlich des Gletscherbachsteges am Hornkees.
- Abb. 15. Bilateralsymmetrischer Gang von Normalaplit. Durch Diagonalkluft zirka 60 cm nach SW verworfen. Gletscherschliff am Weg zur Granathütte.
- Abb. 16. Granitpyramide der höchsten Hornspitze von N, unmittelbar davor ein dunklerer Zacken des Hornrates aus biotitreichem Tonalit. Im Vordergrund typische Blockverwitterung eines Tonalits mit Parallelgefüge. Oberflächiges Aufreißen von senkrecht zur Striemung verlaufenden Nord-Süd-Kliffen. Im verfirnten Hintergrund die Hochflur (R. v. Klebelsberg. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 77 (1925), Heft 11/12). Aufgenommen: Vorderer Hornkopf.
- Abb. 17. Turnerkamp. In der Nordwand sehr breiter Aplitgang als feine gekrümmte Linie sichtbar. Von oben links nach unten rechts gegen Roßbruggscharte eine schwärzliche, durch die Granitwand ziehende Schiefereinlage. In der Mitte des Bildes die verfirnte Hochflur, nach oben scharf abgegrenzt durch den Bergschlund. Aufgenommen: Osthang des Roßbruggs.



Abb. 1

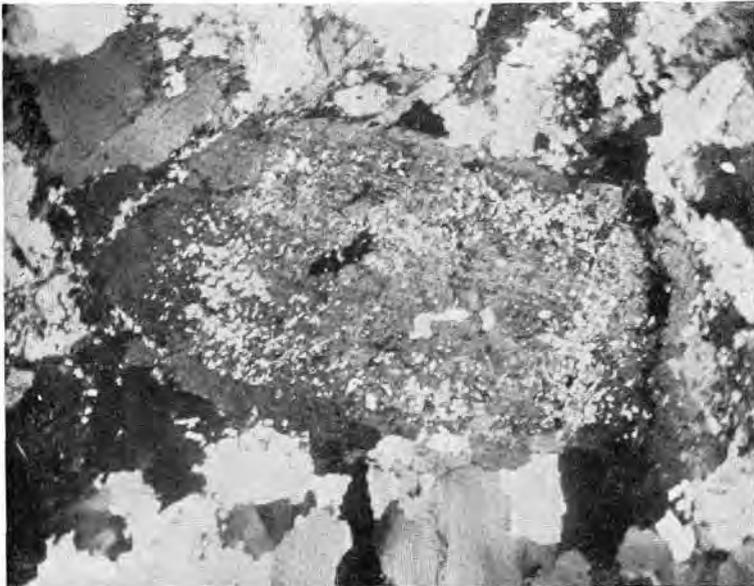


Abb. 2

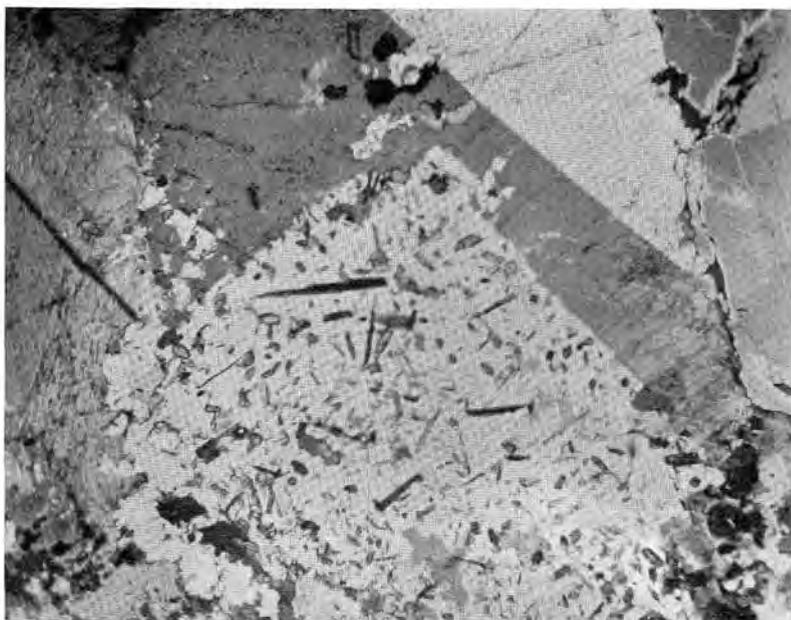


Abb. 3



Abb. 4

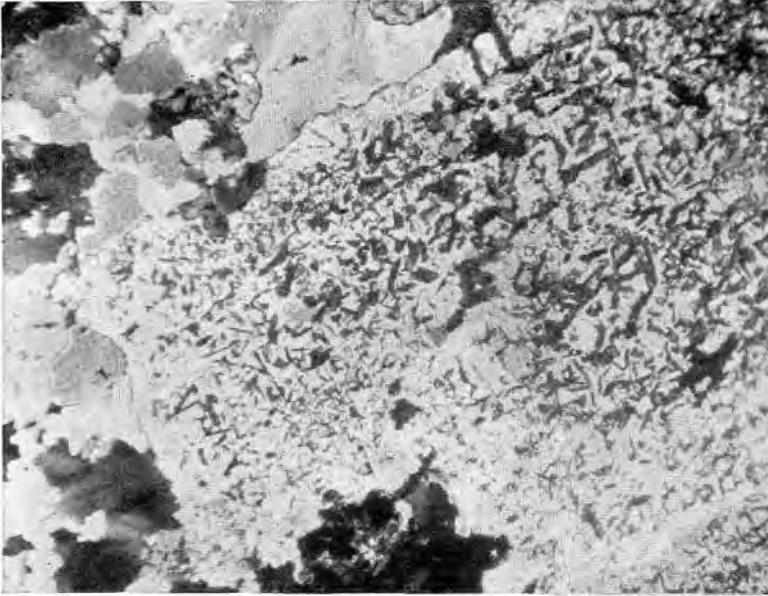


Abb. 5

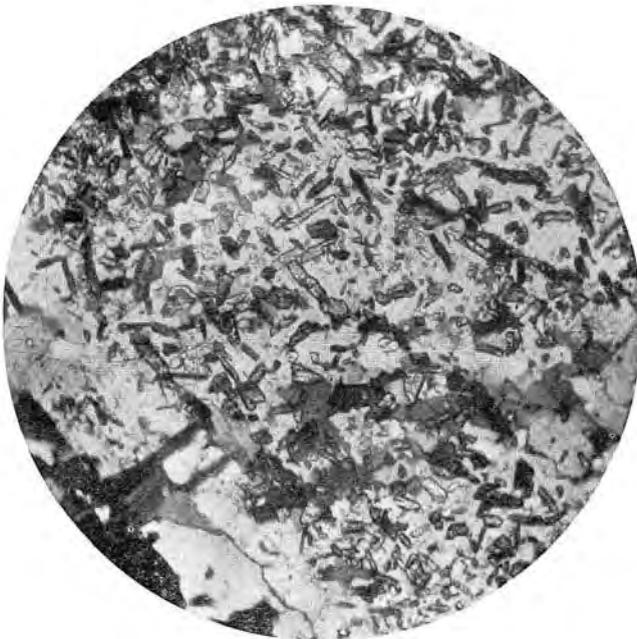


Abb. 6

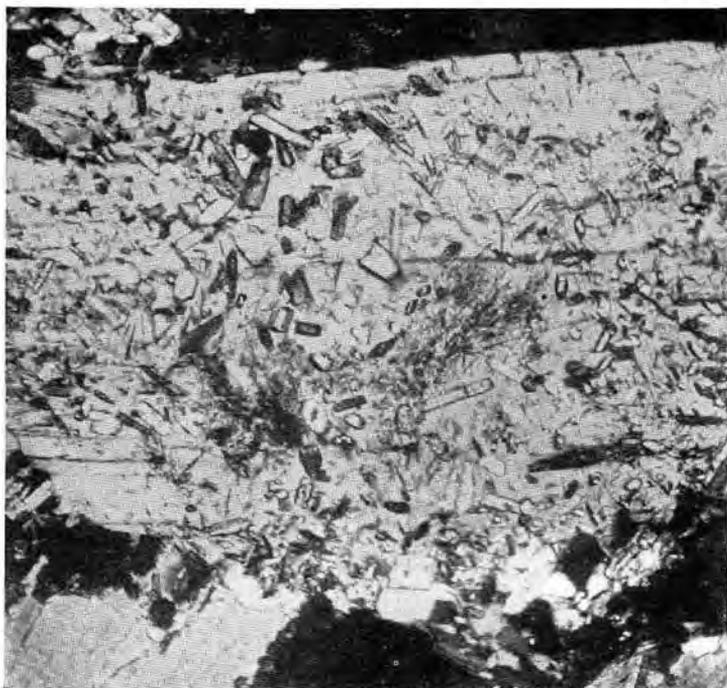


Abb. 7



Abb. 8

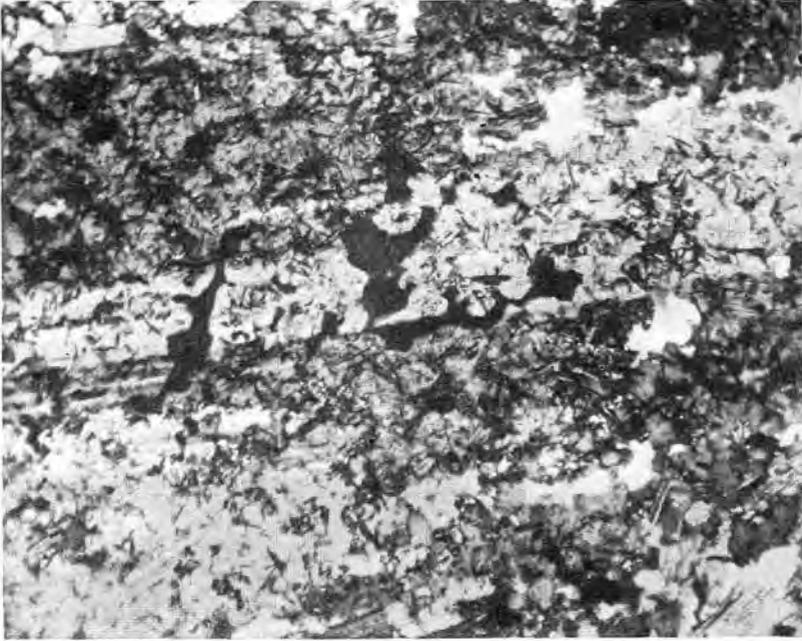


Abb. 9

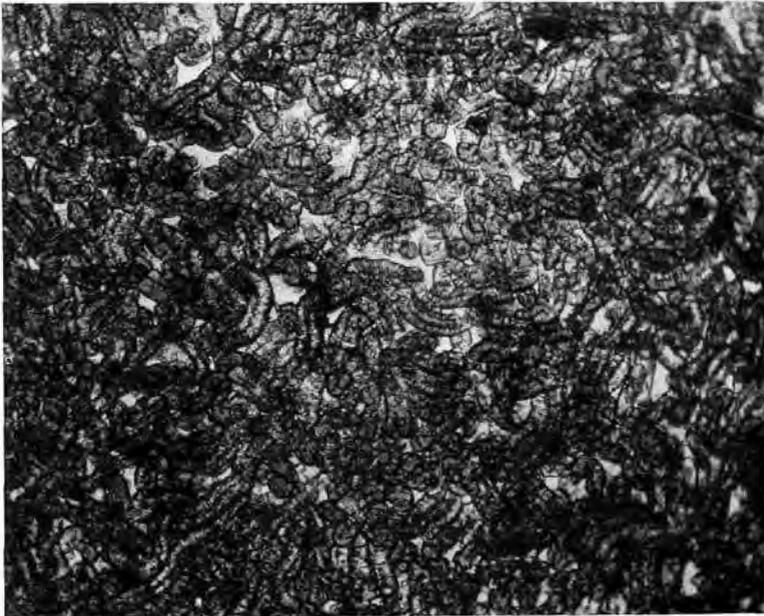


Abb. 10

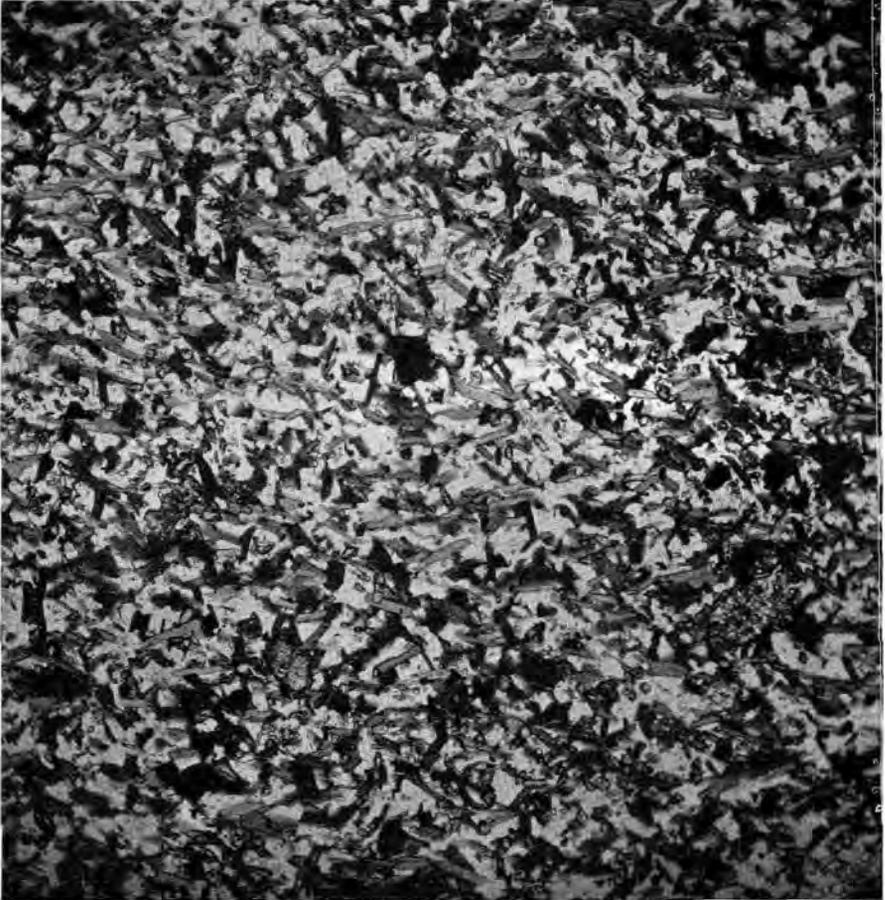


Abb. 11

Taf. XXIX. In natürlichen Größen- und Lagerungsverhältnissen wiedergegebene Ausbildungsformen und Kreuzungsstellen von Quarz-, Aplit- und Aplit-Pegmatitgängen, Blattverschiebungen, Schollenresorptionen u. dgl., aufgeschlossen auf einem 0.12 km² umfassenden Gletscherschliffareal nördlich der Zunge des Hornkeeses (Zillertaler Alpen).



Abb. 12



Abb. 13



Abb. 14



Abb. 15

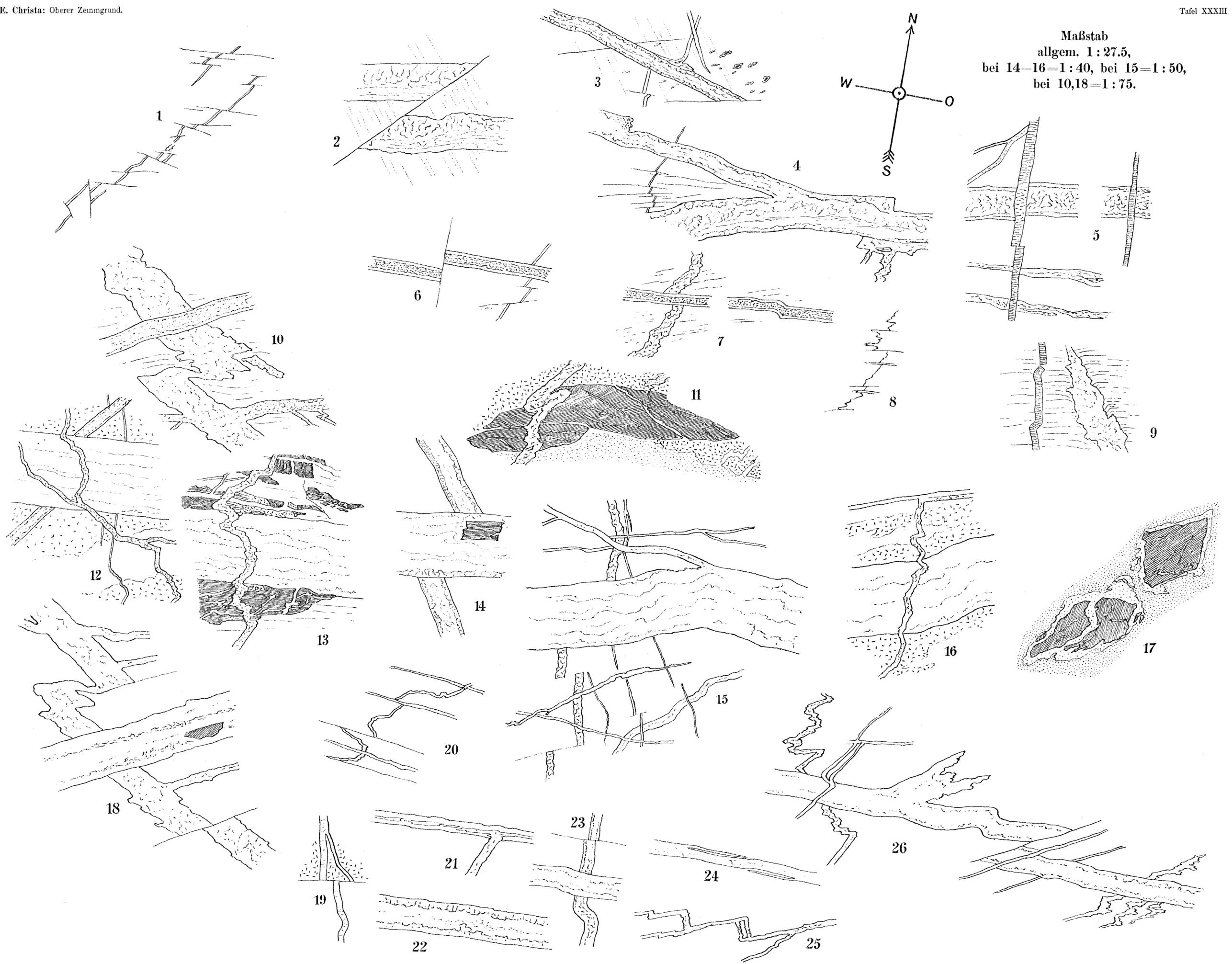
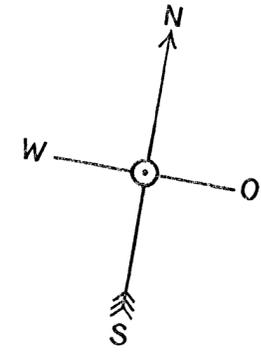


Abb. 16



Abb. 17

Maßstab
allgem. 1 : 27,5,
bei 14-16 = 1 : 40, bei 15 = 1 : 50,
bei 10,18 = 1 : 75.



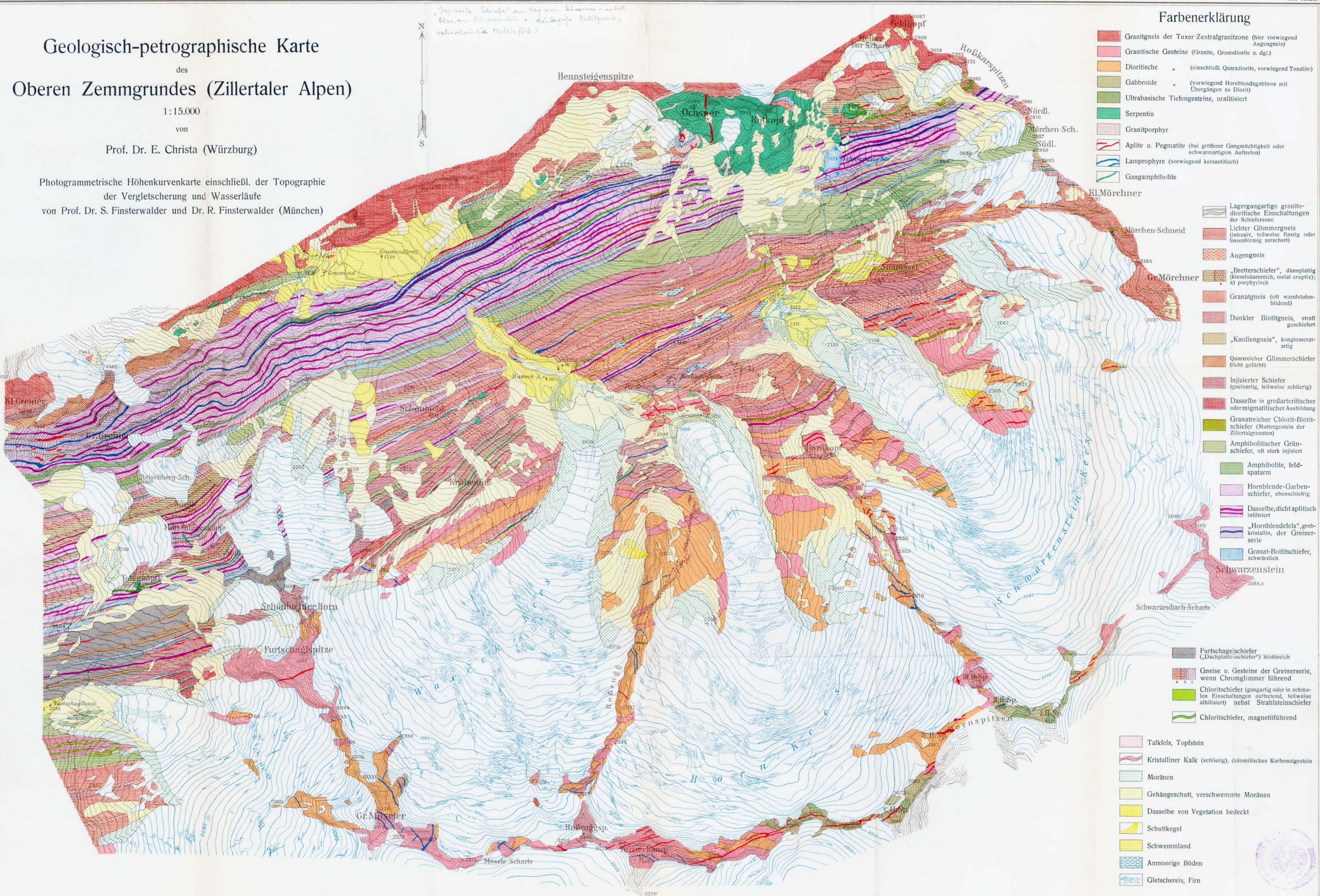
Geologisch-petrographische Karte des Oberen Zemmgrundes (Zillertaler Alpen)

1:15.000

von
Prof. Dr. E. Christa (Würzburg)

Photogrammetrische Höhenkurvenkarte einschließl. der Topographie
der Vergletscherung und Wasserläufe
von Prof. Dr. S. Finsterwalder und Dr. R. Finsterwalder (München)

Handwritten note:
"Möglicherweise Schieferung am Berg von Schwarzstein - nicht
klar, von Schwarzstein oder der Gänge Biotitgneise,
wahrscheinlich Metakonglomerat?"



Farbenerklärung

- Granitgneis der Tuxer-Zentralgranitzone (hier vorwiegend Augengneis)
- Granitische Gesteine (Granite, Granodiorite u. dgl.)
- Dioritische " (einschließl. Quarzdiorite, vorwiegend Tonalite)
- Gabbroide " (vorwiegend Hornblendegabbros mit Übergängen zu Diorit)
- Ultrabasische Tiefengesteine, uraltisiert
- Serpentin
- Granitporphyr
- Aplite u. Pegmatite (bei größerer Gangmächtigkeit oder schwarmartigem Auftreten)
- Lamprophyre (vorwiegend kersantisch)
- Gangamphibolite
- Lagergangartige granitodioritische Einschaltungen der Schieferzone
- Lichter Glimmergneis (intrusiv, teilweise flasrig oder linsenförmig zerschert)
- Augengneis
- „Bretterschiefer“, dünnplattig (kieselsäurereich, meist eruptiv); a) porphyrisch
- Granatgneis (oft wandstufenbildend)
- Dunkler Biotitgneis, straff geschiefert
- „Knollengneis“, konglomeratartig
- Quarzreicher Glimmerschiefer (nicht gefärbt)
- Injizierter Schiefer (gneisartig, teilweise schlierig)
- Dasselbe in großarteritischer oder migmatitischer Ausbildung
- Granatreicher Chlorit-Biotit-schiefer (Muttergestein der Zillertalgranaten)
- Amphibolitischer Grün-schiefer, oft stark injiziert
- Amphibolite, feldspatarm
- Hornblende-Garben-schiefer, ebenschiefrig
- Dasselbe, dicht aplitisch infiltriert
- „Hornblendefels“, grobkristallin, der Greinerserie
- Granat-Biotitschiefer, schwärzlich
- Schwarzenstein
- Schwarzenbach-Scharte
- Furttschlagschiefer („Dachplattschiefer“) biotitreich
- Gneise u. Gesteine der Greinerserie, wenn Chromglimmer führend
- Chloritschiefer (gangartig oder in schmalen Einschaltungen auftretend, teilweise albitisiert) nebst Strahlsteinschiefer
- Chloritschiefer, magnetitführend
- Talkfels, Topfstein
- Kristalliner Kalk (schlierig), dolomitisches Karbonatgestein
- Moränen
- Gehängeschutt, verschwemmte Moränen
- Dasselbe von Vegetation bedeckt
- Schuttkegel
- Schwemmland
- Anmoorige Böden
- Gletschereis, Firn

Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen.

(V. Fortsetzung und Schluß.)

Von **Otto Ampferer**.

(Mit 12 Zeichnungen.)

Während die ersten fünf Teile dieser Untersuchung einem reinen Vorwärtsschreiten in tektonischen Fragen und Antworten gewidmet waren, bleibt diesem Schlußteil neben dem Vorwärtsgehen doch notwendig auch eine Rückschau vorbehalten.

Diese Rückschau bildet den zweiten Abschnitt der vorliegenden Arbeit und bringt auch eine Übersicht des wichtigsten Inhalts aller früher erschienenen Teile.

Von der Überzeugung ausgehend, daß sich zu ausgedehnte und zu komplizierte Profile auf alle Fälle unserer Einsicht und unserem Verständnisse entziehen, war und ist es mein Bestreben, wenigstens die einzelnen Teilstücke in ihrer Mechanik zu begreifen.

Ich habe diesen Weg zur Auflösung von tektonischen Bauformen sehr häufig mit Vorteil benutzen können.

Ich erinnere hier nur an einige wenige Beispiele, wie die „Mulde ohne Soble“, die Struktur des „mühsamen Berganstieges einer Schubmasse“, die „Stürneinrollung“, die „Faltennudeln“ . . .

Jedenfalls kommt man mit dieser Methode zwar langsamer, aber sicherer vorwärts als mit den völlig undurchsichtigen und tektonisch unkontrollierbaren Wucherformen der Überfaltungshypothese.

Ich möchte mich nun in dieser Arbeit zunächst mit den Verbindungsmöglichkeiten zwischen den einzelnen Teilbaustücken eines größeren Profils beschäftigen.

Wer sich in gut aufgeschlossenen und zusammenhängend erforschten Gebieten mit der Aneinanderreihung der einzelnen geologischen Bauformen beschäftigt hat, kommt unschwer zu der Einsicht, daß hier unter zahlreichen theoretisch möglichen Verbindungen nur eine ziemlich engbegrenzte Gruppe zur praktischen Verwendung gekommen ist.

Um diese Behauptung zu illustrieren und anschaulicher zu machen, will ich zunächst eine Reihe von Formverbindungen vorführen, die in der Natur nicht verwirklicht worden sind.

Der Einfachheit wegen benutze ich als Bauformen nur Modelle von Mulden und Sätteln sowie von unverbogenen Elementen. Die Variationsfähigkeit solcher Reihengebilde ist eine sehr große, da sowohl die Größe und Form der einzelnen Glieder, ihre Reihenfolge und vor allem auch die Niveaulage der Reihung veränderlich sind.

Der einfachste Fall ist gegeben durch eine Reihung von lauter gleichen Bauelementen auf ebener Bausohle. (Fig. 1.)

Die Bogenstücke können dabei als Sättel oder als Mulden aneinandergereiht sein. Die Bindung der Bauelemente kann durch Knickung oder durch Brechung ausgeführt werden.

Die tektonische Geologie kennt in ihrer Erfahrung nirgends auf der Erde diese einfachste Art der Baureihung.

Sie kennt aber auch die folgenden hier nur als Beispiele aufgeführten Reihungen nicht. (Fig. 2.)

Kombination von Bogenstücken mit geraden Strecken. (I)

Kombination von kleinen und großen Bogenstücken. (II)

Kombination von ungleichen Sätteln zu Paaren. (III)

Reihung auf schräger Bausohle. (IV)

Reihung auf gestaffelter Bausohle.

Reihung auf verbogener Bausohle.

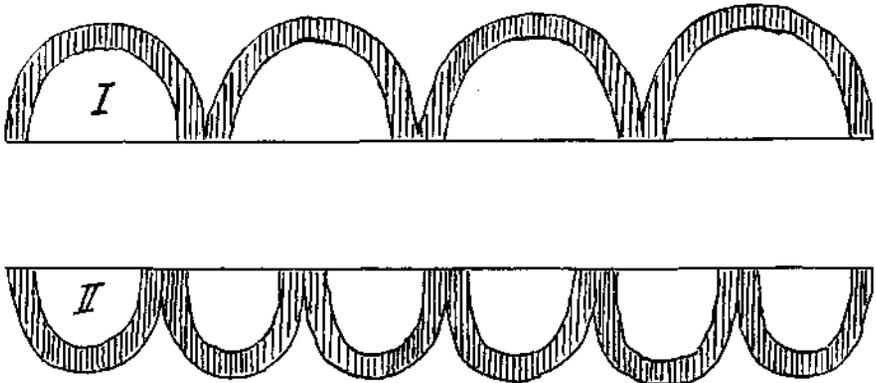


Fig. 1. I Reihung von Sätteln. II Reihung von Mulden.

Man sieht jedenfalls schon aus diesen wenigen Beispielen, wie verhältnismäßig engbegrenzt das wirklich verwendete Reihungsinventar der tektonischen Geologie ist.

Es erhebt sich nun die Frage, was eigentlich die tatsächlich vorhandenen Reihungen von der weit größeren Schar der theoretisch möglichen unterscheidet.

Da drängt sich sofort die alte Erfahrung auf, daß vor allem jeweils entgegengesetzt gebogene Teilelemente aneinandergereiht werden. Es gehört meist ein Sattelstück mit einem Muldenstück zusammen und diese zwei Elemente ergänzen sich zu einer „Falte“.

Nun gibt es zwar in der Natur verhältnismäßig gar nicht häufig regelrecht ausgebildete Falten, wohl aber kann man in sehr vielen Fällen einer Falte angenäherte Verbiegungen der Schichten feststellen.

Die Schwierigkeit für die Verfolgung der Faltformen liegt einerseits darin, daß meistens die obere Umbiegung von der Erosion zerstört wurde, andererseits sich die untere Umbiegung der Beobachtung in der Tiefe entzieht.

Dies gilt natürlich nur für die Großfalten.

Ganz anders liegen die Verhältnisse für die Kleinfalten, die sich vielfach bereits an einem angeschliffenen Handstück in wunderbarer Vollständigkeit beobachten lassen.

Das Problem der Reihung der Kleinfaltenelemente ist trotz vieler Ähnlichkeit aber doch verschieden von jenem der Reihung der Großfaltenelemente.

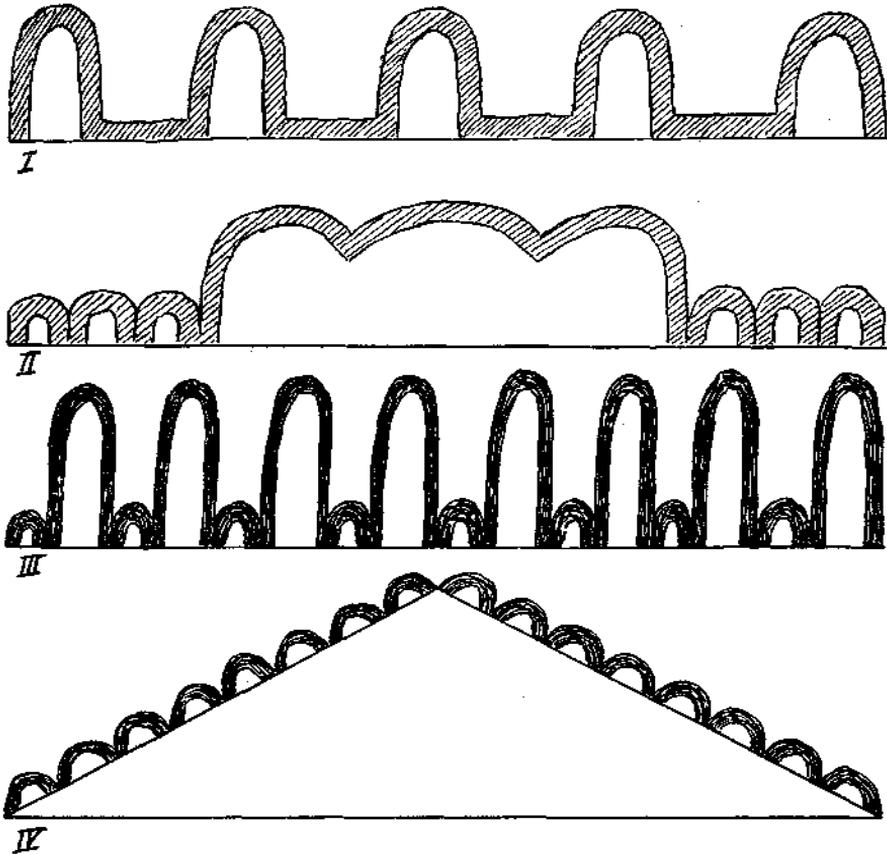


Fig. 2. Nicht verwirklichte Reihungen.

Diese Verschiedenheit ist vor allem darin begründet, daß sich die Kleinfaltung zumeist in einem allseits umschlossenen Arbeitsraum ausgebildet hat, während für die Großfaltung doch immer die Freiheit gegen oben oder gegen eine Seite hin in Betracht kommt.

Diese Entlastung und Ausweichmöglichkeit ist häufig keine vollständige, sondern nur eine relative.

Immerhin ist sie imstande, sowohl die Ausbildung der Einzelfalten als auch die Aneinanderreihung derselben leitend zu beeinflussen.

Die Unterscheidung der Reihung der Großfaltenelemente und jener der Kleinfaltenelemente läßt sich aber bei genauerer Betrachtung noch wesentlich schärfer betonen.

Die Großfaltenreihungen zeichnen sich meist dadurch aus, daß sie gegen unten schon infolge der beschränkten Fassungskraft der einzelnen Teilstücke einen natürlichen Abschluß besitzen.

Dieser natürliche Abschluß kommt durch ein Ausklingen des Faltenausschlages zustande. In die Sattelräume einer bestimmten Faltung kann nur eine beschränkte Schichtengruppe aufgenommen werden. Die darunterliegende Schichtengruppe kann an diesem Faltenplan schon nicht mehr gleichsinnig teilnehmen.

Es ist naheliegend, daß eine derartige Bausohle von Falten, wenn dieselbe vielleicht später in eine schräge Lage gerät, sehr leicht zu einer Gleitfläche umgearbeitet werden kann. (Fig. 3.)

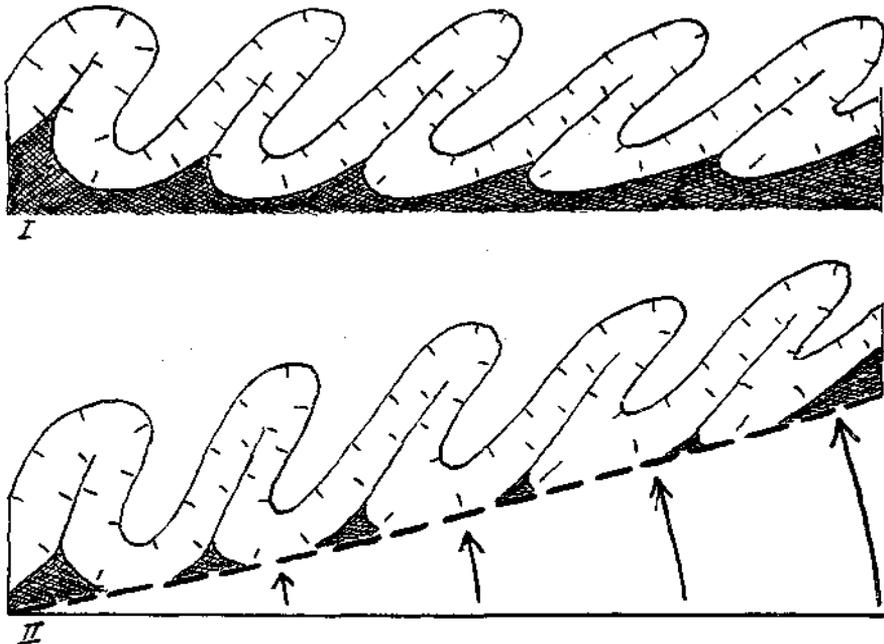


Fig. 3. I = Ausklingen einer Hochfaltung gegen die Tiefe. II = Durch Schrägstellung wird die Bausohle der Hochfaltung in eine Gleitbahn verwandelt.

Wesentlich anders liegen die Verhältnisse bei der Reihung von Kleinfalten.

Hier ist die Reihung der Falten nicht mehr eine unabhängige, sie muß vielmehr mit der Reihung der darüber- und darunterliegenden Schichten in einem gewissen Einklang stehen. Die einzelnen ungefalteten Schichten, die von sehr verschiedenartiger Beschaffenheit sein können, werden bei umschließender Zusammenpressung nicht nur alle auf dasselbe Maß der Verkürzung gebracht, sondern auch so aneinandergedreßt, daß sich alle Zwischenlücken schließen.

Dies ergibt gegen das Bild der oberflächenfreien Reihung der Großfalten einen sehr charakteristischen Unterschied und zugleich weitere Einblicke in die Bedingungen, unter denen eine solche Faltung vor sich gegangen ist.

Ich versuche im folgenden, eine schematische Darstellung der hier vorliegenden Probleme zu geben.

Unter „Schließfaltung“ verstehe ich, daß die Reihungen verschiedener gefalteten Schichten nicht nur dieselbe räumliche Verkürzung erfahren haben, sondern daß auch die benachbarten Schichten nach der Faltung so aneinanderschließen wie bei der horizontalen Ausgangslagerung. Es können, wie Fig. 4 zeigt, verschiedene Schichten genau dieselbe räumliche Verkürzung erfahren haben, ohne jedoch irgendwie aneinanderzuschließen.

Daher ist zwischen einer bloß in ihrem Endergebnisse gleichen Verkürzung und einer Schließfaltung derselben Schichten ein großer Unterschied.

Der einfachste Weg, um z. B. im Experimente eine ziemlich gute Schließfaltung zu erhalten, besteht darin, zuerst eine bestimmte seitliche

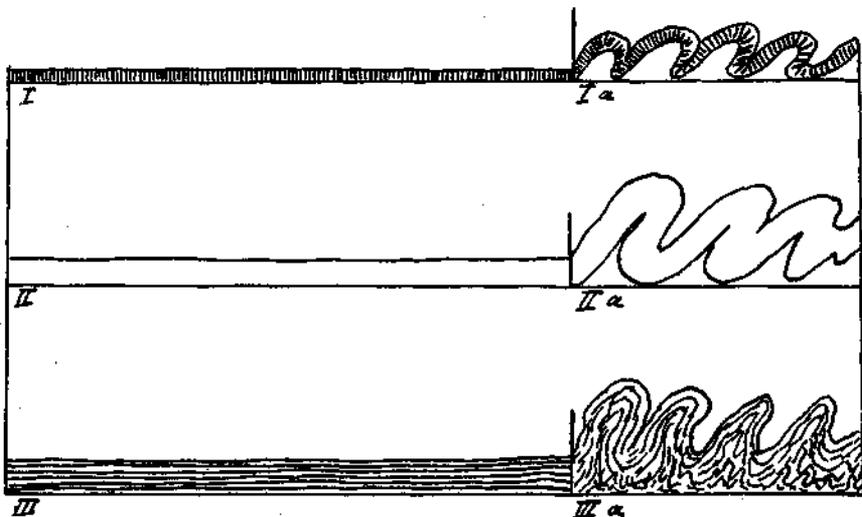


Fig. 4. Die Schichtenteile I, II, III werden durch Zusammenschuh auf dieselbe Verkürzung gebracht und ergeben dann die Reihungen Ia, IIa, IIIa.

Zusammenpressung herbeizuführen, dann diese festzuhalten und nun die entstandenen Falten so stark vertikal zu pressen, bis sich alle Hohlräume schließen.

Fig. 5 illustriert in Umrissen diesen Vorgang, der aber nicht der Weg ist, auf welchem in der Natur die Schließfaltungen gebildet wurden.

Es soll damit nur gezeigt werden, daß die Funktion des Schließens der Faltenlücken eine geologisch beachtenswerte Rolle spielt.

In dem Bilde von Fig. 4 werden zunächst mehrere verschieden starke Schichten um gleiche Beträge seitlich zusammengedrückt. Es ergibt dies die Faltbilder Ia, IIa, IIIa.

Nun wird der Versuch in der Weise wiederholt, daß vier verschiedene Schichten zusammengefaltet werden.

Hier zeichnet die mächtigste Schichte das Faltbild vor, dem sich die schwächeren anschmiegen.

In diesem Faltbild ist eine Schließfaltung der Schichten gegeneinander vorhanden, jedoch nicht gegenüber ihrer Basis.

In dem untersten Schema ist durch Einwirkung von entsprechendem Vertikaldruck endlich eine annähernd vollständige Schließfaltung erreicht. Diese Schließfaltung ist nur mit dem Material der verwendeten Schichten zustande gekommen.

Das Maß der erreichten Schließdichte hängt davon ab, ob genügend Material vorhanden ist, welches bei den auftretenden Drucken so plashisch wird, um in die Lücken zu wandern.

Außerdem spielt natürlich die Zeit eine wichtige Rolle für das Ausfüllen der Faltenlücken.

Bei einer raschen Zusammenpressung wird die Schließung der Lücken weit unvollkommener gelingen als bei langsam vorschreitender Pressung.

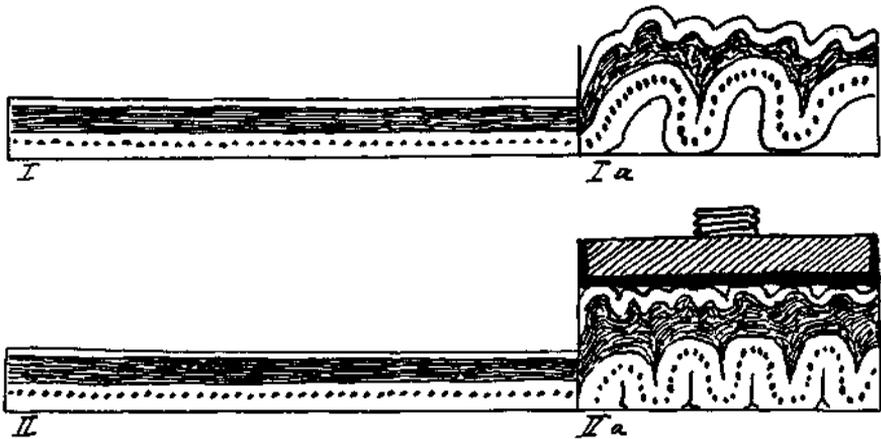


Fig. 5. Die Schichtfolge I wird durch Zusammenschub zu der freien Reihung Ia umgeformt. Die freie Reihung Ia wird dann durch Vertikaldruck zu der geschlossenen Reihung IIa gepreßt.

Die Vollkommenheit der Schließung der Faltenlücken ist also in gewissem Sinne ein Maß für die Geschwindigkeit der Faltenbildung.

Je langsamer und hedächtiger die Falten gebildet werden, desto vollkommener ist auch die Lückenschließung.

Es kann aber auch durch erhöhten Druck und vor allem durch das Mitspiel von Lösungen ein verhältnismäßig rasches und dichtes Lückenschließen erreicht werden.

Das Mitspiel von Minerallösungen ändert die Schließung von Faltungslücken in mannigfacher Hinsicht ab.

Es kann sich hier einerseits um ein gleichzeitiges Zusammenwirken von Faltung und Lösung handeln, andererseits kann die Lösung ungleichzeitig mit der Faltung auftreten.

Im allgemeinen dürften Schichten mit einem Lösungsgehalt leichter zu falten und daher wohl auch leichter zu schließen sein.

Bei einem gleichzeitigen Zusammenspiel von Faltung und Lösung wird der Lösung, als dem beweglichsten Teil der Materie, die erste Rolle bei der Schließung der durch die Faltung hervorgerufenen Lücken zufallen.

Hiebei sind nun verschiedene Möglichkeiten für den Vorgang einer solchen Lückenschließung gegeben.

Es können z. B. Lücken einfach aufgerissen werden, die von der Faltung nicht mehr weiter beansprucht und umgebildet werden.

Solche stabile Hohlräume können dann von den vorhandenen Lösungen in aller Ruhe ausgefüllt werden. Es werden also bei diesen Lückenschließungen die ungestörten Kristallisationen der Lösungen ihr Spiel zu Ende führen können.

Ganz anders wird aber die Lückenschließung verlaufen, wenn die fortschreitende Faltung die einmal aufgerissenen Lücken immer wieder umformt und weitergestaltet.

Hier eröffnen sich wieder für die Detailausführung der Lückenschließung zahlreiche Möglichkeiten.

Entscheidend ist das Verhältnis der Bauzeit der Lücken zu der Bauzeit der Lösungsausscheidungen. Ist die Umformung der Hohlräume rascher als die Ausscheidung der Lösungen, so wird die letzte festgehaltene Form der Lücken erst von den Lösungen eine Dauerauskleidung erhalten können.

In sehr vielen Fällen wird aber z. B. die tektonische Umformung der Lücken ruckweise mit eingeschalteten Stillständen vor sich gehen.

In diesen Fällen ist eine mehrmals begonnene Mineralauskleidung zu erwarten, die jeweils wieder von der Tektonik unter- und zerbrochen worden ist.

Wir haben also eine Lückenfüllung vor uns, in welcher die Mineralausscheidungen mehrmals von tektonischen Gewalteingriffen gestört worden sind.

Hier treten in der Natur sehr viele Fälle auf, welche die verschiedensten Kombinationen in den Geschwindigkeiten und Zeitverhältnissen zwischen unregelmäßiger Tektonik und verschiedenartiger Mineralausscheidung in der Füllstruktur der Faltungslücken abbilden.

Die Mehrzahl dieser Fälle wird durch eine Art von Breccienstruktur charakterisiert.

Diese Breccien kommen dadurch zustande, daß die teilweise ausgeführten Wandverkleidungen der Hohlräume durch die fortschreitende Umformung des Hohlraumes wieder zerrissen werden und nun als Trümmer von der nächstfolgenden Mineralauskleidung umwachsen werden.

Da zugleich mit der fortschreitenden Umformung der Faltungshohlräume auch jeweils der Bereich und Umfang der Lösungsmittel verändert wird, so lassen sich häufig die einzelnen Lösungskleider an ihren verschiedenen Farben und verschiedenen Mineralstoffen gut voneinander unterscheiden.

Es liegt im Sinne der Faltung, daß innerhalb eines größeren Faltungskörpers das Öffnen und Schließen von Faltungslücken durchaus nicht etwa gleichmäßig oder etwa rhythmisch erfolgt.

Es kann sehr wohl die Schließung von Lücken mit dem Aufreißen von neuen Hohlräumen zeitlich zusammenfallen.

Daher darf man aus der Struktur einzelner Lückenfüllungen noch lange nicht auf Gesamtverhaltungen größerer Faltungsmassen schließen.

Viel einfacher gebaute Lückenfüllungen ergeben sich, wenn die Lösungen ganz oder doch in der Hauptsache erst nach der bereits vollzogenen und starr verbliebenen Aufreißung zu Wirksamkeit gelangen.

Hier sind keine Druckwirkungen von den Seiten der Hohlräume auf die darin befindlichen Lösungen mehr zu erwarten. Die Ausscheidung der Mineralstoffe kann also lediglich nach dem Mineralgehalt sowie dem Druck und der Temperatur der Lösungen vor sich gehen. Von den Seitenwänden der Lücken gehen keine mechanischen Wirkungen, sondern höchstens noch chemische auf die Lösungen über.

Sehr wichtig bleibt bei dieser starren Anordnung der Hohlräume, ob die einzelnen Lücken je für sich abgeschlossen sind oder mehr weniger weitreichende offene Verbände bestehen.

Wir wissen heute, daß der Bestand von offenen Gerinnen selbst noch in großen Erdtiefen möglich ist.

Im Falle des Bestandes von offenen Gerinnen ist auch die Möglichkeit einer Auslaugung der Hohlräume gegeben.

Durch die Wegführung von gelösten Stoffen können die Faltungslücken wesentlich vergrößert werden. Kommen endlich ausgedehntere unterirdische Gerinne zustande, so kann das unter hohem Druck stehende und bewegte Wasser oft bis ins Gigantische gesteigerte Hohlwege erzeugen.

Solche Räume machen sich dann vielfach durch mächtige Einbrüche der Hangendschichten bis zur Erdoberfläche bemerkbar.

Solche von großen Hohlräumen durchbohrte Kalkmassen müssen auch, wenn sie zu einer neuen Tektonik als Bausteine verwendet werden, sehr unregelmäßige und wirre Bauwerke liefern.

Sie werden keine Biegungen ohne ein Zerbrecen in unregelmäßige Teilschollen mehr vertragen.

Die einzelnen Schollen werden außerdem mit ihren Rändern nicht mehr zusammenpassen, wodurch sich diese durch Hohlräume veranlaßten Zerreißen von rein mechanischen Zerreißen von unzerbohrten Kalkplatten unterscheiden.

Die gar nicht selten an tektonisch zerbrochenen Kalkmassen auftretenden, einwärts gewölbten Begrenzungen sind vielleicht am einfachsten als Bruchstücke von alten Höhlenwandungen aufzufassen.

Wie diese kurzen Ausführungen zeigen, bedeutet die Untersuchung der bei der Faltung oder Schiebung notwendig auftretenden Lücken eine auch für die Tektonik größerer bewegten Massen wichtige Ergänzung.

Das Auftreten der Lücken ist nicht nur bei der Faltung der obersten Schichtmassen zu erwarten, es reicht bis in sehr große Tiefen und erlischt erst im Gebiete der magmatischen Aufschmelzungen.

Sind in einer Schichtfolge, welche der Faltung unterliegt, große Unterschiede der einzelnen Schichten in bezug auf Widerstandsfähigkeit gegen die Verbiegung vorhanden, so werden die stärker widerstehenden Lagen gegenüber den nachgiebigeren bei der Vorzeichnung des „Faltungsplanes“ die Führung übernehmen.

Die Reihung der Faltelemente wird daher weitreichend von der Reihung der festeren Schichten vorgezeichnet.

Es werden in einem System weicherer und festerer oder auch dünner und dicker geschichteten Gesteine die festeren oder die dickeren Lagen die Vorzeichnung des Faltenplanes, die weicheren oder dünneren dagegen die Nachzeichnung übernehmen. Die führenden Lagen eilen in der Faltung gleichsam etwas den schwächeren Lagen zeitlich und räumlich voraus.

Sie zeichnen das „Faltungsmuster“ vor, das dann die schwächeren Lagen im Detail nachbilden.

Schichtfolgen mit einem lebhaften Wechsel von starrerem und weicheren Lagen sind vor allem befähigt, den Anforderungen einer starken Verkürzung gut zu entsprechen.

Dagegen besitzen Schichten von gleichmäßiger, starrer Beschaffenheit oder Serien von dicken Schichtbänken wenig Geschmeidigkeit und zeigen Faltungsbilder, die durch die vielen nicht oder nur schlecht ausgefüllten Faltungslücken bemerkbar sind.



Fig. 6. I Aufwulstung durch einen raschen Stoß. II Faltung durch langsamen Auschub.

Ein weiterer für die Ausführung der Reihungen und der Schließfaltung sehr wichtiger Umstand liegt dann in der Geschwindigkeit des Faltungsvorganges begründet.

Derselbe kann z. B. stoßartig erfolgen oder als langsam anwachsender Schub sich auswirken.

Im ersten Falle trifft der Anstoß auf ein ruhendes Schichtsystem und formt nur die zunächstliegenden Massen um.

Es fehlt die Zeit für eine weitere Ausbreitung, weil der Stoß sehr rasch verklingt.

Die Wirkung des Stoßes kann an sich sehr beträchtlich sein. Sie bleibt auf die nächste Umgehung der Stoßstelle beschränkt und drückt sich, wie Fig. 6 schematisch darstellt, mehr durch eine Aufwulstung als durch eine Faltung aus.

Von einer Schließfaltung ist bei einem so kurzen Anstoß wohl kaum zu reden.

Wesentlich anders liegen die Verhältnisse, wenn auf eine ruhende Schichtfolge ein langsam vordringender Zusammenschub ausgeübt wird.

In diesem Falle pflanzt sich die durch den Schub erzwungene Umformung wesentlich weiter und regelmäßiger fort.

Die Faltungswellen ergreifen ein viel ausgedehnteres Feld.

Auch für diese Reihung und Ausbreitung von Faltungswellen spielen die Materialunterschiede eine wichtige Rolle.

Es gelingt z. B. auch bei langsam vorschreitendem Schub nicht, sehr weiche und plastische Schichten zu einer weiterreichenden Ausbildung von Faltwellen anzuregen.

Diese Schichten stauen sich unmittelbar vor der Angriffsstelle zusammen, ohne die ihnen aufgezwungene Raumverkürzung in der Form von Faltungswellen über einen größeren Raum zu verteilen.

Wir erkennen auch hier wieder, wie wichtig für eine regelrechte Reihung von Falten der Besitz von steiferen Gesteinslagen in einem Faltungskörper ist.

Sie sind die eigentlichen Träger und Leiter der Faltung. Die weichen Lagen schmiegen sich nur ihrer Vorzeichnung an.

Dieses Gesetz findet man in der Natur bei der Untersuchung der wirklich ausgeführten Falten auf Schritt und Tritt bestätigt.

Zwischen den steiferen Gesteinsverbänden, welche den Faltungsplan im großen beherrschen, erscheinen die weicheren Schichten vielfach als Ausfüllmittel für die kleinen und größeren Lücken.

Dabei zeigen diese zwischengelagerten weichen Schichten innerhalb solcher Lücken eine häufig ganz unglaublich wilde und phantastische Verfaltung.

Man würde weit fehlgehen, wenn man aus dieser wilden Lückenfaltung auf eine ebenso gesteigerte Großfaltung schließen wollte.

Wir haben uns bisher nur mit der Reihung von Falten beschäftigt, deren Bauachsen mehr minder horizontal verlaufen.

In der tektonischen Geologie treten aber auch Reihungen von Falten auf, welche vertikale Bauachsen besitzen.

Sie sind nicht so häufig wie die horizontalachsigen Falten, nehmen aber dafür stellenweise weit großartigere Dimensionen an.

Ich brauche da nur an die Schlingen der großen Faltungszonen, wie z. B. jene der mediterranen Gebirgszüge, zu erinnern.

Die vertikalachsigen Faltungen sind von den horizontalachsigen wesentlich unterschieden, u. zw. vor allem durch ihr Verhältnis zur Schwere.

Während bei der horizontalachsigen Faltung ein entgegengerichtetes Heben und Senken der Massen notwendig eintritt, können bei der vertikalachsigen Faltung alle teilnehmenden Massen in ihrem Schwerefeld verbleiben.

Dies gilt natürlich nur für jene Verbiegungen, die ohne seitliche Zusammenpressungen vor sich gehen.

Bei den in der Natur beobachtbaren vertikalachsigen Faltungen sind wohl stets auch gleichzeitig horizontalachsige mitbeteiligt.

Die vertikalachsige Verbiegung kann äußerlich viele Ähnlichkeit mit dem Schlingenbild von Flußmäandern aufweisen.

Die Faltung ist jedoch eine Reihung von Biegungen, welche nicht nur periodisch die Richtung ändern, sondern die auch gegenseitig voneinander abhängig sind.

Bei den Biegungen eines Flußlaufes besteht dagegen eine gegenseitige weitreichende Unabhängigkeit.

Die Ähnlichkeit ist also nur äußerlich, aber nicht innerlich.

Dagegen ist es möglich, daß durch Strömungen im Erdinnern die oberflächlichen Gesteinsschollen ergriffen und längs der Strömungsbahn in Bewegung versetzt werden.

Dieses Bewegungsbild ist mit dem Bilde eines Stromes zu vergleichen, auf dem dichtgereihe Treibeisschollen schwimmen.

In einem solchen Schollentreibstrom werden die Biegungen in seiner Bahn völlig anders ausgeführt als bei einer Verbiegung mit Vertikalachsen.

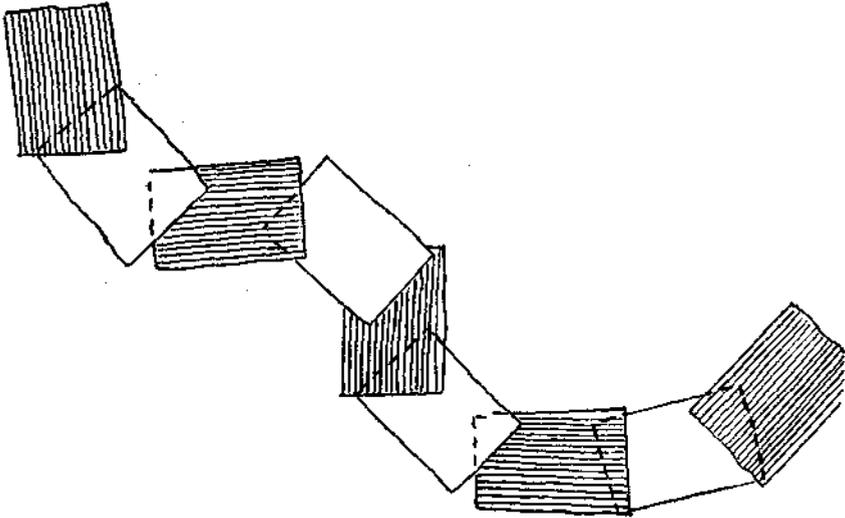


Fig. 7. Biegungen im Bereiche eines Treibstromes durch Überschieben und Drehen von Teilschollen.

Fig. 7 stellt schematisch den Vorgang einer Biegung innerhalb eines Treibstromes dar. Wir sehen sofort, daß die bogenförmige Anordnung der Schollen mit einer wirklichen Biegung nichts mehr zu tun hat.

Während bei einer richtigen Verbiegung an der Außenseite Dehnung, an der Innenseite Pressung auftritt, kann hier sowohl an der Innenseite als auch an der Außenseite Pressung auftreten.

Es ist aber auch möglich, daß an der Biegung innen und außen Dehnungen auftreten.

Wir haben eigentlich eine Verschleppung von Schollen in gebogener Anordnung vor uns.

Das Auftreten von Pressungen und Dehnungen hängt innerhalb eines Treibstromes nicht allein von der Bahnkrümmung ab, sondern auch von der Umgrenzung, Größe und Materialbeschaffenheit der einzelnen treibenden Schollen.

Insbesondere ist die Größe und Form der Schollen in einem Treibstrom für die Ausführung von Krümmungen wichtig.

Die oberflächlichen Schollen können dem Zug eines tiefer liegenden Treibstromes nur dann gehorchen, wenn sie entsprechend zerteilt sind.

Es ist also die erste Wirkung des Eingreifens eines Treibstromes, eine seiner Bewegung möglichst günstige Schollenzerlegung herbeizuführen.

Natürlich wäre die für eine Bahnfolgsamkeit günstigste Schollenzerlegung eine möglichst kleinstückige.

Eine derartige Zerlegung kommt aber für die Bereiche der tektonischen Oberflächengeologie der Erde nicht in Betracht.

Wir haben es immer mit verhältnismäßig großen Scholleneinheiten zu tun.

In den Flüssen erhalten die treibenden Eisschollen häufig durch gegenseitige Reibung rundliche oder ovale Umgrenzungen.

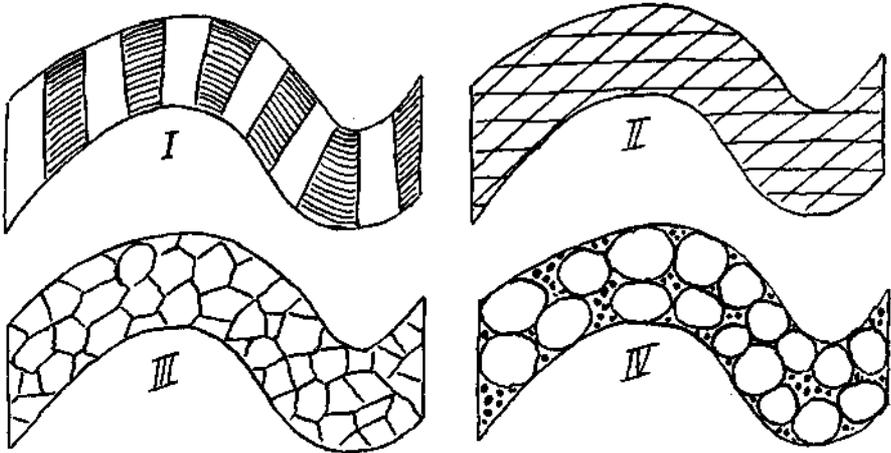


Fig. 8. Schematische Muster für Schollenzerlegungen in der Bahn eines Treibstromes. I = Querschollung — für die Einordnung in die Bewegung sehr ungünstig. II = Rhombische Schollung — etwas günstiger. III = Mehrseitige Schollung — günstiger. IV = Kugellager-Schollung — sehr günstig.

Auch das ist für die geologische Schollentrift so gut wie ausgeschlossen.

Hier kommt an Stelle der Abschmelzungen und Abreibungen der Eisschollen vielmehr ein gegenseitiges Unter- und Überschieben in Betracht.

Fig. 8 bringt einige schematisch vereinfachte Schollenmuster eines Treibstromes.

Es fällt gleich bei Betrachtung solcher Muster auf, wie die einzelnen Schollen mehr minder ringsum von Über- und Unterschiebungen eingefasst werden müssen, um die Gesamtbewegung zu ermöglichen.

Alle diese Schiebungen sind weiters durch ihre wechselnde Schubrichtung und durch ihr rein lokales und beschränktes Ausmaß charakterisiert.

Auch in einem solchen Schollenstrom muß es an den Krümmungen nicht hloß zu Überschiebungen, sondern gelegentlich auch zum Aufreißen von Lücken kommen.

Die Füllung solcher Lücken kann nun einerseits durch ein Hineinbröckeln von den Nachbarschollen, anderseits durch ein Aufpressen von tieferen Massen vollzogen werden.

Das letztere kommt besonders in jenen Fällen in Betracht, wo sich im Untergrund leicht bewegliche Massen, wie Öle, Salze, Schwimmsande . . . befinden. Solche Massen können dann leicht durch die Druckentlastung gegen auftretende Lücken hin in Bewegung versetzt werden.

Innerhalb eines solchen Treibstromes können also an benachbarten Stellen einerseits heftige Pressungen und Überschiebungen, anderseits Zerrungen und Lücken mit ihren oft recht eigenartigen Ausfüllungen auftreten.

Die Breite von Schollentreibströmen kann ganze Kontinente umfassen.

In solchen Fällen ist es richtiger, nicht mehr von Treibströmen, sondern von Treibströmungen zu sprechen.

Ich wende mich nun nach diesen Ausführungen über die verschiedenen Reihungen von Falten und Schollen der Zusammenfassung der Reihen zu Gebirgszonen zu.

Die Zusammenfassung einer Reihung von Falten zu einer tektonisch höheren Bewegungseinheit beruht zumeist auf einem ähnlichen und beschränkten Inhalt der benachbarten Falten. Es gibt z. B. in den nördlichen Kalkalpen keine Mulde und keinen Sattel, die so großzügig angelegt wären, daß sie auch noch die Schichten der Grauwackenzone und der kristallinen Schiefer gleichmäßig mitumspannen könnten.

Der Faltenbau der Kalkalpen ist vielmehr so engzellig, daß er nicht einmal die ganze Schichtgruppe von Trias—Jura—Kreide—Tertiär zu umfassen vermag.

Wir wissen heute, daß die Reihung der Falten und Schuppen jeweils nur bis zur mechanischen Einheit einer Schubmasse vollzogen worden ist. Die Abgrenzung der Schubmassen gegeneinander besorgen die Schubflächen als die Bahnen, längs welcher die Schubmassen ihre Bewegung ausgeführt haben.

Eine Ausnahmestellung nehmen hier die „Relief-Überschiebungen“ ein, bei welchen Schubmassen über ein Erosionsrelief vorgewandert sind.

Bei dieser Wanderung erleidet sowohl die Schubmasse als auch ihr Untergrund starke mechanische Umformungen, mit denen ich mich in den früheren Teilen dieser Untersuchung bereits mehrfach beschäftigt habe.

Die zwei Hauptleistungen der mechanischen Umformungen im Geleite der Reliefüberschiebungen sind die Einstopfung fremder Schichtmassen in ein älteres Relief und die Abscherung von oft großen Teilen der vordringenden Schubmassen. Wir haben es mit einer großangelegten „Feilwirkung“ zu tun.

Die Überfaltungslehre hat die vorliegenden Schubmassen von Überfaltungsdecken abzuleiten versucht.

Überfaltungsdecken sind große, sehr einseitig übertriebene Falten, welche angeblich aus einer Wurzelzone herausgepreßt sein sollen.

Dieser Annahme stehen eine Reihe von heute sichergestellten Feldbefunden ablehnend gegenüber. Zunächst lassen sich die Schubmassen

größtenteils nicht auf die Formel einer einseitigen Falte zurückführen. Die Stürnbiegungen haben sich als einfache Einrollungen zu erkennen gegeben, welche durch die Reibung beim Vorschub entstehen. Von Auswälvungen der Liegendschenkel ist sehr selten etwas zu sehen.

Dagegen treten hin und hin Abscherungen auf, welche mit Auswälvungen nicht das Geringste zu tun haben.

Während also die Ableitung der Schubmassen von riesigen liegenden Falten nicht zu ihrem Ziele geführt hat, bleibt die Frage, ob jeweils eine Schubmasse oder eine Gleitmasse vorliegt, auch heute noch von lebendigem Interesse. Für die Entscheidung, hie Schubmasse, hie Gleitmasse ist der Umstand sehr erschwerend, daß die für eine Abgleitung der vorliegenden Massen notwendigen Gleitgefälle zumeist nicht vorhanden sind.

Man hat also nur die Wahl, entweder wegen des Fehlens der Gleitbahnen auf die Deutung als Gleitmassen zu verzichten oder anzunehmen, daß die einstigen Gleitbahnen heute eben verschwunden sind.

Meiner tektonischen Erfahrung liegt die letztere Deutung näher.

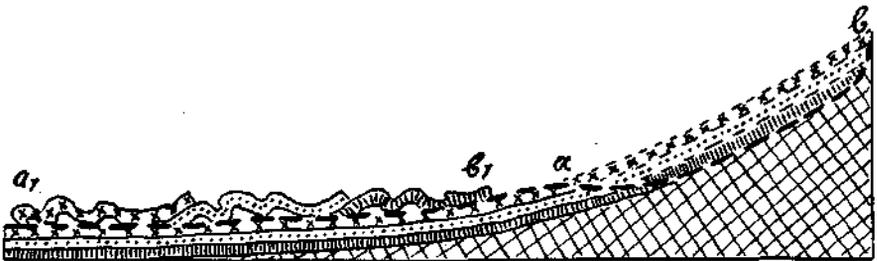


Fig. 9. Die Gleitmasse $a-b$ zerteilt sich beim Abgleiten in drei Teilgleitmassen, welche nun die breitere Lagerstätte a_1-b_1 beanspruchen.

Die Schubmassen der nördlichen Kalkalpen, welche mein hauptsächlichstes Erfahrungsgebiet vorstellen, zeigen hin und hin die Struktur und den Zuschnitt von Gleitmassen.

In ihrem heutigen tektonischen Ablagerungsraum liegen ihre Schubmassen 2 bis 3 fach übereinander. Aus dieser Tatsache kann man aber nicht unbedingt schließen, daß das zugehörige Abgleitfeld 2 bis 3 mal so breit wie der Streifen der nördlichen Kalkalpen gewesen sein muß. Es ist bei der Abgleitung auch möglich, wie Fig. 9 andeutet, daß eine mächtige Schichtenmasse in mehrere Gleitstockwerke zerteilt wird. Diese können unter Umständen nach der Gleitung einen viel breiteren Lagerraum beanspruchen als vor der Gleitung. Auch bei den Bergstürzen ist der Lagerraum der Trümmer weit größer als die Ausbruchnische.

Bei den Schubmassen der nördlichen Kalkalpen scheint eine derartige Zerlegung der Gleitmassen jedoch keine wichtigere Rolle zu spielen.

Wir kommen daher zu der Vorstellung, daß die Schubmassen der nördlichen Kalkalpen, wenn sie als Gleitmassen aufzufassen sind, ein wesentlich breiteres Gleitfeld beanspruchten, als ihre heutige Lagerstätte einnimmt. Ein solcher Raum ist heute an ihrer Südseite nicht vorhanden.

Wenn man die Schubmassen der nördlichen Kalkalpen also als Gleitmassen verstehen will, so ist man gezwungen, für die Zeit ihrer Abgleitung wesentlich andere Gefälle und Dimensionierungen ihres Hinter- und Mutterlandes anzunehmen.

Eine weitere große Schwierigkeit für die Mechanik dieser Schubmassen liegt dann darin, daß wir es nicht mit einer einzigen Bewegung derselben, sondern mit einer Reihe von Verschiebungen zu tun haben. Zwischen den einzelnen Bewegungsphasen sind längere Zeiträume mit Sedimentations- und Erosionsperioden eingeschaltet.

Aus diesen Beobachtungstatsachen ergibt sich z. B. die merkwürdige Erscheinung, daß die älteren Schubbahnen von den jüngeren gleichsam unterschritten werden (Fig. 10). Die eingreifende Erosion hat hier eben auch das Niveau der jüngeren Schubbahn gesenkt.

Diese mehrmals belebte Verschiebung der alpinen Schubmassen bildet ein Problem, das in gleicher Weise der Annahme von Überfallungen wie auch von Gleitungen Schwierigkeiten bereitet.

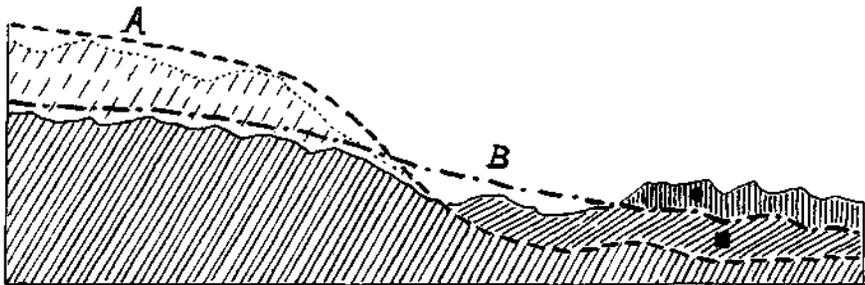


Fig. 10. A = Ältere Gleitbahn. Zu ihr gehört die Gleitmasse ■. B = Jüngere Gleitbahn. Zu ihr gehört die Gleitmasse ●. Die jüngere Gleitbahn unterschneidet teilweise die ältere.

Ob man nun den Streifen der nördlichen Kalkalpen als Niederlassung von Decken auffaßt, die von der Südseite der Zentralalpen herüberkamen, oder als Lagerstätte von Schollen, die von den Zentralalpen abgeglitten sind, so verliert die Zone der nördlichen Kalkalpen auf alle Fälle ihre Bedeutung als aufbauendes Element der Alpen.

Sie wird zu einer Lagerstätte von freilich gigantischen Trümmern, die sich beim Bau der Alpen als überschüssiger Abfall ergeben haben.

Wir wissen nicht, was für eine Zone der Alpen oder des Vorlandes unter den Schubmassen der nördlichen Kalkalpen begraben liegt. Die Erosion ist noch nicht so weit vorgeschritten, um diese riesige Trümmerlast wegzuräumen und den wirklichen Sockel der nördlichen Alpen freizulegen.

In den Konstruktionen der Nappisten ist der Untergrund der nordalpinen Schubmassen zumeist mit Verlegenheitsrunzeln von Flysch angefüllt.

Da der Flysch eine verhältnismäßig junge Ablagerung vorstellt, kann auch er das tiefere Grundgefüge nur verhüllen.

Die Frage bleibt offen, ob wir uns im Untergrund der nördlichen Kalkalpen bereits im Vorland der Alpen oder doch noch auf ihrem eigenen Grund und Boden befinden.

Diese Frage ist für denjenigen von Wichtigkeit, welcher sich über einen tiefer reichenden Querschnitt der Ostalpen eine in ihrer Gesamtmechanik begründete Vorstellung schaffen will.

Für die Konstruktion einer Querschnittsform dieses Faltengebirges kommt zunächst das Verhältnis der Vorländer zum Gebirgskörper in Betracht.

Hier läßt sich gleich eine wichtige Feststellung machen.

Der Gebirgskörper ist nach unseren heutigen Erfahrungen mit seinen Vorländern nicht etwa durch Aufbiegung, sondern im Gegenteil durch Einbiegung verbunden (Fig. 11).

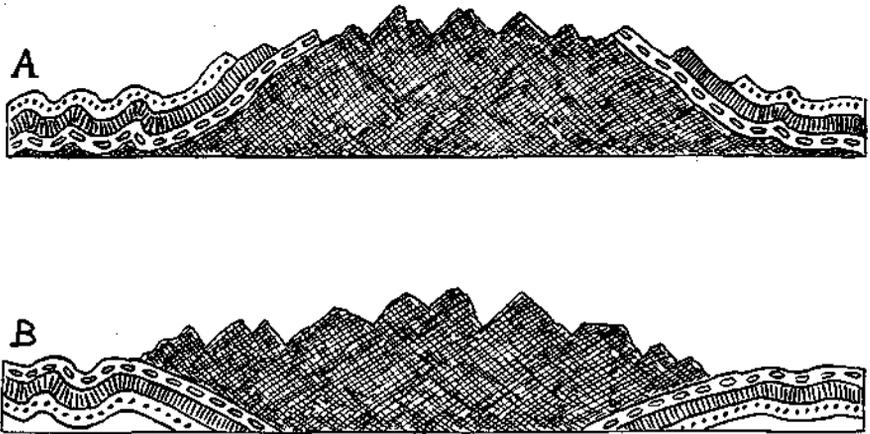


Fig. 11. A = Der Gebirgskörper ist mit seinem Umland durch Aufbiegung verbunden.
B = Der Gebirgskörper ist mit seinem Umland durch Eindrückung verbunden.

Wir haben es also mit einem „Belastungsproblem“ großen Stiles zu tun.

Wenn man von der Struktur und dem Inhalte des Gebirgskörpers absieht, könnte man auch durch das Aufdringen einer großen Magmamasse und das Niederdrücken ihrer Grundlage eine ganz ähnliche Belastungserscheinung hervorrufen.

Jede Belastung bedeutet zugleich eine Umladung von Massen.

In dem zuletzt erwähnten Fall der aufsteigenden Magmamasse wird eine große tiefbeheimatete Masse in die Höhe gehoben und eine andere höherliegende Masse dafür in die Tiefe gedrückt.

Bei den Faltengebirgen liegt der Fall der Massenumladungen, betrachtet im Rahmen der Querschnitte, durchaus nicht so einfach.

Am durchsichtigsten wären hier die Umladungen nach dem Schema der Kontraktionshypothese.

Hier wäre die Hauptmasse des Gebirges aus der Ferne herbeigeschoben und hätte durch ihr Übergewicht die Grundlage eingedrückt.

Da die Gebirgsmasse durch den unaufhörlichen Abtrag der Erosion ständig in ihrem Gewicht erleichtert wird, wäre anzunehmen, daß durch Isostasie der Rest des Gebirges immer wieder von Zeit zu Zeit gehoben würde.

Man könnte hier das Gebirge mit einer Kerze vergleichen, die immer tiefer niederbrennt und von Zeit zu Zeit in die Höhe geschraubt wird.

Wir wissen aus den Angaben der Morphologie, daß in den Alpen tatsächlich die ältesten erkennbaren Reste von Landoberflächen heute sehr hoch liegen und durch zeitweilig eintretende Hebungen der Gebirgsmasse immer tiefere Verebnungen wenigstens zum teilweisen Ausbau gelangten.

Es hat also sicherlich hier seit dem jüngeren Tertiär ein mehrmaliges ganz beträchtliches Herausheben des Gebirgskörpers stattgefunden, das der Erosion immer wieder neue Belebung und neue Arbeitsziele verschaffte.

Die Formel der Kontraktionshypothese steht also mit den mechanischen Forderungen des typischen Alpenquerschnittes in Übereinstimmung, soweit sich diese auf die hier wahrnehmbaren Belastungs- und Entlastungserscheinungen beziehen. Dagegen lassen sich die Schlingen, welche die Faltegebirgsstränge vielfach beschreiben, weit leichter mit dem Vorstellungskreis einer großangelegten Schollentrift vereinbaren.

Für diese Vorstellung bilden die Faltenstränge und die sie einschließenden Schollenländer eine zusammengehörige Bewegungseinheit größten Stiles.

Die Zusammengehörigkeit beruht darauf, daß jede Verschiebung der Begleitschollen auch die Faltenstränge umformt, und auch die tektonischen Umlagerungen im Gebiet der Faltenstränge sich auf ihr Umland answirken.

Das Umland ist für diese Anschauung durchaus nicht starr, sondern ebenso wie die Faltenstränge von Bewegungen erfüllt.

Es ist von diesem Standpunkte aus auch wegen der im Durchschnitt nur geringen Festigkeitsunterschiede der Vorland- und Falllandgesteine eine scharfe Abgrenzung zwischen Vorland und Gebirge gar nicht wahrscheinlich.

Es ist verfehlt, die Abgrenzung zwischen Schollengebieten und Faltensträngen auf solche geringfügige und zumindest gar nicht meßbare Festigkeitsunterschiede stützen zu wollen.

Nach meiner Einsicht sind die Ursachen für die Gliederung der Erdoberfläche in Schollenländer und Faltungsstränge in der verschiedenen Beschaffenheit des lebendig warmen Untergrundes und seiner Bewegbarkeit zu suchen.

Für tektonische Überlegungen über die Wirkung von Volumänderungen innerhalb der Erdkugel ist eine Darstellung in Keilschnitten eines Erdkreises besonders hequem und übersichtlich.

Diese Darstellung geht von der Überlegung aus, daß Volumänderungen im Erdinnern auch unregelmäßig verteilt sein können und sich erst allmählich gleichmäßiger ausbreiten.

Durch die Darstellung in kleinen Keilausschnitten kann man sowohl die Entstehung wie auch die Ausgleichung solcher Änderungen anschaulich machen.

Fig. 12 bringt hier einige Beispiele dieser Darstellungsweise.

Als Ausgangsstelle dient der Verlauf einer völlig regelmäßigen Kontraktion der Erdkugel (*a*).

Diese Entwicklung ist in der Natur bestimmt nicht vorhanden. Hier bleiben die Keilschnitte in ihrer Gestalt während einer beliebig starken Kontraktion unverändert bis auf die Verkürzung des Radius.

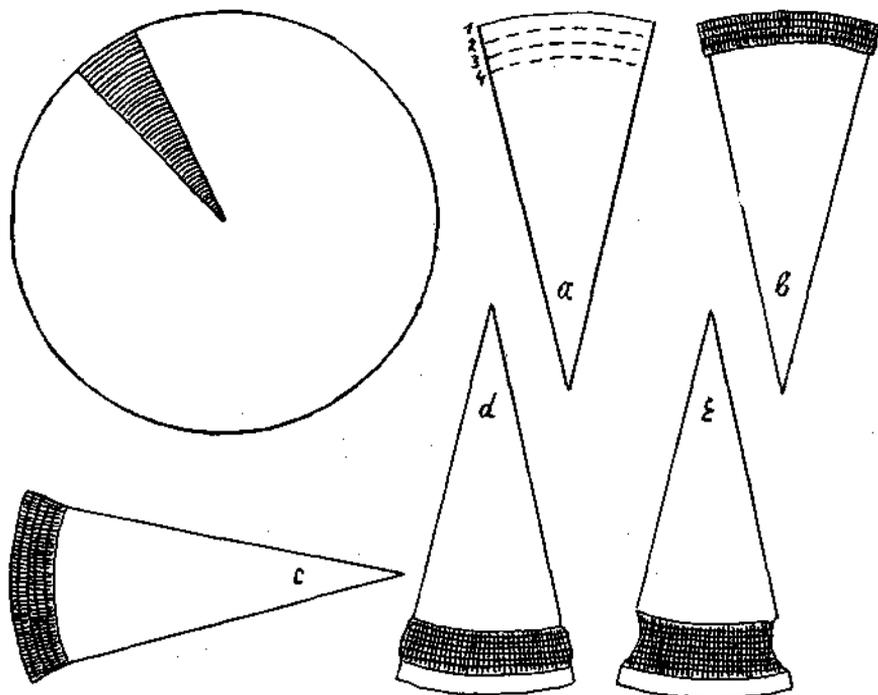


Fig. 12. Darstellung von Volumänderungen des Erdinneren durch Keilschnitte.
a = gleichförmige Kontraktion. *b* = ungleichförmige Kontraktion. Die oberste Zone schrumpft weniger.
c = ungleichförmige Kontraktion. Die oberste Zone schrumpft weniger und geht allmählich in die Kernschrumpfung über. *d* = ungleichförmige Kontraktion. Eine tiefere Zone schrumpft weniger.
e = ungleichförmige Kontraktion. Eine tiefere Zone schrumpft mehr.

Eine solche durchaus regelmäßige Verkleinerung oder auch Vergrößerung der Erdkugel würde die ganze Mannigfaltigkeit und Buntheit der Tektonik und Geologie ausschalten.

Die gebräuchlichste und zumeist für die Erklärung der Faltengebirge verwendete Form der Erdkontraktion wird in Keilschrift durch das Schema (*b*) dargestellt. Die Unregelmäßigkeit ist bei dieser Hypothese auf die oberste Erdzone beschränkt.

In dem folgenden Schema (*c*) nimmt die Unregelmäßigkeit allmählich gegen innen zu ab.

Die tektonische Wirkung von *c* ist von jener von *b* kaum wesentlich verschieden.

In beiden Fällen würde sich für die Oberfläche der Erde eine wirre, nach allen Richtungen hin ziemlich gleichmäßige Zusammenpressung und Runzelung ergeben. Auch dieser Fall ist im Haushalt der Erde nicht verwirklicht worden.

Das Schema (*d*) bringt eine Kontraktion zur Geltung, bei der die Unregelmäßigkeit erst unter der obersten Erdzone beginnt und gegen die Tiefe zu ausklingt.

Die tektonische Wirkung dieser Anordnung besteht in einer Hebung und Zerreißung der obersten Zone.

In dem Ablauf der tektonischen Erdentwicklung dürfte dieser Fall schon von Bedeutung gewesen sein.

Das Schema (*e*) bringt wieder eine Kontraktion, bei der die Unregelmäßigkeit ebenfalls erst unter der obersten Zone einsetzt, aber gerade in entgegengesetztem Sinne wie bei *d*.

Die tektonische Wirkung bestünde hier in einer Senkung und Kompression der obersten Zone.

Zwischen der tektonischen Auswirkung der Anordnung *b* und *e* ist kein wesentlicher Unterschied vorhanden.

Das sind nur einige der allereinfachsten geometrischen Möglichkeiten. Ich sehe hier von einer Darstellung der komplizierteren Möglichkeiten völlig ab.

Alle bisher ins Auge gefaßten Kombinationen sind dadurch charakterisiert, daß sie für alle Keilschnitte der Erdkugel in gleichem Sinne gelten. Sie würden also als motorischer Antrieb jeweils auf der ganzen Erdoberfläche eine ähnliche Tektonik erregen. Wir kommen nun zu jenen Anordnungen, die nicht mehr für beliebige Stellen der Erde, sondern nur noch für bestimmte ausgezeichnete Bereiche Geltung haben. Damit ist auch schon ein mehr lokaler Charakter der von ihnen veranlaßten Tektonik gegeben.

Hier sind nun auch sehr viele Kombinationen möglich, welche als motorische Untergründe für eine reichgegliederte Tektonik der Erdhaut dienen können. Es können z. B. schmale Bereiche von tieferliegenden Schrumpfungszonen zwischen Gebieten von normaler Kontraktion liegen. Dies wird sich an der Oberfläche durch Einsenkungszonen verraten, gegen die von den Seiten her Zuströmungen und Druckwirkungen auftreten.

Schmale Streifen von tieferliegenden Ausdehnungszonen werden sich an der Oberfläche als Hebungen abbilden, von deren Scheitel abgleitende Strömungen stattfinden.

Es würde hier zu weit führen, eine genauere Übersicht über dieses große Feld von Untergrundbewegungen zu entwerfen, welche alle ihre bestimmten Abbildungen in der darauf lastenden Erdhaut finden müssen.

Wir haben bei diesen Teildarstellungen aber auch noch die Möglichkeit zu berücksichtigen, daß sich die Volumänderung eines Teiles im Ablauf geologisch langer Zeiträume wesentlich ändern, ja sogar in ihrer Richtung umkehren kann. Damit ergibt sich auch für die Abbildungen in der Erdhaut die Möglichkeit für Umkehrungen im tektonischen Bewegungssinn.

Rückschau.

Die sechs nunmehr vorliegenden Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen sind in dem Zeitraume von 1923 bis 1931 in diesem Jahrbuch erschienen.

Dieselben sind weder in einem strengen Zusammenhang entworfen, noch auch in irgendeiner Richtung als abschließend gedacht.

Es war mir vor allem darum zu tun, zu zeigen, daß neben den gebräuchlichen tektonischen Lehrmeinungen noch viele andere ebenso gute oder noch bessere Vorstellungen möglich sind, um die in den deformierten Gesteinen hinterlassenen Wegzeichen zu lesen und zu verstehen.

Es hat sich dabei herausgestellt, daß neben den alten Hauptrichtungen der tektonischen Erklärung der Lagerungsformen, welche einerseits von den Brüchen, andererseits von den Falten ausgehen, eine neue Richtung des tektonischen Denkens von der sogenannten „Kerbwirkung“ aus gewonnen werden kann. Während die Lehre von den verschiedenen Arten von Brüchen und von Falten heute bis ins Detail ausgebaut und kaum mehr einer Erweiterung oder Vertiefung fähig erscheint, steht die Lehre von den Kerbwirkungen erst in ihrem Anfangsstadium.

Der Begriff der „Kerbwirkung“ wurde von mir im Jahre 1916 in die tektonische Literatur eingeführt und in den folgenden Jahren dann schrittweise weiter ausgebaut. Einen wesentlichen Fortschritt brachte hier dann meine Erkenntnis der Reliefüberschiebung, welche in diesen Beiträgen in den Jahren 1924 und 1930 eingehender besprochen wurde. Die Lehre von den Kerbwirkungen führt in die tektonische Betrachtung die Verwendung von bereits verletzten Schichten ein. Solche Verletzungen der Schichten werden vor allem durch die Einschnitte der Erosion, aber auch durch eine ältere Tektonik herbeigeführt.

Durch die Mitverwendung der Einschnitte von älterer Erosion und Tektonik erlangt die nachfolgende Tektonik eine viel mannigfaltigere, wenn auch auf den ersten Blick hin unregelmäßigere Ausdrucksform.

Die Formen, welche die Erosion aus einer Schichtenfolge herauszuschneiden vermag, sind unendlich mannigfaltiger und kühner als die Formen, welche die Tektonik mit Hilfe von Brüchen und Falten zu erzeugen imstande ist.

Bei der Reliefüberschiebung kann nun auch das ganze reiche Formeninventar der Erosion mit in das tektonische Bauprogramm aufgenommen werden.

Es bedeutet dies eine ganz wesentliche Erweiterung der erklärbaren und verständlich gewordenen tektonischen Formenwelt.

Viele Bauformen, welche z. B. mit Hilfe reiner Faltung nur sehr kompliziert erklärbar sind, lassen sich durch das Zusammenspiel von Erosion und Tektonik weit einfacher lösen. Die Anwendungsfähigkeit dieser Methode ist sehr ausgedehnt und viele Profile sowohl inner- als auch außerhalb der Alpen sind auf diese Deutung hin unbedingt neuerdings prüfenswert geworden. Die Methode hat aber auch für die morphologische Forschung neuen Spürsinn und Formerklärungswert.

Die bei Reliefüberschiebungen benützten und durch Überdeckung aufbewahrten Oberflächenstücke sind vielfach die ältesten noch bis heute erhaltenen Landformen.

Ein Gegenstand eingehender Überlegung bildete dann in diesen Beiträgen die Unterscheidung zwischen Strukturen, welche einerseits die einheitliche Pressung von großen Gebieten, andererseits die freie Gleitung hervorruft.

Die Anwendung dieser wichtigen mechanischen Unterscheidung auf Querprofile der Alpen führte zu der Erkenntnis, daß in diesen Profilen Strecken von Pressung mit solchen der Freigleitung wechseln.

Bei der Beschreibung der tektonischen Gebilde der Freigleitung wurde gezeigt, daß sich vielfach die liegenden Falten mit Vorteil durch Stirneinrollungen ersetzen lassen, welche bei den Konstruktionen große, nicht vorhandene Massen auszuschalten gestatten.

Eine ebenfalls sehr wichtige Bauform sind dann die „Faltennudeln“, Gehilde des Schichtwälzens, die neben intensiver Einrollung im Querschnitt in ihrer Längsachse starke Streckungen aufzuweisen pflegen. Ihre Bedeutung für die erklärende Tektonik hat auch B. Sander schon hervorgehoben.

Für die Gleitung großer Schichtenkörper und ihre Umformung spielt neben dem Gefälle vor allem auch die Ruhe oder Unruhe des Untergrundes sowie seine Erwärmung eine große Rolle.

Bei bewegtem und erschüttertem Untergrund kommt die Ablösung von Gleitmassen viel leichter zustande.

Weitere Untersuchungen galten dann der Zerlegung großer Gleitkörper in kleinere und den hier bevorzugten Zuschnittformen. Diese Zuschnittformen von Gleitmassen finden sich an den Umgrenzungen der Schubmassen der nördlichen Kalkalpen häufig verwirklicht.

Neben den keilförmigen Zuschneidungen der Gleitkörper treten dann in kleinen wie in sehr großen Dimensionen an den Schubmassen Abscherungen oder Abschrägungen auf.

Sie finden mit Hilfe der Reliefüberschiebungen als Verluste der Reliefreibung ihre einfachste Erklärung.

Es ist von großem Interesse, daß diese Abscherungen häufig an Stellen auftreten, wo man früher mit Ausquetschungen gerechnet hatte.

Da jedoch die an die Abscherung angrenzenden Gesteinsteile in ihrer Struktur von keiner Ausquetschung betroffen wurden, so ist die Deutung als Ausquetschung wohl ausgeschlossen.

Vielmehr sprechen die durchgewetzten Sohlen der Schub- oder Gleitmassen für eine weite Wanderung und scharfe Ahnützung bei der Reliefüberschiebung.

Solche zerfetzte Schubsohlen können uns schon bei der Feldaufnahme auf die Existenz einer Reliefüberschiebung aufmerksam machen.

Eine längere Betrachtung wurde dann dem Verhältnisse zwischen Großformen und den ihre Räume erfüllenden Feinformen gewidmet. Es zeigte sich dabei, daß dieses Verhältnis recht mannigfaltig sein kann. Einige Formen von Zusammenklang und Mißklang zwischen Groß- und Kleinformen fanden dabei eine schematische Abbildung. Unter Kleinformen sind hier Formen verstanden, die immerhin noch ohne Ver-

größerungsmaschinen erkennbar sind. Die tektonische Herstellung von Gesteinsverknüpfungen, Auswäzungen, Plättungen kann nicht an Ort und Stelle geschehen. Eine solche Materialbearbeitung hat erst der Mensch erfunden. Die Tektonik kann solche Materialbearbeitungen nur durch Verschleppungen längs einer gewissen, heute noch unbekanntem Wegstrecke erreichen. Es gibt also für die Umformungen von Gesteinsstrukturen jeweils bestimmte, unbedingt erforderliche Arbeitsweglängen. Die Deformationen stehen dadurch mit den erzeugenden Bewegungen in einem engen Verbands.

Während man z. B. aus einem Stück ausgewalzten Eisens nur auf eine vielfache, vor- und rückwärts gerichtete Bewegung schließen kann, vermögen wir aus einem Stück von ausgewalztem Gestein auf eine entsprechend lange, meist geradlinige Bearbeitungsbahn zu schließen.

Der Mensch hat bei seiner Materialbearbeitung eben künstlich die langen Wegstrecken in vielfach geteilte Stückchen zerlegt, indem er entweder immer wieder Umkehrungen einschaltete oder durch Drehungen die langen Wege aufwickelte.

In der tektonischen Geologie würde die Kenntnis der Weglängen, welche hier für bestimmte Deformationen unbedingt erforderlich sind, einen wesentlichen Fortschritt bedeuten.

Ein wichtiger Teil der hier nun abgeschlossenen Beiträge beschäftigte sich mit den Problemen der verbogenen Faltengebirgsstreifen.

Die merkwürdigen Bögen der mediterranen Faltengebirge fordern immer wieder zu neuen Versuchen für ihre Mechanik heraus. In diesen Beiträgen wurde von der Idee ausgegangen, daß es sich hier im wesentlichen um nachträgliche Verbiegungen von früher mehr geradlinig angeordneten Faltengebirgen handle.

Außerdem wurde die Annahme zugrunde gelegt, daß sich zwischen zwei getrennten Faltensträngen ein anders gebautes, sogenanntes Mittelfeld befunden habe.

Die Verbiegung betraf also nicht nur zwei Faltenstränge, sondern auch einen dazwischenliegenden Erdstreifen.

Die notwendig dazugehörigen Deformationen der Außenfelder wurden einstweilen noch nicht näher gegliedert.

Wird nun ein solches dreiteiliges Gebilde einer horizontalen Verbiegung unterworfen, so ist eine starke Deformation des versteifenden Mittelfeldes zu erwarten. Es wird in seiner Breite bei den Verbiegungen bald sinngemäß verschmälert, bald verbreitert werden. An Stellen scharfer Abbiegungen kann das Mittelfeld ganz zusammengedrückt werden. Im Schlingenbild der mediterranen Gebirge stellen z. B. die Alpen eine solche scharfe Bug- und Quetschstelle vor.

Die Verschmälerungen und Verbreiterungen des Mittelfeldes können auch nur mit Hilfe von Unterströmungen zu lebendigen Bauteilen umgeschaffen werden.

Durch ihr Eingreifen wird es möglich, hier Massen zu entfernen und dort wieder zuzuführen.

Auf diese Weise würden die Horizontalverbiegungen der Erdhaut mit mächtigen in der Tiefe verlaufenden Umlagerungen Hand in Hand gehen.

Diese Überlegungen führen notwendig auch zu einer inneren Beziehung zwischen den Horizontalverbiegungen der Faltenstränge und einer entsprechenden Schollentrift der sie umschließenden Außenfelder. Die hier vorhandenen tektonischen Zusammenhänge zwischen dem Umland und den Gebirgen sind heute noch sehr wenig erforscht.

Sie werden uns die tektonischen Zusammenhänge großer Bewegungsbereiche in der Zukunft zu enthüllen haben.

Einige Überlegungen dieser Beiträge beziehen sich endlich auch noch auf die ganze Erde. Es handelt sich hier vor allem um die geometrischen Auswirkungen einer Kontraktion der Erde.

Es zeigt sich, daß die gebräuchliche Ableitung der Kontraktionshypothese hier irreführend ist.

Bei einer vom Weltraum aus erfolgenden Abkühlung der Erdkugel bleibt der Erdkern relativ wenig betroffen. Die Abkühlung ergreift vor allem die Erdhülle. Deshalb muß die Erdhülle gegenüber dem Erdkern sich weit rascher kontrahieren und für denselben zu klein werden. Es wäre also in der Erdhaut statt Zusammenpressung im Gegenteil Zerreißung und Aufdringen von tieferen Magmen zu erwarten.

Für die Darstellung der vielen Kombinationen von unregelmäßigen Volumänderungen einzelner größerer und kleinerer Teile des Erdinnern wird die Verwendung von Keilschnitten vorgeführt.

Dieselben ermöglichen eine geometrische Veranschaulichung von solchen Veränderungen im Erdinnern, deren Wirkungen dann durch unmittelbare Übertragung in der Erdhaut eine Art von Abbildung erfahren. Diese Abbildung wird immer verschwommener und breiter, je tiefer die Volumänderungen vor sich gehen.

Die Ausdrucksfähigkeit und Empfindlichkeit der Abbildung von Tiefenvorgängen nimmt mit der Dicke der Erdhaut verhältnismäßig rasch ab.

Ich bilde nun noch kurz den Abschluß dieser Beiträge.

In den hier vorgebrachten Beiträgen zur Auflösung der Mechanik der Alpen und natürlich auch anderer Gebirge ist sehr vieles ein unmittelbares Ergebnis von langjähriger Aufnahmearbeit im Hochgebirge und Vertrautheit mit seiner Formenwelt.

Andere Standpunkte wurden wieder auf dem Wege von Überlegungen und Folgerungen erreicht.

Andere Beiträge sind endlich Anregungen und können ihren Wert erst durch künftige Arbeiten erhalten.

Sie sind aber gerade oft jene Beiträge, die uns besonders freuen, weil in ihnen auch noch etwas von jenem Mut lebendig bleibt, der so häufig erforderlich war, um die mühsamen und gefährlichen Wege zu begehen, auf denen der Alpengeologe wie der Wildheuer hoch über den Abgründen seine Ernte sammelt.

