

Der Tauernnordrand zwischen Habach- und Hollersbachtal.

Von Wilh. Hammer.

(Mit 4 Textfiguren.)

Der schmale Ausschnitt aus dem Nordrande der Hohen Tauern zwischen den genannten Tälern gewinnt dadurch Bedeutung, daß hier die Bauelemente: Quarzphyllit, der durch den Fund einer altpaläozoischen Koralle bekannt gewordene Kalkzug Wenns—Veitlehen (1), metamorphe Grauwacken der Schieferhülle und die Habachzunge des Zentralgneises eng zusammengedrängt liegen. Es erfolgt hier auch ein beträchtlicher Wechsel in der Zusammensetzung der Schieferhülle.

Das Gebiet wurde, soweit es auf Blatt Kitzbühel der österreichischen Spezialkarte zur Darstellung kommt, in den Jahren 1909 und 1910 von Th. Ohnesorge für die Geologische Reichsanstalt aufgenommen. Vorbereitungen für die Drucklegung des Kartenblattes gaben dem Verfasser Gelegenheit es zu studieren, wobei die Begehungen gegen Süden bis an den Breitkogel auf Blatt Großglockner ausgedehnt wurden.

Die Berghänge nördlich der Salzach bestehen aus dem Quarzphyllit der Zillertaler Voralpen, der am Wildkogel von den höher metamorphen „Steinkogelschiefern“ Ohnesorges überlagert wird. Südlich der Salzach stehen am Fuß des Berggehanges östlich Wenns silbergraue Phyllite mit reichlichem Gehalt an großen Quarz-Knauern und Fasern an, welche dem Phyllit der linksseitigen Talflanke gleichen und auch die streichende Fortsetzung desselben bilden infolge der nordöstlichen Richtung des Salzachtales bei Bramberg.

In ihm sind die untersten Stollen des ehemaligen Kiesbergbaues Brenntal angesetzt. Peters (2) und A. R. Schmidt (3) geben an, daß im Bergbau (im Erbstollen und Martinistollen) kleine Linsen von Gips und von Kalkschiefer aufgeschlossen sind. Das Vorkommen von Gips steht wohl mit den sulfidischen Erzen in Zusammenhang, ähnlich wie im Kupferbergbau Schwarzleotal und anderen alpinen Kieslagerstätten. Kleine Kalkfasern im Phyllit sind auch obertags aufgeschlossen.

Gegen Osten verschwinden die Phyllite unter den Sturzhalden des Veitlehnerkalks.

Porphyroide und Grauwackenschiefer.

Westlich vom Wennsergraben und südlich des Kalks breitet sich über das ganze Berggehänge bis zu den vordersten Kammhöhen hinauf eine Gesteinsfolge aus, welche zur Hauptsache aus Serizitquarzitschiefern und einer von Th. Ohnesorge auf seiner Manuskriptkarte als Porphyrmaterialschiefer bezeichneten Gesteinsart sich zusammensetzt.

Letztere ist weiß oder lichtgrau, sehr feinkörnig bis dicht und enthält schwärzliche Biotitschüppchen von durchschnittlich 0.5 mm Durchmesser in gleichmäßiger, lockerer, mehr oder weniger paralleler Einordnung. Stärker verschieferte Lagen zeigen fleckenweise einen zarten Muskovitbelag. In einzelnen Bänken beobachtet man lichtgraue Einsprenglinge von Kalifeldspat in Karlsbaderzwillingen bis zu 2 cm Größe, viel öfter aber sind nur ganz kleine weiße Feldspateinsprenglinge zu sehen. Seltener als der Feldspat tritt Quarz als Einsprengling, mitunter bis zu Erbsengröße, mit undeutlicher Dihexaederform hervor.

Im Dünnschliff zeigt das Gestein kristalloblastische Struktur mit Relikten älteren Gefüges. Im Grundgewebe wechselt die Korngröße oft zwischen gröberen, wabigen Kornfasern und sehr feinkörnigen, stärker verzahnten; in einspringenden Winkeln von Einsprenglingen scheinen noch Reste der besonders feinkörnigen, ursprünglichen Grundmasse vorzuliegen. Auch die feinkörnigen Kornfasern dürften zum Teil vielleicht noch wenig tektonisierte Grundmasse darstellen. Quarz wiegt in der Grundmasse an Menge jedenfalls stark vor. Die Menge des nichtlamellierten Albites ist in dem feinen Gewebe schwer festzustellen. Farbloser oder blaßgrünlicher Glimmer ist einzeln eingestrent oder in Strähnen gesammelt, die die Einsprenglinge teils umfließen, teils an ihnen abstoßen.

Der sehr kräftig pleochroitische Biotit erscheint in einzelnen dicken Täfelchen oder in Gruppen und nimmt seiner Größe nach im allgemeinen eine Mittelstellung zwischen Grundgewebe und Einsprenglingen ein. Die Einordnung nähert sich mehr oder weniger einer parallelen, doch fehlen auch nicht Querbiotite. In serizitisierten Gesteinslagen ist er deutlich gesondert von den Serizitsträhnen. Seltene Nehengemengteile sind Epidot, Apatit, Titanit, Magnetit und Granat (in vereinzelt großen Körnern).

Einsprenglinge von Feldspat fehlen fast nie, werden aber oft erst unter dem Mikroskop sichtbar. Sie gehören vorwiegend einem sehr anorthitarmen Plagioklas an, der oft im Kern gefüllt ist, mit schmaler klarer Randzone; nur in geringer Menge sind es Mikrokline und Perthite. Kristallformen sind bei allen Arten oft noch gut erhalten. Auch die Quarzeinsprenglinge besitzen teilweise Kristallbegrenzung, magmatische Korrosion ist nur schwach eingetreten. Sie löschen mitunter undulös aus und sind zerklüftet, einzelne Gruppen großer Quarzkörner deuten auf Zertrümmerung von Quarzeinsprenglingen.

Im allgemeinen sind die Porphyrmaterialschiefer im Braumberger Gebiet nicht kataklastisch, wohl aber läßt ihr Gefüge auf eine frühere Deformationsphase schließen, welche von der letzten Kristallisation noch überdauert wurde. Nur örtlich begrenzt und in geringem Ausmaße ist die Kristallisationsstruktur durch spätere mechanische Beanspruchung noch gestört worden.

In ihrem jetzigen Zustande können sie als aplitische Biotitporphyroidgneise bezeichnet werden.

Am Zwölfer und im Habachtale fand ich in Rollstücken solcher Gneise eckige, scharf umgrenzte Flecken von 1—3 cm Durchmesser aus Biotitschuppen bestehend, die trotz ihrer Kartondünnheit schwer anders denn als Einschlüsse von Biotitschiefer aufgefaßt werden können, die in die Schieferung eingestellt sind.

An die Biotitporphyroidgneise schließen sich im Zwölfergebiet Gesteine von basischerem Charakter an, die im Felde mit manchen besonders feldspatreichen Biotitchloritschiefern der Nachbargebiete verwandt erscheinen. Sie sind gekennzeichnet durch reichlicheren und größeren

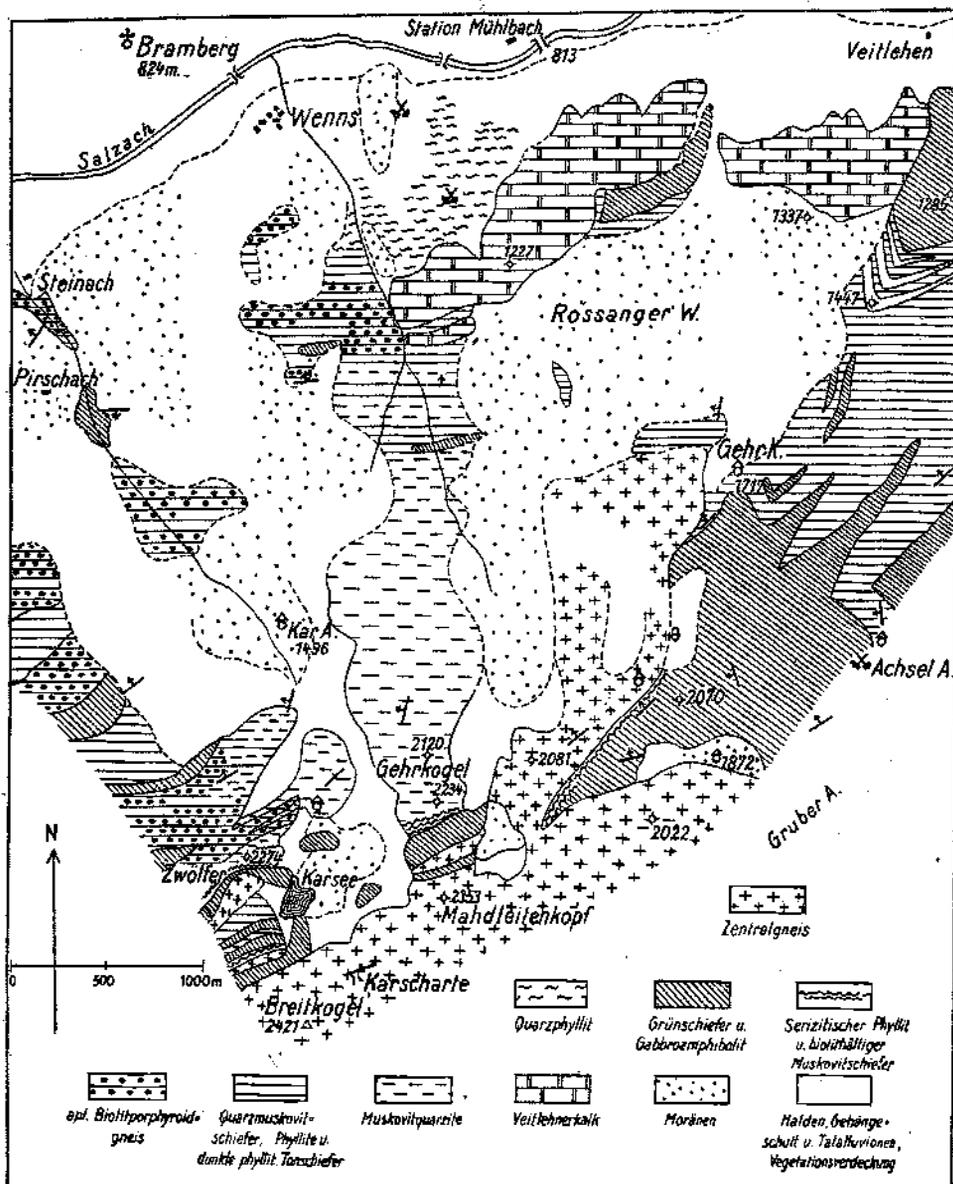


Fig. 1.

Biotit in schönen, oft quergestellten Tafelchen und durch lichtgelbgrüne Flecken im weißen Gesteine, welche sich unter dem Mikroskop als Ansammlungen sehr kleiner Epidotkörner erweisen.

Der Feldspat ist in diesen Gesteinen in der Regel porphyroblastisch ausgebildet und erreicht in einzelnen Bänken am Gipfelkamm des Zwölfer 0.5 cm Größe, tritt aber gewöhnlich im Handstück nicht hervor. Er ist großenteils Schachbrettalbit, ist aber oft durch Nester kleinerer Plagioklas-

körner ersetzt oder in Glimmer und Epidot umgewandelt. Quarz ist reichlich vorhanden und bildet allein oder mit etwas Albit ein feinkörniges, verzahntes Gewebe, mitunter auch daneben gröbere Kornfasern. Kalzit ist mehrfach in geringer Menge beigemengt, ausnahmsweise auch reichlicher. Neben dem Biotit trifft man selten auch Chlorit. An der Ostseite des Gehrkogels wurde in einem hiehergehörigen Gestein eine Zusammenballung von sehr viel dicktafeligem Biotit mit etwas Plagioklas und Epidot angetroffen.

Das Verhältnis von Deformation und Kristallisation ist gleicher Art wie in dem Biotitporphyroidgneis.

Manche dieser Albit-Biotitepidotgesteine nähern sich in Tracht und Zusammensetzung stark den Porphyroidgneisen. So grenzen an der NW-Kante des Zwölfer in 1500—1600 *m* Seehöhe die Porphyroidgneise an Biotitchloritschiefer, in welchen feinkörnige, feldspatreiche, glimmer- und chloritärmerer Lagen auftreten, die den Porphyroidgneisen ähnlich sind. Ebenso besteht zwischen dem Porphyroidgneis bei P. 1096 im Habachtale (linke Talflanke) und den Biotitepidotschiefern an der Ostseite des Zwölfer auch im Dünnschliffbilde viel Ähnlichkeit, beide enthalten nur wenig Epidot, letztere führen einen geringen Kalzitgehalt und keinen Chlorit. Korngröße und Menge des Biotites ist bei beiden ziemlich übereinstimmend. Auch der Porphyroidgneis im äußeren Hollersbachtal (linke Seite) sieht im Handstück manchen Lagen der Biotitepidotgesteine ähnlich und ebenso gleicht er ihnen im Dünnschliff, da er auch etwas Kalzit, kleine Epidotnester und gleiche Plagioklase enthält; er besitzt aber gute Paralleltexur, die bei den Biotitepidotgesteinen gewöhnlich nicht so gut ausgeprägt ist, und noch relativ wenig Epidot.

Dem Mineralbestande nach sind die typischen Albitbiotitepidotgesteine den Floititen verwandt, doch scheint der Quarzgehalt bei letzteren in der Regel kleiner und der Biotitgehalt größer zu sein (4, 5), auch ist die porphyroblastische Struktur bei ihnen nicht so verbreitet.

Th. Ohnesorge hat auf dem Kartenblatt Rattenberg, auf dem seine Porphyrmaterialschiefer bei Habach noch zur Darstellung kommen, sie als „Quarzporphyrtuff- und Quarzporphyrschiefer (Pq.)“ eingetragen und sie auf der Karte so den Porphyroiden in der Kitzbüheler Grauwackenzone gleichgestellt. Die Kitzbüheler Porphyroide sind aber hellgrüne, grobkörnige, serizitreiche Porphyroide, die stets und meist reichlich Porphyrquarze enthalten und eine starke postkristalline Verschieferung und Verflaserung durchgemacht haben, in ihrer Tracht also beträchtlich verschieden sind von den gemäß ihrer wohl erhaltenen kristalloblastischen Struktur als sehr feinkörnige Biotitgneise erscheinenden Pinzgauer Gesteinen.

Dem höheren Grad der Metamorphose bei den porphyrischen Gesteinen am Tauernnordrand entspricht auch die Gesteinsart der Begleitgesteine: Es sind hauptsächlich Quarzmuskovitschiefer mit wechselndem Glimmergehalt. Im Wennsergraben und mehr noch am Gehrkogel (Nordkamm) sind sie als weiße, feinkörnige, zumeist glimmerarme Muskovitquarzite entwickelt.

Bei mikroskopischer Untersuchung erweisen sie sich zum Teil als nur aus Quarz und Muskovit zusammengesetzt, wobei der Glimmer durch seine polygonale Anordnung in Biegungen der Glimmerlagen seine

posttektonische Bildung zum Ausdruck bringt. Zum anderen Teil sind sie feldspathältig (am Gipfelkamm des Gehrkogel und im oberen Wennsergraben). Der Feldspat bildet größere Körner als der Quarz, mitunter mit unvollkommener Kristallungsgrenzung, und ist zumeist Plagioklas, seltener in besonders großen Körnern, Mikroklin oder Perthit. Glimmer ist sehr wenig enthalten und von sehr geringer Größe, neben Muskovit tritt auch Biotit auf. Eine schieferige Regelung fehlt hier, das sehr feinkörnige Quarzgewebe läßt auf eine vormals feinkörnig-mylonitische oder primär klastische Struktur schließen. Auch im Handstück entbehren diese Feldspatquarzite einer Paralleltexur.

Gleiche feldspathältige Abarten findet man auch in den Muskovit-quarziten an der rechten Flanke des Habachtals zwischen Krameralm und der Brücke P. 1096.

In den feldspathältigen Quarziten überwiegt stets der Quarz an Menge beträchtlich den Feldspat.

Als Ausgangsgesteine der feldspathältigen Quarzite kommen in erster Linie die klastoporphyrischen Grauwacken in der Porphyrmaterialschiefer-serie in Betracht, wie sie in den Gerlostälern in untrennbarer Vergesellschaftung mit den Porphyroiden in großer Menge verbreitet sind. Auch die grünlichweißen Serizitgrauwacken mit Orthoklas- und Quarzkörnern, wie sie an der rechten Seite des Gerlostales (Königsleitentalm — Inner-Ertens) stark verbreitet sind, stehen ihnen genetisch sehr nahe und gehen auch oft in weiße Serizitquarzschiefer über. Die Gesteine des Wennsergebietes haben durch die posttektonische Kristallisation den abweichenden quarzitären bis gneisigen Habitus aufgeprägt erhalten.

Im vorderen Habachtale stehen ober Habach Quarzlagenphyllite an, die den Schiefen im mittleren Wennsergraben noch nahestehen, im übrigen herrschen aber im Habachtal bis zur Brücke 1096 Phyllite von der Tracht des Quarzphyllites, die aber mehrfach mit schwarzen, phyllitischen Tonschiefen und Glanzschiefern wechsellagern.

Die Übergangszone zwischen Wennsergraben und Habachtal ist sehr arm an Aufschlüssen, wobei naturgemäß die quarzreicheren Lagen eher zum Vorschein kommen als die leicht verwitternden Phyllite und Tonschiefer. Am öftesten trifft man in diesen Berghängen die Porphyroidgneise anstehend oder als Gehängeschutt; sie stehen im Wennsergraben und westlich davon zwischen 1100 und 1200m Höhe an, am Fuß des Berghanges bei Steinach und im Steinachergraben von 1100m aufwärts und südwestlich davon. Am besten sind sie im obersten Teil des Zwölfer aufgeschlossen.

An der Nordostkante des Zwölfer sieht man sie konkordant eingelagert in den hier stark schieferigen und verglimmerten Muskovit-quarziten, während sonst der Zusammenhang mit dem Nebengestein kaum irgendwo deutlich zu sehen ist.

Untergeordnet beteiligen sich am Bestand der Schichtfolge auch Grünschiefer: so stehen solche im oberen Wennsergraben und westlich davon an, im Steinbachgraben und an der Nordwestkante des Zwölfer in 1500—1600m und bei 1900m. Es sind fast durchwegs Biotitchloritschiefer. Einem dieser Chloritschieferlager folgt die Schwefel- und Kupfer-

kieslagerstätte, auf welcher der Bergbau Brenntal umging: der Tagausbiß des Erzlagers wurde in 1490m Seehöhe östlich des Wennsergrabens (Roßanger) abgebaut, der tiefste Stollen (Erbstollen) erschloß das Lager bei 800m Seehöhe (6).

Ebenso wie gegen das Habachtal hin gehen die Muskovitquarzschiefer gegen Osten in eine phyllitische Fazies über: An dem von der Gehralm gegen Hollersbach verlaufenden Bergrücken stehen zwischen der Alm und P. 1447 sowie am Abhang gegen das Hollersbachtal Phyllite an und schwärzliche Tonschiefer. In dem weiten, ganz von Gletscher- und Gehängeschutt überdeckten Waldgehänge zwischen Wennsergraben und Gehralmrücken kommen nur an wenigen Stellen noch Serizitquarzschiefer zutage, am Oberrand des Veitlehnerkalkes stehen an wenigen Stellen Phyllite und schwarze Mylonitschiefer an.

Die Verbreitung der quarzreichen Fazies fällt also zusammen mit jener der Biotitporphyroidgneise. Eine Ausnahme davon bildet der oben schon erwähnte Porphyroidgneis im vorderen Hollersbachtal, welcher an der linken Talseite bei P. 1042 in grauen bis schwarzen phyllitischen Schiefeln ein größeres Lager bildet.

Das östliche Phyllitgebiet ist von dem westlichen durch das starke Auftreten von Grünschiefern verschieden und durch deren mächtige Entfaltung im Hollersbachtal und östlich davon; der Gehralmrücken besteht in seinem unteren Teil (von P. 1447 abwärts bis ins Salzachtal) fast ausschließlich aus Grünschiefern,¹⁾ östlich der Gehralm setzen mehrere Lagen derselben in Phyllit ein und am Kamm südlich der Alm schließen sich die Grünschiefer wieder zu großen Massen zusammen und nehmen das Steilgehänge bis zum Hollersbach hinab ein. Zwischen dem Hollersbach- und Felbertale bauen Biotitchloritschiefer, Prasinite und Gabbroamphibolite das Berggehänge von der Salzach bis zur Pihapperspitz auf, nur durch einige schmale Phyllitzüge gegliedert. Erst östlich des Felbertales kommen Phyllite und Tonschiefer wieder stärker zur Geltung, wobei ihre Verwandtschaft mit den Grauwackenschiefern nördlich der Salzach deutlicher wird; sie zeigen sich als eine mehr tonige und teilweise mehr metamorphe Fazies derselben.

Gegen Westen hin stehen nach Ohnesorges Originalkarte (Blatt Hippach-Wildgerlossp.) und seinen Gesteinsaufsammlungen seine Porphyrmaterialschiefer am Ausgang des Untersulzbachtales (bei dem Wasserfall), bei der Kapelle P. 900 im Obersulzbachtal, ferner am Roßkopf (2029m) ober Krimml an. Von hier verlaufen sie nach Ohnesorge in ununterbrochenem Zuge über den Hintergrund der südlichen Gerlosseitentäler zum Thorhelm (2461m) und entlang dem Gehänge ober Brandberg bis zur rechten Flanke des Zillertales bei Maierhofen; sie liegen im Hangenden des Hochstegenkalkes oder zwischen den tektonisch wiederholten Zügen desselben. Beiderseits des Wildgerlostales liegt auch zwischen Hochstegenkalk und Zentralgneis noch ein schmales Band von Porphyrmaterialschiefern. Ohnesorge bezeichnet den Hochstegenkalk als das stratigraphische Hangende der Porphyrmaterialschiefer (10).

¹⁾ Auf Fig. 1 ist bei P. 1447 und den zwei nördlich davon liegenden schmalen, weißen Streifen die Diagonalschraffierung ausgeblieben.

Auf Ohnesorges Karte sind die porphyroiden Gesteine und ihre Begleitschiefer mit einer Farbe zusammengefaßt. Soviel ich bei meinen Begehungen im Unter- und Obersulzbachtal, am Kamm zwischen Krimml und Wildgerlos und am Thorhelm (Schwarzachtal), sowie aus Ohnesorges Gesteinsmaterial ersehen habe, sind die Porphyroide hier nicht mehr in der Form der Wennser Biotitporphyroidgneise ausgebildet, sondern durchwegs stark postkristallin deformiert und verändert. Die charakteristischen Biotitschüppchen sind verschwunden, dünne Serizithäute überziehen die Schieferungsflächen der dichten oder sehr fein-

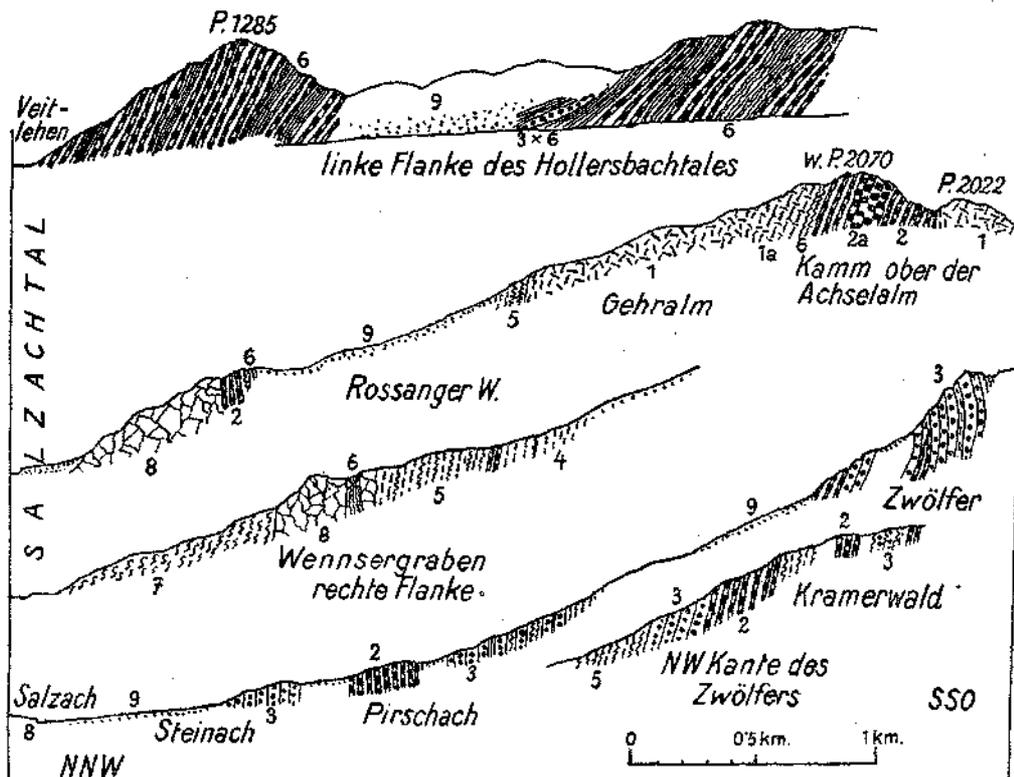


Fig. 2.

1 = Zentralgneis. 1 α = Flaseriger glimmerreicher Zentralgneis. 2 = Grünschiefer.
 2 α = Gabbroamphibolit. 3 = Biotitporphyroidgneis. 4 = Muskovitquarzite.
 5 = Quarzmuskovitschiefer, Quarzite und phyllitische Schiefer. 6 = Phyllite und
 dunkle Tonschiefer. 7 = Quarzphyllit. 8 = Veitlehnerkalk. 9 = Glacialschutt,
 Gehängeschutt und Schuttkegel. 3 \times = streicht nahe parallel zur Profilrichtung.

körnigen, oft feinlagig geschieferten, grauen Gesteine. Im Querbruch erscheinen die kleinen weißen Feldspateinsprenglinge. U. d. M. zeigt sich, daß die Einsprenglinge, wie bei den Wennser Porphyroiden vorwiegend Plagioklase sind, deren Kristallumrisse (mit leichter Korrosion) vergleichsweise gut erhalten sind, daneben — aber oft auch fehlend — Mikroklin und Quarz, welcher letzterer stets wellige Auslöschung und sehr oft starke Zerquetschung aufweist; die Grundmasse ist intensiv verflasert, kleinwellige Serizitsträhne ziehen sich hindurch. Wenn man aber von der letzten Deformation absieht, ist das mikroskopische Bild im ganzen gut übereinstimmend mit jenem der Wennser Gesteine. Es

treten auch bereits in letzterem Gebiete, z. B. bei Steinach und Habach, schon solche Typen neben den weißen Biotitporphyroidgneisen auf, beide Formen sind durch alle Übergänge miteinander verbunden. Andererseits finden sich aber auch im Gerlos-Zillertalergebiet vereinzelt weiße, geschieferte, sehr glimmerarme (Muskovit) Porphyroide von felsitporphyrischer Art.

Die starke Deformation erschwert es auch u. d. M. die magmatischen Gesteine von Ablagerungsgesteinen, die durch Umlagerung derselben entstanden sind, oder sonstigen Sedimenten mit eingeschwemmtem Porphyrmaterial zu unterscheiden und macht eine Abgrenzung der Porphyroide von den Begleitgesteinen im Felde durchaus unsicher. Als Begleitgesteine trifft man feinschuppig-glimmerige bis quarzitischeschiefer und dichte bis feinkörnige graue Schiefer, die mitunter kleine weiße Feldspatkörner erkennen lassen, dunkle stahlgraue Phyllite, weiße Quarzmuskovitschiefer und Quarzfelse, Feldspatphyllite und gneisähnliche Grauwackenschiefer.

Westlich Maierhofen schließt sich in übereinstimmender Profilstellung die Zone der Tuxer Grauwacken Sanders (7) an, in welcher neben metamorphen Grauwackengesteinen auch deutliche Porphyroide auftreten. Auch sie unterscheiden sich von den Wennser Porphyroidgneisen durch die starke und allgemein verbreitete postkristalline Deformation und das Fehlen des Biotites. Gegen den Brenner hin wird die Serie aber stärker metamorph und es ergeben sich einzelne Typen von Grauwackengneisen, die geringe Kataklyse, kristalloblastische Struktur (posttektonische Kristallisation) und Biotitgehalt aufweisen und daneben die allen Typen gemeinsamen Einsprenglinge von Kalifeldspat und Plagioklas (Albit bis Oligoklas) und Feinkörnigkeit des Grundgewebes wie zum Beispiel im Wildlahnertal (7, 1912, S. 238) und zwischen Schlüsseljoch und Flatschspitze (l. c. S. 241). Letzteres Gestein ist nach Sander wahrscheinlich ein metamorpher Grauwackenschiefer, ersteres unsicherer Herkunft.

Der so vom Brenner bis Krimml zu verfolgende Grauwackenzug mit seinen Porphyroiden ist östlich von Krimml, infolge des wahrscheinlich tektonisch bedingten Vorrückens des Zentralgneises an der rechten Talseite gegen N, auf einen sehr schmalen Streifen zwischen Gneis und Krimmler Triaskalk (Neßlingerwand—Walder Wieserwald) eingeschränkt, der sich verbreitend über den Ausgang der beiden Sulzbachtäler sich fortsetzt und bei Habach an das hier behandelte Gebiet anschließt.

Die oben beschriebene Gesteinsfolge zwischen dem Quarzphyllit bei Wenns und der Habachzunge des Zentralgneises gehört demnach der unteren Schieferhülle der Tauern an, die hier aus metamorphen Grauwackenschiefern und Einlagerungen quarzporphyrischer und diabasischer Eruptivgesteine zusammengesetzt ist. Infolge der phyllitischen Ausbildung der Grauwackenschiefer und des Gleichlaufens des Streichens und Fallens ist die Abgrenzung gegen den Quarzphyllit eine durchaus unscharfe.

Die obere Schieferhülle fehlt hier, die ihr zugerechneten Gesteine im Gerlostale reichen gegen Osten nicht über Wald hinaus, Quarzphyllit und Zentralgneis nähern sich einander bei Vorderkrimml-Nenkirchen bis auf mindestens 2 km, südlich Bramberg auf 1.5 km.

Veitlehnerkalk.

Ein dem Hochstegenkalk in seiner Einordnung entsprechender Kalkzug fehlt östlich von Krimml. Der Wenns-Veitlehnerkalk hat eine andere tektonische Position, denn er liegt am Außenrande der Schieferhülle, in dem unbestimmten Grenzberäiche gegen den Quarzphyllit, der Hochstegenkalk dagegen am Innenrande, zunächst dem Zentralgneis. Kölbl (8) verbindet den Wennser Kalk, auf Grund der Streichrichtungen, mit den Kalken nördlich Neukirchen und am Gernkogel, die bereits völlig im Quarzphyllit liegen, wogegen Ohnesorge (10) ihn als tektonisch abgetrennte Fortsetzung des Hochstegenkalkes ansieht. Die Streichrichtung des Veitlehnerkalkes ist nun allerdings eine recht unbeständige, vielfach überhaupt kaum feststellbare und mehrfach durch Querverwürfe gestörte; im ganzen erstreckt sich der östliche Teil des Kalkzuges von O gegen W, der westliche Teil biegt aber stark gegen SW ab (siehe Kartenskizze). Das Streichen der umgebenden Schiefer ist vorherrschend OW gerichtet, weist also quer über das hier NO verlaufende Salzachtal auf die gleichstreichenden Phyllite bei Neukirchen als Fortsetzung hin. Dem Quarzphyllit des linken Talhanges stehen aber am rechtsseitigen Gehänge zwischen Habach und Wenns die Grauwackenschiefer und Porphyroide gegenüber und Quarzphyllit erst östlich von Wenns. Außerdem treten bei Steinach in der Schieferserie Knickungen des Streichens in NNO-Richtung ein, die dem ebenso gerichteten Streichen am Gehrkogel parallel gehen. Ein sicherer Schluß auf die zonare Zusammengehörigkeit der Kalke beiderseits der Salzach läßt sich meines Erachtens aus den Lagerungsverhältnissen noch nicht ziehen.

Bezüglich der Querverwürfe wäre im einzelnen folgendes anzuführen:

Ein deutlicher Querbruch verwirft den Veitlehnerkalk gegenüber von Dorf (bei Mühlbach) und tritt auch in Ohnesorges Manuskriptkarte klar hervor. Die Oberkante des Kalkes liegt östlich des Verwurfes um ungefähr 150 m höher. Auf dem abgesunkenen Kalkflügel liegen Grünschiefer, die entlang dem Verwurfe nach abwärts geschleppt zu sein scheinen — trotz der großen Steilheit des Gehanges habe ich im tieferen Teile nur Blockwerk, aber kein sicheres Anstehendes der Grünschiefer gefunden. Gegen W enden die Grünschiefer und begleitender Phyllit (NNO streichend) an einem Querbruch, der die abgesunkene Kalkscholle im W begrenzt. Sie ist ungefähr 600 m breit. Das Ende des Kalkzuges am Wennserbach dürfte ebenfalls durch einen Querbruch gebildet werden: am rechten Ufer steht der Kalk in voller Breite an, gegenüber am linken Ufer die Porphyroidgneise, quer zum Streichen abgeschnitten. Im O, in dem Graben ober Veitlehen, endet der Kalk unvermittelt in großer Breite gegen die große Grünschiefermasse südlich von Hollersbach, so daß auch hier ein diskordantes Abschneiden an den Grünschiefern wahrscheinlich ist.

Desgleichen sind entlang dem Südrand des Kalkzuges einzelne Anzeichen von Bewegungsbahnen zu bemerken. Am Westende ist in den obersten Teil des Kalkes Phyllit tektonisch eingeschoben. Der

Phyllit ist stark gefältelt und gestreckt, streicht ONO bei seigerer Stellung, Gegen S ist der Kalkrand zumeist von Glacialschutt und Vegetation überdeckt, am oberen Ende des von Mühlbach kommenden Forstfahweges sind aber über den Grünschiefern der abgesunkenen Scholle dunkle Phyllitmylonite anstehend zu sehen.

Die abgesunkene Scholle des Kalkzuges liegt gerade nördlich des Nordendes der Habachzunge des Zentralgneises, ungefähr 1.5 km in der Horizontalen von ihr entfernt. Der westlich von ihr gelegene Teil des Kalkzuges schwenkt gegen SW ab. Wenn man den östlichen Bruchrand der Scholle gegen S verlängert, erreicht man bei der Gehralm den Ostrand der Habachzunge. Allerdings liegt zwischen beiden 1 km breit aufschlußloses Waldgehänge, doch stünde das Auftreten von steil aufgerichteten und gefälteltem serizitisierendem Muskovitquarzit, der NS streicht, nahe unter dem Nordostende des Zentralgneises, unterhalb der Gehralmhütte (1717 m) mit einem solchen Zusammenhang im Einklang.

Die Beschaffenheit des Veitlehnerkalkes ist nicht gleichmäßig. Am Fuß der felsigen Steilhänge des Kalkzuges, südlich der alten Schmelzöfen bei Station Mühlbach wird in einem Steinbruch ein weißer, mittelkörniger Marmor gebrochen. Dieser weiße kristalline Kalk läßt sich am Fuß der Felshänge gegen O bis zu dem großen Querverwurf (mit Diabas) verfolgen und kommt wieder im hochliegenden Flügel, östlich des Diabases, unterhalb der hohen Felsstufe zum Vorschein. Über dem weißen Kalk steht in der abgesunkenen Scholle grauer bis dunkelgrauer Kalk an, stellenweise mit schwärzlichen Tonhäuten und Pyrit. Das westliche Ende des Kalkzuges zeigt durchwegs graue feinkörnige bis dichte Kalke, bald heller bald dunkelgrau, oft mit schwach bituminösem Geruch; stellenweise ist der Kalk dolomitisch. An der linken Seite des Veitlehnergrabens steht bis an den Fuß der Felshänge grauer, sehr feinkörniger bis dichter Kalk an.

Für eine durchgehende stratigraphische Aufteilung ist das vorliegende Beobachtungsmaterial noch nicht ausreichend, doch erscheint wenigstens eine Unterteilung als vorhanden. Die von Ohnesorge gefundenen und von Heritsch (1) beschriebenen Korallen stammen aus dem östlichen Ende des Kalkzuges, in zirka 1200 m Seehöhe und stecken in dunkelgrauen feinkristallinen Kalken (mit H₂S-Geruch). Die an Menge bedeutend überwiegenden grauen Kalke sind diesem Fossilfunde zufolge sehr wahrscheinlich dem Silur oder Devon zuzurechnen.

Zonare Zusammenhänge.

Der Quarzphyllit nördlich der Salzach verschmälert sich gegen Osten rasch und verschwindet bei Mittersill unter den Anschwemmungen der Salzach.

Von hier talabwärts nehmen die Kitzbüheler Grauwackenschiefer die linke Flanke des Salzachtales, die Serie der dunklen Tonschiefer und Phyllite die rechte Flanke ein, beiderseits dieselbe paläozoische Schieferformation mit nur geringen Unterschieden in Fazies und Metamorphose. Nach den neuen Aufnahmen von H. P. Cornelius (9) liegt sie südlich der Salzach, zusammen mit diaphoritischem Altkristallin, über der

oberen Schieferhülle der Glocknergruppe, mit einer breiten, tektonischen Verschuppungszone an sie grenzend.

Die Einschaltung schmaler Züge von sehr wahrscheinlich mesozoischem Dolomit, Rauhwacke, Breccien und mit Gips verbundenen hellgrünen Schiefen (siehe Cornelius 9) in die Serie der paläozoischen Phyllite und Tonschiefer entlang der rechten Flanke des Salzachtales zeigt, daß die Schieferfolgen der beiden Talseiten nicht im ungestörten Ablagerungsverband stehen. Die Einschaltungen setzen bei Wilhelmsdorf (östlich Mittersill) nahe ober der Talsohle ein, überschreiten den Ausgang des Stubachtales und rücken ostwärts davon allmählich gegen OSO von der Talsohle ab.

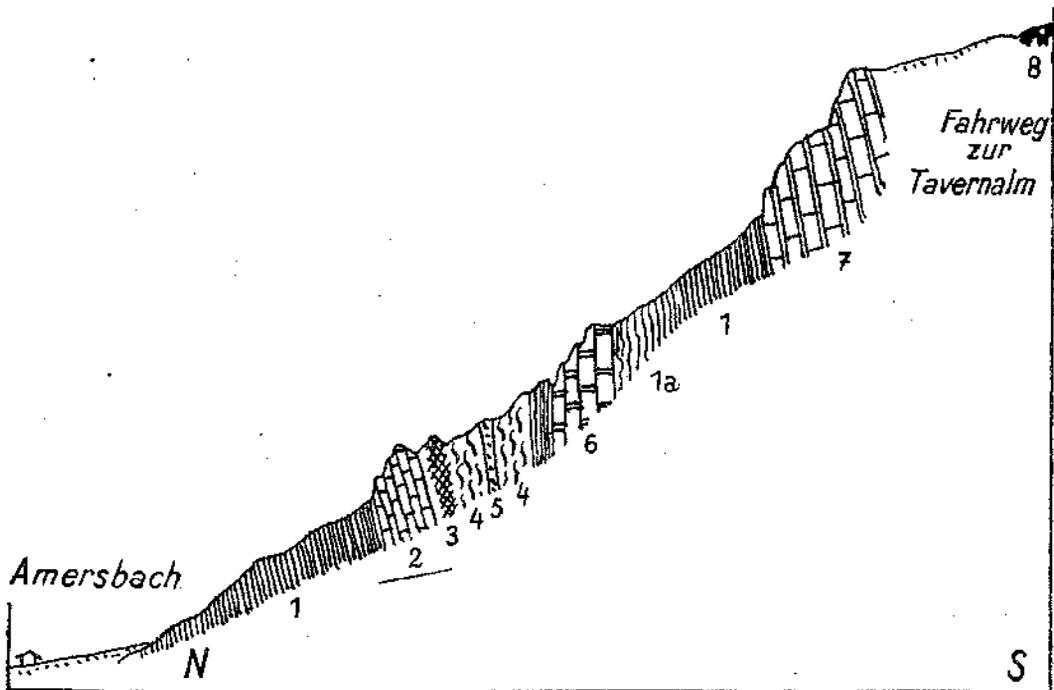


Fig. 3.

1 = Schwarze, phyllitische Tonschiefer. 1a = graue, phyllitische Tonschiefer.
 2 = weißer, dünnbankiger Marmor. 3 = rötlichgelb anwitternder, rauhwackiger Kalk mit lichtgrünem Serizitbelag. 4 = lichte Muskovitphyllite. 5 = grauer Quarzit, pyrithältig. 6 = Kalk. 7 = Glimmerkalk, dunkel bis hellgrau. 8 = Grünschiefer.

Fig. 3 gibt ein Profil durch den Kalkzug etwas östlich von Wilhelmsdorf. Im Wilhelmsdorfer Graben ist das Profil lückenhaft; es stehen nahe übereinander drei geringmächtige Lager von weißem, kristallinem Kalk an, das mittlere mit einer Bank grauen Kalkes. Zwischen den beiden unteren Kalken steht ein Quarzit mit grünlichem Glimmer an, unterhalb der Kalke lichte Phyllite und Grünschiefer. Im Stubachtal vervielfältigen sich die Kalklager durch tektonische Komplikationen, darüber und über die östlich folgenden Bereiche sind von Herrn Dr. H. P. Cornelius eingehendere Darlegungen zu erwarten.

Da die mesozoischen Einschaltungen innerhalb der paläozoischen Phyllite und Tonschiefer, also der unteren Schieferhülle liegen, können

sie nicht zur tektonischen Abgrenzung der Tauernhülle, bzw. des Tauernfensters von der Grauwackenzone als seinem Rahmen dienen. Überdies stehen eben auch jene Phyllite und Tonschiefer und die Kitzbüheler Grauwackenschiefer einander so nahe in Fazies und Metamorphose, daß eine lineare Abgrenzung beider eine nur gefühlsmäßige ist und nicht als Spur einer Hauptbewegungsfläche betrachtet werden kann.

Legt man den Fensterrand in die oben erwähnte, von Cornelius festgestellte Verschuppungszone am Südrand der Phyllit-Tonschieferserie, so gehören dann auch die Gesteine der unteren Schieferhülle, in welchen das Nordende der Habachzunge des Zentralgneises steckt, dem Rahmen des Tauernfensters an und mit ihnen als ihre westliche Fortsetzung die Grauwacken der Schieferhülle im Gerlos- und Tuxertale; der Zentralgneis wäre also intrusiv und tektonisch auf das engste mit dem Rahmen verbunden, auf welchen Widerspruch mit den herrschenden deckentheoretischen Auffassungen bereits Kölbl (8, S. 49) hingewiesen hat. Der von Kölbl zum Beleg dafür auch herangezogene Zusammenhang der Hülschiefer und des Quarzphyllites im Salzachtal oberhalb Bramberg besteht nach meinen Beobachtungen allerdings nicht in diesem Umfange.

Von Mittersill westwärts schiebt sich der Keil des Quarzphyllites zwischen Kitzbüheler Grauwacken und Schieferhülle trennend ein, der Quarzphyllit bleibt aber stets getrennt von den Zentralgneisungen und dem Injektionshof durch die Gesteine der unteren Schieferhülle. Auch die vordere Sulzbachzunge wird am Ausgang der Sulzbachtäler und südlich Neukirchen durch die „Porphyrmaterialschiefer“ vom Quarzphyllit getrennt. Die Grenze Quarzphyllit—Schieferhülle ist bei Wenns, wie oben ausgeführt wurde, eine ganz undeutliche; weiter salzachaufwärts liegt sie bis Vorderkrimml unter dem Talschutt. Von hier an zeigt sie sich als tektonisch gebildet: Bis Ronach grenzt der Quarzphyllit an die Krimmlertrias, was schon Löwl und Diener beschrieben und als tektonische Diskordanz erklärt haben, vom Gerlospaß westwärts tritt Kalkphyllit an die Grenze heran, sehr steil unter den Quarzphyllit einfallend. Im Bachgraben der Fatschalm sieht man zwischen beiden grünlichschwarze mylonitische Schiefer, die nach oben rasch in Quarzphyllit übergehen. Auch in Inner- und Außer-Ertens grenzt der Kalkphyllit an den Quarzphyllit.

Habachzunge des Zentralgneises.

Das Nordende der Habachzunge des Zentralgneises liegt westlich neben der Gehralm (am Südrand des Blattes Kitzbühel), ungefähr 1·5 km weiter nördlich, als sie auf der Kartenskizze Kölbls (8) gezeichnet ist. Ihre Längsachse verläuft vom Habachtal an gegen NNO und greift so quer in die im Salzachtal durchschnittlich O—W streichenden Schichtzüge ein. Die Schiefer passen sich aber in ihrem Streichen dem Verlauf der Zentralgneisgrenze an.

Die Grenze verläuft im Habachtal von der Krameralm gegen P. 2321 nördlich Breitkogel und über den Grat Mahdleitenskapf—Gehrkogel in

die oberste Mulde des Wennsergrabens und von dort in die Waldhänge westlich der Gehralm. In der Tiefe des Habachtales, bei der Brücke P. 1096 mißt man NO-Streichen, ebenso am Kamme Breitkogel—Zwölfer; ober der Karalm („Choralm“ der Spezialkarte) und am Gehrkogel dreht sich das Streichen nach NNO. Am tieferen Gehänge gegen die Salzach hinab gleicht sich das Streichen allmählich mit dem regionalen O—W Streichen aus.

Das Nordende der Zunge liegt in sehr aufschlußarmen, von Blockwerk überstreuten und dicht bewachsenen Waldhängen, die keinen genügenden Einblick in die Lagerungsverhältnisse gewähren.

Die Ostgrenze zieht von der Gehralm (1717 m) in meridionaler Richtung am Westhang des Bergkammes zu den obersten Hütten der Gehralm (bei c. 2000 m), erreicht dort die Kammhöhe westlich von P. 2070 und zieht sich dann durch die obersten Mulden an der Südseite des Kammes gegen den Mahdleitenskapf hin.

Die Gneiszunge ist hier gespalten durch einen Keil von Grünschiefer und Gabbroamphibolit, der von der Achselalm gegen SW sich erstreckt. Der Gehralmast ist bei der Abspaltung nur 300 m breit, erreicht am Nordende etwa 900 m Breite und ist nahezu 2 km lang. An der Südseite des Grünschieferkeiles bildet der Granitgneis den zur Gruberalm ziehenden Seitenkamm P. 2022. Nach freundlicher Mitteilung von Prof. Dr. W. Petrascheck endet er am Gruberbach. Gegen Süden schließt er sich in voller Breite an die Hauptmasse des Breitkogel an.

Die Grünschiefer des Keiles streichen NO, der Gabbroamphibolit¹⁾ ober der Achselalm zeigt NW-Streichen, die dunklen Tonschiefer bei der Achselalm NNW-Streichen, weiter nördlich schließen sich die NO bis NNO streichenden Grünschiefer und Phyllite am rechten Gehänge des Hollersbachtals an. In unmittelbarer Nähe des Gneises streichen die Schiefer dem Gneisrand parallel, weiter weg treten Abweichungen ein, im Bergbaubereich der Achselalm auch starke lokale Störungen. Im ganzen betrachtet paßt sich aber das Streichen der Hüllschiefer auch auf der Ostseite der Habachzunge mehr oder weniger dem Verlauf des Gneisrandes an.

¹⁾ Der Gabbroamphibolit ist im Kern der Gesteinsmasse richtungslos-körnig und durch den starken Gehalt an Biotit in großen Tafelchen, der jenem an Hornblende annähernd gleichkommt, ausgezeichnet. Die grüne, teilweise schieferige Hornblende ist in feinkörnige Nester gesammelt, die auch Biotit umschließen, es kommen aber auch kleine Hornblenden im Biotit eingeschlossen vor. Epidot ist reichlich vorhanden, Plagioklas wenig, relativ viel Apatit in großen Säulchen. Nach außen geht der Gabbro zunächst in eine paralleltexturierte, feldspatreichere Abart über und weiterhin in feinkörnige, geflaserte Gesteine von floitilischem Mineralbestand (Biotit, Epidot, Plagioklas, aber relativ arm an Biotit). Im Handstück sieht man darin einzelne größere, weiße Feldspate, die im Dünnschliff als völlig durch Serizit ersetzt erscheinen. Das Gestein steht nach Tracht und Mineralbestand den oben beschriebenen porphyroblastischen Grünschiefern am Zwölfer u. a. O. sehr nahe.

Der Biotitgehalt ist für Gabbroamphibolite und Grünschiefer im ganzen Gebiet südlich der Salzach charakteristisch und tritt auch noch in den Grünschiefern am Rand der Quarzphyllite gegen die Kitzbüheler Grauwackenschiefer im Mühlbachtal und bei Paß Thurn als Erzeugnis einer selektiven Metamorphose auf, wogegen er den Diabasschiefern der Kitzbüheler Grauwackenzone fehlt.

An der Westseite der Habachzunge stecken in den Hüllschiefern ein paar abgetrennte, kleine Granitkörper: der eine befindet sich am Südgrat des Zwölfer und besteht aus einem grobkörnigen, glimmerarmen Biotitgranit mit unvollkommen idiomorphen Feldspäten (Schachbrettalbite) in grauem feinkörnigem Quarzaggregat; aus der gleichen Granitart besteht, nach den herabgestürzten Blöcken, auch der schöne Felsturm P. 2321 am Nordgrat des Breitkogels. Beide reichen nicht bis zum Karsee (2081 m) in die Tiefe herab und stecken als deutlich abgegrenzte Linsen in den Biotitchloritschiefern und Muskovitquarzitschiefern. In ganz analoger Weise ist am Nordkamm des Mahdleitenskapfes ein petrographisch gleichartiger Granit durch Phyllit und Epidotchloritschiefer von der Hauptmasse des Zentralgneises abgetrennt. Dieser Granit steht aber nicht mit jenen am Zwölfer und P. 2321 über das Seekar hinweg in Verbindung. Der Zentralgneis des Breitkogels ist in seinen Randteilen ebenfalls grobkörnig, glimmerarm (Muskovit, Chlorit) und ohne Parallelgefüge, besitzt aber nicht die porphyroblastische Struktur wie die vorgelagerten Granitkörper. Zahlreiche dicke Quarzadern durchschwärmen ihn, in denen 1934 eine Druse von sehr großen Rauchquarzen gefunden worden ist. Bei der Karscharte nimmt er bereits ausgeprägt gneisige Struktur an.

Die Verhältnisse östlich des Kammes Mahdleitenskapf-Gehrkogel lassen die Deutung offen, daß auch der Gehralmast der Habachzunge ein von der Hauptgneismasse abgetrennter Körper ist: der Grünschieferkeil dringt nämlich bis nahe an das an der Nordostseite des Mahdleitenskapfes eingebettete Kar vor, in der kurzen Strecke bis zum Rand desselben ist der Zentralgneis sehr stark verschiefert, jenseits der Schutthalden des Kars setzen die Schiefer ein, welche das Granitlager nördlich des Mahdleitenskapfes von der Hauptmasse abtrennen. Es läge also nahe, diese Schieferzone mit dem Grünschieferkeil durch eine tektonische Fläche zu verbinden, umso mehr als letzterer an seinem Nordrande bis zur obersten Gehralmhütte von Muskovitphyllit umsäumt wird. In diesem Falle wäre also der Granitkörper am Mahdleitenskapf das südliche Ende des Gehralmastes.

Die Beschaffenheit des Gneises im Gehralmast gibt keinen Anhaltspunkt für eine Abtrennung; der Zentralgneis ist hier nördlich der vermuteten Trennungsfläche zunächst grobkörnig und enthält Quarzgänge mit Rauchquarz, am Kamm ostwärts bis zur Gehralm tritt gut gefasertes Gneis mit grünlichen, muskovitischen Glimmerfasern auf, in dem stellenweise noch die Spaltflächen größerer Feldspatkörner in dem sonst feinkörnigen Quarzfeldspatfasern aufleuchten. Im nördlichen Teil des Gehralmastes herrschen zumeist grobkörnige, glimmerarme, schwach flaserige oder leicht parallel texturierte Granitgneise, die westlich der obersten Gehralmhütte von einer Zone stärkerer Verschieferung durchzogen werden.

Die Abgrenzung des Zentralgneises gegen die Hüllschiefer im angegebenen Verlaufe und ebenso die Abgrenzung der kleinen vorgelagerten Granitkörper prägt sich in der starken Verschiedenheit der Gesteine deutlich aus, es fehlen Übergänge, wie sie durch Aufschmelzung,

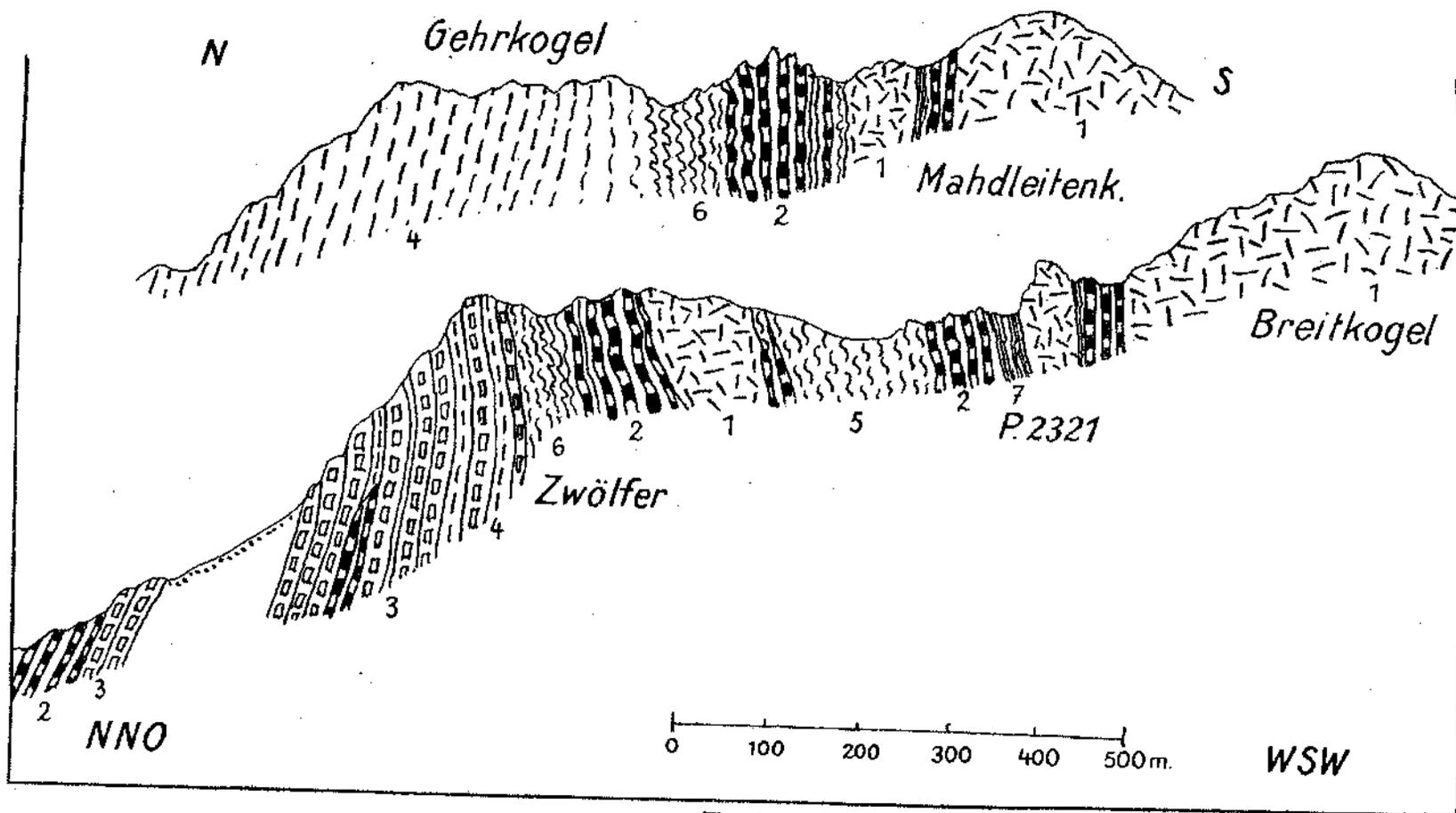


Fig. 4.

1 = Zentralgneis. 2 = Grünschiefer verschiedener Art. 3 = Biotitporphyroidgneis. 4 = Muskovitquarzite. 5 = weiße Serizitschiefer.
 6 = Phyllite und flaserige Glimmerschiefer. 7 = Serizitschiefer mit Biotitschuppen und graue Glimmerschiefer.

Durchäderung, Verfeldspatung und ähnliche Wirkungen magmatischer Massen auf das Nebengestein erzeugt werden.

Das undeutliche Auslaufen des Grünschieferkeils westlich der Achselalm im Zentralgneis in Form von Muskovitschiefern mit Biotitschuppen und konkordanter Einschaltung einzelner feinkörniger Gneisbänke ist tektonischen Ursprungs, wie auch die Fortsetzung in eine Verschieferungszone des Gneises andeutet. Die Gneisbänke können tektonisch umgeprägte, ehemalige granitische Injektionen sein. Mineralbestand und Struktur der Gesteine des Keiles sind die für die inneren Zonen der Tauernschieferhülle allgemein bezeichnenden.

Am Kamm Breitkogel-Zwölfer grenzen an den Zentralgneis die hellen Epidotflecken-Grünschiefer, teilweise mit porphyroblastischem Albit, und dunkle Chloritschiefer, ferner weiße karbonathaltige Muskovitschiefer mit Biotitschuppen und graue feinschuppige Glimmerschiefer. Diese hauptsächlich aus Grünschiefern bestehende Schichtfolge setzt sich auch zum Kamm Gehrkogel-Mahdleitenskapf fort. Nördlich derselben folgen die weißen Muskovitquarzite des Gehrkogels. An der Ostseite der Habachzunge sind es auch wieder zumeist Grünschiefer (Biotitchloritschiefer und Verwandte), die an den Zentralgneis angrenzen und in ihnen der Gabbroamphibolit der Achsel. Ebenso grenzt im Habachtal an den sehr grobkörnigen Zentralgranit ober der Krameralm zunächst eine Folge von Grünschiefern, in deren nördlichem Teil ein massiger Gabbroamphibolit ähnlicher Art wie jener an der Achsel auftritt. Nordwärts folgen dann im Profil mächtige Muskovitquarzite, ganz denen am Gehrkogel gleichend, und dann bei der Brücke P. 1096 die früher schon erwähnten Porphyroidgneise und Epidotgrünschiefer. Kölbl (8, S. 45) gibt von dieser Stelle geäderte Mischgneise im Durchdringungsbereich von Granit und Schieferhülle an. Nach meinen Beobachtungen liegt hier die gleiche Gruppierung vor, wie sie besser aufgeschlossen am Zwölfer (Nordeck) ansteht, wo typischer Biotitporphyroidgneis mit Muskovitquarzitschiefer und Epidotgrünschiefer konkordant wechsellagert und verzahnt ist. Die Schichtfolge bei P. 1096 ist ungefähr 1200 m vom Gneisrand bei der Krameralm entfernt und in den dazwischenliegenden Schichten habe ich keine Anzeichen einer granitischen Durchdringung gefunden.

Die Verhältnisse am Nordrande der Habachzunge sprechen meines Erachtens dafür, daß hier nicht mehr der ursprüngliche Kontakt von Granit und Schieferhülle vorliegt, sondern tektonische Verschiebungen im Grenzbereich erfolgt sind, wobei Schiefer und Granit parallel geschichtet, früher eventuell vorhandene durchgreifende Lagerungen umgeprägt und verwischt wurden. Überdauernde oder nachtektonische Kristallisation hat einheitlich den ganzen Komplex ergriffen und metamorphosiert. Die NO-Einstellung der Schieferhüllengesteine am Nordende der Habachzunge beschränkt sich nicht auf diesen engeren Bereich, sondern kehrt in dem östlich anschließenden grünschieferreichen Schieferbereich zwischen Hollersbachtal und Felbertal an der Ostseite des Pihapper-Kammes wieder.

Örtlich begrenzt sind später noch nachkristalline Deformationen geringeren Umfanges eingetreten.

Zentralgneisrand im Gerlostal.

Die tektonische Gestaltung des Grenzverhältnisses von Zentralgneis und Schieferhülle am Nordende der Habachzunge setzt sich nicht in gleicher Weise auch über den weiteren Verlauf des Zentralgneisrandes gegen Westen fort. Kölbl (8) hat bereits gezeigt, daß das Ende der nördlichen Sulzbachzunge westlich der Wildalm von einem Injektionshof umgeben ist, der Zentralgneis und Schieferhülle auf das engste verbindet, hier also der ursprüngliche Intrusionskontakt noch erhalten geblieben ist. Gleichartiges berichtet Kölbl von der Südseite der nördlichen Sulzbachzunge und dem schmalen Schieferkeil zwischen nördlicher und südlicher Sulzbachzunge.

In dem bekannten Kammprofil ober Krimml (Gerlospaß — Steinkarkogel) ist der Zentralgneis wieder tektonisch abgegrenzt: Der schmale Streifen von Grauwackenschiefern (Quarzmuskovitschiefer mit größeren Quarz- und Plagioklaskörnern), der hier zwischen Zentralgneis und Hochstegenkalk liegt, zeigt keinerlei magmatische Einwirkung und ist stark kataklastisch deformiert; ebenso ist der Zentralgneis randlich stark postkristallin verschiefert. Die Grauwackenlage setzt sich auch auf die linke Seite des Wildgerlostales fort. Im Hangenden des Kalks folgen am Roßkogel (Farmbichl) die „Porphyrmaterialschiefer“, d. h. serizitische Phyllite, weiße Quarzmuskovitschiefer und Quarzfels, etwas Chloritschiefer und Bänke von sehr feinkörnigem Porphyroid. In Dieners (11) sorgfältiger Profildarstellung ist diese Gruppe als „Grauwackengneis und Quarzit“ bezeichnet.

Diener und Löwl haben die Zentralgneisgrenze bei Krimml bereits als tektonische erkannt, halten sie aber für die Absenkungsfläche eines Grabenbruches. Diener verweist dabei darauf, daß Zentralgneis und Hochstegenkalk am westlichen Gehänge des Wildgerlostales in hohem Maße zerrüttet und von Harnischen durchsetzt seien.

Eine genauere Untersuchung der Zentralgneismassen des Hangers und der Anken Spitze am Kamm zwischen Wildgerlos- und Schönachtal und besonders ihrer Basis in letzterem Tale wird noch zu erweisen haben, in welcher tektonischen Beziehung hier der Zentralgneis zu der Schieferhülle steht.

Ähnlich wie der Zentralgneis im Habach- und den Sulzhachtälern sich zungenförmig verteilend gegen Osten in den Schiefern ausläuft, so breitet er sich, in bedeutend kleinerem Ausmaße, an diesem Kamine lappenförmig gegen Westen in der Schieferhülle aus, erreicht aber nicht die Sohle des Schönachtales. Erst im Talhintergrund, nahe unter dem Schönachkees überschreitet der Zentralgneisrand das Tal und steht hier wieder im ursprünglichen Intrusionsverband mit den Schiefern. Von der Pasteinalmhütte taleinwärts stehen hier lichte, feinschuppige Phyllite an, die mit kleinen Karbonatkörnchen (Ankerit?) durchsprengt sind. An der linken Talseite liegen auf der Popbergalm ein paar stark metamorphe Lager diabasischer Gesteine konkordant in ihnen. Weiter gegen S gehen die Ankeritschiefer in weiße, quarzreiche Quarzmuskovitschiefer über, die von vielen Quarzadern und Nestern durchzogen sind und oft scharfe Kleinfaltung zeigen. Am linken Talbang stellen sich dann ober P. 2020

gefeldspatete Lagen ein, bald darauf feinkörnige gneisige Lagen mit großen Feldspaten ($\frac{1}{2}$ cm), biotit- und muskovithältig, auch aplitische Lagen, noch mit Quarzmuskovitschiefer wechselnd und schließlich über der Seitenmoräne des Gletschers, ohne scharfe Abgrenzung gegenüber dem Durchdringungshof die Hauptmasse des Zentralgneises.

Der Gneisrand überschreitet nördlich des Zillerkopfes den Kamm zwischen Schönach- und Wimmertal. Die geologischen Verhältnisse im oberen Wimmertal sind mir nicht bekannt. Im Schwarzachtale überquert bei der unteren Schwarzachalm der Hochstegenkalkzug des Brandbergerkolms das Tal. Von hier an talaufwärts stehen an beiden Talhängen in vielfältigem Wechsel, oft auf wenige Meter Distanz mehrmals wechselnd an und sind durch Übergänge verbunden: Porphyrgnit mit Kalifeldspateinsprengungen von ein paar cm bis zu 1 dm Länge, feinkörnige glimmerarme Gneise mit Albitporphyroblasten, Muskovitphyllite mit oder ohne kleine Albitaugen und mit kleinen Biotitschuppen. Manche Granitlagen sind sehr stark verschiefert und dann einem serizitischen Augengneis ähnlich, auch feinstkörnige mylonitische, graue Gesteinsbänke sind eingeschaltet. Der Granit enthält mitunter Einschlüsse von Biotitschiefer. Die granitischen Gesteinstypen überwiegen an Menge. Im ganzen bietet die Gesteinsfolge das Bild einer innigen Durchdringung von Schiefen durch granitisches Magma und einer lagen- und zonenweisen postintrusiven Deformation der Serie. Manche der besonders dicht und großkristallin verfeldspateten Lagen gleichen völlig solchen aus dem Injektionshof des Zentralgneises westlich der Wildalm.

Da der rechtsseitige Begrenzungskamm des Schwarzachtales noch aus der Injektionsserie besteht, der linksseitige Kamm des Schönachtales aber vom Hochstegenkalk des Wechsels (2635 m) bis nahe an seine Abzweigung vom Hauptkamm aus injektionsfreiem Ankeritphyllit und Quarzmuskovitschiefer, muß im oberen Wimmertal die Injektionszone des Schwarzachtales gegen Osten ausklingen. Das Streichen der Schichten ist in beiden Tälern durchschnittlich OW, das Einfallen sehr steil N gerichtet.

Westlich des Brandbergerkolms rücken aber Zentralgneis und Hochstegenkalk unmittelbar aneinander und aus der Gegend von Maierhofen (Hochstegen, Duxertal) hat bereits F. Becke (12) 1903 die Grenze beider Gesteine als eine tektonische beschrieben, an der Anzeichen einer Intrusion des Granits fehlen und der Granitgneis randlich verquetscht und serizitisiert ist.

Der Hochstegenkalk verläuft von Krimml in gerader WSW-Richtung quer über die südlichen Gerlosseitentäler bis Brandberg—Maierhofen, im Hangenden begleitet von Ohnesorges Porphyrmaterialschiefern, deren kataklastischer Zustand oben erwähnt wurde. Der Zentralgneisrand aber beschreibt zwischen dem Wildgerlos-Schönachkamm und dem Brandbergerkolm eine tiefe Einbuchtung gegen S, innerhalb welcher die Ankeritschiefer und Quarzmuskovitschiefer liegen und der magmatische Verband von Zentralgneis und Hülschiefer erhalten geblieben ist. Östlich und westlich der Einbuchtung ist die Anlagerung der Schieferbülle an den Zentralgneis eine tektonische und es läßt sich annehmen, daß die diesen Strecken entsprechenden Bewegungsflächen

entlang dem Hochstegenkalk zusammenhängen und so die Einbuchtung im Norden tektonisch abgegrenzt wird. Sie stellt also gewissermaßen einen tektonisch geschonten Winkel dar, gleichwohl ob man die Gneislappen am Wildgerlos-Schönachkamm als Tauchdecken auffaßt, die von den höheren Teilen der Hauptgneismasse gegen N abgegeben wurden, ähnlich wie jene des Krierkars im Tuxertal (Sander, 13, S. 40) oder ob man sie als primäre Verbreiterung der Gneismasse betrachtet mit ostwärts steil darunter hinabsinkender unterer Schieferhülle.

Die Injektionszone auf der Wildalm verbreitet sich nach Kölbls Kartenskizze an der Ostseite der nördlichen Sulzbachzunge und im Zwickel zwischen dieser und der südlichen Sulzbachzunge. An der Nordseite der nördlichen Zunge scheint sie zu fehlen, doch ist das Gehänge hier von Schutt und Vegetation stark überdeckt. Die am Ausgang der beiden Sulzbachtäler nahe dem Zentralgneis anstehenden Porphyrmaterialschiefer zeigen keine Anzeichen einer Granitisation und die Verhältnisse lassen es mir wahrscheinlich erscheinen, daß der Nordrand des Gneises an diesen Talmündungen tektonischen Charakter besitzt und nur an der Ostseite der nördlichen Sulzbachzunge der magmatische Verband erhalten geblieben ist, während die Nordranddislokation gegen NO in die Phyllite ausläuft.

Auch in dieser Injektionszone sind noch Zeichen von para- bis postintrusiven Deformationen in Form von Streckung und Verschieferung der gefeldspateten Schiefer zu beobachten.

Literatur.

1. Heritsch F. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1919, S. 155.
2. Peters K. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1854, S. 787.
3. Schmidt R. A. „Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen 1870, Nr. 21.
4. Köhler A. Tschermaks Mineralogische Mitteilungen 36. Bd., 1923.
5. Angel F. Zentralblatt für Mineralogie A 1930, S. 124.
6. Isser M. v. Zeitschrift „Der Erzbergbau“ VI. Bd., 1910, Berlin, Heft 1 und 2.
7. Sander B. Jahrbuch d. Geologischen Reichsanstalt 1912, S. 219.
8. Sander B. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1920, S. 273.
9. Sander B. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 82. Bd., 1911, S. 257.
10. Kölbl L. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 141. Bd., S. 40.
11. Cornelius H. P. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1934, S. 32.
12. Cornelius H. P. und E. Clar Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1932, S. 78.
13. Ohnesorge Th. Akademischer Anzeiger, Wien 1929, Nr. 17.
14. Diener C. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt 1900, S. 386.
15. Becke Fr. Führer zu den geologischen Exkursionen des IX. internationalen Geologenkongresses Wien 1903. Exk. VIII und IX, S. 17.
16. Sander B. Führer zu den geologischen Exkursionen in Graubünden und den Hohen Tauern, herausgegeben von der Geologischen Vereinigung 1912, S. 40.

Geologie der Langkofelgruppe.

Von Georg Mutschlechner, Innsbruck.

Mit 1 geologischen Karte und 2 Textfiguren.

Aus dem Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Innsbruck.

Inhaltsübersicht.

	Seite
Vorwort	21
Geographische und geologische Übersicht	22
Stratigraphischer Teil	23
Perm: Bellerophon-Schichten	24
Trias: Werfner Schichten	24
Muschelkalk	25
Mendeldolomit (Sarldolomit)	26
Buchensteiner Schichten	26
Marmolatakalk	27
Agglomerate	28
Porphyrite	28
Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine	30
Wengener Schichten	33
Cassianer Schichten	33
Schlerndolomit	34
Raibler Schichten	35
Der Fazieswechsel in der ladinischen Stufe	36
Tektonischer Teil	38
1. Selektive Tektonik	38
2. Störungsflächen	38
3. Bewegungsbild	41
4. Bewegungsphasen	42
Morphologie	43
1. Selektive Formgebung und Bodengestaltung	43
2. Hebungsweise Formentwicklung im Tertiär	44
3. Quartäre Morphologie	44
Diluvium	45
1. Moränen	45
2. Gehängebreccien	47
Alluvium	47
Literatur	49

Vorwort.

Das Gebiet der Langkofelgruppe war schon mehrmals Gegenstand geologischer Untersuchungen. Es sei hier nur an die grundlegenden Karten und Arbeiten F. v. Richthofens (17)¹⁾ und E. v. Mojsisovics' (8) erinnert.

In neuerer Zeit haben sich besonders M. Ogilvie-Gordon (9—13) und O. Weller (19), ein Schüler E. Kokens, mit der Erforschung

1) Die in Klammern beigelegten Zahlen weisen auf das Literaturverzeichnis.

dieses Gebietes eingehender beschäftigt. Beide haben auch geologische Karten veröffentlicht, doch enthält Wellers Dissertation nur eine einfarbige, stark verkleinerte, schwer lesbare Wiedergabe seiner Originalkarte 1 : 25.000. Auch die im Jahre 1927 erschienene bunte Karte Ogilvie-Gordons läßt zu wünschen übrig. Sie nimmt z. B. auf die quartären Ablagerungen keine Rücksicht. Bezüglich des Rodella-Gebietes schreibt Professor v. Klebelsberg in seinem Dolomiten-Führer (7): „So eingehend dasselbe von Mrs. Ogilvie-Gordon auch schon studiert worden ist, erschöpft oder völlig geklärt sind die Besonderheiten des Rodellaprofiles trotzdem noch nicht.“

Eine Neuaufnahme nach modernen Gesichtspunkten war deshalb erwünscht, zumal seither R. v. Klebelsberg (6) und O. Ampferer (1) glazialgeologische Notizen und letzterer überdies einen wichtigen Beitrag tektonischen Inhaltes (2) veröffentlicht hatte.

Das Zustandekommen der vorliegenden Arbeit verdanke ich in erster Linie der gütigen Vermittlung meines hochverehrten Chefs und Lehrers, Herrn Professors Dr. R. v. Klebelsberg beim Deutschen und Österreichischen Alpenverein. Letzterer ermöglichte mir durch einen Reisekostenzuschuß die gründliche Begehung dieser interessanten Gebirgsgruppe im Sommer und Herbst 1933. Ferner bewilligte er die Mittel zur Drucklegung der geologischen Karte, wofür ich auch an dieser Stelle herzlich danke.

Als topographische Grundlage wurde für die Feldaufnahme und für den Kartendruck die vom Deutschen und Österreichischen Alpenverein herausgegebene, im Jahre 1926 neu aufgelegte „Karte der Langkofel- und Sellagruppe“ verwendet, die ich gleichzeitig berichtigen und ergänzen konnte.

Innsbruck, im Juli 1934.

Der Verfasser.

Geographische und geologische Übersicht.

Als Langkofelgruppe bezeichnet man meist nur das prächtig geformte, ringsum isolierte Hochgebirge zwischen der Seiser Alpe und der Sellagruppe, eines der schönsten Gebiete in den ganzen Dolomiten.

Die geologische Kartierung beschränkte sich nicht allein auf diesen hufeisenförmig nach NW geöffneten Dolomitstock, sondern wurde allseits bis zu den natürlichen Grenzen ausgedehnt. Als solche kommen in Betracht: im N und NO das Grödental, im O das Sellajoch, im S das obere Fassataal und das Durontal. Die Westgrenze bildet das Saltaria- oder Jendental.

Dieses ca. 50 km² unspannende Gebiet wird nach zwei Seiten entwässert. Nach N durch den Saltaria- oder Jenderbach und durch den Grödenbach, der sein Wasser dem Eisak zuführt. Nach S durch den Avisio, dessen wichtigste Zubringer der Mortizbach und der Duronbach sind.

Von welcher Seite auch immer man die Langkofelgruppe betrachtet, stets erhält man das für die westlichen Dolomiten so bezeichnende Bild: über den dunklen, sanftgeformten, mit Wäldern und Matten bekleideten Vorbergen erhebt sich steil aufragend ein kahler, reich ge-

gliedert Felsenbau. Dieser wunderbare Gegensatz im Landschaftsbilde ist geologisch begründet. Das Vorland besteht nämlich aus einer mannigfaltig zusammengesetzten Serie vorwiegend dunkler, relativ leicht verwitternder Gesteine. Die Felsregion hingegen ist einheitlich aus hellem Schlerndolomit erbaut.

Die höchste Erhebung, der Langkofel (3178 *m*), hat der ganzen Gruppe den Namen gegeben. Andere, von Kletterern gern besuchte Gipfel sind das Laugkofeleck (3054 *m*), die Fünftingerspitze (2996 *m*), die Grohmannspitze (3111 *m*). Der Plattkofel (2960 *m*) ist der einzige leicht zugängliche Gipfel. Im S ist diesen Bergriesen ein bequem erreichbarer, deshalb viel besuchter Aussichtsberg vorgelagert, die 2486 *m* hohe Rodella.

Zwischen den hohen Felspfeilern nisten ein paar kleine, von Spalten durchsetzte Gletscherchen, die mit ihrem blanken Eis das großartige Bild noch mehr bereichern.

St. Christina, Wolkenstein und Plan sind die Hauptorte im oberen Grödental, wie Canazei, Gries und Campitello in Oberfassa. Sie sind vorwiegend auf Schuttkegeln entstanden. Die ursprüngliche Obergrenze der Dauersiedlungen liegt auf der Grödner Seite bei 1600 *m* über dem Meere. Daß auf den besonnten Hängen gegen das Fassatal nur ein einziger Hof (Mortiz, 1627 *m*) diese Grenze überschreitet, ist in der Steilheit und Wasserarmut des Gehänges begründet. Die höchstgelegenen Dauersiedlungen (lauter Gasthäuser) finden sich gegenwärtig am Sellajoch (bis 2250 *m*). Das nur zeitweise bewirtschaftete Unterkunftshaus auf der Rodella liegt 2486 *m* hoch.

Die Bewohner dieses Gebietes sind Ladiner. Die Sprache der Grödner ist z. T. germanisiert. Hingegen spricht man im oberen Fassatale das sogenannte „Cazét“. Viehzucht und Fremdenverkehr bilden die Haupteinnahmequellen der Bevölkerung.

Durch gute Autostraßen — das Sellajoch zählt zu den meistbefahrenen Dolomitenpässen — und durch die im Kriegsjahr 1915 erbaute Grödner Bahn ist das Gebiet der Langkofelgruppe von allen Seiten leicht zu erreichen.

Die touristische Erschließung besorgte in vorbildlicher Weise der Deutsche und Österreichische Alpenverein durch die Errichtung der Langkofelhütte und des Sellajochhauses sowie durch Anlage von Höhenwegen.

Wer die Gegend aus eigener Anschauung nicht kennt, sei an die ausführlichen und mit guten Bildern ausgestatteten Aufsätze in Band 27 und 44 der Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines erinnert.

Stratigraphischer Teil.

Die Gesteine, welche den geologisch erschlossenen Teil der Langkofelgruppe aufbauen, gehören, abgesehen von den quartären Ablagerungen, dem obersten Perm und der Trias an. Spärliche Reste von Raibler Schichten geben sich als jüngstes Schichtglied zu erkennen. Mannigfaltig und wechselvoll ist die mittlere Trias entwickelt.

Oberes Perm.

Bellerophon-Schichten.

Diese hier bisher nicht beachteten und in der Literatur nirgends erwähnten Gesteinsvorkommen wurden bei der Neuaufnahme an mehreren Stellen gut aufgeschlossen vorgefunden.

Im obersten Grödental bilden sie westlich von Plan den Kern einer großen Antiklinale. Weitere Aufschlüsse konnten an der Südseite der Rodella festgestellt werden.

Es handelt sich durchwegs um höhere Horizonte dieses permischen Schichtpaketes. Gipslagen und Rauhdecken, wie sie für die tieferen Partien bezeichnend sind, treten nicht zutage.

Westlich Plan sind nur hell anwitternde, graue bis dunkle, bituminöse Kalke, als geringmächtige Einschaltungen auch Kalkschiefer und in dünne Tafeln spaltende Kalksandsteine sichtbar. Sie enthalten hier ziemlich viele Versteinerungen, vor allem Unmengen der für die Bellerophon-Schichten charakteristischen Gyroporellen, ferner Ostracoden, Muscheln (*Pecten* sp.), Schnecken und Reste von Brachiopoden. Das Leitfossil (*Bellerophon*) sah ich nur selten. Bemerkenswert ist der Fund eines kleinen, nicht näher bestimmbareren Knochenstückes.

Ein winziger Aufschluß östlich der Fischburg (am Nordrande der Karte) zeigt einen grauen, fossilereen Dolomit, der in einem Steinbruch abgebaut wird und ziemlich sicher zu den Bellerophon-Schichten gehört.

In den steilen Anbrüchen an der Südseite der Rodella kommen Kalke und Dolomite gemeinsam vor. Die Kalke bilden hier überall den ursprünglich höchsten Permhorizont, was auch ihre konkordante Überlagerung durch die untere Trias bestätigt. Die Dolomite sind dort dichte, gelbgraue Gesteine, denen die massenhaft enthaltenen Dolomitdrusen ein eigenartiges Aussehen verleihen, ein Merkmal, das die Abgrenzung gegen den Mendeldolomit wesentlich erleichtert. Das Hangende bilden gelbliche, graue und schwarze Kalke, meist erfüllt mit einer nicht näher untersuchten Kleinf fauna. Einzelne Bänke bestehen fast nur aus Algenresten und Muschelschalen.

Die Anwitterungsfarbe ist bei allen diesen Gesteinen viel heller als jene der frischen Bruchfläche.

Die Mächtigkeit kann, abgesehen davon, daß nur der obere Teil der Bellerophon-Schichten erschlossen ist, wegen der starken Verbiegungen nicht ermittelt werden.

Trias.

Werfner Schichten.

Das Hauptverbreitungsgebiet der untersten Trias liegt an den Abhängen der Rodella in der Südostecke der Karte, wo ihr wiederholtes Auftreten tektonisch bedingt ist. Die übrigen Aufschlüsse befinden sich teils am Nord- und Nordostrande, teils unter den Nordabstürzen der Langkofelgruppe engeren Sinnes. Einzelne kleinere Schollen stecken in den Buchensteiner Agglomeraten.

Die tiefsten Lagen bestehen gewöhnlich aus hellgrauen und gelblichen Kalken, welche sich von den Bellerophon-Schichten leicht abgrenzen lassen. Dann folgen gelbe und graue Mergel, die samt den unterlagernden Kalken den Seiser Schichten entsprechen.

Die hangenden Campiller Schichten beginnen mit einer Folge von roten Mergeln und Schiefeln. Getrennt durch eine sehr mächtige graue, manchmal auch graugrüne, glimmerreiche, oft feinsandige Abteilung treten an der Obergrenze nochmals rote, schieferige und mergelige Gesteine auf, die allmählich in den unteren Muschelkalk überleiten.

Im mittleren, grauen Horizont der Campiller Schichten ist an der Westseite des Rodellagipfels das schon von Weller (19) beschriebene *Problematicum werfense* häufig, ein birnen- und scheibenförmiges Gebilde von mehreren *cm* Durchmesser mit zentralem Kanal. Von derselben Fundstelle wären auch hakenförmig gebogene und wurmartig gekrümmte Stengel noch unbekannter Entstehung zu erwähnen.

Die Fossilführung der Werfner Schichten ist in manchen Bänken sehr reich. Einzelne Platten erhalten durch das massenhafte Vorkommen von Myaciten ein pflasterartiges Aussehen.

Mächtigkeit: An der Südseite der Rodella 250 *m*. Faltungen täuschen bei anderen Aufschlüssen größere Mächtigkeit vor.

Westlich oberhalb Plan (Gröden) wurde zwischen Sora Fungeia und Tuel die $\frac{1}{2}$ bis 1 *m* dicke, schichtparallele Einschaltung eines porphyrisch struierten Massengesteins festgestellt. Die Untersuchung des Hangendkontaktes hat ergeben, daß es sich nicht um einen Erguß aus der Werfner Zeit, sondern um ein später eingedrungenes Magma handelt.

Muschelkalk.

Wo die Obergrenze der Werfner Schichten nicht nachträglich als tektonische Gleitbahn diente, zeigt das Kartenbild überall einen schmalen Streifen von Muschelkalk. Obwohl ein dünnes, unscheinbares, aus der Ferne oft gar nicht erkennbares Gestein, bildet er in der Langkofelgruppe ein nirgends fehlendes Schichtglied.

An der Basis des Muschelkalkes findet sich fast überall das Muschelkalkkonglomerat, auch Richthofen'sches Konglomerat genannt. Seine größte Mächtigkeit erlangt es mit 3 bis 5 *m* am Fuß einer Steilstufe oberhalb Pozzates (nordwestlich von Campitello), im allgemeinen mißt es nur 1 bis $1\frac{1}{2}$ *m*. Überall ist es ein typisches Konglomerat aus wohlgerundeten, bisweilen polierten Geröllen von bunten (grauen, gelben, roten . . .) Werfner Schichten, verkittet durch ein rotes, sandiges Bindemittel.

Als Muschelkalk engeren Sinnes bezeichnet man hier eine wechselagernde Serie roter, grauer und grünlicher, oft sandiger Mergelschiefer und grauer Kalke. Den Abschluß nach oben bildet gewöhnlich bituminöser Kalk mit Diploporen, manchmal auch bituminöser Dolomit.

Unter dem Nordabsturz des Langkofels ist der Muschelkalk (ohne Konglomerat) 10 *m* dick. Die oberste, teilweise verkieselte Bank führt dort reichlich *Diplopore annulatissima* Pia.

Die sandigen Lagen des Muschelkalks enthalten vielfach Pflanzenreste, wodurch sie sich von ähnlich ausgebildeten Werfner Schichten unterscheiden.

Mendeldolomit (Sarldolomit).

Der Muschelkalk wird fast überall von einer weither kenntlichen, oft als Wandflucht vortretenden Dolomitplatte bedeckt. Ihr Fehlen im Abschnitte Pozzatesbach—Rodella—Monte di Gries—Saleibach ist einerseits durch Sedimentationsunterbrechung zu erklären, andererseits scheint hier ein Teil des Mendeldolomits durch die eruptive Tätigkeit in der mittleren Trias zerstört worden zu sein.

Durch die Eintragung des Felsenbandes „I strentsch“ (an der Nordseite des Langkofels) als Mendeldolomit und umgekehrt jenes nördlich vom Piz de Sella als Schlerndolomit, weicht die neue Karte nicht unwesentlich von den Veröffentlichungen anderer Autoren (19, 12) ab.

Der Mendeldolomit ist meist ein helles, durch ganz schwachen Bitumengehalt auch graues, zuckerkörniges Gestein mit rauher Oberfläche. Von dem an der Südseite der Rodella in seiner Nähe vorkommenden Dolomit der Bellerophon-Schichten unterscheidet er sich namentlich auch durch die gleichmäßige Zusammensetzung, wogegen letzterer reichlich Drusen enthält.

In der Pozzateschlucht gibt es unter einem Wasserfall in 2100 *m* Höhe eine Fundstelle prächtiger, regelmäßig gewachsener Dolomitrasen auf Mendeldolomit.

Südwestlich von Wolkenstein (Gröden) und auf der Bergwiese Tueli (nordwestlich Plan de Gralba) kommen im obersten Teil des Mendeldolomits dünnplattige, grau bis graubraun anwitternde, im frischen Bruche fast schwarze Kalke vor. Sie gehören zur „Grenzzone“ Ogilvie-Gordons (12) und repräsentieren den sogenannten Oberen alpinen Muschelkalk. Überlagert werden diese Schichten manchmal noch von einer 2 *m* dicken, hellen Dolomitbank. Im übrigen ist aber der obere anisische Horizont in der Langkofelgruppe nirgends kalkig entwickelt.

Die im Dolomithereiche eingezeichneten Massengesteine sind durchwegs jüngeren Datums.

Mächtigkeit: 50—150 *m*.

Buchensteiner Schichten.

Sie sind auch hier das älteste schon zur Zeit seiner Ablagerung von den vulkanischen Vorgängen beeinflusste Gestein der mittleren Trias.

Ursprünglich über dem Mendeldolomit abgesetzt, findet man sie heute meist nur mehr in den vom Vulkanismus verschonten Gebieten im ehemaligen (sedimentären) Schichtverband und in voller Mächtigkeit, wie es z. B. unter den Nordwänden des Langkofels und des Plattkofels der Fall ist.

Ein Blick auf die Karte zeigt u. a. im Saltrietal oder in der Gegend südlich von Wolkenstein deutlich, daß zwei zusammengehörende Pakete Buchensteiner Schichten durch eine mächtige Magmaintrusion getrennt wurden. Anderswo sind die echten Buchensteiner Schichten vollends verschwunden, an ihrer Stelle liegen vulkanische Produkte.

Hauptgestein ist ein heller, knolliger Kalk mit unebenen Schichtflächen, die von Hornsteinausscheidungen herrühren. Dieses Gestein ist

so eigenartig, daß es mit keinem anderen verwechselt werden kann. Weniger häufig, aber nicht minder typisch sind hell und dunkel gebänderte Kieselkalke, graue dünnplattige Kalke, ferner bituminöse Schiefer und schließlich dunkler Dolomit mit bläulichen Hornsteinlinsen. An der Nordseite des Plattkofels kommen gelbbraune fast papierdünn aufspaltende Tuffschiefer vor.

Der unter der Bezeichnung „*Pietra verde*“ bekannte grüne Tuff ist spärlicher zu finden als in anderen Gebieten der Südtiroler Dolomiten. Dafür gibt es östlich des Anpezzanbaches grobsandige Lagen aus Quarz, geroltem Hornstein und Schüppchen von dunklem Glimmer.

Am Langkofel und am Plattkofel gehen die Buchensteiner Schichten seitlich in Schlerndolomit über. Nahe der Verzahnungsstelle findet man sandige Dolomite. An der Rodella sind sie mit Ausnahme des tiefsten Horizontes als reiner Riffkalk (Marmolatakalk) ausgebildet.

Mächtigkeit: Bis 70 m.

Marmolatakalk.

Der wegen des herrlichen Rundblickes viel bestiegene Gipfel der Rodella besteht nicht, wie Weller (19) angenommen hat, aus Mendeldolomit, sondern wie bereits Ogilvie-Gordon (11, S. 210) berichtete, aus einem Gestein, das auf Grund seiner stratigraphischen Stellung und seiner lithologischen Ähnlichkeit mit den Vorkommen in der benachbarten Gebirgsgruppe als Marmolatakalk zu bezeichnen ist.

Seine Zugehörigkeit zur mittleren Trias wird einerseits durch die unterlagernden Buchensteiner Schichten, andererseits auch durch die Verzahnung mit den Agglomeraten und Tuffkonglomeraten bewiesen. Die unteren Bänke dieser Kalkinsel haben jedenfalls noch Buchensteiner Alter, für den höheren Teil kann man Entstehung zur Wengener Zeit annehmen.

Das Gestein ist ein heller, deutlich gebankter, stellenweise leicht verkarsteter Kalk. Am obersten Wegstück zum Rodellahaus sieht man Nester eines mürben, sandigen Dolomits, der im Herbst 1933 durch kleine Gruben erschlossen war.

Schollen eines hellen, am ehesten auch dem Marmolatakalk gleichzustellenden Gesteins finden sich öfters als Einschlüsse in den Agglomeraten, z. B. oberhalb des schmalen Muschelkalkbandes östlich vom Rodellagipfel. Zwei besonders große Schollen hellen Kalkes wurden im Verbands der Tuffkonglomerate nördlich Canazei (Fassa) gefunden und in der Karte mit der entsprechenden Farbe bezeichnet. Der eine hohe Felsen heißt Sass d'Arbacia.

Hervorzuheben ist das für den Marmolatakalk charakteristische Vorkommen von Großoolithen.

Organische Reste fanden sich mehrmals, sie lassen sich aber nur schwer gewinnen. Es waren Stielglieder von Crinoideen, ferner Gastropoden und Algenreste.

Auch ein Ammonit soll einmal gefunden worden sein.

Mächtigkeit: 120 m.

Agglomerate.

Die spärlichen, aber gut geschichteten und sortierten Tuffe der Buchensteiner Schichten lassen auf längeren Wassertransport schließen. Sie sind nur die ersten Anzeichen eines in der Ferne sich abspielenden Vulkanismus. Waren bis dahin in der Langkofelgruppe und in den Nachbargebieten keine vulkanischen Ausbrüche erfolgt, so setzte nach der Ablagerung der Buchensteiner Schichten die eruptive Tätigkeit voll ein.

Dunkles, basisches Magma quoll aus der Tiefe und breitete sich nach mehreren Richtungen aus. Der zentrale Teil des Gebietes, die Basis der eigentlichen Langkofelgruppe, blieb von diesen Vorgängen völlig unberührt. Ringsum wurden aber an vielen Stellen die Buchensteiner Schichten durch die empordrängende und auf Schichtfugen vordringende Lava aufgelockert, zertrümmert, fortgerissen und als plattenförmige Schollen oder kleinstückig mit dem Schmelzflusse vermengt. Durch solche Vorgänge läßt sich im Gebiete der Rodella das teilweise Fehlen der Buchensteiner Schichten erklären.

Hummel (5) nannte in seiner interessanten und vieles Neue bringenden Arbeit derartig entstandene Bildungen Trümmerlaven, „weil das Wesentliche der Lava charakter des Gesteins ist“.

Mit den Trümmerlaven zusammen und von ihnen gar nicht recht abtrennbar, kommen aber auch Bildungen vor, deren sedimentäre Entstehung unverkennbar ist. Ich nenne damit die graubraunen, gebankten und sogar geschichteten, feinkörnigen Agglomerate, die zwar hie und da auch größere Trümmer enthalten können, in der Hauptsache aber aus fein zermahlenem Material älterer Agglomerate bestehen. Gute Aufschlüsse hiervon gibt es am Col de stravertei sowie zwischen Piz Franses und Tueli, beide Fundstellen in der Nordostecke der Karte.

Mächtigkeit bis zu 100 m.

Porphyrite.

Basische Laven haben in diesem Gebiete große Verbreitung. Sie gehören nicht alle einer einzigen Eruption an, sondern verteilen sich auf mehrere Ergüsse, was durch ihr Auftreten in verschiedenen Stockwerken deutlich zum Ausdruck kommt. Man darf aber nicht ohne genaue Prüfung des einzelnen Vorkommens auf eine bestimmte Reihenfolge schließen und von vornherein die unterste Lavaeinschaltung als die älteste bezeichnen.

Im Saltrietal läßt sich nur ein einziger, dafür aber sehr mächtiger Erguß nachweisen. In der Nordostecke der Karte erkennt man mindestens zwei, zwischen dem Fassajoch und dem Durontal (Südwestecke) sogar drei zeitlich getrennte Vorgänge. Westlich der Rodella hingegen macht die nachträgliche tektonische Verstellung der Schichten jeglichen Altersvergleich unsicher.

Der intrusive Charakter steht bei den meisten Vorkommen außer Zweifel. Er soll an zwei Beispielen erläutert werden:

1. Beim Lesen der geologischen Karte fällt in der Gegend des Saltrietales (südlich von St. Christina) auf, daß die Mächtigkeit der

über dem Mendeldolomit liegenden Buchensteiner Schichten gegen den Talausgang hin merklich abnimmt. Gerade dort, wo die Verdünnung besonders augenfällig wird, zieht wenig höher am Gehänge abermals eine Lage Buchensteiner Kalke durch, die seitlich in Porphyrit auszuweichen scheint. Diese Buchensteiner Kalke im Hangenden des Massengesteins wurden nicht etwa während einer Eruptionspause abgesetzt, sondern sind eine vom Untergrund losgerissene Scholle, die im Eruptivgestein gleichsam schwimmt. Eine genaue Profilaufnahme lieferte den Beweis, daß sich die beiden durch das Magma getrennten Buchensteiner Horizonte zu einem vollständigen Normalprofil ergänzen.

Der Vorgang war kurz folgender: Das aufsteigende Magma drang längs einer Bankungsfuge in die verfestigten und erhärteten Buchensteiner Sedimente ein und hob eine riesige Steinplatte empor. Hummel (5) hat gleichfalls derartige Erscheinungen durch oberflächennahe Intrusionen erklärt.

2. Ein anderes lehrreiches Beispiel bietet die steile Pozzateschlucht westlich der Rodella. Untersucht man den Einschnitt des Pozzatesbaches zwischen 2050 und 2100 *m* Höhe, dann sieht man unter einem überhängenden Felsen (Wasserfall) mitten im Mendeldolomit einen Porphyritgang, von dem zwei Apophysen ausgehen. Der mächtigere Arm strebt nach Westen. Schon vom Rodellawege aus erkennt man die dicke braune Ader zwischen den hellen Dolomitwänden oben und unten. Nicht genau, aber annähernd schichtparallel teilt sie den Mendeldolomit. Beim Fallzeichen nördlich vom Worte „Strentures“ kann man den Kontakt gegen das Hangende gut studieren. Man sieht den gehobenen Dolomit an seiner Untergrenze in ein schwarzes, dünnplattiges Gestein verwandelt.

Zahlreich sind die kleinen Gänge, die besonders den Mendeldolomit durchsetzen. Gar mancher scheint in diesem Gestein stecken geblieben zu sein. Der auffällige Farbenunterschied und die spärliche Humusdecke begünstigen ihr Auffinden und Verfolgen im Dolomit.

Wo die Massengesteine zusammen mit den Tuffkonglomeraten vorkommen, ist die gegenseitige Abgrenzung oft überaus zeitraubend und schwierig. Auf das Suchen nach Massengesteinen, auf möglichst genaue Umgrenzung der einzelnen Vorkommen und auf ihre Unterscheidung von ähnlichen Bildungen wurde bei der Neuaufnahme besonderer Wert gelegt.

Über die Gesteine selbst kann man zunächst ganz allgemein sagen, daß es sich bei allen in der Karte dargestellten Aufschlüssen um dunkle, basische Magmen handelt, die offenbar einem einheitlichen Herd entstammen. Die Struktur dieser Gesteine ist deutlich porphyrisch. Ihr spezifisches Gewicht schwankt zwischen 2.54 und 2.59.

Nach dem Mineralbestand kann man diese Porphyrite in drei Gruppen einordnen:

1. Augitporphyrite. Es sind dunkelgrüne bis ganz schwarze, braun anwitternde Gesteine mit größeren, schon mit freiem Auge deutlich erkennbaren, schwarzgrünen Augitkristallen als Einsprenglingen erster Generation in einer etwas helleren Grundmasse.

Vorkommen: Bei der Fischburg, längs des Grödner Baches und im Saltrietal. Pela del roc (westlich Plan de Gralba). Am Fassajoch, ferner in der Pozzatesschlucht auf 2050 *m* Höhe, am Pegnabach, schließlich auch oberhalb Mortiz (in der Südostecke der Karte).

2. Plagioklasporphyrite. Sie sind gleichfalls im frischen Bruch dunkle, außen gelb- bis rostbraune Gesteine mit Feldspäten als ersten Einsprenglingen. Diese sind Plagioklase, die aber meist erst an stärker angewitterten Stellen vollzählig und deutlich sichtbar werden und den Gesteinen ein viel helleres, weiß gesprenkeltes Aussehen verleihen.

Einige Vorkommen: Piz de Sella. Östlich vom Oberlaufe des Ampezzanbaches. Südöstlich von Wolkenstein.

3. Mischglieder dieser beiden Typen kann man als Augitplagioklasporphyrite bezeichnen. Sie enthalten Augit und Plagioklaseinsprenglinge in annähernd gleichem Verhältnis.

Vorkommen: Nördlich vom „Zallinger“ (Westrand der Karte). In der Pozzatesschlucht beim Fallzeichen nördlich „Strentures“. Südwestlich von Plan de Gralba.

Bemerkenswert sind die sogenannten Mandelsteinlaven. Das sind Porphyrite mit kugeligen, bohnenförmigen oder unregelmäßig begrenzten Hohlräumeausfüllungen von meist nur ein paar Millimetern Durchmesser. Besonders schöne und große, radialstrahlig gebaute Ausfüllungen („Sonnen“) gibt es am Piz de Sella. Die Füllmasse dieser ehemals von Gasblasen eingenommenen Hohlräume besteht bei den kleineren Gebilden aus Quarz, bei den größeren aus blaßrot gefärbten Zeolithen. Die Mandelsteinlaven kommen bald im unteren, bald im oberen Teil der Lavaeinschlaltungen vor. In den feldspatreichen Gesteinen hat die Mandelsteinbildung entschieden häufiger stattgefunden als in den gewöhnlichen Augitporphyriten. Fundstellen: am Piz de Sella und am Pegnabach unterhalb des Fassajoches von 2060 *m* aufwärts.

Abgesehen von diesen untergeordneten Vorkommen sind aus der Langkofelgruppe nur ganz wenige bedeutendere Mineralfundstellen bekannt geworden (4, S. 411/412). Schon etwas außerhalb des westlichen Kartenrandes findet sich am „Charlottenwandl“ nordwestlich von der Zallinger-Alpe ein von den Fassaner Mineraliensammlern fast ganz ausgebeutetes Vorkommen schönen, grünen, kugeligen Prehnits. Die Fundstellen an der Westseite der Rodella (Gabbia und Pozzatesschlucht) sind gleichfalls erschöpft. Von dort kamen die berühmten Traubenprehnite. — An der Südseite des Plattkofels fand ich in der Chiarvennaschlucht Klüfte im Mandelsteinporphyrit (oberstes Vorkommen) mit Amethyst verheilt. An dieser Stelle wurden vor Jahrzehnten schöne Amethystdrusen gesammelt.

Mächtigkeit der Porphyrite: Bis zu 250 *m*.

Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine.

Dieses ebenfalls sehr stark von den vulkanischen Vorgängen der mittleren Triaszeit beeinflusste Schichtglied hat in der Langkofelgruppe großen Anteil am Aufbau, bleibt aber hier genau so wie in der östlich angrenzenden Sellagruppe fast ausschließlich auf den südlichen Teil beschränkt. Nur unter dem Sellajoch hindurch scheint eine Verbindung

mit dem innersten Grödental zu bestehen. Dort fand sich ein einziges Vorkommen unterhalb Tuei, nordwestlich von Plan de Gralba. Dieser Aufschluß vermittelt zu den von O. Reithofer (15, 16) beschriebenen Ausstrichen in der Puez- und Sellagruppe.

Eine mächtige Folge von Konglomeraten und Sandsteinen baut, nur durch ein paar Lavaeinschaltungen unterbrochen, das Gehänge zwischen dem Durontal und dem Pallacciakamm auf. Die Nordabdachung dieses Höhenzuges gegen die Zallinger-Alpe bietet in ihren steilen Anbrüchen die besten Aufschlüsse im ganzen Gebiete. Die basalen Teile werden beiderseits von Tuffen und Tuffsandsteinen gebildet. Darüber setzt dann ein vielfacher Wechsel von Sandsteinen und Konglomeraten ein. In den höchsten Teilen herrschen konglomeratische Lagen vor.

Längs der Südseite der Langkofelgruppe läßt sich nur der oberste Saum dieser Bildungen in den tiefen Einschnitt der Rodellascharte (Forcella di Rodella in der Karte) verfolgen. Hier eröffnet sich, meist unter Wiesen verborgen, das zweite große Verbreitungsareal dieser Gesteine, das den Einzugsbereich des Saleibaches umfaßt und beinahe bis zur Dolomitenstraße hinabreicht. Auch das Sellajoch ist noch in solche Tuffsandsteine eingeschnitten. Gute, zusammenhängende und dabei bequem untersuchbare Aufschlüsse bietet der von der Rodella gegen O herabziehende Kamm.

Ein drittes, zwar etwas kleineres, aber besonders interessantes Verbreitungsgebiet mit großen eingebackenen Schollen erhebt sich nördlich Canazei.

Die beiden nördlichsten Vorkommen, am Piz Dauridel (W) und bei Tuei (O) sind hauptsächlich wegen ihres sporadischen Auftretens beachtenswert.

Die Tuffkonglomerate bestehen fast nur aus Laven, und zwar aus verschieden zusammengesetzten Porphyriten. Man kann darin Augitporphyrite, Plagioklasporphyrite und Übergänge zwischen diesen beiden Typen unterscheiden. Häufig sind auch Mandelsteinlaven. Kalkige Bestandteile sind ziemlich selten. Das Bindemittel ist ein dunkler Tuff. Die Größe der einzelnen Stücke schwankt zwischen 1 cm und 1 m, kleine und mittelgroße überwiegen. Die verschiedenen Einschlüsse sind manchmal kantig, in der Regel aber ellipsoidisch gerundet, viele sind gut gerollt. Eine Sortierung nach Korngrößen läßt sich hie und da feststellen. Bei den länglichen Stücken liegt der größte Durchmesser parallel zur Schichtung.

Die Konglomerathorizonte sind stets mindestens einige Meter mächtig. Sie wechseln mit oft gut gebankten und geschichteten Tuffen.

Diese Konglomerate beherbergen südlich der Zallinger-Alpe (am Westrand der Karte) rötlich gefärbte Zeolithe (Stilbit). Ebendort fand ich eine größere Amethystdruse. Solche sollen dort früher ziemlich häufig gewesen sein.

Die Tuffsandsteine sind im westlichen Teile des Gebietes im allgemeinen feinkörniger als im östlichen. Südlich vom „Zallinger“ enthalten sie sehr viel Augitkristalle und deren Bruchstücke, stammend aus aufgearbeiteten und verwitterten Porphyritgeröllen. Es gibt in diesem Gebiete tatsächlich so stark zersetzte Laven, daß man die Augite ganz leicht herauspräparieren kann. Am Karrenweg unweit der genannten

Alpe fanden sich nach starkem Regen Zusammenschwemmungen von Augitkristallen, die man geradezu als Augitsande bezeichnen kann.

Weiter gegen O wird das Korn der Tuffsandsteine gröber, stellenweise gehen sie in kleingeröllige Konglomerate über.

An einigen Stellen ist die Abgrenzung gegen die Tuffe der Wengener Schichten fast unmöglich, doch sind letztere immer viel feinkörniger, noch besser geschichtet und von Tuffschiefen begleitet.

Bemerkenswert ist, daß diese Tuffsandsteine im östlichen Gebiets-
teile Fossilien führen. Gerade die grobstückigen Sandsteine sind lokal ganz erfüllt mit Crinoideen, Seeigelstacheln, Muscheln, Schnecken, Brachiopoden. Leider können diese für die Altersbestimmung gut brauchbaren Versteinerungen nur sehr mühsam und unvollständig gewonnen werden. Meine Fundplätze lagen am Sellajoch, und zwar in einem Schützengraben oberhalb des Weges zur Rodella gleich westlich des Gasthauses Valentini. Eine andere Stelle fand ich südöstlich vom Sellajoch, oberhalb des Fahrweges (zwischen dem oberen Kreuz bei Punkt 2140 und dem Worte „Siadoi“).

Entstehung: Für die Ablagerung dieser Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine unter Wasserbedeckung sprechen verschiedene Gründe:

1. Die Rundung und Rollung der meisten Bestandteile.
2. Die gelegentlich wahrnehmbare Aufbereitung und Ordnung der Einschlüsse nach Korngrößen.
3. Die deutliche Bankung und Schichtung.
4. Das Vorkommen einer marinen Fauna.
5. Es gibt mehrere Stellen, wo man die Konglomerate und Sandsteine mit dem Marmolatakalk, mit den Wengener und Cassianer Schichten, also mit lauter marinen Bildungen, verzahnen sieht.

Bezüglich der Herkunft der einzelnen Komponenten kann man, soweit es sich um Lavamaterial handelt, sagen, daß sie sich am einfachsten als Abtragungs- und Aufarbeitungsprodukt von höher aufragenden Vulkanbergen ableiten lassen. Schwieriger ist eine Erklärung für das merkwürdige Vorkommen von Riesenschollen älterer Gesteine inmitten der Konglomerate am Gehänge nördlich von Canazei¹⁾. Man findet hier Bellerophon-Kalke, Werfner Schichten, Marmolatakalk und Agglomerate. Wahrscheinlich wurde ein Teil dieser Gesteine durch einen gangförmigen Lavadurchbruch emporgerissen und später das ganze zu einem Agglomerat verfestigte Vorkommen von der Brandung aufgearbeitet, worauf die großen Schollen vom entstehenden Sediment umhüllt wurden. Der Marmolatakalk wird wohl kaum während einer Sedimentationspause an Ort und Stelle entstanden sein. Er wurde eher durch Unterspülung oder durch Erderschütterungen bei einem vulkanischen Vorgang von einem höher gelegenen Riff losgebrochen und an seinen heutigen Standort verfrachtet.

Altersfrage: Die große Mächtigkeit läßt schon den Schluß zu, daß die Ablagerung dieser Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine einen langen Zeitraum beanspruchte. Sowohl in Gröden als auch in Fassa treten sie teilweise bereits unmittelbar über dem Mendeldolomit auf, an anderen

¹⁾ Man wird dabei unwillkürlich an die riesigen Schollen in der Gosau der Nördlichen Kalkalpen erinnert.

Stellen erst über einer dünnen Lage von Buchensteiner Schichten. Sie umfassen mithin bestimmt einen Teil der Buchensteiner Zeit, was ja auch an der Rodella das zungenförmige Eingreifen in den Marmolatakalk beweist. Westlich der Rodellascharte und in der Gegend des Sellajoches sieht man sie seitlich in echte Wengener Schichten übergehen, weshalb wohl die Annahme berechtigt ist, daß ein Großteil dieser Aufarbeitungsprodukte Wengener Alter hat. Andererseits gibt es aber östlich und besonders am Karrenwege nordwestlich des Fassajoches prachtvolle Faziesverzahnungen zwischen Tuffkonglomeraten und Cassianer Schichten, die dartun, daß der oberste Teil der Konglomerate und Sandsteine mindestens noch unteres Cassianer Alter hat.

Mächtigkeit: Bis 500m.

Wengener Schichten.

Ihr Hauptverbreitungsgebiet ist der nordwestliche und der östliche Teil der Langkofelgruppe. In kleineren, linsenförmigen Aufschlüssen treten sie auch an der Südostseite zutage. Im übrigen Gebiete werden sie durch den Schlerndolomit und durch die teilweise gleich alten Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine ersetzt, von denen sie sich durch das feinere Korn unterscheiden. In Gröden werden sie fast überall vom Augitporphyrit unterlagert.

Die Wengener Schichten sind hier vorwiegend als feinkörnige Tuffe, Sandsteine und Tuffschiefer entwickelt. Letztere lassen sich leicht in dünne Tafeln spalten.

Am Piz de Sella enthalten die Wengener Schichten Lagen von sedimentären Tuffbreccien, ferner kommen dort ganz helle („weiße“) Tuffe mit dunklen Einschlüssen vor. Auch ein grüner Tuff (aber keine *Pietra verde!*) wurde dort gefunden.

Die Wengener Schichten des Piz da Ciamp da Pinöi enthalten kleine Pyritkugeln.

Öfter trifft man dünne Einschaltungen von blaßroten Kalzit-Gips-Schichten, wie sie O. Reithofer (15, S. 287/288) aus der Puezgruppe beschrieben hat.

Von Versteinerungen wurde am häufigsten das Leitfossil *Daonella Lommeli* Wissm. gefunden. In der Gegend der Rodellascharte und weiter östlich gegen das Sellajoch hin kommen ockergelb und rostbraun anwitternde Lagen vor, welche Jugendformen dieser Muschel enthalten und dadurch einen Teil der Tuffe als Wengener Schichten von den übrigen Tuffsandsteinen abtrennen ließen. Nahe westlich unter dem Gipfel des Piz de Sella wurde ein kleiner, reich skulpturierter, als *Trachyceras* bestimmter Ammonit gesammelt. Ein großes Exemplar von *Trachyceras* sp. stammt von „Setöur“ südwestlich Plan de Gralba.

Mächtigkeit: Bis 400m.

Cassianer Schichten.

Über den Wengener Schichten bzw. den ihnen altersgleichen mittleren Horizonten der Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine wurden die Cassianer Schichten abgelagert. In ungestörten Profilen findet man sie meist in der Übergangszone zwischen den Vorbergen und dem eigentlichen Hochgebirge. Ihre Ausstriche sind daher vielfach unter den ge-

waltigen Schutthalden verborgen. Gebiete größerer Verbreitung sind die Umgebung des Sellajoches sowie die Süd- und Westseite der Langkofelgruppe.

Der Übergang aus den liegenden Tuffgesteinen erfolgt ganz allmählich, meist in Form einer Wechsellagerung. Am besten setzt man den Beginn mit dem ersten Auftreten fossilreicher Kalkbänke fest. In dem Maße, als der Kalk- und Mergelgehalt zunimmt, verringert sich der Tuffgehalt, bis er schließlich ganz verschwindet.

Die unteren Cassianer Schichten bestehen aus dünngebankten Kalken und geschichteten Mergeln. Die oft sehr festen Kalke sind im frischen Bruche gelblich oder graublau und verwittern ockerfarben. Die Mergel sind gelb oder grau. Zusammen mit diesen Gesteinen kommen kalkige Breccien sedimentärer Entstehung vor, die oft ganz erfüllt sind mit Stielgliedern von Crinoideen, mit Seeigelstacheln und Korallen.

Es wäre aber ein großer Irrtum, anzunehmen, daß die Cassianer Schichten von den vulkanischen Vorgängen unberührt geblieben seien. In den mittleren Horizonten kommen überall grüne oder braune Tuffe und Tuffsandsteine vor, die beispielsweise oberhalb des Fassajoches (gegen den Plattkofel zu) bis faustgroße, wohlgerundete und polierte Gerölle von porphyritischen Laven enthalten. Pflanzenreste sind in diesen Tuffen allenthalben zu finden.

In den oberen Teilen der Cassianer Schichten stellen sich wieder mergelige und tonige Gesteine ein, ferner mehr oder weniger dolomitische, z. T. brecciöse Bänke und reine Kalke.¹⁾

Am Übergang in den hangenden Schlerndolomit und an den Verzahnungsstellen mit diesem Gestein sind die Cassianer Schichten meistens als dolomitische Kalke entwickelt. Die S- und W-Seite des Plattkofels liefern die schönsten Beispiele eines solchen Fazieswechsels.

Auch in den Cassianer Mergeln fanden sich die gleichen Kalzit-Gips-Lagen wie in den Wengener Schichten.

Größte Mächtigkeit: 400m.

Schlerndolomit.

Obgleich auf den mittleren Teil des Gebietes beschränkt, erweist sich der Schlerndolomit als Hauptgesteinsbildner, weil er allein die eigentliche, ihre Umgebung noch um Hunderte von Metern überragende Felsregion der Langkofelgruppe aufbaut.

Er ist ein heller, gleichmäßig dichter, nur in höchsten Lagen durch mergelige Beimengungen verunreinigter Dolomit. Wo er mit den Cassianer Schichten verzahnt, stellt sich eine sandig-dolomitische oder eine etwas kalkige Fazies ein.

Rein kalkige Entwicklung wurde, abgesehen vom Marmolatakalk, an der Verzahnungsstelle mit den Cassianer Schichten unterhalb des Friedrich-August-Weges (Sachsenweges) am Südgehänge des Plattkofels wahrgenommen. Dem kundigen Wanderer fällt dieses Kalkvorkommen, dem auch mehrere Quellen entspringen, durch die stumpfen Formen auf.

¹⁾ Die im klassischen Gebiete von St. Cassian so ausgeprägte Dreiteilung (vgl. Jahrbuch 1933, S. 210) kommt also auch hier schon zur Geltung.

Der Schlerndolomit ist nur in den tieferen und in den höchsten Teilen gut geschichtet. In den mittleren bis höheren Partien verschwindet oft jede Andeutung einer Schichtung und Bankung. Dafür treten verschiedene Kluftsysteme auffällig hervor. Es sind gewöhnlich drei solche Systeme vorhanden, die den ganzen Gebirgsstock gleich wie das Handstück in Rhomboeder zergliedern. Wo die Bankung zurücktritt, ist das Messen des Streichens und Fallens sehr erschwert. Ich habe die Erfahrung, daß durch ein die wirkliche Bankungsfläche unter geringem Winkel schneidendes Kluftsystem ein größerer Neigungswinkel der Schichtplatten vorgetäuscht wird.

An der Westseite des Plattkofels sind Großoolithe nicht selten.

Hervorzuheben ist das Auftreten von Brauneisenerz als oft mehrere Zentimeter dicke Kruste auf dem Dolomit. Vorkommen: Östlich unter dem Langkofeleck sowie südlich des Plattkofels.

Am Plattkofel wurden im Schlerndolomit Diploporen, Korallen, Gastropoden und kleine Megalodonten gefunden. Schön ausgewitterte Korallenstöcke sammelte ich nordöstlich von der Langkofelhütte.

Mächtigkeit: Am Langkofel fast 1200m. An der S-Seite der Grohmannspitze 600m.

Raibler Schichten.

Mit der karnischen Stufe findet gegenwärtig die Schichtfolge der Langkofelgruppe oben ihren Abschluß. Es sind nur mehr an zwei Stellen Reste von diesem charakteristischen Schichtglied vorhanden. Wider Erwarten finden sie sich zwar nicht mehr auf der höchsten Erhebung, dem Langkofel selbst, wohl aber an dem rund 100m niedrigeren Langkofeleck. Die Skizze (Fig. 1) macht dies verständlich.

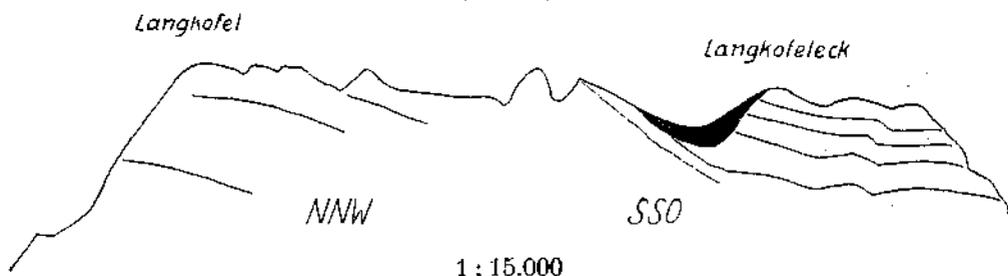


Fig. 1. Die Skizze zeigt die Ansicht vom Plattkofel aus. Die Raibler Schichten sind schwarz eingetragen. Man erkennt deutlich, daß sie in einer Hohlform abgelagert wurden.

Am Langkofeleck sind an der Zusammensetzung der Raibler Schichten von unten nach oben beteiligt: Gelbliche bis rötliche, sandige Dolomite mit verkohlten Pflanzenresten; rote kalkreiche Gesteine; gelbe, sandige und graue, kalkige Lagen mit Lumachellen. Zu oberst gelbliche Dolomite.

Die Grohmann-Spitze trägt das zweite Vorkommen. Hier bestehen die Raibler Schichten aus dunkelroten sandigen Kalken, bituminösen Kalken und hellem Dolomit.

Früher war wohl ein Großteil der Langkofelgruppe ähnlich wie die benachbarte Sellagruppe oder das Schlerengebiet von einem schützenden Dach aus Raibler Schichten bedeckt. Daß auch noch Dachsteindolomit darüberlag, kann nur mehr vermutet werden.

Der Fazieswechsel in der ladinischen Stufe.

Die Langkofelgruppe zählt bei aller Kleinheit zu jenen wenigen Dolomitengebieten, wo man auf engem Raume mehrere gleichzeitig entstandene Faziestypen übersichtlich und gut erschlossen beisammen findet.

Im folgenden soll, unterstützt durch eine schematische Darstellung (Fig. 2), der Fazieswechsel dieses Gebietes kurz erläutert werden. Bereits Bekanntes wird dabei durch Neues ergänzt.

Die Ablagerungen des obersten Perm und der unteren Trias zeigen ein Bild gleichmäßiger Sedimentation. Mit dem Mendeldolomit war diese ruhige Entwicklung abgeschlossen. Wohl kamen fast überall noch die Buchensteiner Schichten zum Absatz, die bereits die ersten Anzeichen einer, allerdings fernen, vulkanischen Tätigkeit erkennen lassen, aber kurz nach ihrer Verfestigung (in einigen Gebietsteilen vermutlich schon etwas früher) begannen hier die ersten triadischen Eruptionen, die für die weitere Entwicklung der Trias in den Südtiroler Dolomiten so bedeutungsvoll geworden sind. Dunkle, basische Magmen stiegen auf und breiteten sich stromartig und deckenförmig nach mehreren Seiten aus. Sie drangen teilweise als oberflächennahe Intrusionen in die Buchensteiner Schichten ein und hoben einzelne Teile dieses Schichtpaketes in die Höhe. Bei dieser Zerstörungsarbeit belud und vermischte sich das Magma mit den durchbrochenen und mitgeschleppten Gesteinen (Agglomeratbildung), gleichzeitig wurden an anderen Stellen die Laven und Agglomerate bereits wieder aufgearbeitet. Aus ihnen entstanden die untersten Tuffsandsteine. Diese Vorgänge wiederholten sich noch öfters im weiteren Verlauf der Triasperiode.

Man darf aber nicht glauben, daß überall und immer gleichzeitig und gleichmäßig sedimentiert wurde. Ganz im Gegenteil. Aufbau und Abtrag wechselten beständig in räumlichem und zeitlichem Sinne. Es bildeten sich allmählich Becken und Erhabenheiten auf dem Meeresgrunde heraus. Auf einer solchen Aufragung wuchs der Schlerndolomit, der schon damals seine vulkanische Umgebung beträchtlich überragte. Es entstanden also ganz verschiedene Gesteine „gleichzeitig“ nebeneinander: in der Mitte das Schlerndolomitriff, ringsum die Laven mit den Agglomeraten, die Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine und der Marinolatakalk.

Die durch Lavaergüsse zeitweise unterbrochene, dann aber von neuem begünstigte Sedimentation dauert während der ganzen mittleren Trias an. Wieder andere Gesteine kommen in dieser Zeit neben den schon genannten zum Absatz: zunächst die Tuffe der Wengener Schichten, später die Kalke, Mergel und Tuffe der Cassianer Schichten. Das Dolomitriff wuchs immer höher.

Im auffälligen Kontrast zu den zerklüfteten Steilwänden des Langkofels und der anderen Berge dieser Gruppe steht die zahme SW-Seite des Plattkofels. Dort senkt sich vom über 2900 m hohen Kamme eine breite Dachfläche unter 35—40° Neigung bis auf rund 2400 m Meereshöhe herab. Von der Ferne könnte man meinen, daß diese ungewöhnliche Böschung des Schlerndolomits durch hangparalleles Einfallen der Schichten, durch Plattenschüsse zu erklären sei. Das ist aber nicht der Fall. Die Riffbänke dieses Berges streichen N—S und fallen, abgesehen vom Grat, wo sie teilweise söhlig lagern, mit 20—30° gegen W. Die

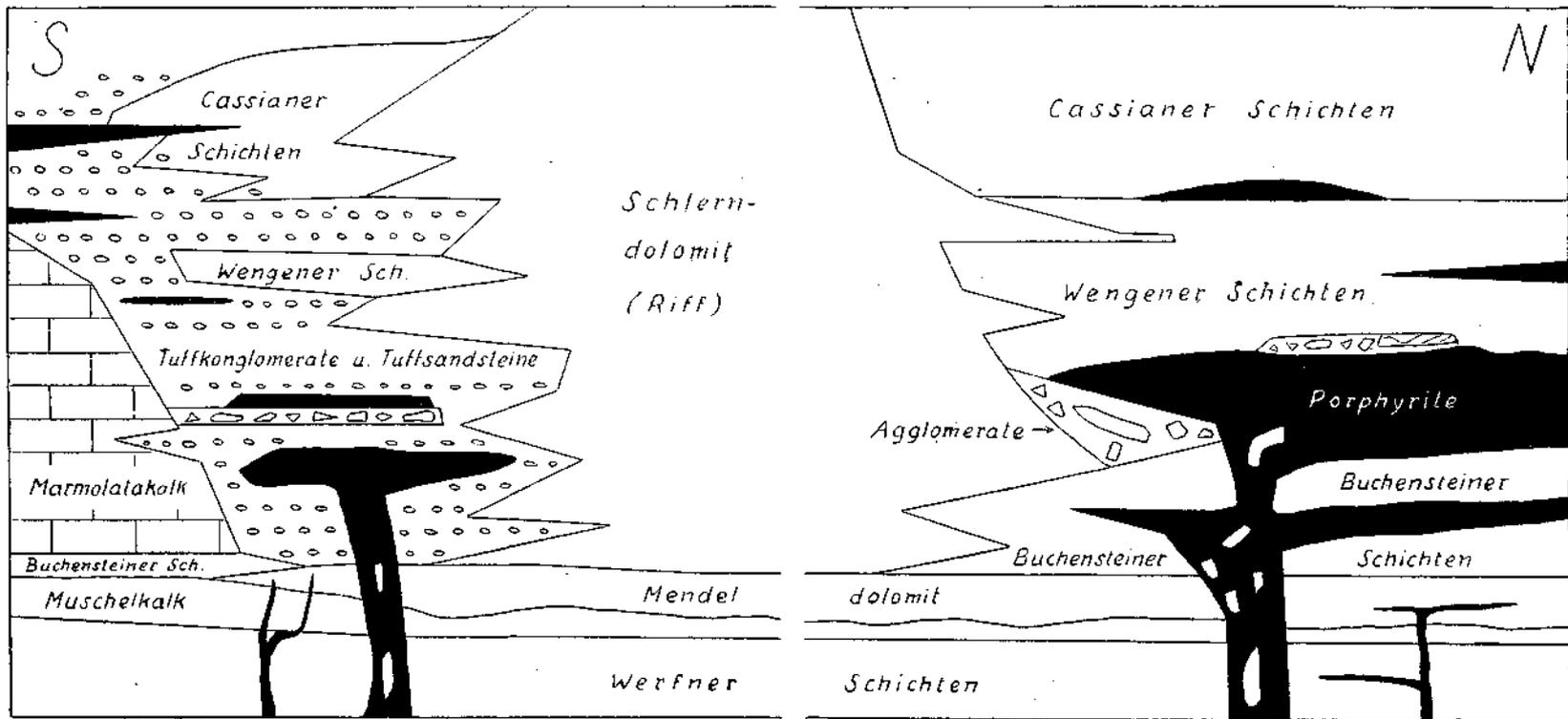


Fig. 2. Schematische Darstellung der Schichtenfolge und Faziesverzahnung in der Langkofelgruppe.

sonst so weit vorgeschrittene Zerklüftung steht hier noch im Anfangsstadium, gerade als ob die Dachschichte erst vor nicht allzulanger Zeit abgetragen worden wäre. Es ist sehr wahrscheinlich, daß hier leicht verwitternde Cassianer Schichten an- und aufgelagert waren, die bis zum heutigen Kamm emporgereicht hatten und im Laufe der Zeit abgetragen wurden. Die SW-Abdachung des Plattkofels würde also der Auflagerungsfläche, die zugleich die Riffböschung bildete, entsprechen. Für diese Annahme spricht noch eine südlich von P. 2492 (westlich des Hauptgipfels 2960) gelegene kleine Tuffeinschaltung im Schlerndolomit.

Auch die Entstehung der dem Plattkofelhang westlich vorgelagerten und nach S entwässerten Mulde dürfte auf eine Verzahnung mit weichen Tuffgesteinen zurückzuführen sein.

Im Schutt unterhalb des Kammes bemerkt man öfters Breccien sedimentärer Entstehung. Sie enthalten Stücke von gewöhnlichem, hellen Schlerndolomit und außerdem graue, teilweise sehr fein geschichtete Dolomite. Vielleicht sind das Reste der sogenannten Übergußschichtung.

Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhange auch die Feststellung, daß am Grat südwestlich des Fassajoches in der flachen Senke westlich von Punkt 2295 über den Tuffkonglomeraten lokal viele Schlerndolomitstückchen verstreut gefunden wurden. Glazialer Transport ist dort hin kaum denkbar. Sie sind vielmehr ein Anhaltspunkt dafür, wie weit das Plattkofelriff mindestens gegen Westen gereicht hat.

Tektonischer Teil.

1. Selektive Tektonik.

Die Beschreibung der einzelnen Schichtglieder zeigte, daß die Langkofelgruppe aus grundverschiedenen Gesteinen aufgebaut ist. Kalke, Mergel, Schiefer, Laven, Tuffe, Dolomite kommen in buntem Wechsel, bald als dünne Lagen, bald als mächtige Pakete über- und nebeneinander vor. Es ist klar, daß sich diese Vielfältigkeit der Bauelemente bei auftretenden Zug- und Druckspannungen entsprechend auswirken muß und daß diesem selektiven Moment in der Tektonik besondere Bedeutung zukommt.

Als spröde, starre, zu Brüchen neigende Gesteine erweisen sich: Mendeldolomit, Agglomerate, Porphyrite und der Schlerndolomit, zu den beweglicheren Gliedern zählen die fast bruchlos deformierbaren, meist infolge Dünnbankung schmiegsamen Bellerophon-, Werfner, Buchensteiner, Wengener und Cassianer Schichten, Muschel- und Marmolatakalk geben hier keinen Ausschlag, die Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine zeigen in sich keine Veränderung.

2. Störungsflächen.

Brüche sind im wesentlichen auf den Hauptfelsbildner, den starren Schlerndolomit, beschränkt. Schon an der Nordseite des Langkofels und des Plattkofels sind unbedeutende Verwerfungen nachweisbar und durch steile Rinnen angedeutet. Wahrscheinlich folgen aber auch verschiedene

der tiefen Erosionskerben in der Schlerndolomitmasse solchen Schwächestellen, an denen zwar Brüche, aber keine oder nur geringe Schollenverschiebungen stattfanden. So das Langkofelkar, dessen tiefer Einschnitt sich unter Beibehaltung der NW-SO-Richtung über das Langkofeljoch fortsetzt und dadurch eine orographische Zweiteilung der ganzen Gruppe bewirkt. Aber auch die erste Anlage der vielen anderen morphologisch so ausgeprägten und die Felsszenerie belebenden Runsen, Rinnen und Scharten scheint auf lotrechte, bei der Biegung entstandene Klüfte zurückzugehen.

Interessanter als die Brüche sind die Überschiebungen, wobei aber von vornherein festgestellt sei, daß Schübe mit Ferntransport nach Art der Decken hier nicht vorkommen. Weiters muß ausdrücklich betont werden, daß keinerlei Schollenverdrehungen (Torsionen) nachweisbar sind. Im Gegenteil, das Schlerndolomitriff steht, wie die lückenlosen Aufschlüsse an der West- und Südseite erkennen lassen, mit seiner Umgebung größtenteils im ungestörten stratigraphischen Verbands.

Eine markante Störungszone zieht an der Nord- und Nordwestseite der Langkofelgruppe (engeren Sinnes) entlang. Es handelt sich um den Ausstrich einer Schubfläche, an welcher die ganze triadische Serie bis hinab zu den Werfner Schichten von S her auf die mittlere Trias überschoben wurde. Im einzelnen läßt sich von dieser Störung folgendes sagen:

Im W kommt sie erstmals in der Gegend des Piz Dauridel zum Vorschein, und zwar taucht sie östlich der Aufwölbung dieses Vorberges herauf. Obwohl das Fußgelände der Felsen überall verschüttet ist, zeigt sich, daß der südwärts einfallende Mendoldolomit als das tiefste erschlossene Gestein der Hangendmasse über gleichsinnig einfallenden Wengener Schichten liegt.

Klar und übersichtlich wird das gestörte Lagerungsverhältnis aber erst weiter im Osten. An der Westseite des Col da mesdi (südlich des Mont de Sonra) ist die Berührungsfläche unterhalb des Steiges fast freigelegt. Man sieht hier die NO-SW streichenden und mit 20° gegen SO einfallenden Tuffe der obersten Wengener Schichten von den Mergelkalken und Schiefem der Werfner Schichten überlagert. Letztere bilden eine Falte.

Weithin bleibt dann der Ausstrich unter Schutt verborgen. Man erkennt aber sehr deutlich, daß die dem Langkofel nordseitig vorgelagerten Wiesenberge mit ihren Schichtflächen südwärts abdachen und daß im S über ihnen wieder ältere Gesteine auftreten. Diese Schubbahn quert als Hauptstörung bei Punkt 1982 das oberste Ampezzantal.¹⁾

Eine mehr untergeordnete Überschiebung läßt sich etwas südlicher feststellen. Sie wird in der Literatur (13) „Langkofelüberschiebung“ genannt. Unter dem Nordabsturz des Langkofels tritt eine Wandflucht aus Mendoldolomit auffällig vor. An ihrer Basis kommt Muschelkalk, Muschelkalkkonglomerat und ein Rest von Werfner Schichten zutage, die südlich von Punkt 1982 auf teilweise stark mylonitisierten Mendoldolomit überschoben sind. Im östlich angrenzenden Aufschluß liegt Mendoldolomit auf Buchensteiner Schichten. Von hier leitet eine undeutliche Steigspur längs des Störungsausstriches zum nächsten Aufschluß hinauf, wo unterhalb der Quellen des Ampezzanbaches neuerdings Buchensteiner Schichten von Mendoldolomit bedeckt werden.

Die Hauptstörung aber zieht unter dem Bergsturz von Tramans verborgen in die Senke zwischen der Pyramide des Piz de Sella und des Piz da Ciamp da Pinöi. Cassianer Schichten wurden dort an einer mäßig steil südfallenden Schubbahn von einer dünnen Lage Schlerndolomit überfahren. Daß dieser Dolomit älter als die Cassianer Schichten ist, besagen seine hangenden Wengener Schichten. Der weitere Verlauf der Störung wird durch einen tiefen, gegen Plan de Gralba hinabführenden Einschnitt angedeutet.

¹⁾ Man vergleiche hiezu die drei Profile am östlichen Kartenrand.

Das zweite große Überschiebungsgebiet erschliessen die Abhänge der Rodella. Die Feststellung der Bellerophon-Schichten ermöglichte im Verein mit anderen Ergebnissen der Neuaufnahme eine Klärung der Tektonik. Galt doch bisher die Rodella als eines der kompliziertesten und noch zu wenig erforschten Gebiete in den Südtiroler Dolomiten.

Schon bei flüchtiger Betrachtung der Karte und der Vertikalschnitte fallen Schichtwiederholungen auf, eine Tatsache, die auch allen früheren Bearbeitern nicht entgangen war und die sich auch im Landschaftsbilde ausprägt.

Es handelt sich um eine verwickelte Kleintektonik, um Aufpressungen, Schuppungen und Überschiebungen älterer Gesteine an und auf jüngeren.

Die plastischen Bellerophon-Schichten, die, nach Resten von Zungen und isolierten Lappen zu schließen, früher offenbar noch größere Verbreitung hatten, wirkten an mehreren Schubbahnen als Gleit- und Bewegungshorizont. Der Ursprung der Verschiebung ist wohl in den Gipslagen dieses oberpermischen Schichtpaketes zu suchen, die beim Vorücken der Schubmasse zurückblieben.

Im folgenden wird eine kurze Beschreibung der wichtigsten Störungsflächen des Rodellagebietes gegeben. Unbedeutende und solche, die nur ein kurzes Stück verfolgt werden können, bleiben dabei unberücksichtigt.

Die tiefste erschlossene Schubfläche wird bei der Lokalität „I pins“ oberhalb der Fraktion Pian (nördlich von Campitello) sichtbar. Werfner Schichten liegen über Mendeldolomit. Bei der Wiese Pra da Pecel kommen Bellerophon-Kalke hoch, die aber nach einem halben Kilometer wieder die unterste Trias herantreten lassen. Der Ausstrich der Störung macht bei Crepedie eine scharfe Wendung. Er zieht zwischen Agglomeraten und Werfner Schichten bis zum Ruf Sass lungo, einem Seitengewässer des Pozzatesbaches, weiter. Von hier an sieht man den Dolomit teils auf Porphyrite, teils auf Tuffkonglomerate oder Agglomerate überschoben. Am Pegnabach scheint diese 4 km lang erschlossene Überschiebung auszuklingen.

Eine andere bedeutende Schubfläche beginnt nördlich von Gries. Östlich des Grieser Baches verläuft die Störung nur zwischen Mendeldolomit und Werfner Schichten. Westlich des Baches liegen aber bereits Bellerophon-Schichten auf dem Dolomit. Die aufgeschobenen Permgesteine kann man über der dolomitischen Wandstufe lückenlos 2 km weit bis So Rodella feststellen. Dort keilen sie tektonisch im Dolomit aus.

Gleich unterhalb So Rodella setzt eine Parallelstörung ein, die wieder Werfner Schichten und Mendeldolomit trennt. Sie geht mindestens bis zum Pozzatesbach. Jenseits desselben ist der durch Augitporphyrat zerteilte Mendeldolomit auf einen Porphyriterguß überschoben.

Die von Ogilvie-Gordon (12, 13) angenommene Schubfläche an der Basis des Rodellagipfels, die sich sowohl nach W als auch über den Monte di Gries weit nach O fortsetzen soll, scheint mir nur eine tektonisch beanspruchte Schichtfuge zu sein. Der Mendeldolomit hat hier teilweise schon immer gefehlt, z. T. wurde er bei der Bildung der Agglomerate zerstört.

Im übrigen muß gesagt werden, daß die meisten der in den Karten von Ogilvie-Gordon (12) und Weller (19) eingezeichneten Störungen in Wirklichkeit nicht existieren.

Es soll hier auch die Frage gestreift werden, ob zur Zeit, als die faltenden Kräfte wirksam wurden, abgesehen von den vulkanischen Auflockerungen, überall die Schichtfolge unversehrt vorhanden war, oder ob damals bereits die Erosion ein Relief geschaffen hatte.

Ampferer (2), dem erfahrenen Aufnahmegeologen, war es nicht entgangen, daß am Pozzatesbach (an der Westseite der Rodella) auf einem Gewölbe von Werfner Schichten eine alte Gehängebreccie lagert, die von Mendeldolomit überschoben wurde. Damit war bewiesen, daß uns an der Rodella eine sehr alte Erosionsform überliefert ist. Die aus einer Schutthalde entstandene Breccie ist also unter dem Schutz einer Reliefüberschiebung¹⁾ erhalten geblieben.

Der Ansicht Ampferers, daß „der Schuppenbau des Südhangs der Rodella gegen Campitello . . . sich auch unter Annahme eines alten Erosionseinschnittes an der Südseite der Langkofelgruppe viel einfacher erklären“ läßt, kann ich voll zustimmen.

3. Bewegungsbild.

Gewaltige, starre Massen bilden die Umrandung dieses eng begrenzten Gebietes: die Sella im Osten, die Puezgruppe im NO, die Seiser Alpe, der Schlern und der Rosengarten im W, das Buffauregebiet und die Marmolata im S.

In diesem steifen Rahmen kam es beim alpinen Zusammenschub zu weitläufigen Wellungen und Verbiegungen, dann zu Schuppungen und Überschiebungen. Es bildeten sich Senkungszonen und Sättel heraus. Der zentrale, rifftragende Teil der Langkofelgruppe formte sich dabei zu einer flachen Mulde. Um sie herum wölbten sich die nachgiebigeren Schichten empor. Zwei annähernd OW-streichende, heute bis in ihren oberpermischen Kern erodierte Aufwölbungen sind innerhalb des Kartenbereiches noch teilweise erhalten. Es sind dies:

a) die Grödner Joch-Antiklinale, die im O bei St. Cassian beginnt, in der Richtung des Grödner Joches durchzieht, dabei die Sella- und die Puezgruppe geologisch verbindet und bei Plan das Grödental schneidet. Nach W hin verliert sie sich jenseits des Ampezzanbaches. Sie ist ein unsymmetrisch gebauter Sattel mit steilerem Südflügel;

b) die Aufwölbung des Rodellagebietes. In der Südostecke kommen nämlich in einem komplizierter gebauten Gewölbeflügel gleichfalls die ältesten Gesteine zum Vorschein.

Aus der zwischen diesen beiden Antiklinalen liegenden flach welligen Mulde, die sich ohne tektonische Unterbrechung gegen O und W über das kartierte Gebiet hinaus fortsetzt, ragen die rauhen Riesenformen des Langkofels und seiner Trabanten, als Reste einer ursprünglich viel breiteren, vermutlich mit dem nur $2\frac{1}{2}$ km entfernten Sellamassiv im Zusammenhang gestandenen Schlerndolomitriffes.

Sockel und Oberbau tragen mit geringen, durch örtliche Verhältnisse verursachten Ablenkungen, allgemein die Merkmale rein uordwärts

¹⁾ „Unter Reliefüberschiebung ist eine Überschiebung zu verstehen, welche nicht über eine glatte Schichtenoberfläche, sondern über ein bereits in die liegenden Schichten eingeschnittenes Relief hin erfolgt ist.“ (2).

gerichteter Schubkräfte: Stauchung im S, bedingt durch die starren Massen im Vorfelde. Faltung mit Scheitelbruch-Überschiebungen im SO, begünstigt durch erosive Vorarbeit. Im N zwei Überschiebungen mit Hebung auf breiten, südfallenden Rampen.

4. Bewegungsphasen.

Die Faltungen, Überschiebungen und übrigen Schichtverstellungen begannen in der mittleren Kreidezeit.¹⁾

Die von Ampferer (2) veröffentlichten Befunde ergeben Anhaltspunkte für die Beurteilung der tektonischen Phasen. Nach A. hat man es mit zwei solchen zu tun, „welche durch die Ablagerung und Verkittung der Breccie (vgl. oben S. 21) zeitlich getrennt werden“.

Diese Breccie besteht hauptsächlich aus Marmolatakalk, enthält aber auch dunklen Muschelkalk, Hornsteine aus den Buchensteiner Schichten, ferner Porphyritstücke und Werfner Material. Jedenfalls handelt es sich um eine sehr alte (nicht etwa interglaziale) Bildung.

Sie liegt am Pozzatesbach auf einer kompliziert verschuppten Serie von Mendoldolomit, grauen und dunklen, feingeschichteten Dolomiten (Muschelkalk?) und Werfner Schichten, die am rechten Ufer von einem kleinen Porphyritgang durchdrungen wurde. Dieser Durchbruch ist offenbar jünger als die Verschuppung.

Nach meinen Feststellungen reicht die Breccie auch noch ein beträchtliches Stück weit gegen O, wo sie am Weg nach Campitello erschlossen ist. Sie lagert dort auf Mendoldolomit. Gegen die Rodella zu wird sie ganz feinkörnig und geht schließlich in eine sandige Bildung über.

Gleich oberhalb jener Stelle, wo sie am Weg ansteht, erhält man den Eindruck, als wäre die Breccie von Werfner Schichten überschoben. Geht man weiter gegen den Punkt 2180, dann sieht man linkerhand am Weg einen mit roter Farbe markierten, in Campiller Schichten eingefalteten Breccienblock. Bald darauf schneidet der Weg einen schlecht erschlossenen Porphyritgang, der vom Pozzatesbach durch eine begrünzte Mulde heraufsteigt und die beiden in der Karte eingezeichneten Breccienvorkommen durchbricht.

Mit welchem ausgeprägtem Relief man für die Zeit der Überschiebungen zu rechnen hat, geht daraus hervor, daß man nahe dem Ausgang der Pozzateschlucht, also rund 500 m tiefer, zwischen dem Mendoldolomit und den ihm aufgeschobenen Bellerophon-Schichten ebenfalls eine feinkörnige Breccie finden kann, die sich von manchen Stücken der oberen Aufschlüsse nicht unterscheiden läßt.

Die Behauptung, daß die älteren tektonischen Bewegungen von den Magmadurchbrüchen noch überdauert wurden, wird auch durch ein anderes Vorkommen gerechtfertigt, durch einen kleinen Porphyritgang am Wege von Campitello zur Rodella in etwa 2000 m Höhe. Er steckt nämlich sowohl im Mendoldolomit als auch in den tektonisch angepreßten Werfner Schichten und quert beinahe senkrecht die zwischen diesen beiden Gesteinen verlaufende, steil stehende Störungsfläche.

¹⁾ Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 82. Bd., 1932, S. 251.

Morphologie.

1. Selektive Formgebung und Bodegestaltung.

Auch der Formenschatz der Langkofelgruppe ist beherrscht vom Selektionsprinzip, d. h. die Gesteine reagieren je nach Stoff und Struktur auf den Angriff der oberflächengestaltenden Kräfte völlig verschieden. Verschärft wird dieses ungleiche Verhalten noch dadurch, daß Hand in Hand mit der Verschiedenheit des Gesteinsmaterials vielfach auch Unterschiede in den Ablagerungsformen gegeben waren. Das Charakteristische im Landschaftsbilde der Südtiroler Dolomiten, der Gegensatz zwischen dem steilen Dolomitriff und seiner sanft geformten, zumeist vulkanisch beeinflussten Umgebung, hat schon seit jeher bestanden, er ist aber durch die Wirkung der atmosphärischen Einflüsse und durch die Tätigkeit der Erosion noch vertieft worden.

Zudem zeichnet sich fast jede der in der Langkofelgruppe entwickelten Gesteinsarten durch besondere, bodengestaltende Eigenheiten aus, an denen man oft schon von weitem die geologischen Schichtglieder zu unterscheiden vermag. Als solche morphologische Merkmale kommen für die einzelnen Gesteinszüge in Betracht:

Bellerophon-Schichten: Feste, gut gebankte Kalke und Dolomite, meist in rauhen Anbrüchen erschlossen. Bei steilem Einfallen auch Plattenschüsse.

Werfner Schichten: Mergel und Schiefer, welche im allgemeinen weiche Geländeformen bilden. Bei flacher Lagerung Steilstufen. Wälder und Bergwiesen kennzeichnen diesen wichtigen Kulturhorizont.

Muschelkalk: Fällt als ein ganz dünnes Schichtpaket im Landschaftsbilde kaum auf.

Mendoldolomit: Unbegrünte, markante Felsfluchten.

Buchensteiner Schichten: Gewöhnlich als Terrasse über dem Mendoldolomit. Bewachsene Steilhänge mit kleinen Stufen.

Marmolatakalk: Sterile, schroff aufragende Wände. Oben spärlich begrünt.

Agglomerate: Schlecht bewachsene Felsbänder mit eingelagerten Schollen älterer Gesteine.

Porphyrite: Heben sich auch bei geringer Mächtigkeit als deutliche Wandstufe ab. Wegen starker Zerklüftung brüchig und schlecht zum Klettern.

Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine: Erstere bilden Steilhänge mit gerundeten Stufen, letztere sanftere, gut bewachsene Lebnen.

Wengener Schichten: Wichtiger Kulturhorizont ohne Steilstufen. Die Tuffe sind überaus fruchtbar.

Cassianer Schichten: Bilden steile aber gut begrünte, nur selten durch tiefere Einschnitte gegliederte Abhänge.

Schlerndolomit: Hauptfelsbildner. Kahler, zerklüfteter, höchstens von einer mageren Grasnarbe überzogener Dolomit. Auch dünne Lagen nehmen Stufenform an.

Raibler Schichten: Hier wenig verbreitet. Schützen wie ein Dach den liegenden Dolomit.

2. Hebungswise Formentwicklung im Tertiär.

Das Vorkommen so verschiedener Gesteine bedingt, wie gesagt, eine Fülle selektiver Erscheinungen. Die morphologische Analyse muß aber auch noch jene Formen herausfinden, die sich unabhängig vom Baustoff und unbeeinflusst von lokaltektonischen Veränderungen entwickelt haben. Das ist in der verhältnismäßig kleinen Langkofelgruppe nur durch Vergleich mit der Umgebung möglich.

Als oberste Verflachungszone kann man die in rund 3000 bis 3100 *m* Höhe liegende „Gipfelflur“ der Langkofelgruppe bezeichnen, welche zwar zugleich Oberfläche des alten Schlerndolomittriffes ist, aber in ähnlicher Höhe in der Dachsteindolomitoberfläche der Sellagruppe ein Gegenstück hat.

Ein nächst tieferes Oberflächensystem ist in einer Höhe von 2200—2300 *m* gegeben. Der Pallacciaamm, das Fassajoch, die Rodella-scharte, die breite Senke des Sellajoches, der Piz de Sella und der Piz da Ciamp da Pinöi gehören hierher. Auch im Innern der Langkofelgruppe ist es angedeutet. Es schneidet die verschiedensten Gesteine.

Ein etwas tieferes, in den Südtiroler Dolomiten weit verbreitetes Verflachungssystem liegt bei 2000—2100 *m* heutiger Meereshöhe. Beispiele: Alpe Zallinger, Comun-Weiden, Piz Dauridel, Mont de Sôura, Costa dalla gat, Ciamp da Pinöi, Col de stravertei und andere. Auch diese Fläche berührt ganz verschiedene Felsarten.

Ein weiteres, talgeschichtlich wichtiges Oberflächensystem wird durch die Verflachungsstrecken in den Haupttälern angedeutet: im innersten Grödental zwischen 1500 und 1600 *m*, im Fassatal zwischen 1400 bis 1500 *m* Meereshöhe. Handelt es sich in diesem Falle zwar nur um Aufschüttungssohlen, so dürften doch die darunter verhorgenen Felssohlen ein Stadium in der Formentwicklung anzeigen.

Andere, aber hier nur untergeordnete Verflachungssysteme könnte man allenfalls aus dem Vergleich mit viel größeren Gehieten ableiten.

3. Quartäre Morphologie.

Aus der Verteilung der diluvialen Ablagerungen ersieht man, daß die Formentwicklung und besonders die Talbildung in der Langkofelgruppe, wenigstens zur Hauptsache, schon vor Beginn der Eiszeit vollzogen war. Der nachweisbare Einfluß, den die eiszeitliche Vergletscherung auf die Formgebung genommen hat, ist nur unbedeutend, jedenfalls geringer, als man allgemein annimmt.

Nach Sölch (18) ist am Sellajoch „die Abrundung und Ausweitung der Paßhöhe ohne Zweifel den Wirkungen des Eises zuzuschreiben, das im Paßgebiet bis an 2500 *m* hoch stand und auch der Rodella (2486 *m*) ihre Rundformen verlieh“.

Die Herausarbeitung des Confinbodens ist sicher ein Werk der glazialen Erosion. Am Steig Nr. 7, der vom Confinboden längs des gleichnamigen Baches nach St. Christina führt, zeigt das oberste Vorkommen von Augitporphyr abseits vom Bache deutliche Gletscherschliffe.

Diluvium.

1. Moränen.

Die glazialgeologischen Verhältnisse der Langkofelgruppe sind in mehrfacher Hinsicht bemerkenswert. Einerseits ist dieses Gebiet auch heute noch vergletschert, andererseits hat es bei aller Kleinheit einen reichen Moränenbestand aufzuweisen.

Zur Hocheiszeit drang der Eisackgletscher von N und W her in das Grödental ein und erfüllte dieses hoch hinauf mit seinem zentralalpin gespeisten Ferneis, so daß ein größerer talaus gerichteter Eigengletscher zur Zeit des Höchststandes nicht bestehen konnte (7). Die Lokalgletscher dürften über die breiten und tief eingeschnittenen Senken (Sellajoch über 2200 m, Fassajoch—Pallacciaakamm rund 2300 m) nach S in das Fassatal abgedrängt worden sein. Ob zentralalpines Eis noch über diese Jöcher beiderseits der Langkofelgruppe geflossen ist, ließ sich noch nicht beweisen.

Das in einen toten Winkel geratene Ferneis des Grödentales ließ beim Abschmelzen die mitgeführten Geschiebe zurück. Solche Erratica aus dem Kristallin fand ich zunächst mehrmals südlich von St. Christina, und zwar am Fahrwege zum Sporthotel Monte Pana und etwas weiter östlich gegen die Häuser von Prensa hin. Einige Fundstellen sind in der Karte mit roten Ringelchen eingetragen. Es handelt sich hier um Findlinge von Quarzphyllit und Kohlenstoffphyllit. Die obersten reichen bis auf 1600 m hinauf. Auch am Ausgang der Jender- oder Saltrieschlucht wurde in schlammreicher Moräne Phyllit festgestellt. Man kann solche Stücke auch noch im Haupttal weiter gegen O verfolgen. Östlich der Fischburg stecken am Wege zwischen Santuël und Rong im Moränenschutt der Kuppe 1569 ganze Nester von Quarzphyllit und vereinzelt auch Serpentin. Sie liegen alle in einer Höhe zwischen 1540 und 1560 m. Es ist nicht ausgeschlossen, im Gegenteil, sogar sehr wahrscheinlich, daß manchè Erratica durch die Lokalgletscher von höher gelegenen Punkten herab und auch weiter talaus geschafft worden sind.

Schlammreiche Grundmoränen mit deutlich geschrammten oder polierten Kalk- und Dolomitgeschieben und sonstigen Geröllen der im Einzugsbereich anstehenden Gesteine bedecken vielfach hoch hinauf das Gehänge im nordwestlichen Gebietsteil. Sie bewirken an vielen Stellen Wasseraustritte und Sumpfbildungen.

Eine bemerkenswerte, bereits von Ampferer (1) beschriebene Altmoräne trägt der dem Langkofel nordseitig vorgelagerte Mont de Sôura. Wenn man den Westabbruch bei P. 2113 näher untersucht, findet man über einer Gehängebreccie zuerst sehr feinkörnigen hellen Schutt und darüber eine Lage, die viel kleinstückigen, dunklen Tuffsandstein enthält. Dann kommt wieder heller Moränenschutt, von grober Moräne überlagert. Ampferer erwähnt „einen großen erratischen Block aus oberer Buchensteiner Tuffkalkbreccie, welcher nach der Ansicht von Frau Dr. Ogilvie-Gordon wahrscheinlich vom Eise vom Gipfel des Ciamp de Pinoi, also von O herbeigeschleppt wurde.“ Hiezu kann ich

anführen, daß der Piz de Ciaulong an seiner O-Seite mit bis zu 2m langen Blöcken von Tuffsandsteinen, Tuffen, Agglomeraten und Muschelkalkkonglomerat geradezu übersät ist. Manche der größeren Stücke kann man schon aus einiger Entfernung leicht erkennen. Ein von O kommender Eisstrom muß diese vielen Blöcke gebracht haben.

Auch an den Hängen zu beiden Seiten des Confinbodens, besonders am nordöstlichen sah ich sehr viele Blöcke von buntem Muschelkalkkonglomerat, dessen auffallendes Rot deutlich von der Umgebung absticht. Ein größerer Findling liegt südlich Costa de Confin neben dem Fahrweg.

Gegenüber den morphologisch wenig hervortretenden, dem Relief schon vollständig eingegliederten und angepaßten Altmoränen heben sich in der Langkofelgruppe die jungen Blockmoränen deutlich ab. Ein kleiner Teil dieser Jungmoränen wurde erstmalig von Penck (14) beschrieben. Ein ganze Reihe solcher Vorkommen hat aber erst Ampferer (1) festgestellt.

Als älteste deutlich erkennbare Wallform muß man die gut ausgebildeten Ufermoränen bezeichnen, die den Confinboden beiderseits in durchschnittlich 1850m Höhe begleiten. Das entsprechende Gletscherende wäre vielleicht in der Saltrieschlucht zu suchen, wo sich ungeformter Moränenschutt erhalten hat. Sie gehören jedenfalls einem tiefer hinabreichenden Gletscherstand an als der auf einem Felsriegel liegende Blockwall, welcher den Confinboden auf 1780m Höhe vorne abschließt.

Am rückwärtigen Ende dieses Bodens fand sich längs des zur Langkofelhütte führenden Santner-Weges das rechte Bogenstück eines im übrigen ganz abgetragenen Stirnwalles. Auf der anschließenden Ufermoräne lag in etwas über 1900m ein größeres Stück Augitporphyr.

Mächtige, weithin sichtbare Blockwälle lagern an der Westseite des Plattkofels. Der das Fassajoch mit der Langkofelhütte verbindende Steig Nr. 5 führt über den obersten Teil, der wie Altmoräne aussieht. Der Schutt ist hier nicht sehr grob und enthält Laven, Tuffe und Cassianer Schichten.

Eine Moränenlandschaft von seltener Schönheit, die sich am besten vom Felsen Pela dei mori überblicken läßt, breitet sich unter den Nordabstürzen des Langkofels aus. Zwei parallele Wallformen, an deren Außenseite ein Stück weit der Steig verläuft, ziehen in das Ampezzantal hinab. Ein großer und zwei kleinere Stirnwälle liegen hinter ihnen versteckt.

Auch östlich des Ampezzanbaches erhebt sich ein blockbeladenes Wallstück.

An der Ostseite des Langkofels liegen zwei Ufermoränen und ein kleiner Endmoränenwall.

Die „Steinerne Stadt“, ein mächtiger Bergsturz am Sellajoch, wird von einem großen Stirnwall umsäumt, der das längere Zeit stationäre Ende eines Daungletschers abbildet. Auch die Mulde westlich des Sellajochhauses wird von einem kleinen Wall gequert.

Hübsche Blockmoränenwälle beleben das Gehänge unterhalb der Grohmannspitze. Von ihnen zieht ein breiter Lappen Moränenschutt,

im unteren Teil voll von schön geschrammten Geschieben, gegen das Durontal hinab.

Zwei weitere Reste von Altmoräne sind noch südöstlich der Plattkofelhütte erhalten.

Ein größeres Vorkommen gut bearbeiteten Moränenschuttetes, vermischt mit Dolomitblöcken, wurde an der Mündung des Durontales festgestellt. Man kann es noch weit über Pian hinauf verfolgen.

Mit Ausnahme des Walles am Confinboden, der einem späten Gschnitzstadium entspricht, lassen sich die angeführten Endmoränen ohne Zwang in das Daunstadium einordnen.

Die nordseitig geöffneten und tief eingesenkten Kare sichern am Fuße der schattenspendenden Felsen die Existenz einiger kleiner Gletscher. Es sind dies der von Spalten durchzogene Grohmanngletscher, der in einer Felswanne liegende Langkofelgletscher (bald nur mehr ein Firnfeld) und der steile Plattkofelgletscher. Jeder hat an seiner Stirne einen Wall angehäuft. Im Plattkofelkar ist auch noch ein älterer Gletscherstand durch einen Blockwall in 2400m Höhe angedeutet. Die örtliche (nicht die klimatische) Schneegrenze dürfte hier gegenwärtig etwas über 2500m liegen.¹⁾ In den gut beschatteten Runsen sammelt sich gleichfalls Eis und Firn.

Ob die drei Gletscher als Reste einer ehemaligen Großvergletscherung aufzufassen sind, oder ob sie nach vorangegangener eisfreier Wärmezeit neu gebildet wurden, kann man nicht entscheiden.

2. Gehängebreccien.

Im Gebiete der Langkofelgruppe wurden nur an zwei Stellen quartäre Gehängebreccien festgestellt.

Das eine, schon von Ampferer (1) beschriebene und abgebildete Vorkommen hegt am Mont de Soura an der Nordseite des Langkofels. Als Liegendes erkennt man, soweit die Aufschlüsse überhaupt einen Einblick gestatten, Wengener Schichten. Es wird von einer kleinstückigen, feinkörnigen Altmoräne überlagert, in der ziemlich viele Tuffsandsteine enthalten sind. Man vergleiche auch das vorhergehende Kapitel bezüglich der fremden Bestandteile.

Das zweite, ganz kleine Vorkommen ist am Tervellabach südlich von St. Christina erschlossen, und zwar unterhalb des „Sporthotels Monte Pana“. Es besteht aus verfestigtem Dolomitschutt, der von typischer Grundmoräne unter- und überlagert wird.

Für beide Breccien ergibt sich demnach mit großer Wahrscheinlichkeit interglaziales Alter.

Alluvium.

Fluviale Aufschüttungssohlen kommen nur in den tief eingeschnittenen Haupttälern vor, wo die wahre, felsige Talsohle in unbekannter Tiefe verborgen liegt. Ein breit aufgeschütteter, früher wohl

¹⁾ Bekanntlich liegt die Schneegrenze in stark zerklüfteten Gebirgsstöcken tiefer als in geschlossenen Massiven.

zeitweise überfluteter Talboden erstreckt sich zu beiden Seiten des Avisio. Er wird im W bei Campitello durch den breiten Schuttkegel des Duronbaches begrenzt, von O her hat sich der Kegel des Mortzbaches vorgeschoben. Auf diesem steht die Ortschaft Canazei, deren Name (cannacetum = Schilf, Röhricht) auf einen sumpfigen Talgrund deutet. — In Gröden gibt es nur unbedeutende Schuttsohlen zwischen Wolkenstein und Plan.

Am Ostrand der Karte ist ein mächtiger Schuttstrom ausgeschieden, der aus der Gegend des Piz de Sella nach Plan de Gralba hinabzieht und dort den flachen Kreuzboden aufstaut. An der Zusammensetzung dieses von Wasserläufen begleiteten Block- und Schlammstromes sind hauptsächlich Wengener Schichten und Porphyrite beteiligt. — Vielleicht handelt es sich auch bei den Comunweiden (Westrand der Karte) um eine unter den Wiesen verborgene Absitzung weicher Gesteine.

Bergsturzmassen spielen in der Langkofelgruppe eine größere Rolle und bedecken an vielen Stellen das anstehende Gestein. Einige dieser Vorkommen gibt auch die topographische Karte des D. u. Ö. A.-V. wieder. An solchen Stellen wurde die Signatur entweder ganz ausgelassen oder ergänzt. Ein Teil der mit Bergsturzsingular eingetragenen Blöcke hat sicher einen Eistransport mitgemacht.

Der bekannteste Bergsturz dieses Gebietes liegt am Sellajoch und heißt die „Steinerne Stadt“. Das Material ist ausschließlich Blockwerk aus Schlerndolomit und stammt vom Langkofeleck. An der Stirne wird dieser mächtige Bergsturz von einem Moränenwall eingefasst.

Ein zweites bedeutenderes, aber ganz junges Bergsturzgebiet befindet sich im Mortiztal nördlich von Canazei. Dort werden die mit 30° — 40° gegen O einfallenden Werfner Schichten von Agglomeraten und Tuffkonglomeraten überlagert. Es hat hier offenbar ein Schichtflächenbergsturz, d. h. eine große Abrutschung, begünstigt durch das hangparallele Einfallen der Schichten, stattgefunden. Im nördlichen Teile liegen Blöcke von Tuffkonglomeraten, während im S die roten Campiller Schichten schon von weitem sichtbar sind.

Der Bergsturz begann, wie uns Dantone (3) berichtet, nach starken Gewittern am 12. Juni 1879. Tausende von Bäumen fingen an gegen die Siedlung Mortiz zu wandern. Die Bewohner mußten fliehen. „Heustädel waren z. T. ganz weg und andere standen schief ein Stück weiter unten. Mehrere schöne Wiesen waren überschüttet und andere im Umfang von 1 km^2 zerklüftet. Die Klüfte waren oben bis zu 1 m breit und mitunter 4 m tief. Ober Mortiz am sogenannten Pradell hatte sich ein See gebildet, welcher über 200 m lang und in der Mitte zirka 30 m breit war . . . Da die Bewegung fort dauerte, flüchteten die Bewohner von Canazei mit Ausnahme einiger ganz außer dem Terrain wohnenden Familien mit Hab und Gut. Die starke Bewegung dauerte drei Tage, jedoch vergingen vierzehn Tage, bis der Berg ganz ruhig wurde.“

Innerhalb der Duronalpe haben von N und von S losgehrochene Tuffkonglomerate einen flachen Talboden aufgestaut.

Gehängeschutt sammelt sich überall unter den Felsen. Er wird durch nachbrechendes Gestein ständig vermehrt. Große Schutthalden verkleiden den Fuß der eigentlichen Langkofelgruppe.

Literaturverzeichnis.

Die Nummern des Literaturverzeichnisses beziehen sich auf die im Text den Autorennamen in Klammern beigefügten Zahlen.

1. Ampferer O., Beiträge zur Glazialgeologie der westlichen Südtiroler Dolomiten. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. 16. Leipzig 1928.
2. Ampferer O., Einige Beispiele von Kerbwirkung und Relieffüberschiebung aus den Südtiroler Dolomiten. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 79. Bd., 1929.
3. Dantone, Bergsturz im oberen Fassatal. Mitteilungen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins. Jahrgang 1880. Wien 1880.
4. Gasser G., Die Mineralien Tirols. Innsbruck 1913.
5. Hummel K., Oberflächennahe Intrusionen und Trümmerlaven in der süd-alpinen Mitteltrias. Fortschritte der Geologie und Paläontologie, Bd. XI (Deecke-Festschrift). Berlin 1932.
6. Klebelsberg R. v., Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. I. Rückzugsstände der Eiszeitgletscher in den Dolomitentälern. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, Bd. 79. Berlin 1927.
7. Klebelsberg R. v., Geologischer Führer durch die Südtiroler Dolomiten. Berlin 1928.
8. Mojsisovics E. v., Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879.
9. Ogilvie-Gordon M., Vorläufige Mitteilung über die Überschiebungsstruktur im Langkofelgebiete. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1907.
10. Ogilvie-Gordon M., Das Vorkommen von *Diplopora annulatissima* im Langkofelgebiet. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1925.
11. Ogilvie-Gordon M., Einige geologische Ergebnisse im Gebiete von Fassa und Gröden. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1925.
12. Ogilvie-Gordon M., Das Grödener-, Fassa- und Enneherggebiet in den Südtiroler Dolomiten. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, Bd. 24, 1927.
13. Ogilvie-Gordon M., Geologisches Wanderbuch der westlichen Dolomiten. Wien 1928.
14. Penck A. und Brückner E., Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. 3. Leipzig 1909.
15. Reithofer O., Geologie der Puezgruppe. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 78, Bd. 1928.
16. Reithofer O., Geologie der Sellagruppe. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 78, Bd. 1928.
17. Richthofen F. v., Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sanct Cassian und der Seisser Alpe in Süd-Tyrol. Gotha 1860.
18. Sölch J., Studien über Gebirgspässe. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. Bd. 17. Stuttgart 1908.
19. Weller O., Zur Geologie der Langkofelgruppe in Südtirol. Calw. 1920.

Geologische Karte der Langkofelgruppe

1 : 25.000

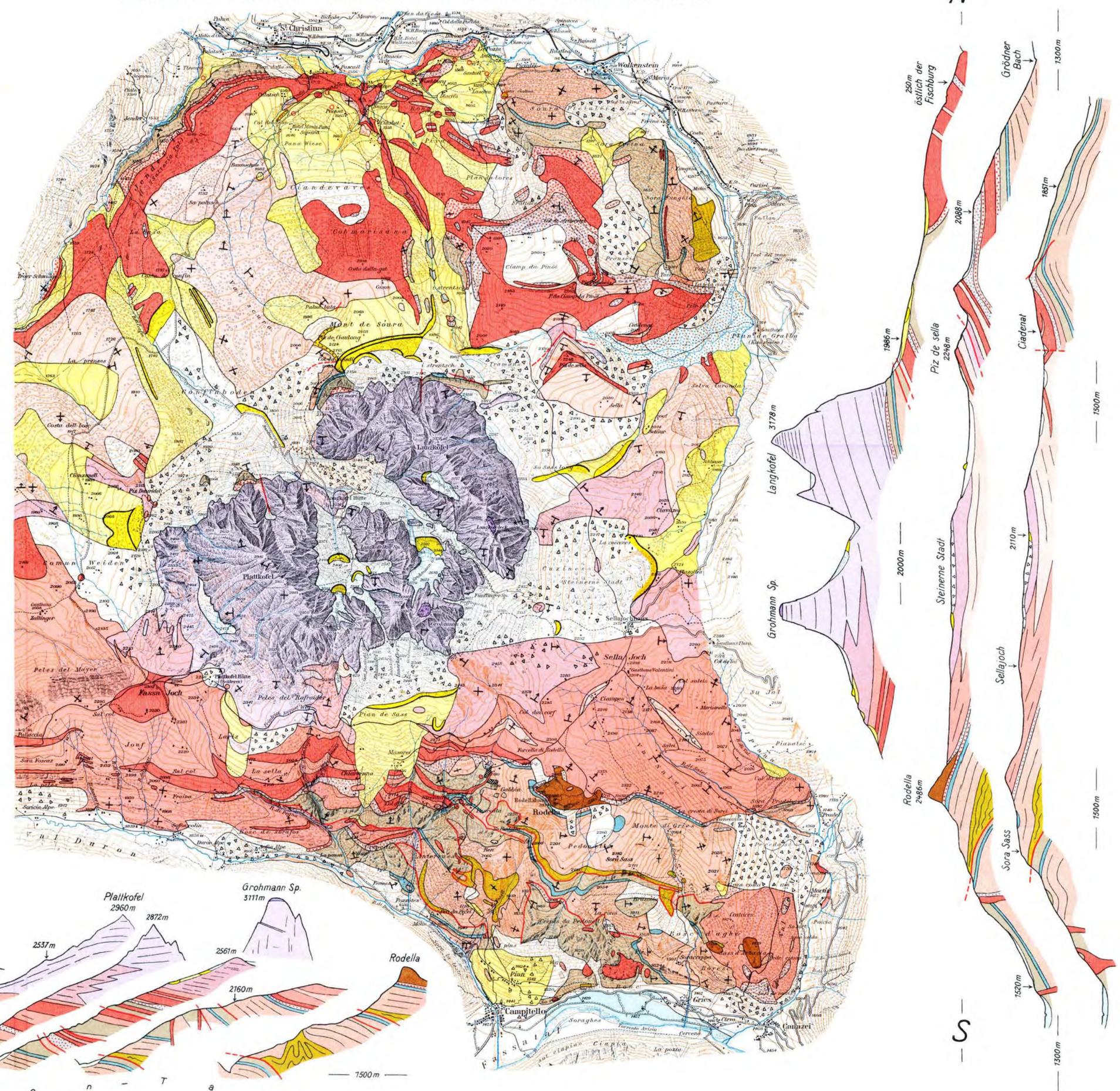
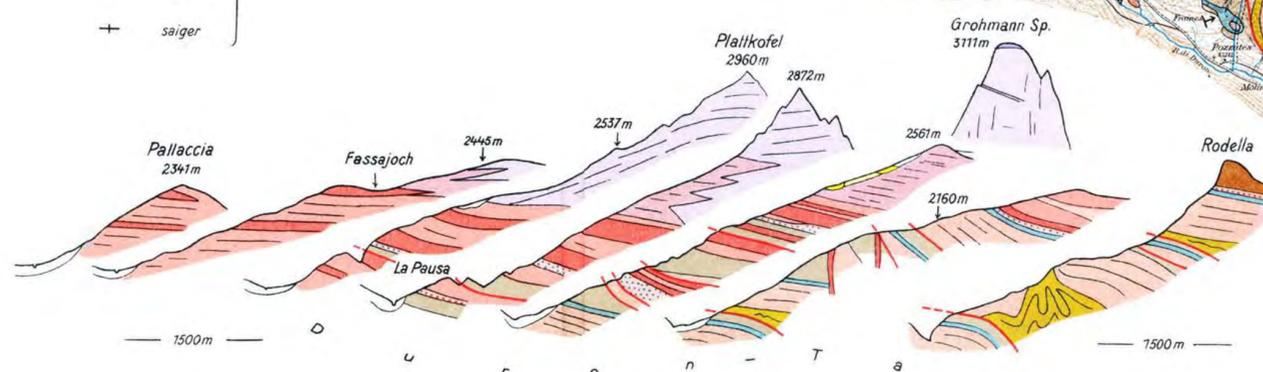
Von Georg Mutschlechner, Innsbruck, 1933.

Aufgenommen und gedruckt mit Unterstützung durch den Deutschen und Österreichischen Alpenverein.

Farbenerklärung

- Bellerophon-Schichten
- Werfner Schichten
- Muschelkalk
- Mendoldolomit (Sarldolomit)
- Buchensteiner Schichten
- Marmolatakalk
- Agglomerate
- Porphyrite
- Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine
- Wengener Schichten
- Cassianer Schichten
- Schlierdolomit
- Raibler Schichten
- Gehängebreccie am Pozzatesbach
- Moränenschutt ohne Wallform
- Interglaziale Gehängebreccie
- Glaziale Geschiebe aus dem Kristallin
- Moränenwälle
- Firn und Eis
- Bergsturzmassen
- Schuttkegel, Halden, Gehängeschutt
- Flussaufschüttungen
- Schuttstrom bei Plan de Gralba
- Schichtgrenzen
- Störungslinien

- + sählig
 - ┆ bis 30°
 - ┆ 30-60°
 - ┆ über 60°
 - + saiger
- } Streichen und Fallen





Zur Stratigraphie der Tarntaler und der Radstädter Berge.

Von Robert Schwinner, Graz.

(Mit zwei Textfiguren.)

Über die Schichtfolge der Tarntaler Berge (Tuxer Voralpen) ist von verschiedenen Autoren und verschiedenen Gesichtspunkten aus schon vielerlei mitgeteilt worden, aber diese verschiedenen Berichte stimmen grundsätzlich nur in einem überein, daß nämlich jene Schichtfolge so oder so eine Sonderstellung im Sedimentmantel der Zentralalpen einnehmen würde. Gelinde Zweifel an der Realität dieser Auffassung veranlaßten die Erkundungsfahrt, deren Ergebnisse nicht gerade sensationell, aber doch vielleicht von Nutzen sind. Es ist mir eine angenehme Pflicht, dankbar der Hilfe zu gedenken, welche mir dabei die vorzügliche Aufnahme von Hartmann geleistet hat, ein Werk, das seinen Wert immer behalten wird, auch wenn einzelnes anders gedeutet und aufgefaßt werden müßte.

Verzeichnis der wichtigsten Schriften.

Hartmann E. Der Schuppenbau der Tarntaler Berge am Westrand der Hohen Tauern (Tuxer Voralpen). 2 Teile. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt 1913, Bd. 63, S. 207—388, mit Karte und 2 Tafeln Profile.

Pichler A. Beiträge zur Geognosie Tirols. — Aus dem Inn- und Wipptale. Zeitschrift Ferdinandeum, Folge 3, Heft 8, Innsbruck 1859, S. 137—232.

Rothpletz A. Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894.

Sander B. Über neue geologische Forschungen im Gebiete der Tarntaler Köpfe (Navistal, Tirol). Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt 1910, S. 43—50.

Sander B. Referat über: „G. C. Crick; Note on the Cephalopods collected by Dr. A. P. Young F. G. S. on the Tarntaler Köpfe in Tyrol, Geological Magazin, October 1909, p. 434“; ebendort S. 59—60.

Sander B. Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. 1. Bericht. Denkschrift der Akademie der Wissenschaften, Wien, mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse, Bd. 82, 1911, S. 257 ff.

Sander B. Zum Vergleich zwischen Tuxer und Prätigauer Serien. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt 1911, S. 339—346.

Sander B. Referat über „L. Kober; Bericht über geologische Untersuchungen in der Sonnblickgruppe und ihrer weiteren Umgebung. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse, Abt. I, Bd. 121, 1912“; Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt 1913, S. 260.

Sander B. Referat über: „Heritsch F. Fortschritte in der Kenntnis des geologischen Baues der Zentralalpen östlich vom Brenner. I. Hohe Tauern. Geologische Rundschau III, 1912“; ebendort, bes. S. 336 und 338.

Sander B. VI. Westende der Tauern, in „Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern.“ Herausgegeben von der Geologischen Vereinigung, Leipzig 1913, besonders S. 45 (auch Geologische Rundschau III.).

Sander B. Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. II. Bericht. Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt Wien, 1920, Bd. 70, S. 274—296.

Schwinner R. Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. Geologische Rundschau XX., 1929, besonders S. 343—348.

Spitz A. †. Studien über die fazielle und tektonische Stellung des Tarntaler und Tribulaun-Mesozoikums. Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt 1918, Bd. 68, S. 171—204.

Staub R. Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, N. F. 52. Lieferung, Bern 1924.

Suess F. E. Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie, Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt 1894, S. 589—669.

Termier P. Die wissenschaftlichen Ergebnisse der Alpenexkursion der geologischen Vereinigung. Geologische Rundschau IV, 1913, S. 42.

Young A. P. Stratigraphy and structure of the Tarntal Mass. Quart. Journ. Geol. Soc., 1908, p. 596—603.

Young A. P. Structure and Physiography of the Tarntal Mass. Geol. Magaz. 1909, p. 339—347.

Dem gewöhnlichen Gang der stratigraphischen Schilderung folgend, beginnen wir von unten und treffen hier die erste Streitfrage. Die älteren Autoren bis auf Hartmann hatten angenommen, daß die eigentlichen Tarntaler Bildungen zu ihrer Unterlage ungefähr noch in jener Beziehung stünden, wie sie durch die Ablagerung der Gesteine zustande gekommen. Die neueren sahen hier einen im wesentlichen tektonischen Verband, und besonders R. Staub sah hier eine Deckengrenze 1. Ordnung, die zwischen Penninisch und Ostalpin, gekennzeichnet durch Einschaltung eines tertiären Flyschsandsteins (penninischer Fazies) in die Fuge. Das schien sehr merkwürdig, besonders weil keiner der früheren Autoren etwas beschrieben hatte, was auf dergleichen gedeutet werden könnte. Das mußte schwer zu finden sein; Staub hat es dem Nachfolger nicht gerade erleichtert, wenn er zwar die Geschichte dieser Entdeckung breit erzählt, dagegen die Angabe des Fundortes und die Beschreibung des Gesteines recht kurz und oberflächlich abtut. Der erste Mangel erklärt und entschuldigt sich wohl durch das schlechte Wetter, unter dem jene denkwürdige Expedition zu leiden hatte (l. c. S. 70, 71: „Heulender Sturm, Nebel und Regen, und Schneetreiben, beim größten Unwetter“), und glücklicherweise schadet das hier nicht viel. Staub kann nämlich nur durch jene Rinne abgestiegen sein, durch welche der rot markierte Weg von der Lizum zum Kamm der Geyerspitze emporsteigt, ich konnte an einem vollkommen schönen Tag das Ganze übersehen und den ganzen Terrainstreifen, der hier in Frage kommt, auch begehen. Bedenklicher ist der zweite Mangel, es ist schwer etwas zu finden, von dem man nicht weiß, wie es aussieht; der Vergleich mit Ruchberg-Sandstein, Arblatsch-Sandstein und ähnlichen dürfte den meisten Geologen keine sehr deutliche Vorstellung des Gegenstandes vermitteln. Aber auch dieses Bedenken erwies sich als unbegründet; denn auf dieser ganzen Strecke, vom Geyerspitz bis zur Lizumhütte ist Sandstein irgend welcher Art überhaupt nicht und nirgends zu finden. Ich kann das bestimmt sagen; denn ich habe alle die Köpfe besucht und beklopft, in denen anstehender Fels aus dem Schutt auftaucht und in denen Staub seinen Arblatschsandstein gefunden haben will: „fremdartige Felsen, grau, grün und hellerbraun, massig, kompakt“ (l. c. S. 71). Nun, die braune Farbe findet sich — am anstehenden Gestein — nur einmal, etwa bei 2550 m Höhe, dort wo Hartmann „rr“ = „Raibler Rauhwaacke“ eingetragen hat. Das ist Rauhwaacke genau jener Art, wie man sie sonst

der Trias zurechnet, und gewiß kein Sandstein. Grün sehen die Köpfe von oben her meistens aus — vom Gras —, ich habe aber nur einmal ein Gestein getroffen, das man als ausgesprochen grün bezeichnen konnte, und das war ein dünnblättriger Phyllit, wie man solche auch im „Quarzphyllit“ unserer Grauwackenzone eingeschaltet findet, sicher auch kein Sandstein und gewiß auch nicht als „massig“ zu bezeichnen; wie überhaupt letzteres Prädikat hier sehr schwer anzubringen sein dürfte; besonders wenn hier etwas eine Ahnung von Grünstich hat, sind's Serizitphyllite. Der Rest ist schwärzlich, gräulich, weißlich, aber immer schieferig, meistens sogar sehr feinblättrige Phyllite. Worauf sich Staub's Angabe: „Mitten in massigen gleichmäßigen Sandstein finden sich Quarzitbänke“, beziehen soll, kann ich nicht einmal ahnen. Quarzit kann nach Ausweis der Gesteinsvergesellschaftung der ganzen Halde hier nur sehr wenig vorkommen, anstehend hat ihn Hartmann nur bei ca. 2650 m (gegenüber der Rauhwaacke rqu) eingetragen, und da sieht man ihn auch richtig mitten in der Rinne, zwischen den Sturzblöcken durch, eigentlich ohne daß man den unmittelbaren Verband sicherstellen kann; und wenn, dann wäre es der Bänderkalk, der nicht weit davon ähnlich durchsieht (und den Hartmann auch zeichnet), gewiß aber nicht „massiger Sandstein“, von dem dort oben gar keine Andeutung vorkommt.

Überhaupt „Quarzit in Sandstein“? Was mag Staub eigentlich unter „Sandstein“ meinen? Da ist mir beim Aufstieg zum Torjoch eine Vermutung aufgestiegen. Dort liegen reichlich verwitterte Blöcke herum, die mit feinem Korn und kleinen roten Pünktchen von ferne gewissen Sandsteinen recht ähnlich sehen, aber der unverwitterte Kern ist allemal apfelgrüner oder weißlicher Serizitquarzit Radstädter Art. Offenbar führt ein bestimmtes Korn und ein gewisser Serizitgehalt zu diesem Habitus des verwitterten Gesteines; da kann man sich vorstellen, daß eine serizitärere Bank aus einer verwitterten Oberfläche so austritt, daß ein oberflächlicher Beobachter „Quarzitbank in Sandstein“ notieren konnte.¹⁾

¹⁾ Um spätere Weiterungen zu vermeiden: Ich höre es schon: ja der Quarzit ist eben ein Psammit, eigentlich ein Sandstein! Das ist richtig, zum Teil wenigstens; der Quarzit ist vermutlich einmal ein Sandstein gewesen. Zwischen diesem seinem Anfangsstadium und seiner heutigen Erscheinung liegen aber (mindestens) 1 Durchbewegung und 1 Umkristallisation in der Epizone. Dieser Unterschied und seine Konsequenzen für Stratigraphie und Tektonik ist wohl erst in neuerer Zeit scharf und genau herausgearbeitet worden, aber für einen sorgfältigen Beobachter war er immer augenfällig, und darum haben die Geologen, die vor Staub in den Tarntalern gewesen sind, alle gewußt, daß sie in diesem Quarzit bis Serizitschiefer ein metamorphes Gestein vor sich hatten, sie haben eine entsprechende Bezeichnung gewählt, haben den kristallinen Schiefer nicht mit einem gewöhnlichen Sandstein konfundiert, und darum kommt in ihren Mitteilungen aus dem Tarntal die Bezeichnung Sandstein niemals vor. Von den Folgerungen, die sich daraus ergeben, sind hier zwei hervorzuheben. Fürs erste ist in Erinnerung zu bringen, daß der Ruchbergsandstein, dessen Fossilien der einzige Anhalt für die von Staub lanzierte Hypothese sind, nach der klaren Beschreibung Trümpy's ein gewöhnlicher nicht metamorpher Sandstein ist. Wenn nun jemand behaupten will, daß die Tarntaler Quarzit- und Serizitschieferreihe durch die Metamorphose gerade aus solchem Ruchbergsandstein entstanden wäre, so muß er dafür doch wenigstens irgendwie präzise, objektiv nachprüfbare Daten beibringen. Solange nichts weiteres vorliegt als die a. a. O. mehrfach wiederholten wort-

Der Abstieg durch die Mulde unter dem Geyerspitz — von der Gipfelscharte bis fast an den Talboden — liegt im Streichen; bei dem allgemeinen Nordwestfallen mit wenig gelegentlichen Gegenbiegungen ist das Liegende rechts: die „Brennerschiefer“ (Hartmann), die vom Pluderling 2756 *m* ebenfalls bis ins Tal hinabziehen: stumpfgrau, manchmal etwas bräunlich, mit weißlichen Lagen, oft in Scherben täuschend wettergrau angewitterten Schindeln ähnlich, immer ziemlich stark ausgewalzt, und immer kalkhaltig — der typische „Kalkphyllit“. Auf diesen legt sich ein Streifen bunter Zusammensetzung, den Hartmann als „Jura“ signiert — worüber später mehr — und glatt als geraden Streifen durchzieht, was auf keinen Fall zu billigen ist. Daß in diesem Schuttstrom der anstehende Fels nur als gestaffelte Rippen und Rücken heraustritt, ist allerdings Werk der Erosion, aber der innere Bau ist auch nicht viel anders. So bildet den zuhöchst hinaufspitzenden Mittelrücken Quarzphyllit mit Eisendolomitlinsen (siehe unten), das Kalkphylliterrain des Pluderling klar begrenzend: westlich von diesem, also in seinem Hangend, steht wieder sicher ein Streifchen des Kalkphyllit an. Und die kleine Insel „br“ (Brennerschiefer), die Hartmann zwischen 2340 und 2360 *m* einzeichnet, gehört mindestens 100 *m* weiter westlich an den Fuß der Triaswand, so daß sie nicht mehr notdürftig in die Front des geschlossenen Kalkphylliterrains zu bringen ist (wie Hartmann will), sondern ebenfalls eine von diesem losgerissene isolierte Schuppe vorstellen muß.

Dies und andere mechanische Beanspruchung zeigt, daß die „Tarn-tal Mass“ dem Kalkphyllit tektonisch aufgelagert ist; die starke Verschuppung beider kann vielleicht dahin gedeutet werden, daß die Förderweite nicht sehr groß war; denn unter großen Fernüberschiebungen ist die Trennung meistens (allerdings nicht immer) schärfer, nicht derart verzahnt. Dadurch ist in der Tarn-taler Basis die Schichtfolge natürlich etwas in Unordnung gekommen.²⁾ Für das tiefste balte ich, was

reichen Beteuerungen, ist Herrn Staub's Hypothese in den Bereich noch nicht eingerückt, in dem eine wissenschaftliche Diskussion möglich erscheint. Zweitens: Herr Staub baut seine vorgeschrittene Tektonik auf eine Methode der Stratigraphie, die im Grunde einfach die der ältesten Geognosie ist: er datiert und klassifiziert seine Schichtgesteine einfach nach dem Augenmaß. Gerade im vorliegenden Fall erklärt Staub gewisse Gesteine im Tarn-tal für tertiären Flysch, weil sie ähnlich seien („un-unterscheidbar“, wie in solchen Fällen gebräuchlich) Gesteinen vom Piz Arblatsch im Oberhalbstein; die Gesteine vom Piz Arblatsch wären wieder ähnlich gewissen von der Lenzerheide; und schließlich von diesem „Flysch“ der Lenzerheide führe wieder „unmerklicher Übergang“ zum Ruchbergsandstein, womit endlich ein Fossilfund erreicht wäre. Mit ebendemselben Recht, mit dem Staub diese weidäufige Kette nach Westen spannt, kann man den Vergleich gegen Osten fortsetzen, mit dem Vorzug, immer so ziemlich im Streichen zu bleiben, wobei zahlreiche Zwischenvorkommen den ehemaligen Zusammenhang belegen und dann bei Radstadt — wie hier vorgreifend homerkt wird und später genauer belegt werden soll — die Gesteinsgesellschaft der Tarn-taler vollzählig und genau gleich wieder erscheint. Was dem einen recht, ist dem anderen billig; oder was in den Tarn-talern Flysch sein soll, kann in den Radstädtern nicht für Perm, Trias, Jura oder sonst was erklärt werden. Herr Staub wird sich wohl erst mit solchen gerade nach seiner Methode unabweislichen Folgerungen auseinandersetzen müssen, bevor wir anderen darauf eingehen.

²⁾ Daß ich es nicht für richtig halte, wenn Hartmann hier die Gesteinsgrenzen gerade durchzieht, babe ich oben schon gesagt; besonders hestreite ich, daß der „Bänderkalk J₁“ ein zusammenhängend durchlaufendes Band bildet; er ist überhaupt nur

Hartmann hier als „Jc (Jurakonglomerat), mylonitisch“ einträgt und mit dem Zeichen „starke Faltung und Knetung“ versieht. Ich will dieses Gestein, und zwar vorerst nur das Gestein, das auf diesem Strich hinab und symmetrisch dazu weiter östlich gegen das Junsjoch zu hinauf vorkommt, und nur das von dieser Lokalität³⁾, als „Tarn-taler Breccie Typ C“ bezeichnen und beschreiben, eine äußerst merkwürdige Vergesellschaftung von Schiefen und Dolomiten. Unter den Schiefen überwiegen schwärzliche oder höchstens dunkelgrüne Serizit-phyllite, wie sie sonst als Typus des ostalpinen Quarzphyllites angesehen werden, seltener sind lichtere, grünlich oder weißlich, nach Art der Radstädter Serizitschiefer- und Quarzitgruppe. Im Karbonat überwiegen „Eisendolomite“, sehr stark braun anwitternd, im frischen Bruch aber sowohl dunkel bis schwärzlich als lichtgrau; und fein sowie gröber kristallin; daneben gibt es auch eisenarme, daher nur mehlig anwitternde Dolomite, die mit gewissen Triasdolomiten zu vergleichen wären. Überall sind Schiefer und Dolomit mechanisch heftig verknüttelt und verwalzt, und das Ganze ist sekundär stark verquarzt. Diese Verquarzung scheint die Eisendolomitfragmente am stärksten zu treffen, vielfach sind in ihnen die geraden Sprünge durch Quarzblätter verheilt, die nicht in die Zwischenmasse weitergehen⁴⁾, aber es gibt auch Quarzadern, die Dolomit und Schiefer in gleicher Weise durchdringen. Viele, ja die meisten Aufschlüsse und Blöcke können einfach als „Tektonisches Misch- und Knetgestein“ bezeichnet werden. So ist dort, wo die rote Markierung die Geyerspitzenmulde nach rechts hin verläßt, um zum Junsjochweg hinüberzuqueren, in anstehenden einheitlich scharf gewalzten Schiefen (hier eher Radstädter Art) Dolomit (seltener Kalk) eingeschaltet als Knauern, als langausgeschwänzte Linsen, immerhin noch von Dezimetern Mächtigkeit und dann in Lagen bis zu Millimetern herab. An anderen Stellen sehen die Dolomitfragmente mehr nach Geröllen oder Geschieben aus, und im ganzen sind sie spärlicher als bei tektonischer Mischung aneinanderstoßender Schichten zu erwarten wäre. Sedimentäre oder tektonische Einschaltung? — um dieses Dilemma kommt man bei der Tarntaler Breccie eben nie herum!

An dem oben schon genannten Mittelrücken, der zuhächst in die Schuttmassen hinaufspitzt, an dem Ostabfall desselben, welcher der Schichtlage entsprechend steiler und besser aufgeschlossen gegen den Kalkphyllit absetzt, liegen wie sonst gebräuchlich brecciöse Lagen und Knauern im schwärzlichen Phyllit, daneben aber auch solche von etlichen Kubikmetern, die nicht mehr nach Geröll oder Geschiebe aus-

sehr spärlich aufgeschlossen. Und was Hartmann als J₂ kartiert, ist als „Quarzserizitschiefer“ mit der Phyllitgrundmasse von Jc zu vereinigen und gewiss kein gesondertes Band.

³⁾ Es war nicht günstig, daß die verschiedenen Vorkommen von Breccien von vornherein in einen Topf geworfen worden sind, während die Gleichstellung erst Ergebnis der Untersuchung hätte sein können. Leider beginnt sogar Sander (Verh. 1910, S. 46): „Da die Tarntaler Breccie aber eine unverkennbar einheitliche Bildung ist...“. Für das Auseinanderhalten der verschiedenen Breccien haben sich auch ausgesprochen Spitz (a. a. O., S. 178) und R. Staub (a. a. O., S. 75).

⁴⁾ Hartmann beschreibt ähnliches nur vom Mieskopf (a. a. O., S. 304, Fig. 15); es wäre gegen seine Theorie der Jurakonglomerate usw. (vgl. S. 30 und 271).

sehen, sondern wie die Eisendolomitlinsen, die auch sonst dem Quarzphyllit dieser Zone eingeschaltet sind. Gehen wir nun im Streichen nach W unter den Schubmassen von Geyerspitze und Reckner durch, so treffen wir nach rund 2 km Überdeckung in der Knappenkuchl denselben dunklen Quarzphyllit, wieder vergesellschaftet mit Eisendolomit. Allerdings bildet der Dolomit in der Knappenkuchl mächtige zusammenhängende Lager. Aber das sieht man in dieser Zone oft, daß Eisendolomitlager nicht lang aushalten, daß dieser viel häufiger in Linsen und Blöcke aufgelöst im Quarzphyllit schwimmt.⁵⁾ Ich nehme also an, daß ursprünglich 2 bis 3 km östlich von der Knappenkuchl eine solche Serie gelegen habe: Eisendolomitlinsen eingestreut in einen Stoß von dunklem Quarzphyllit und daneben vermutlich auch (im oberen Teil des Schichtstoßes) etwas lichtere Serizitschiefer und Quarzite Radstädter Art.⁶⁾ Wurde das nachher noch einmal (alpidisch) unter der Last der vorgenannten Schubmassen kräftig durchbewegt, so können alle die Bilder entstehen, die man am Geyerspitze sieht. Die Verquarzung mag zum Teil inner- oder nachalpidisch⁷⁾ sein, in der Knappenkuchl sieht man aber, daß auch der alpidisch nicht verarbeitete Eisendolomit stark verquarzt ist, wodurch sich erklären würde, daß gerade die Eisendolomitfragmente für sich besonders stark verquarzt erscheinen.

Ein Einwand gegen diese Auffassung würde sich nur aus dem Nachweis ergeben, daß die schon erwähnten lichtereren eisenärmeren Dolomitkomponenten Trias wären. Aber dieser Nachweis müßte sich auf Fossilien gründen, nicht auf bloßes Augenmaß; denn die altpaläozoischen Dolomite variieren stark. In der Knappenkuchl findet man unter ziemlich der gleichen Eisenverwitterungsrinde helle und dunkle Dolomite, daneben aber „rostfreie grau anwitternde, graue Dolomite, die vom Triasdolomit nicht zu unterscheiden sind“ (Hartmann, S. 231)⁸⁾. Und daß solche in dieser Zone und ihren älteren Serien auch sonst nicht fehlen, dafür kann ein Beispiel angeführt werden, das ungefähr im Streichen, und nur etwa 10 km weiter östlich liegt. Auf der Stockwiesen nördlich ober Vorderlanersbach erscheint als Muttergestein des dort ausgebeuteten Magnesites neben seltenerem dunklen ein meist ganz hell grauer Dolomit; und beide Dolomite, ebenso wie der Magnesit, sind eisenarm.

⁵⁾ Als Ergebnis variskischer Gebirgsbildung, wie ich am Steinacher Joch nachgewiesen habe. Vgl. Schwinner R. Das Paläozoikum am Brenner, Zentralblatt für Mineralogie usw. 1925.

⁶⁾ Diese Serie der Knappenkuchl scheint auch gerade nach Süden, gegen die Hauptschubfläche zu, am untern Ausgang des Gröbelkars überzugehen in mylonitische Konglomerate, Kalke und Schiefer des „Jura“, welche letztere auch dort wie meistens nichts anderes als Radstädter Serizitschiefer sein dürften! (Die schmalen Gesteinszonen hat Hartmann auch hier auffallend regelmäßig durchgezogen(?) vgl. S. 54 Anmerkung).

⁷⁾ Nach den Angaben, die Hartmann über „SQ, sekundäre Quarzgänge“ in verlässlich mesozoischen Gesteinen und ihren Klüften macht (a. a. O., S. 297, 298). Doch ist festzuhalten, daß in diesen Verquarzungen seltener und schwächer, die Gesteine aber, die stark verquarzt zu sein pflegen, wie die Serizitschiefer, nicht Mesozoikum sind (vgl. S. 70).

⁸⁾ Umgekehrt gibt es gelegentlich auch unanfechtbare Triasdolomite, die gelb bis bräunlich anwittern. Hartmann, S. 237, 245.

Dieses Vorkommen von Magnesit von Vorderlanersbach, schon deswegen merkwürdig, weil es der westlichste Magnesitbau unserer Alpen ist, das von der alpenländischen Bergbaugesellschaft abgebaut wird, liegt auf den Stockwiesen (ober „Stock“ in der Spezialkarte) in etwa 1700 m nordöstlich ober Vorderlanersbach—Tuxer Tal. Es ist — wie alle unsere Grauwackenmagnesite — metasomatischer Bildung, und zwar in einem Dolomit, wie das stets der Fall zu sein scheint, wenn das Vorkommen noch in seinem ursprünglichen Verband ist. Es lassen sich hier ausgezeichnete Belegstücke sammeln, an denen das Eindringen des groben Aggregates der Magnesitkristalle längs Klüften und Lassen des Dolomites und die von solchen Einbruchswegen aus fortschreitende Verdrängung des Dolomites durch dasselbe in allen Stadien verfolgt werden kann. Die Umgebung ist nicht gut aufgeschlossen, doch findet sich die sonstige „Grauwackenserie“, etwa wie sie in der Veitsch bekannt ist, vollzählig vertreten: schwärzliche Quarzphyllite, lichte Quarzite und Quarzschiefer von der Art Radstadt — Semmering. Ferner hat ein Versuchsstollen im Liegenden schwarze, stellenweise ockerige Tonschiefer⁹⁾ aufgeschlossen, in denen zwar — nach Mitteilung des führenden Ingenieurs — noch nie etwas gefunden worden ist, die aber den Veitscher Trilobitenschiefern so ähnlich sehen, daß ich jemandem, der etwas Zeit darauf verwenden kann, empfehlen möchte, hier ernstlich nachzusuchen. Der Magnesit ist sehr rein und weiß, grobkristallin, häufig sind Kristallrosen, wie die der Pinolite, nur fast ohne deren schwärzliches Zwischenmittel. Auch die „Roßzähne“, die großen weißen Dolomitkristalle 2. Generation, habe ich nicht gesehen; nach eingeholter Erkundigung sollen sie wirklich nicht vorkommen. Ebenso fehlen die Sulfidmineralien, und Quarz kommt sicherlich sehr wenig vor — wie als Gegenbeispiel zur Knappenkuchl, die Sulfidvererzung und reichliche Verquarzung zeigt, was meines Erachtens ursächlich verbunden ist, mit dem Magnesit aber beides nichts zu tun hat. Dagegen findet sich im Magnesit Talk, vereinzelte rundliche Knollen, und diese wieder von sekundären Magnesitlädern durchwachsen. Dieser Talk ist sicher nicht „Dynamometamorphes Äquivalent“ des Magnesites, er hat mit Durchbewegung nichts zu tun, und auch das sonstige Kristallaggregat des Magnesites zeigt keine Spuren einer solchen. Das ist dasselbe Verhalten, wie ich es an den Magnesitnestern in den Dolomittfelsen am Steinacherjoch feststellen konnte.¹⁰⁾

Die Verbreitung dieser speziellen Bildung der Tarntaler Breccie Typ C weiter genau zu verfolgen, lag nicht in meinem Plan, dagegen muß hier bemerkt werden, daß selbst in dem Streifen ihrer eigentlichen Verbreitung — oder doch in dessen unmittelbarer streichender Fortsetzung — einmal auch ein abweichender Typ vorkommt. Unmittelbar östlich von der Scharte, wo der rot markierte Weg Lizum—Geyerspitz die Kammhöhe erreicht, steht ein Zacken aus Kalkkonglomerat, wie ich es weiterhin als Typ A beschreiben werde. Ich hebe aber hervor,

⁹⁾ Sander (Denkschrift 1911, S. 264, 268) gibt vom Wangelspitz usw. „Glanzschiefer“ an, welche vielleicht mit diesen Tonschiefern zu vergleichen wären? Doch muß ich hervorheben, daß die Tonschiefer von jenem Versuchsstollen von Quarzphyllit sich deutlich durch Hiatus in der Metamorphose unterscheiden, sie dürften mit diesem auch kaum durch allmählichen Übergang verbunden sein; denn in kurzer Entfernung von jenem Vorkommen (unterm Personalhaus) erscheint unvermittelt der echte Quarzphyllit. Übrigens meint auch Hartmann (S. 385), daß der „Quarzphyllit“ mit irgendeinem anderen Gestein unserer Zone nicht verwechselt werden kann.

¹⁰⁾ Schwinner R. Zentralblatt für Mineralogie usw., 1925, Abteilung B, S. 277. Dortselbst habe ich auch — beiläufig bemerkt, als erster — auseinandergesetzt, daß das Verhältnis von Kristallisation und Tektonik, welches bei den verschiedenen Gruppen der Magnesitvorkommen recht verschieden sich darstellt, von großer Bedeutung sein kann, nicht bloß für das Verständnis dieser Lagerstätten, sondern auch für die allgemeine Tektonik. In diesem Sinn ist es gewiß bemerkenswert, daß sich der westlichste Zipfel der Grauwackenzone hierin anders verhält als der steirische Flügel derselben, und überhaupt, daß gerade in der nach allgemeiner Ansicht oft heftigsten bewegten Tuxer Voralpenzone Gelegenheit für solch ausgiebige und regelmäßige posttektonische Kristallisation geblieben ist.

daß ich diesen Typ sonst im Bereich der Breccie Typ C nirgends gesehen habe und daß nach Hartmanns Karte und Profil 1 jenes Vorkommen zum Hangend der südwärts ausspitzenden Schuppe A gehört, in der diese Konglomerate eine große Rolle spielen (S. 260), und nicht, wie die besprochenen Breccien an deren Basis unter Schubfläche I.

Zunächst über dem „Quarzphyllit“ liegt in der Tuxer Voralpenzone — darin stimmen alle Beobachter überein von Pichler, Rothpletz bis Spitz, Sander und Hartmann — normal, d. i., wenn nicht — oder doch weniger — gestört, und wenn die Folge vollständig ist, eine Serie, die bis in alle Einzelheiten übereinstimmt mit der Serie der Radstädter Serizit-Schiefer und -Quarzite:¹¹⁾ es sind Quarzite, sowohl dicht, kompakt als grobkonglomeratisch, Quarzgerölle in Quarzitgewebe;¹²⁾ sowohl massig als geschiefert mit etwas Serizit, übergehend in Quarzitschiefer, Quarzserizitschiefer und glimmerreiche Serizitphyllite. Die Farbe ist vorwiegend weißlich, mit grünlichem Stich bis licht (apfel-) grün, auch mit rötlichem Stich, lichtgrau; dunkelgrau ist schon selten. Man findet hier genau die gleichen Gesteine wieder wie bei Radstadt in ihrer ganz bezeichnenden Ausbildung und ihrer nicht unbeträchtlichen Variationsbreite, und dazu noch in einem gleichen eigenartigen Verband mit den gleichen Begleitern.¹³⁾ Wenn Hartmann diese Quarzserizitschiefer zusammen mit dem Bänderkalk (J_1) in den Jura (J_2) stellt, und wenn Uhlig seine Radstädter Decke invers in die Quarzitdecke einwickelt, so klingt das ziemlich verschieden, im Grunde gesehen wollen aber beide die gleiche Beobachtung ausdrücken, nämlich daß jene Quarzit-Serizitschiefer-Serie eng vergesellschaftet ist mit Bänderkalken u. ä. die man glaubt, für Jura halten zu sollen; und daß sie ihrer Lagerung nach über die Trias (auch diese durch Fossilien belegt) gestellt werden könnte. Das ist eine harte Nuß, mag man's von dieser oder jener Seite anpacken. Vielleicht aber wird die Lösung des Problems leichter, wenn man nunmehr den Zusammenhang in seiner Gänze überblickt. Jedenfalls geht es nicht länger an, dieselbe Gesteinsgruppe in der Lizum über und an der Taurach unter die Trias stratigraphisch einzustellen, insbesondere wenn zwischen diesen beiden Hauptverbreitungsgebieten eine Kette kleiner Vorkommen vermittelt, bei denen — wie neulich Ohnesorge scharf hervorgehoben hat¹⁴⁾ — die Verhältnisse ganz analog liegen.

¹¹⁾ Trauth F. Denkschrift. Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse. Bd. 100, 1925, S. 109ff. „Radstädter Quarzphyllit — Quarzitgruppe“; Schmidt W. ebendort Bd. 99, S. 312, „Quarzphyllit und Quarzit“.

¹²⁾ Rothpletz A. (Querschnitt S. 145) „In einem feinkristallinen Bindemittel von Quarz und serizitartigem Muskovit liegen eckige klastische Quarzkörner und seltenere Feldspatkörner“. Feldspatgehalt spielt in Radstadt geringere Rolle, größere im Semmeringquarzit, in gewisser Abhängigkeit vom jeweils benachbarten Grundgebirge. Vgl. Schwinner, Geologische Rundschau, XX, 1929, S. 234 und 224.

¹³⁾ Das kommt natürlich in erster Linie daher, daß beide Räume in bezug auf den regionalen Bauplan gleich — genauer gesagt spiegelsymmetrisch — liegen, es kann aber nur deswegen so genau gleich ausfallen, weil schon die beiden Ablagerungsräume in der gleichen Beziehung gestanden hatten.

¹⁴⁾ Ohnesorge (Anzeiger der Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Wien 1929, S. 202) entscheidet sich — wie Hartmann — dafür, die Quarzit-Serizitschiefergruppe allgemein zum Jura zu stellen, unter dem

Wenn es sich nun darum handelt, über die stratigraphische Stellung dieser Gesteinsgruppe, der Quarzite und Serizitschiefer von „Radstädter Art“, der Bänderkalke und aller Gesteine, die überhaupt in irgendeiner Beziehung mit jenen enger vergesellschaftet scheinen, endgültig zu entscheiden, muß die Lagerung, in der man sie heute findet, vorerst ganz aus dem Spiel bleiben. In einem derart allgemein stark durchbewegten Gebiet können wenig Annahmen über die tektonische Gruppierung von vornherein als ausgeschlossen gelten, und besonders, ob etwa eine bestimmte Schicht als das Hangende der Liegend-, oder als das Liegende der Hangend-Schuppe, -Decke, -Schubmasse angesehen werden soll, kann aus der lokaltektonischen Beobachtung nicht mehr entschieden werden, sobald Bewegungsflächen an jeder mehr oder minder passenden Stelle ausgebildet sind.

Auch die Argumente, die sich aus der Vergleichung der Gesteine mit anderweitigen Vorkommen ergeben, wird man nur mit ziemlicher Zurückhaltung zur Entscheidung heranziehen dürfen. Wir wollen dabei ganz absehen von jenen Vergleichsobjekten, die in der Literatur bereits mehrfach vorgeschlagen worden sind, die aber — genauer gesehen — selbst als *incertae sedis* bezeichnet werden müssen. Aber überhaupt hängt der Vergleich derartiger Gesteinsbildungen in erster Linie von Art und Grad der Umwandlung ab, viel weniger vom Aussehen des ursprünglichen Sediments, dessen feinere Merkmale vielmehr durch solche Umwandlungen in hohem Grad verwischt zu werden pflegen; und daher finden sich die gleichen oder doch nahezu gleichen Typen mehrfach in verschiedenen Gesteinsserien und Formationen, aus Schichten entstanden, die ursprünglich vielleicht ziemlich verschieden ausgesehen haben. Ganz besonders gilt das — vermutlich wegen der großen Bildsamkeit und Kristallisationsfähigkeit des Kalkes — für Kalktekonite (sogen. Bänderkalke). Ich kenne solche in fast gleicher Ausbildung wie hier im Tarntaler und Radstädter „Jura“: in den Klammkalken, im Altpalaeozoikum von Graz und von den Karnischen Alpen, und im Gumpeneckmarmor, der im Ennstaler Phyllit, also tiefer als das fossilführende Palaeozoikum der Ostalpen liegt.¹⁵⁾ Damit ist offenbar nichts zu machen. Wohl aber möchte man meinen, daß derartige Vergleichungen von Vorkommen, die nahe aneinander, in ungefähr derselben tektonischen Position usw. sich vorfinden, große Wahrscheinlichkeit hätten. Nun, von den Tarntalern nicht weit — nur 16 km — entfernt¹⁶⁾ und nahezu in der Fortsetzung ihres Streichens an Steinacherjoch

Gesichtspunkt, daß dadurch die Tektonik einfacher, also wahrscheinlicher würde. Das mag für die kleinen Vorkommen bei Gerlos, Krimml usw. zutreffen, die der Autor a. a. O. in erster Linie im Auge hat. Für die Tuxer Voralpen und besonders für Radstadt wird man das nicht so ohne weiteres behaupten dürfen.

¹⁵⁾ Vgl. Schwinner, Geologische Rundschau, XIV, S. 34 und 42. Für das Tuxer Gebiet hat Sander (Denkschrift 1911, S. 258—267) sehr dankenswert die Beobachtungen zusammengestellt und gezeigt, daß Karbonatablagerungen tektonischer Fazies, mögen sie den verschiedensten Formationen und tektonischen Zonen dieses Gebietes angehören, voneinander kaum zu unterscheiden sind.

¹⁶⁾ Vielleicht finden sich auf dieser Strecke noch weitere Verbindungsglieder. F. E. Suess (S. 598) erwähnt vom Mieskopf, im Hangend der Serizitschiefer ein Kalkniveau, das mit Frechs „Glimmerkalk von der Schwarzen Wand“ übereinstimme.

findet¹⁷⁾ sich in den Phyllit eingefaltet ein Bänderkalk. Dieser Bänderkalk vom Steinacherjoch ist reich an Kiesel und hell, mit spärlichen serizitischen Anflügen, entspricht also genau den „Wetzsteinkalken“ Hartmann's (S. 255). Die dunklen Bänderkalke der Tarntaler habe ich allerdings am Steinacherjoch nicht gefunden, es ist schließlich auch nicht zu verlangen, daß die ganze Variationsbreite der Serie auf dem kleinen Fleck, den ich dort untersucht habe, vertreten ist. Am Steinacherjoch läßt sich für das Alter des Bänderkalkes wenigstens eine obere Grenze ermitteln, er ist — wie ich a. a. O. nachgewiesen habe — vorvariskisch. Drum ist es verständlich, daß auch in den Tarntalern und Radstädtern diese Bänderkalke sich zu der Serie der Quarzite und Serizitschiefer halten, für welche ein höheres, jedenfalls auch vorvariskisches Alter aus den Verhältnissen bei Radstadt erwiesen gelten kann.¹⁸⁾

Demgegenüber stehen die hochwichtigen Fossilfunde, die man in den Tarntaler und Radstädter Bergen gemacht hat, in schwarzen Echinodermenbreccien und Bänderkalken, welche Hartmann (S. 257) als „unzertrennbar verknüpft“ bezeichnet mit Kieselkalken, Wetzsteinkalken, Kalkphyllit, Kieseltonschiefer, buntem Tonschiefer, Quarzserizitschiefer, sandigem Dolomit und Konglomerat (J_1 , J_2 , J_3).

Nun, der Aufnahmegeologe hat gewiß in erster Linie das Anrecht auf Beachtung, auch wenn es sich um gefühlsmäßige Beurteilung handelt (Urteile wie obiges „unzertrennbar“ können immer nur nach dem Gefühl gefällt werden). Aber allzu intensive Beschäftigung mit einem begrenzten Gebiet kann eine gewisse „Farbenblindheit“ erzeugen, so daß gerade derjenige, welcher die unzählbaren Einzelheiten beherrscht, darüber Zusammenhänge verliert, die dem Fernerstehenden ins Auge fallen. Daher erlaube ich mir darauf aufmerksam zu machen, daß jener Komplex den Hartmann so entschieden als „unzertrennbar“ bezeichnet und daher insgesamt zum Jura stellen zu müssen glaubt, nach seiner eigenen Karte leicht und ungezwungen tektonisch wie auch stratigraphisch aufgeteilt werden kann.

Versuchen wir, aus den verwirrenden Einzelheiten der überaus sorgfältigen Aufnahme Hartmanns ein vereinfachtes Schema der Tektonik abzuleiten (vgl. Fig. 1, S. 62).

Auf den basalen Kalkphyllit (**Kph**), der vom innern Boden der Lizum über Pluderling, Kreuzjöchl bis zum Innern Griff mit stets nördlichem Einfallen den Tarntaler Bau unterteuft, legt sich in einem Halbkreis von der innern Lizum knapp südlich unterm Geyerspitzzipfel

17) Kerner F. v. Der Schuppenbau der Gipfelregion des Steinacher Joches. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1922, S. 75ff. — Schwinner R. Das Paläozoikum am Brenner. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie etc. 1925, S. 243. Die älteren Autoren haben diesen Bänderkalk merkwürdigerweise ganz übersehen; wenn Pichler, Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt 1882, S. 142, über „Calzit vom Steinacherjoch“ schreibt, meint er damit den „Eisendolomit“, welche Bezeichnung dort wohl zum erstenmal verwendet worden sein dürfte. Die Beziehung dieses Vorkommens zu den Tuxer Serien ist daher auch verborgen geblieben.

18) Trauth F. Geologie der Nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. Denkschrift der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Bd. 100, Wien 1925, S. 110/111. Schwinner R. Geologische Rundschau XX, 1929, S. 234—237.

durch über die Schmirner Reibe bis zur Klammalp, und von da etwa bei P. 2207 am Zirbenschroffen gerade nach Westen abbiegend gegen die Obere Latteralm, ein Streifen einer tektonischen Mischungszone (M). An der konvex gegen NO hlickenden Umbiegung (Klammalm — Knappenkuchl) findet sich darin zwar mächtig entwickelt Quarzphyllit mit Eisendolomitlagern, sonst sind auch diese miteinander heftig verwalzt (= Breccie Typ C), dazu Schuppen von dem Liegend Kalkphyllit, Bänderkalk, Serizitschiefer, und (besonders in der westwärts streichenden Fortsetzung) auch Trias-Rauhwanke, wobei den Abschluß oben, gegen das wirkliche Tarntaler Mesozoikum, allermeistens „Jura“-Schiefer bilden dürften. (Nach Hartmanns Deutung muß die Bahn einer großen Deckenüberschiebung über diesem „Jura“, also vollständig über M liegen; nach meiner Deutung ist die Folge vom Quarzphyllit aufwärts so im allgemeinen normal und die Mischungszone M stellt die stark verschliffene Basis der aus der Tarntaler Trias sich entwickelnden Abscherungsdecke vor; die Hauptüberschiebung liegt tiefer, hier wie sonst oft am Nordrand der Tauern, zwischen Quarzphyllit und Kalkphyllit; allerdings wegen des Ausspitzens des basalen Quarzphyllites gegen Süden hin, kommt M schon an der Schmirner Reisse und Geyerspitzzinne ungefähr an die Hauptüberschiebung.)

Über dieser Mischungszone M folgt, den Westabfall der Gebirgsgruppe der Tarntaler Köpfe bildend, von der Schmirner Reisse bis über den Isseigraben hinaus eine Schuppe aus mächtigem Triasdolomit, Kössener Schichten und Jurakalk — letztere beide stark entwickelt, in der Gesteinsausbildung einander ähnlich und auch beide fossilführend (Schuppe N); am Ostabfall erscheint in ähnlicher Wandbildung von der Reisse des Geyerspitzaufstieges bis obern Wetzsteinbruch eine ziemlich abweichende mesozoische Serie: an der Basis wieder den Dolomit, aber Kössener Schichten und natürlich noch mehr ihr Hangend sind fast überall abgetragen¹⁹⁾, und unmittelbar auf dem Dolomit transgrediert ein Dolomit in Dolomitskonglomerat (wie es in der Folge unter „Tarntaler Breccie Typ A“ genauer beschrieben werden wird) = Schuppe L.

Oberhalb dieser klotzigen Steilabfälle, welche die ganze Gebirgsgruppe zu einem einheitlichen Block zusammenfassen, tritt das Gehänge zurück und gliedert sich feiner. Diese Terrassen, Wandeln, Rückfallkuppen usw. werden aufgebaut aus einer mehrfachen Wiederholung von geringmächtigem Triasdolomit, von Kössener Schichten, Jurakalk (diese Schuppenzone werde n genannt); im Westen, besonders im Südwesten fließen Kössener und Jurakalk von N und n zusammen, hier erscheint n nur als eine Schuppung²⁰⁾ im ohern Stockwerk von N; im

¹⁹⁾ Das kann man wohl annehmen, wenn ein so sorgfältiger Aufnahmogeolog wie Hartmann Kössener Schichten nur an einer Stelle finden konnte. Das heutige Verhältnis heider Gesteine mag in gewissem Grad auch tektonisch bestimmt sein (vgl. Fig. S. 261 bei Hartmann), aber bei Berücksichtigung dieser Lücke und des entsprechenden Charakters des Hangendsediments wird es kaum zu bezweifeln sein, daß hier ursprünglich Transgressionsverband vorliegt.

²⁰⁾ Hartmann nimmt an, daß da mitten durch den Jura oder zwischen Jura und Kössener eine Hauptschuhfläche durchginge, das hat bereits Spitz (S. 181) bezweifelt. Nachdem quer über den Westgrat des Nederer bis tief ins Unter-Tarntal

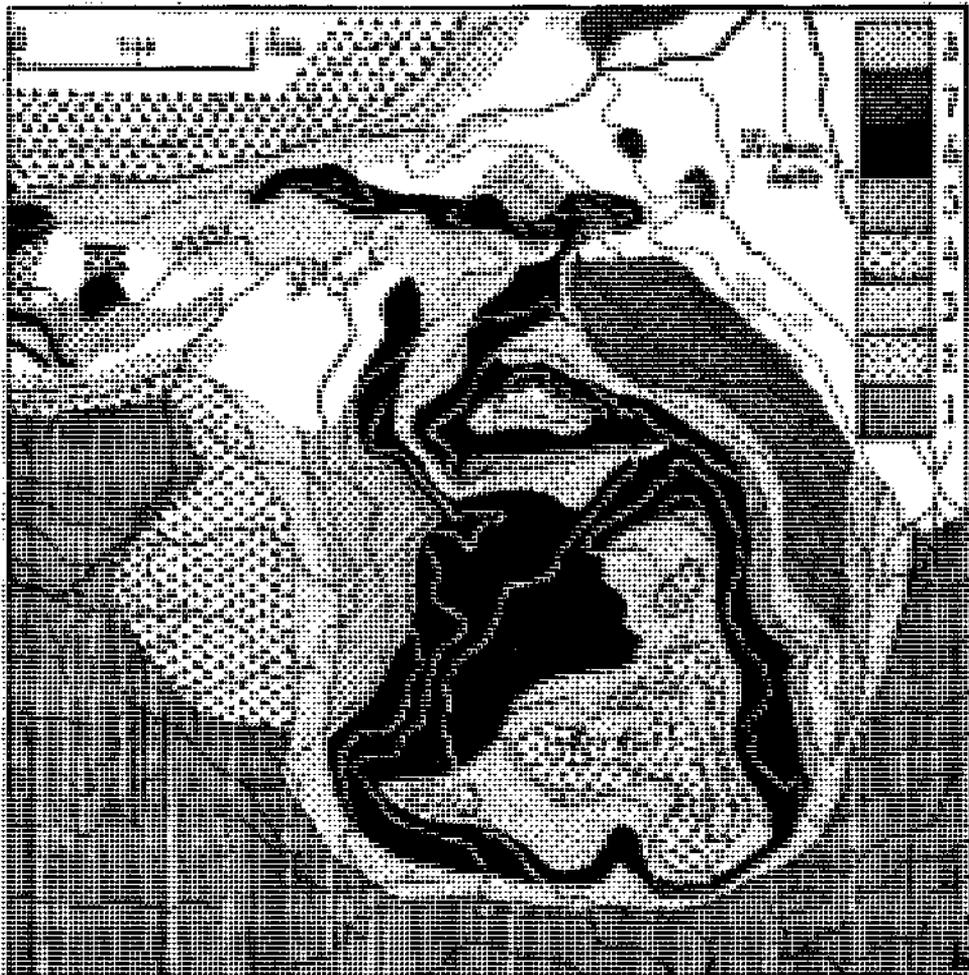


Fig. 1.

Tektonisches Schema der Tarntaler Berge (nach Umdeutung der Aufnahmen von E. Hartmann). Zeichenerklärung: 1. Kalkphyllit, 2. Quarzphyllit, 3. Serizit-schiefer und -Quarzit (Radstädter Art), 4. Serpentin, 5. Triasdolomit, 6. Rhaet und Liaskalk, 7. „Tarntaler Breccie“, d. i. meist Dolomit — in Dolomitskonglomerat (Typ. A), 8. Rauhwanke.

Mit den Buchstaben M N n L R sind die Schubmassen bezeichnet, wie sie im Text (S. 60 ff.) beschrieben.

Osten dagegen liegt zwischen L und n durchgehends eine mächtige Schuppe, die Hartmann als J₂ (Kieseltonschiefer usw.) auszeichnet = Serizitschiefer Radstädter Art! Demnach muß zwischen L und n und folglich auch zwischen L und N + n ein verhältnismäßig etwas weiterer Schub liegen. Dazu würde die oben beschriebene, nicht unbeträchtliche Faziesdifferenz zwischen L und N passen, vielleicht ist diese sogar ge-

eine Zunge der „Kieseltonschiefer“, also von NW gegen SO tief in die Schuppenstapel von n eindringt, könnte man einfach eine kurze Überfaltung von SO gegen NW vermuten, doch müßte das erst durch Beobachtungen der lokalen Kleintektonik und durch Klarlegung der regionalen Zusammenhänge bestätigt werden.

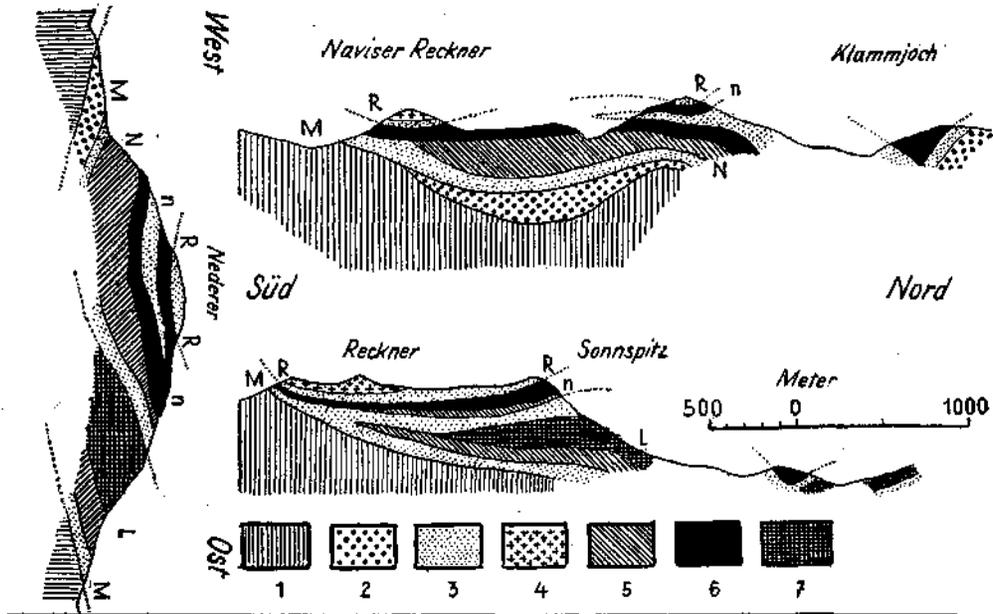


Fig. 2.

wissermaßen Ursache der tektonischen Trennung beider. Nach der Art, wie Kössener (+ Jurakalk) und Dolomitzkonglomerat einander gegenseitig ausschließen,²¹⁾ ist anzunehmen, daß das Konglomerat in der Kerbe liegt, welche durch die Abtragung jener Schichten entstanden ist, an der Peripherie jenes Gebietes, in dem das ganze Mesozoikum zerstört worden ist (und so die Gerölle des Konglomerates geliefert hat). Die Platte des Triasdolomites bildete die Grundlage eines tektonischen Stockwerkes, das als Abscherungsdecke über die Schiefer usw. seiner Unterlage bewegt worden ist — nach deren Verschleifung zur Mischungszone **M** zu schließen, und besonders nach deren Ausdünnung gegen Süden, um ein ganz beträchtliches Stück. Am Ansatz jener Erosionskerbe hatte diese Schubmasse eine Schwächestelle, brach hier, und die Bruchstücke wurden sekundär übereinander geschoben, Schuppe **N** wieder mit einer weiteren Zusammenschoppung in ihrem oberen Stockwerk (**n**) über Schuppe **L**.

Über diesen Verschuppungen, welche nur das oberste Teilstockwerk des Mesozoikums betreffen, liegen, die Gipfel von Geyerspez, beider Reckner, Tarntaler Sonnspez, Nederer bildend, Deckschollen mit wesentlich anderem Gesteinsbestand: basischen Massen: Gabbro, Diabass, Serpentin, in einer Schieferserie hauptsächlich aus weißlich, grünlich, violetten „Kieseltonschiefen“ (= Radstädter Serie), am Serpentin auch Chlorit-, Strahlstein-Schiefer, Ophikalzit, selten Marmor.²²⁾

²¹⁾ Das gilt nicht bloß für die engeren Tarntaler, auch bei Matri, am Mieskopf, an der Grafmarzspiz, bei der Möslalmhütte, wie im Hippold—Kahlwandzug ist dort, wo das Konglomerat vorkommt, wohl Dolomit, aber kein Rhät bekanntgeworden.

²²⁾ Hartmann S. 326 und 330; die ebendort aufgestellte Theorie, daß der ursprünglich reichlich vorhanden gewesene Kalk weggekommen sei, scheint bedenklich, wie manches andere, was dort über den Hof des Serpentin gesagt ist.

Diese Deckschollen sind daher als Stücke einer einheitlichen Schubmasse (R) anzusehen, welche wiederum von größerer Entfernung herangeschoben worden sein dürfte,²³⁾ deren Anschub vielleicht auch die Zusammenschoppung im obersten Teil des überfahrenen Mesozoikums verschuldet hat.

In dieser Art ist der Gebirgsstock der eigentlichen Tarntaler gebildet aus Decken, die, verhältnismäßig flach liegend, übereinandergestapelt sind. Nördlich davon folgt ein Streifen von ganz anderem Baustil, mit W-O-Streichen, stets steilem und meist nördlichem Einfallen der Schichten: die Klammjochzone. Diese ist regionaltektonisch als Synklinale anzusehen, welche den ganzen Deckenstoß verbogen hat, und dann durch die Hauptmasse des Quarzphyllites, etwa von NW her gegen SO überschoben worden ist,²⁴⁾ wobei der Muldeninhalt heftig geschuppt worden ist. Entsprechend der allgemeinen regionaltektonischen Charakteristik der Tuxer Zone (vgl. Sander, Jahrbuch B. A. 1920) fällt die Achse der Klammjochdeckensynklinale gegen Westen ein, sie enthält daher im Westteil die höheren, im Ostteil die tieferen tektonischen Elemente; oder im Horizontalschnitt der Karte müssen die südnördlich gegen die Klammjochzone heranreichenden tektonischen Grenzlinien mit gegen NO konvexer Wendung in O-W-Streichen umbiegen. So ist die Fortsetzung der Schuppe N nach 700 m Unterbrechung jenseits der Weideflächen der Klammalm in dem Triasdolomit der Südlichen Schoberspitze zu suchen; Die Kössener-Jurakalkschuppen der Zone n bilden in der Klammspitze eine spitze Endigung, welche als ein gegen Osten geschlossenes Synklinalscharnier angesehen werden kann, und von dort ziehen sie am Nordflügel der Klammjochsynklinale übers Klammjoch zum Klammer Sonnenspitze geschlossen,

²³⁾ Nach einer gewissen Lehrmeinung (vgl. Staub, S. 70 u. a. O.) wäre der Serpentin ungefähr so etwas wie ein Leit- und Fazies-Fossil. Damit ist hier nicht viel ernstliches anzufangen. Die Fiktion, daß der Reckner Serpentin von S aus der „penninischen“ Zone stamme, kann man nur um den Preis der Hilfshypothese aufrechterhalten, daß die Tektonik abnorm ist (Einwicklung), und dann wirkt erst noch störend, daß gerade dort, wo er herkommen soll, vom Brenner bis zum Zillertal nördlich des Tuxer Kernes Serpentin heute nicht bekannt ist. Man müßte also die weitere Hilfsannahme riskieren, der Serpentin wäre dort aus seiner penninischen Heimatzone ganz sauber herauspräpariert und pünktlich aller in die Tarntaler Zone „verschoben“ worden, wo solcher von Matrei zum Reckner reichlich und an mehreren Stellen vorkommt, und zwar regelmäßig verbunden mit der Quarzitschiefergruppe (Suess, S. 593 ff.), die eigentlich nicht als penninisches Leitgestein bezeichnet werden kann, der aber Serpentin auch sonst nicht fremd ist. Der Serpentin von Filzmoos (Gr. Arl, Schmidt S. 312) liegt zwar noch in dem Quarzphyllit, aber in hohen Horizonten desselben (etwa analog wie Knappenkuchl?), die Serpentine, die ich am Klafferplateau aufgefunden, stecken in einer Zunge Radstädter Quarzit-Serizitschiefergestein, welche ins Schladminger Massiv hineinspitzt; und noch weiter im O findet sich im Paltental eine Gruppe Serpentine in einem Horizont, welcher der Radstädter Quarzitserie so ungefähr äquivalent sein dürfte. (Schwinner, Geologische Rundschau, XX, 1929, S. 222 ff.)

²⁴⁾ Dies wiederholt sich mit gleichem Bauplan um einen Staffel rückwärts. Auf dem Quarzphyllitzug, welcher die Klammjochzone überschiebt, (Roßhoden—Mölser-scharte—Mölserberg) liegt im obersten Mölstal etwas Mesozoikum, wohl Reste von seinem normalen Hangend (nicht Fenster — Hartmann, S. 248, 356, dagegen Spitz S. 184) und dieses wird wieder von NW her überschoben, geschuppt und ausgewalzt von dem Quarzphyllit des Seekarspitzkammes.

und in einzelnen Vorkommen wahrscheinlich noch über die Nördliche Schoberspitze bis zum P. 2453 westlich von dieser letzteren. Im inneren (westlichen) Winkel dieser Spitzsynklinale liegen Serizitschiefer und bei P. 2348 westlich vom Klammsee und noch weiter westlich Serpentin, also eine Andeutung der obersten Schubmasse R, die mit diesem Gesteinsbestand in den Gipfeln der Tarntaler Berge ähnlich in einer „Schüsselmulde“ (Hartmann S. 367) von n liegt. Schließlich, der Schuppe L dürften zuzurechnen sein die Vorkommen von Konglomerat und Breccie in dem Tälchen östlich vom Klammjoch bis zum Melkplatz, und von dort dürfte diese Schuppe ostwärts abbiegen (etwa über Lizumalmhütten zum Thorjoch).²⁵⁾

Auf Grund der tektonischen Zusammenhänge läßt sich nun die Entwirrung des Fragenknäuels in die Wege leiten, den der Jura der Tarn-taler (und Radstädter Berge) vorlegt. In erster Linie wird aus einem Vergleich unseres Schema's mit Karte (Fossilfundzeichen!) und Text Hartmann's klar, daß Jurafossilien oder auch nur Andeutungen solcher ausschließlich in einer einzigen tektonischen Einheit vorkommen, in den Schuppen N+n, wo diese Juraschichten in fast gleicher Gesteinsausbildung auf das (ebenfalls durch Fossilien belegte) Rhaet folgen. Daraus folgt für das Alter irgendwelcher Schichten anderer tektonischer Einheiten und Elemente unmittelbar gar nichts. Wenn darauf hin in andern Decken, Schuppen usw. etwas als Jura bezeichnet wird, so beruht diese Deutung auch nur auf einer Vergleichung der Gesteinsbeschaffenheit. In diesen Fällen ist die Vergleichung mit den oben erwähnten vorvariskischen Bänderkalken vom Steinacherjoch ebenso, vielleicht sogar noch mehr berechtigt, weil diese Parallele weiter noch durch gleiche tektonische Fazies und gleiche Begleitsteine gestützt wird. Die paar km streichende Entfernung vom Steinacherjoch begründen keinen Einwand; denn im Alpenstreichen pflegt sich die Fazies nur langsam zu ändern, dagegen müssen die Teile von Decken und Teildecken, die heute ungefähr übereinander liegen, ursprünglich um Strecken voneinander entfernt gewesen sein, normal zum Streichen, die vielleicht nicht geringer sind als die heutige Entfernung vom Steinacherjoch.

Der erste Schritt zur Lösung unseres Problemes muß nun sein, die einzelnen, durch ein Vorurteil voreilig als „unzertrennbar“ bezeichneten

²⁵⁾ Die Deutung, welche das Profil des Gebirgskammes östlich von der Lizum bis jetzt fast allgemein gefunden hat, kann ich nicht verstehen, und eine ausführlichere Begründung ist merkwürdigerweise nirgends zu finden. Die nächstliegende Annahme ist, daß die tektonischen Einheiten, die quer übers Lizumtal streichen, sich auf diese kurze Strecke auch nur wenig ändern können. So folgt auf den Kalkphyllit des Pluderling auch auf der östlichen Talseite am Junsjoch die Mischungszone M (mit Breccie vom Typ C) und auf dieser liegt der Triasdolomit der Kahlwand, ebenso wie an der westlichen Talseite der Dolomit der Sockelschuppe L, dann müssen die Konglomerate, welche weiter nach Norden zu diese Sockelwand fast allein aufbauen, drüben ihr Äquivalent haben in den Konglomeraten und Breccien der Thorjochgegend (Typ A und B), und umgekehrt sollten auch letztere normal auf dem Dolomit der Kahlwand liegen. Und auf sie wieder wären Schiefer, Quarzite usw. der Grauen Wand mit einer nach Süden blickenden Stirn (Staub, S. 74, Fig. 21; Sander, Verhandlungen 1910, S. 344 — Hartmann, S. 359, allemal abgesehen von den Lufllinien) aufgeschoben und aufgeschuppt, genau wie man es im Streichen drüben am Klammjoch sieht.

Elemente jenes so problematischen Jurakomplexes aus dieser Verstrickung zu lösen. Als Jura sind nur die (stellenweise) fossilführenden Schichten der Schuppen N+n anzusehen; jene Bänderkalke aber, die den dort weiter zu besprechenden phyllitischen Serien als einzelne Lagen eingeschaltet sind, müssen als Äquivalente der Bänderkalke angesehen werden, die am Steinacherjoch — in ungefähr dem gleichen Mengenverhältnis — den phyllitischen Gesteinen variskisch eingefaltet sind, und müssen daher ebenso wie jene als älteres Paläozoikum gelten.

In den Radstädter Bergen liegen die Verhältnisse überraschend ähnlich. Auch dort sind Jurafossilien nur aus einer tektonischen Einheit bekannt geworden (Pleißingdecke), und die betreffenden Schichten sind (wie im Tarntal) durch gleiches Gestein und allmählichen Übergang²⁶⁾ an fossilführenden Rhaet gebunden, beides nicht metamorph; diese sind nicht mit Quarzit in Berührung. Dagegen sind Jurafossilien noch nicht gefunden worden in den halb — oder ganz — metamorphen Bänderkalken²⁷⁾, die mit der Quarzit-Serizitschiefergruppe gehen, sei es da und dort am Rand der mesozoischen Massen oder als schmale Lagen und Linsen in jene eingesprengt. Stellt man von letzteren, die um Wegrain — Kl. Arl häufig sind, aber auch weiter östlich (Gaisstein) noch vorkommen, die bezüglichen Daten zusammen,²⁸⁾ so muß eines auffallen: der Masse nach gut 95 Prozent des Radstädter Mesozoikums bilden Dolomite, jene in der Quarzit-Serizitschiefergruppe verstreuten Lager sind aber vorwiegend (nach flüchtiger Auszählung 85 Prozent) Bänderkalk- und Kalkmarmor, daneben gelegentlich noch „Eisendolomit“ (mit Siderit und Magnesit). Das ist eher die normale Gesellschaft der Phyllitizonen, sie findet sich auch wieder von den Radstädtern ungefähr im Streichen weiter nach SO, bei Turrach. In den Linsen und Lagern, welche dem dort wieder nachweislich variskischen Bau des Phyllitstockwerkes eingeschaltet sind, überwiegt allerdings der „Eisendolomit“ aber der Bänderkalk und Kalkmarmor²⁹⁾ kommt auch dort vor und manchmal in einem kleinen Vorkommen etwas Eisendolomit und ein bißchen Bänderkalk zusammen, genau so wie Trauth (a. a. O., S. 41) vom Gaisstein beschrieben hat. Nimmt man an, daß diese kleinen Bänderkalk-

²⁶⁾ Uhlig V. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abt. I, Bd. 115, 1906, S. 1723 (Sep. S. 31).

²⁷⁾ Man könnte sagen, daß es eben nur Schuld der Durchbewegungsmetamorphose wäre, wenn man da keine Fossilien findet. Aber am Scopi u. a. a. O. sind Fossilien (u. zw. eben die Belemniten, die ja hier in Frage kämen) in Gesteinen erhalten, die kaum als weniger metamorph bezeichnet werden können als die fraglichen „Juramarmore“. Übrigens, ob nun aus dem oder jenem Grunde, ein direkter Beleg für ein jurassisches Alter der fraglichen Kalke ist eben nicht vorhanden.

²⁸⁾ Trauth F. Denkschrift der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Bd. 101, 1927, S. 34 bis 36, 37 und 41.

²⁹⁾ Holdhaus K. (Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, Bd. XIV, 1921, S. 99) hat auch diese Turracher Dolomit- und Kalk-Linsen und Lager für „in das Karbon emporgepreßte Schuhsplitter von Triasgesteinen“ erklären wollen, ich glaube aber, daß der verdiente Zoologe mit diesem Einfall wenig Anklang finden wird. Vgl. dazu Schwinner R. Geologische Karte und Profile der Umgebung von Turrach, Graz, 1931 bei Leuschner & Lubensky; Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1932, und Jaarverslaag des Geologisch Bureau voor het Nederlandsche Mijngedied, Heerlen (im Druck).

Kalkmarmor- und Eisendolomit-Linsen und -Lager auch dem Radstädter Quarzit- und Serizitschieferkomplex bereits variskisch eingeschaltet gewesen, dann wird die alpidische Tektonik gegenüber den bisherigen Annahmen stark vereinfacht: so fallen z. B. die von Trauth (a. a. O., Tafel B, Profil 14, 15, 16) im innern Kl. Arl angenommenen Harmonikafalten weg, die aus dem Serizitschieferterrain so unwahrscheinlich widerborstig den von Süden darüber vorrückenden Radstädter Schubmassen entgegenblicken, und die „Kleinarter Quarzphyllit-Quarzit-Decke“ fällt einfach weg, weil man sie dann nicht mehr unterscheiden kann (a. a. O., S. 35).

Nur mit ziemlichen Bedenken habe ich mich zu dem Vorschlag entschlossen, eine Gesteinsgruppe zu zertrennen, für deren Zusammengehörigkeit sich der Aufnahmegeologe einsetzt; und ich will mich dabei durchaus nicht darauf berufen, daß andere Alpengeologen sich mit solchem „Binden und Lösen“ manchmal weniger Skrupel gemacht haben,³⁰⁾ anderswo und auch in den Tarntalern selbst. Offenbar geht es in den Tarntalern ohne das durchaus nicht ab; Hartmanns Stratigraphie bringt z. B. alle denkbaren Bänder-, Mergel-, Kieselkalke zusammen, dafür aber zerreißt sie wieder die Gruppe der Serizitschiefer-Serizitquarzite. Ich halte nach mannigfachem Probieren meinen Vorschlag noch für den wenigst bedenklichen.

Die Gruppe der Serizitschiefer-Serizitquarzite (Radstädter Art) hat bis jetzt noch keine Fossilien geliefert, und der Vergleich der Gesteinsgesellschaft führt, wenn man nicht gerade sehr weit, bis ins Paltental,³¹⁾ gehen will, nur zur Parallelen mit Gesteinsgruppen, bei denen, wie bei den Radstädter Quarziten, das Alter auch nicht direkt durch Fossilien bestimmt ist.³²⁾ (Vgl. S. 59.) Die Lagerungsverhältnisse der Serizitschiefer sind durch den Umstand mechanisch bestimmt, daß

³⁰⁾ Vgl. die Zusammenstellung, welche Spitz (S. 178 und Tafel XI.) von den „wiederholten Faziesrekurrenzen“ gibt, die man in den Tarntalern und auch in anderen Gebieten Zentralalpinen Mesozoikums bereits angenommen hat, und die Tabelle, die W. Schmidt (Denkschrift der Akademie der Wissenschaften in Wien, Bd. 99, S. 311) darauf gestützt für die Radstädter entworfen hat. Nach letzterer — das muß hervorgehoben werden — würden die Bänderkalke zwei verschiedenen Horizonten zugewiesen, dem Jura- und dem Muschelkalk, letztere Bestimmung nicht nach Fossilien, sondern weil diese zusamt dem Eisendolomit mit dem Serizitschiefer an der Basis des Mesozoikums verschuppt sind (a. a. O., S. 313). Sieht man von der Nebensächlichkeit der Namensgebung ab, so ist das für die Radstädter die gleiche Trennung, wie sie hier für die Tarntaler vorgeschlagen wird.

³¹⁾ Vgl. Haberfelner E. Graptolithen aus dem untern Ordovizium von Gaisorn im Paltental. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1931, S. 235, mit den Parallelen, die ich in der Geologischen Rundschau, XX, S. 218, 222 u. a. zusammengestellt habe.

³²⁾ Manchmal hat man allerdings das Alter von Gesteinen aus der Quarzit-Serizitschiefergruppe unmittelbar anzugeben gemeint, indem man sie als „Radiolarit“ bezeichnete, ein Wort, mit dem Ostalpenfremde Geologen ausschließlich die Altersdeutung Jura zu verbinden belieben. Hartmann hat mit vorbildlicher Gründlichkeit auch diesem Problem auf den Grund zu geben unternommen, hat Dünnschliffe untersucht und Radiolarien nicht finden können (S. 273). Wenn später R. Staub (S. 70) schreibt „Radiolarit und Aptychenkalk“, so darf man nicht glauben, er hätte selbst Radiolarien oder Aptychen gefunden; wie's gemeint ist, erbellt aus einem weiteren lapidaren Ausspruch: „Der Verrucano ist konglomeratisch rot und violett, gewisse feinsandige Partien gleichen beinahe Radiolariten“ (S. 180). — Es handelt sich um eine wohlbekanntere Abart der konglomeratischen Radstädter Quarzite (vgl. Schwinner, Geologische Rundschau XX, S. 235, Schmidt a. a. O., S. 313, Trauth I, S. 113).

diese ausgezeichnet gleitfähigen Massen hauptsächlich das Schmiermittel geliefert haben; sie liegen daher regelmässig sowohl oberhalb als unterhalb der massigeren Schubkörper. Daher müssen sie ebenso häufig mit den obersten (jüngsten) als mit den untersten (ältesten)³³⁾ Schichten derselben in Berührung kommen, und aus dem lokalgeologischen Befund ist ein Schluß auf das ursprüngliche, das stratigraphische Verhältnis nicht möglich. Wohl aber führt die Betrachtung der Tektonik der weiteren Umgebung zu gewissen Schlüssen von ziemlicher Wahrscheinlichkeit. Schon im engen Raum der Tarntalergruppe fällt auf, daß diese angeblichen Juraschichten auch unter der tiefsten mesozoischen Schubmasse durchziehen. Dieses Verhältnis erweist sich nun regional-tektonisch als Regel. Stets liegt die Serizitschiefergruppe anscheinend konkordant auf dem Quarzphyllit,³⁴⁾ und wo Mesozoikum vorhanden ist, liegt sie immer auch unter diesem, bzw. zwischen Mesozoikum und Quarzphyllit. Sie ist aber auch weit verbreitet, wo wirkliches Mesozoikum ganz und gar fehlt. Es ist ein Beispiel dessen, was ich als „Farbenblindheit des Lokalgeologen“ bezeichnet habe (S. . . .), wenn Hartmann in einer Polemik (S. 382) dieses schon von F. E. Suess (S. 605) vorgebrachte, schwerwiegende Argument ganz übergeht, und glaubt, sich dagegen rein nur auf gewisse Einzelbeobachtungen stützen zu können, über Diskordanzen, Transgressionsverband usw. Solche sind aber in so stark durchbewegten Gebieten recht unsicher — Hartmanns Angaben sind auch schon pünktlich, von Spitz (S. 179), bestritten worden —, dagegen können wir die Verbreitung dieser Gesteinssippe im allgemeinen bereits mit genügender Sicherheit angeben; und wenn jemand behaupten will, daß sie Jura ist, müßte er eine Erklärung versuchen, oder doch zumindestens sich und den Lesern Rechenschaft geben, daß und warum diese ihre Verbreitung so sonderbar und verschieden ist von der jedes sonstigen einigermaßen glaubwürdigen Mesozoikums. Für Radstadt gilt das gleiche, abgesehen von den Änderungen, welche größerer Mächtigkeit und daher Selbständigkeit sowohl in der Serizitschiefer- als in der mesozoischen Gruppe entsprechen. Auf den Hauptschubflächen geht manchmal („Twenger“) Altkristallin mit und die Einschuppung von Serizitschiefern längs der *minor thrusts* — in den Tarntalern nicht unbekannt — spielt eine größere Rolle.³⁵⁾

³³⁾ Daraus ließe sich die sehr häufige Vergesellschaftung dieser „Juraschiefer“ mit dem Quarzit (rqu), den Hartmann für das älteste Schichtglied der Trias hält — ob das gerade „Raibler“ sind, steht auf einem anderen Blatt — zur Not erklären; störend ist, daß dieser Quarzit in seiner sonstigen Verbreitung sich von der eigentlichen Trias förmlich absondert und gelegentlich Schichtfolgen bildet (z. B. Melkplatz, W von der Lizumalp), die bei der von Hartmann (S. 372, Fig. 22, S. 65) gegebenen Altersdeutung kaum zu verstehen sind.

³⁴⁾ Auch den „Raibler Quarzit“ charakterisiert nach Hartmanns eigener Angabe (S. 235) dasselbe Verhalten, was für „Raibler“ sicher merkwürdig ist. Das gleiche Verhalten, das von Radstädter Quarzit seit langem bekannt ist, kennzeichnet überhaupt den ganzen Strich am Nordrand der Hohen Tauern. So berichtet Hottinger A. (Eclogae vol. 24, No. 1, 1932, S. 170) aus dem Gebiet von Rauris-Fusch: „Selten aber findet man die quarzitishe Trias als Basis der kalkig dolomitischen . . . die Trias-quarzite gehen noch zusammen mit dem jüngeren Paläozoikum“, ein Zusammengeben, das auch für diese „Trias“ sehr kompromittierend ist.

³⁵⁾ Vgl. W. Schmidt, Denkschrift der Akademie der Wissenschaften in Wien, 99, S. 316, Karte und Profile. In and-rem Zusammenhang habe ich (Sitzungsberichte

Entscheidend dafür, die Quarzit-Serizitschieferserie (einschließlich Bänder-, Glimmerkalk usw.) zusammenzufassen, zum Quarzphyllit zu ziehen und vom Mesozoikum zu trennen, ist die einheitliche Tracht und Metamorphose, das Ergebnis einer langen, gemeinsamen geologischen Entwicklung. Weil Gesteine dieser Tracht bereits fix und fertig in mesozoische Trümmerablagerungen gelangt sind (siehe S. 73 und S. 77), war es spätestens die variskische Faltung, welche Quarzphyllit, seine Hangendschiefer Radstädter Art, sowie — vielleicht von vornherein lückenhafte — altpaläozoische Kalk- und Dolomitablagerungen gefaltet, durchbewegt und mit der einheitlichen Tracht der Epizone überprägt hat. Das korrelate Deckgebirg (mit brechender Umformung) ist schnell wieder abgetragen worden; im Steinacherjoch (und natürlich auch bei Turrach) liegt nicht metamorphes, klastisches Oberkarbon schon unmittelbar über einem Stockwerk mit dem fließenden Baustil der Tiefentektonik. Die alpidische Faltung hat die Tracht der Gesteine sehr wenig geändert — fast nicht, muß man sagen, wenn man die einigermaßen sicheren mesozoischen Schichtglieder ins Auge faßt. Demnach kann man die vor- und die nachvariskischen Gesteine aus ihrer alpidischen Verfallung und Verschuppung einfach nach der Tracht auseinanderlesen.

Nach diesem Grundsatz erhält man ein im kleinen und im großen klares und auch verhältnismäßig einfaches tektonisches Bild, und man vermeidet die Vorstellung von einem „stark wechselnden Charakter der Metamorphose“, wie sie Hartmann postuliert hatte³⁶⁾, und nach der Sachlage und seinen etwas voreilig festgesetzten stratigraphischen Voraussetzungen eben postulieren mußte, welche Vorstellung aber mit der Eindeutigkeit physikalisch-chemischer Reaktionen nicht in Einklang zu bringen ist. Man verstehe recht: Eindeutigkeit bedeutet nicht Einförmigkeit; unter bestimmten Umständen kann die Intensität der Durchbewegung innerhalb eines größeren Gesteinskomplexes merklich variieren, und wenn auch das Hauptagens der Umkristallisation, die Temperatur, innerhalb eines solchen selbst nicht viel variiert, so kann doch der Effekt je nach dem Material merklich verschieden ausfallen. Aber auf diese theoretisch schwierigen Probleme brauchen wir nicht eingehen. Einerseits ist der Schichtkomplex, den als „Radstädter Quarzit- und Serizitschieferserie“ zusammenzufassen wir vorschlagen, in seiner Tracht ungemein einheitlich: die Durchbewegung war allgemein und stark³⁷⁾, selbst die Quarzite sind meistens geschiefert oder doch in feine Lagen und Plättchen verwalzt;

der Akademie der Wissenschaften in Wien, 136, I, 1927, S. 376, Anm. 2 u. 3) darauf hingewiesen, daß man solche Einschuppungen aus Kristallin scharf auseinanderhalten muß von den echten triadischen „Pyritschiefern“.

³⁶⁾ Wenn ich als Beispiel für diesen fehlerhaften Gedankengang gerade ein Wort Hartmanns (S. 309) herausgreife, so fühle ich mich verpflichtet hervorzuheben, daß es ein wesentlicher Fortschritt gegenüber vielen anderen Arbeiten jener Zeit war, das Problem zu erkennen, das hier vorlag, und es in Angriff zu nehmen, auch wenn Fehlgänge in den Voraussetzungen und der damalige Stand der bezüglichen theoretischen Kenntnisse ein befriedigendes Ergebnis nicht haben zustande kommen lassen.

³⁷⁾ Solche gleichmäßige Durcharbeitung eines ganzen mächtigen Schichtstoßes — das muß für später festgehalten werden — kann nur unter einer nicht unbedeutlichen Belastung, d. h. in ziemlicher Tiefe zustande kommen (vgl. Schwinner R., Scherung der Zentralbegriff der Tektonik. Centralblatt für Mineralogie usw. 1924, S. 478/479). Überhaupt darf die Epizone der Metamorphose nicht mit der

der Mineralbestand ist ident bis ins kleinste (z. B. die bekannte weißgrünliche Tönung der Glimmer, gleich vom Quarzit bis zum Glimmerkalk!) und soweit über Gefüge etwas bekannt ist oder aus dem Habitus etwas geschlossen werden kann, ist es auch dasselbe.³⁸⁾ Ein davon gänzlich verschiedenes Bild bietet das wirkliche Mesozoikum. „Die Metamorphose C³⁹⁾ ging am Triasdolomit mit Ausnahme der Wirkungen, welche die sie begleitenden tektonischen Kräfte verursachten,⁴⁰⁾ spurlos vorüber.“ (Hartmann S. 297.) Man wird nun vielleicht den Dolomit als gegen Durchbewegung und Umkristallisation besonders widerspenstig bei Beurteilung der „Metamorphose“ ausschließen wollen. Daran ist etwas, wenn auch vielleicht nicht so viel, als manchmal daraus gemacht wird.⁴¹⁾ Aber wir brauchen uns glücklicherweise in eine Diskussion dieser pro-

Zone der Oberflächentektonik verwechselt werden. (Vgl. Born A. Über zonare Gliederung im höheren Bereich der Regionalmetamorphose. Geologische Rundschau Bd. 21, S. 1—14 und andere.)

³⁸⁾ Der Mineralbestand dieser Serie ist wesentlich das Ergebnis einer Kristalloblastese in der Epizone, welche die allgemeine Durchbewegung begleitet und in manchem überdauert hat. Nachdem die verzahnten Quarzgefüge, die „Mörtelkränze“ und ähnliches nicht mehr als Ergebnis reiner Kataklase angesehen werden, sondern — wie ich glaube, mit Recht — als eine gewisse Stufe der Rekrystallisation (Sander B., Gefügekunde der Gesteine, 1930, S. 195, vielleicht 290), so wird die Abgrenzung zwischen hauptsächlich kristalloblastischen und vorwiegend kataklastischen Gesteinstypen, wie sie Sander (Jahrbuch 1922, S. 222) auch für die Tuxer Gesteine und benachbarte vorgenommen hatte, um einiges zu Gunsten der Kristalloblastese zu verschieben sein. Das gleiche gilt für Radstädter Gesteine, soviel ich davon Schiffe gesehen; auch Sander hatte (l. c. S. 222) bereits einen Quarzit vom Lackengut zur „kristalloblastischen Gruppe“ gestellt. Stellenweise hinwiederum ist nachkristalline Durchbewegung zu beobachten. In diesem Falle gibt vielleicht einen wertvollen Fingerzeig, daß die entschieden nachkristallin deformierten Proben, die sich in Sanders Material (Jahrbuch 1914, S. 632/633) gefunden, aus der Zone Klammjoch—Torjoch stammten, aus einer Zone, die alpidisch heftig verknüpfelt worden ist. Und die dortselbst in Fig. 3 an der schwarzen Lage kenntlichen Mikroscherflächen stimmen nicht recht zum Stil der fließenden Umformung größerer Tiefe, wohl aber erinnern sie mich an Bewegungsbilder, welche ich an Myloniten von Innerkrems und St. Oswald gesehen habe, die dort an einer alpidischen Schubfläche eingeklemmt sind, merkwürdigerweise ebenfalls vergesellschaftet mit dem nicht metamorphen Rhätmergel! Es liegt nahe, diese rein mechanische, meist rupturale Überprägung einer eigenen tektonischen Phase zuzuordnen, welche unsere kristalline Serie nicht mehr in der Tiefe ihrer ursprünglichen Prägung und Metamorphose angetroffen, sondern bereits eingefügt in die Oberflächentektonik. Dafür sprechen auch Beobachtungen von Tweng; siehe S. 78 Anm.

³⁹⁾ Metamorphose C nennt Hartmann (S. 283) die Veränderungen an den übrigen mesozoischen Gesteinen, die nicht von der vortriadischen Metamorphose A der Phyllite, noch von der auf den Kontakt des Serpentin beschränkten Metamorphose B betroffen wurden.

⁴⁰⁾ Aber nicht einmal alle scheinbar mechanischen Beeinflussungen dürfen hiergerechnet werden, schon in der Trias selbst gabs Breccienbildung (Hartmann S. 297) und die Produkte erscheinen bereits unter den Geröllen der „Jura-konglomerate“ (siehe S. 74). Vermutlich sind das sedimentäre Breccien, ich sammelte z. B. in der Geyerspitzeisse schwarzen Kössener Kalk, dessen angewitterte Oberfläche eckige Kalkfragmente erkennen ließ, eingebettet in sonst gleicher, aber eigenartig fluidal texturierter Grundmasse. Auch in den Radstädtern kommen solche „intraformationelle“ Breccien nicht selten vor, z. B. in der sonst fossilreichen Pleißlingdecke zwischen den Tauern und der Pleißlingalm. Da bleibt für „Metamorphose“ des Mesozoikums nicht viel mehr übrig als einige begrenzte Mylonitonen.

⁴¹⁾ „Es ist sehr auffällig, daß hier der Quarzit weitaus geschmeidiger erscheint als der Dolomit.“ (W. Schmidt, S. 335.) Das erinnert verdächtig an ein anderes Paradoxon bei denselben Gesteinen, in der Brennergegend, daß „das echte Karbon...

blematischen Eigenschaften des Dolomites nicht einzulassen, wir haben ja noch das, überdies durch Fossilien bestens belegte Rhät, das aus Kalk, Mergel, Tonschiefer besteht, also aus für Differentialbewegungen ebenso wie für Umkristallisation hervorragend geeignetem Material besteht. Nun, Hartmann (S. 298) sagt: „Durch die Metamorphose erfuhren die Kössener Schichten gelegentlich eine schwache Umwandlung.“ Gelegentlich! Schwach! Die Hypothese von Hartmann, Spitz, Staub und anderen läuft darauf hinaus, daß diese prächtigen Schichten ganz ungeändert geblieben wären, während wenige Meter weiter im Hangend die Tongesteine des Jura zu vollkristallinen Serizitschiefern, und wieder etliche Meter weiter im Liegend Raibler Sandstein zu ebenfalls vollkristallinem Serizitquarzit Radstädter Art umgewandelt worden wären. Es genügt, diesen Sachverhalt klar hinzustellen, weiteres dazu zu bemerken, scheint mir überflüssig.⁴²⁾

Die Serie der wirklichen mesozoischen Ablagerungen beginnt in den Tarntalern wie in den Radstädtern nach allgemeiner Ansicht mit einer Rauhwacke — ob Raibler (Hartmann) oder Untertrias (wahrscheinlicher), ist *cura posterior*, nach jeder Auffassung ist sie die unterste Schicht. Dieses Gestein ist in seiner heutigen Erscheinung durch eine sekundäre Umwandlung bestimmt, es besteht aus Kalkkörnchen⁴³⁾ von

jünger aussieht als der Verrucano.“ (Spitz, S. 187.) Letzteres war leicht dadurch zu erledigen, daß der „Verrucano“ — sprich: „Konglomeratischer Quarzit Radstädter Art“ — stratigraphisch richtig, d. h. tief unters Karbon eingestellt wurde. (Schwinnler, Geologische Rundschau, XX., S. 351/2.) Dadurch wird aber offenbar auch das erstgenannte Paradoxon erledigt und dazu gleich eine weitere Schwierigkeit beseitigt, welche sich im Anschluß an die Bemerkung Sanders (Verhandlungen 1916, S. 229/230) ergibt, „daß die Trias der Tarntaler Kögel noch in einem tieferen Bewegungshorizonte deformiert wurde als irgendein Bestandteil der nördlichen Kalkalpen“. — „Trias“ ist wohl ein *lapsus calami*, ist jedenfalls falsch, wie durch Vorlage von ganz und gar nicht deformierten Stücken aus Dolomit und Kössener jederzeit belegt werden kann; da aber (l. c. S. 231) steht, „daß noch das Mesozoikum der Tarntaler Kögel seine Tektonik unter Belastung erhielt“, ist wohl unsere Serizitschiefergruppe (damals als Jura angesehen) gemeint, von der man wohl sagen kann, daß sie ihre Tracht unter ziemlicher Belastung aufgeprägt erhalten hat. Aber — nachdem Gesteine dieser Tracht fix und fertig als Gerölle bereits in mesozoischen Konglomeraten liegen, ist diese Prägung älter, viel älter; also nicht Korrelat zu der Stellung, welche diese Gesteine im heutigen alpidischen Bau einnehmen, und man braucht sich nicht daran zu stoßen, daß sie in dieser Stellung kaum so hätten geprägt werden können. Denn — darüber kann auch kaum gestritten werden — der grobe Schuppenbau der Tarntaler ist genau so gut Oberflächentektonik = „Kalkalpenstil“, wie dies Schmidt (S. 335) für die Radstädter so klar auseinandergesetzt hat. Dieser Tektonik ist einzig die Beanspruchung des wirklichen Mesozoikums korrelat. Für diese ist aber die Belastung gerade genug, wenn man sich nur die vorhandenen höchsten Deckschollen, die von Reckner oder Seekarspitz, zu ausgewachsenen Decken ergänzt denkt.

⁴²⁾ Bei dieser Gelegenheit sei nur kurz aufmerksam gemacht, daß die gebräuchlichen Anschauungen in der Brennergeologie einige ähnliche Bedenken erwecken. Es wird mehrmals angenommen, daß einzelne Schichtglieder von mesozoischen Serien in metamorpher Tracht entwickelt auftreten, und zwar sollen das merkwürdigerweise jedesmal andere Stufen sein: am Tribulaun Raibler, in den Tarntalern Jura etc. und in der Serlesgruppe zur Abwechslung metamorphes Rhät, wieder neben völlig nicht metamorphem (Adnether) mergeligem Kalk! Was auch einmal genauer angesehen werden sollte.

⁴³⁾ In den Lehrbüchern der Geologie und ähnlichen (ich habe nachgeschlagen Credner, Dana, Geikie, Gümbel, Kayser, Keilback, Lapparant, Löwl, Rinne, Rosenbusch, Schaffer, Weinschenk) wird fast ausschließlich die De-

einigen Zehntelmillimetern, die nicht vollkommen aneinanderschließen, sondern zackig begrenzte Hohlräume freilassen, meist nicht über 1 mm, manchmal aber bedeutend größer. Das ist entstanden durch Umkristallisation und Wegführung eines Teiles des ursprünglichen Gesteines, mag das gewesen sein ein einheitliches Karbonatgestein, das durch tektonische Zermalmung solcher Auslaugung zugänglich geworden, oder ein von vornherein heterogenes Sediment, z. B. Kalk mit Gips, wie man meistens annimmt. Für letzteres spricht, daß Gips stellenweise noch zu finden ist (Sander, 1910, S. 49, Hartmann, S. 237). Jedenfalls waren ursprünglich schon echte Gerölle eingesedimentiert. Hartmann (S. 238) gibt an: Quarzphyllit und Brennerschiefer; ich fand auch einen leichten plattigen Kalk, in s lichtgrüne Serizithaut — wie von Radstädter Serie — $6 \times 3 \times 2$ cm, kantengerundet; kleinere Glimmerstückchen, oft ebenfalls lichtgrün; Quarzkörnchen, gewöhnlich oder milchig wie die Verquarzungen im Eisendolomit. Serizitquarzit läßt Hartmann nur tektonisch hineinkommen. Wo man seine stratigraphischen Bedenken nicht gehabt hat, gibt man ohne weiteres an: bei Radstadt Gerölle von Serizitschiefer und -Quarzit, „Jurakalk“; an Semmering Glimmerschiefer, Serizitschiefer, -Quarzit, „Jurakalk“, daneben allerdings auch Dolomit und Rhätschiefer. „Alles das macht die stratigraphische Entstehung der Rauhacken sicher — unbeschadet natürlich sekundärer tektonischer Einwirkung.“⁴⁴) (Spitz, S. 175.) Am wichtigsten ist die allgemein bestätigte und meines Erachtens immer leicht wieder zu verifizierende Beobachtung, daß in jenes Gestein, aus dem die Rauhacke geworden, wie das nun immer zugegangen sein mag, ursprünglich echte Gerölle eingesedimentiert worden sind, stammend aus einer fertig geprägten phyllitischen Serie, genau

definition gegeben: Rauhacke = Zellen-Dolomit, nur einige Bücher mehr ostalpiner Fazies (Blaas, Hauer, Stiny) kennen daneben auch den Zellen-Kalk. Daß Alb. Heim (und Jeannet, in Geologie der Schweiz) sich der ersteren Gruppe anschließt, liegt nicht an einem Unterschied zwischen West- und Ostalpin; denn — einmal in der Sammlung ins Salzsäuretupfen geraten — fand ich, daß Rauhacken vom Simmental und aus der Pioramulde ebenso kalkig waren wie die vom Tarnal (Vgl. Analysen bei Krige, Eclogae XIV, S. 590.) Ebenso der Rauhackenzug östlich von der Radstädter Tauernhöhe und solche vom Hundskogel, mehr Handstücke hatten wir leider nicht von jenem Gebirg, aber Uhlig (Sitzungsberichte Wien, Bd. 115, S. 1726) und Trauth (Denkschrift der Akademie der Wissenschaften in Wien, Bd. 100, S. 160) finden die Radstädter Rauhacke allgemein kalktaffähnlich, nur W. Schmidt (Denkschrift der Akademie der Wissenschaften in Wien, Bd. 99, S. 313) läßt sie aus gelben Dolomitmikörnern bestehen. Vom Semmering lag viel Material vor, alles Zellenkalk, gelegentlich (Rettenegg, Fischbach) fanden sich cm-große eckige Brocken weißer Dolomit drin, aber die gelblich-braune luckige Zwischenmasse war auch da Kalk. (Vgl. Mohr H. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, Bd. III, S. 184: „Juramylonit“... „der Triasdolomit zeigt sich zur Mylonitisierung ungeeignet“.) Wirklichen Zellendolomit fand ich in unserer Sammlung zentralalpiner Trias nur ein Stück: vom Posruck, Untersteiermark. Auch in der Lombardischen Fazies ist die Rauhacke oft Zellenkalk. (Salomon, Adamello I, S. 377) sonst hat man nicht viel auf diesen „Neben“umstand geachtet!

⁴⁴) Man hat schon gemeint, daß die sedimentäre Rauhacke einen *locus minoris resistentiae* dargestellt hätte und daher fast regelmäßig nachher auch noch mylonitisiert worden wäre. Das klingt plausibel, aber ich konnte Beobachtungen, die dafür sprechen, nicht finden; daß die Schubbewegung überall bis in die liegenden Serizitschiefer hinabgreift und diese zur Schmiere braucht, spricht gegen die bessere Eignung der Rauhacke als Gleithorizont.

vom Aussehen wie „Quarzphyllit“ und Radstädter Serizitschiefer und -Quarzit; und zwar im Tarntal ebensowohl wie bei Radstadt und am Semmering.

Die weitere Triasstratigraphie liegt in den Zentralalpen noch im argen. Regelmäßig sind klotzige Massen Dolomit vorhanden, und von diesen wird der größere Teil wohl Ladin sein. Bei Krimml ist allerdings Kalk mit *Physoporella pauciforata* festgestellt worden, also Anis,⁴⁵⁾ das in den großen Triasgebieten vorläufig noch gesucht werden muß. Obendrauf liegt meistens das bekannte fossilführende Rhät, anscheinend konkordant auf dem Dolomit; ob aber so unmittelbar auf Ladin? Oder ob ein Teil der Dolomite die Norische Stufe vertritt? In unmittelbarem Zusammenhang mit dem ladinischen Diploporendolomit, oder ob getrennt durch ein „Raibler Band“? Gründe für und gegen kann man jedesmal angeben; am besten wartet man auf neue Fossilfunde.

Sowohl im Tarntaler als im Radstädter Gebirge finden sich, sozusagen als Abschluß der mesozoischen Serie, eigenartige klastische Gebilde.

Die vielberühmte „Tarntaler Breccie“ kann man am besten in der untersten Schuppe L studieren, westlich von der Lizum oder östlich von derselben gegen das Thorjoch hinauf. Ich bezeichne nun als Typ A derselben Gesteine rein sedimentärer Bildung, die man für sich allein besser „Tarntaler Konglomerat“ nennen würde. Runde, mindestens kantengerundete Gerölle, bis faustgroß, manchmal auch bedeutend größer, von Dolomit (seltener Kalk), schwärzlich und lichtgrau, braun oder mehlig anwitternd, liegen ungeordnet und nicht ganz eng gepackt in einem Bindemittel von meist gleicher Art, d. i. also Dolomit, seltener Kalk, noch seltener weißlich calcitisch, oft so gleich, daß frischer Bruch homogenes Gestein vortäuscht und nur an der angewitterten Oberfläche die Gerölle heraustreten. Daneben finden sich stellenweise häufig Gerölle von Serizitquarzit,⁴⁶⁾ auch Serizitschiefer und unregelmäßig begrenzte Fetzen von schwärzlichen Tonschiefern (= echte „Pyritschiefer“ bei Radstadt); in dem schon (S. 57) erwähnten Konglomeratzacken im Grat Geyerspitz—Pluderling fand ich ein faustgroßes Geröll eines Quarzites, den ich wegen größeren Kornes mit mir bekannten Typen des Altkrystallin vergleichen möchte, und vielleicht würde bei Nachsuche noch mehr dergleichen sich finden.⁴⁷⁾

Als Typ B der „Tarntaler Breccie“ bezeichne ich nunmehr jene Gesteine, in denen Dolomit (bzw. seltener Kalk), Serizitschiefer und

⁴⁵⁾ Pia J. v. Neue Studien über die triadischen *Siphonaeae verticillatae*. Beitrag zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients, Bd. XXV, 1912, S. 25 ff.

⁴⁶⁾ Hartmann (S. 267) bekämpft — notgedrungen für seine Stratigraphie — die Angabe echter Quarzitgerölle (Sander und wohl auch andere) und will deren Einschaltung hier wie schon in der Rauhwaacke nur als tektonisch gelten lassen. Nun von den tektonischen Einwirkungen wird später (unter B) zu sprechen sein. Man kann diesen aber völlig ausweichen, Dolomitzkonglomeratblöcke ohne Spur tektonischer Beschädigung finden, und in diesen mitten drin, ohne Andeutung einer Bewegungsbahn, die sie hineingeführt hätte, schöne runde Brocken typischen Radstädter Quarzit — und das eigentlich nicht einmal selten.

⁴⁷⁾ Auch Sander (1910, S. 50) erwähnt Quarzitgerölle, allerdings anderer Art (Hochstegenserie). Wegen Altkrystallin in der Schwarzeckbreccie vgl. S. 77.

Quarzit sowie die „Pyritschiefer“ in einer Art durcheinandergemischt sind, daß der Beobachter sich nicht klar werden kann, was Geröll und was Grundmasse vorstellen soll, oder am einen Ende eines Blockes das eine und am anderen das andere als Geröll ansieht; also das eigentliche Rätsel der Tarntaler! — Erstens: Tarntaler Konglomerat Typ A findet sich bereits — nicht selten — als Komponente in Breccie Typ B,⁴⁸⁾ also Erosion des Triasdolomites usw., Anhäufung der Schotter und Verfestigung des Konglomerates waren erledigt, bevor die Trümmer gebrochen wurden, die zur Breccie Typ B gehäuft und später verfestigt worden sind; kurz: Konglomerat A ist — wenig oder viel, jedenfalls merklich — geologisch älter als Breccie B; womit der Einspruch gegen die „Einheitlichkeit“ der sogenannten Tarntaler Breccien (S. 55) gerechtfertigt ist. Zweitens: Wo Schiefer die Grundmasse zu bilden scheinen, sind starke tektonische Beeinflussungen regelmäßig vorhanden. Es gibt alle Zwischenformen zwischen Gesteinen, in denen die Dolomitknollen und Brocken nur durch mäßige Glimmerhäute getrennt werden — wie sie etwa ausgeschmierte Serizitschiefer liefern könnten, sie sind allemal deutlich in s geschichtet — und zwischen kompakten Serizitschiefern, in denen die Dolomitkomponenten nur in schmalen Lagen, Schmitzen und Linsen erscheinen. Handelt es sich um kompakten Dolomit, so ist das genau das, was wir oben schon als tektonisches Mischgestein, Breccie Typ C (S. 55) beschrieben haben. Ists aber Konglomerat A, das verwalzt worden ist, so entstehen eigenartige Bilder: unmittelbar am Bildstock auf der Thorjochhöhe liegt ein hausgroßer Block Serizitschiefer, in den vereinzelte Lagen (schnell auskeilende Schmitzen) von deutlich primär brecciösem Dolomit eingeschaltet sind.⁴⁹⁾ In diesen sind die Dolomitbrocken durch Dolomit verkittet und nicht durch Serizitschieferzement, und im Serizitschiefer ist sonst kein Dolomit — das sind also heterogene Bildungen, und können kaum anders als tektonisch derart zusammengekommen sein. Überhaupt, daß man da einzelne Stücke aufklauben kann, deren Erklärung Schwierigkeiten macht, will ich ohne weiteres zugeben, deswegen habe ich ja zuerst aus der verwirrenden Fülle der Formen jene Typen herausgegriffen, welche theoretisch keine Schwierigkeiten machen, das rein sedimentäre Konglomerat A und das einfache Misch- und Knetgestein C. Für die Erklärung der Gruppe B, deren Bild in der Geologie zwischen diesen Extremen schwankt, sind meines Erachtens nur zwei Gedankengänge diskutierbar. Entweder man stellt die Merkmale in den Vordergrund, die auf sedimentäre Entstehung zu deuten scheinen, und versucht Typ B als Gegenstück von A zu fassen: Dolomitgeröll in Schiefergrundmasse. Wohlverstanden, das bedeutet zwei Episoden der Grobschuttbildung — weil ja die Dolomit in Dolomitskonglomerate schon als fertige Gerölle in B liegen — zwei Konglomerathorizonte in der nachtriadischen Serie; aber das wäre im Notfall noch zu akzeptieren und nicht ohne Beispiel, wenn auch solche Häufung von

⁴⁸⁾ Das wird von fast allen Beobachtern bestätigt. Vgl. auch Hartmann, S. 268.

⁴⁹⁾ Vielleicht von hier Staub (S. 73). „Wohl aber entdeckten wir in diesen bisher als Verrucano erklärten Sandsteinen gröbere Geröllschichten mit kleinen Kalk- und Dolomitkomponenten; das nachtriadische Alter der Sandsteine ließ sich hier also in situ beweisen.“ — Nochmal hinsehen hätte auch nicht geschadet.

Grobschutthorizonten hauptsächlich aus Gegenden gemeldet wird, deren Stratigraphie nicht gerade als pupillarsicher gelten kann. Die Schwierigkeiten liegen anderswo. Daß ein kristalliner Schiefer als solcher unmittelbar aus dem Meer ausgefällt werden könnte,⁵⁰⁾ diese Vorstellung war gerade noch bei Abraham Werner zu entschuldigen. Ist die Bindemasse Serizitschiefer, so kann sie dazu nur auf demselben Weg geworden sein wie sonst ein solches metamorphes Gestein, aus einem normalen Sediment durch Umkristallisation und (starke) Durchbewegung. Die Dolomitgerölle, die schon ins ursprüngliche normale Sediment eingebettet gewesen sein mußten, hätten diese Prozedur ohne merkliche Änderung überstanden — das klingt etwas bedenklich, ist aber vielleicht noch vertretbar. Aber die Gerölle von Serizit-Quarzit und -Schiefer, die in Dolomit-Konglomeratgeröllen (Typ A, vgl. S. 73) schon drin steckten? Sind die in ihrem Gefängnis aus einer Art Sympathie mit der Bindemasse gleichartig umkristallisiert?⁵¹⁾ Oder ist dieses Gestein in genau gleicher Tracht zweimal gebildet worden? Wollte jemand auch alle diese zumindest bedenklichen Hilfshypothesen in Kauf nehmen, so scheidet er schließlich an den Kalken, Mergeln und Tonschiefern vom Typus des Rhät,⁵²⁾ deren unveränderte Erhaltung in einem Milieu von solcher Intensität der Durchbewegung und Kristallsprossung, wie zur Bildung der Serizitgrundmasse nötig gewesen wäre, einfach als Wunder bezeichnet werden müßte.

Es ist also nur der zweite Gedankengang möglich, der die tektonischen Vorgänge in den Vordergrund stellt. Die Sedimentation der mesozoischen Serie wurde durch Trockenlegung und teilweise Abtragung unterbrochen, an gewissen Stellen wurde das ganze Mesozoikum erodiert, so daß die Abtragung in die zunächst darunterliegende Quarzit-Serizitschieferserie hineinschnitt, und vielleicht (in größerer Entfernung

⁵⁰⁾ „Gleichzeitige Dolomit-Quarzitsedimentation“ (Spitz, S. 176). „... als wären diese Trias-Liasbrocken in einem sandigtonigen, quarzitischem Sediment eingebettet worden. ... An manchen Orten sieht man die Casannaschiefer-Bindemasse deutlich in gröbere, grüne Sandsteine übergehen. ... sandig-toniges ‚glimmerschieferiges‘ Zement ... u. s. f.“ (Staub, S. 73). — Casannaschiefer oder Bündnerschiefer, es tut einem die Wahl weh, wenn man sagen soll, welche Bezeichnung mehr mißbraucht worden ist! Heim (II/2, S. 700) definiert 1922 Casannaschiefer als: „serizitreiche Phyllite, mit allen Mischformen und Übergängen in Chloritphyllite, Glimmerschiefer, Muskovitgneise, Muskovitaugengneise, Quarzitschiefer, Gneisquarzite und vielfach Graphitphyllite, schwarze Tonschiefer oder Marmor.“ Für den Ostalpengeologen wäre dieser Begriff recht bequem; darunter würden fallen: der „Quarzphyllit“ mit seinen Grünschiefern, Konglomeraten, Marmor, die Serizitschiefer und -Quarzite von Radstadt und Semmering, die Grauwackenschiefer und die Grobgnese u. s. f., etwa die Hälfte unserer Zentralalpen wäre mit diesem einen Wort „besorgt und aufgehoben“!

⁵¹⁾ Das ist selbst Hartmann (S. 267) zu bedenklich gewesen, und er ist daher auf den Ausweg angewiesen, die mit seinen Annahmen nicht verträglichen echten Quarzitgerölle zu konfundieren mit den tektonisch eingequetschten Quarzitblöcken. Beides kommt vor, man muß es nur ordentlich unterscheiden. Wenn dagegen Dolomitbrocken in Serizitschiefern liegen, nimmt er an, daß sie vor der Metamorphose in die Quarzsande hineingelangt wären (S. 276). „Ein Meer mischte wohl leichter Quarzsande und Dolomitgerölle als tektonische Kräfte harte harte Quarzserizitschiefer mit Dolomitfragmenten.“ Etwas inkonsequent gegen S. 268 ff.!

⁵²⁾ Am Grafmarter hat Sander (1910, S. 47) auch Fossilspuren in solchen Komponenten der Breccie gefunden.

von der Lizum) auch in tieferes Kristallin; andernorts blieb vom Mesozoikum der Klotz des Dolomites übrig, der den Körper der späteren mesozoischen Schubmassen bilden sollte, und seine Oberfläche war zum Teil bloß, zum Teil noch bekleidet von Kalk, Mergel, „Pyritschiefer“ des Rhät-Lias (in Fazies der Schuppe N), andernorts aber von den Schottern der vorerwähnten Erosion (verfestigt = Konglomerat A), das eben entsprechend der relativen Entfernung der bezeichneten Denudationsgebiete in erster Linie besteht aus Dolomit, dann Serizitschieferserie, und ganz selten aus Kristallin, das nur in großer Ferne bloßgelegt sein konnte.⁵³⁾ Bei der nun kommenden Faltung lag der Horizont der Abscherung in den Serizitschiefern, von diesen wurden Pakete an der Basis aller Schubmassen mitgeschleppt, also unmittelbar über die oben skizzierte obere Fläche der mesozoischen Schollen unter Belastung drübergeschleift. Je nachdem, was an dieser oberst aufgeschlossen war, bestehen die tektonischen Mischgesteine aus Serizitschiefer + Dolomit, Serizitschiefer + Rhät (Kalk und Pyritschiefer) oder aus Serizitschiefer + Konglomerat vom Typ A. Letztere Kombination ist das, was wir Breccie Typ B genannt haben, enthält Gesteine der Serizitschieferserie ebensowohl als echte Gerölle wie als echte, nämlich tektonische Füllmasse, womit der rätselhafteste Teil des Befundes erklärt wäre.⁵⁴⁾ Eine Umwandlung der Gesteine, eine eigentliche Metamorphose, war mit diesen Überschiebungen nicht verbunden; das ist schon von den zusammenhängenden Partien des Mesozoikums festgestellt worden⁵⁵⁾ (S. 70), auch in den Mischgesteinen kann man die einzelnen Komponenten nach ihrer ursprünglichen Tracht auseinanderlesen.

Sekundäre Verquarzung stört auch hier vielfach die Klarheit des Bildes, weil sie sich nicht auf gerade durchs Ganze schneidende Spalten beschränkt, sondern stellenweise das ganze Gefüge durchtränkt, „Intergranulare“, s-Flächen der Füllmasse, und Sprünge der Gerölle, wodurch Quarzkörper entstehen können, die als Komponenten ganz irrational ausschauen. Die sedimentären Konglomerate Typ A (und die lichtereren Dolomite) sind verhältnismäßig weniger verquarzt,⁵⁶⁾ sehr stark dagegen die Breccien vom Typ B, wodurch ihr Charakter als aufge-

⁵³⁾ Stratigraphisch kann Konglomerat A vom Lias ab in jede geröllführende Formation eingestellt werden, allerdings würde ich jüngere als Gosau für sehr unwahrscheinlich halten. Hält man sich an die Bemerkung, daß sicherer Lias und Konglomerat A sich gegenseitig ausschließen (vgl. S. 61), so würde man es an die Wende Rhät—Jura stellen, und es sprechen manche Detailbeobachtungen dafür, das Konglomerat A als unmittelbaren Abschluß der Triassedimentation anzusehen (vgl. S. 78 betr. Schwarzeckbreccie). Aber solche Einzelaufschlüsse können täuschen, und negative Befunde (das Fehlen einer Folge Rhät—Lias... Konglomerat A) sind unsicher, wenn wenig überliefert ist. Hoffen wir auf neue Funde!

⁵⁴⁾ Sekundäre Differentialbewegungen, welche zwischen den Hangend Rhätschiefern und ihrem Liegenddolomit unter solcher Walzung in Gang kamen, erzeugten die Breccien mit Pyritschiefergrundmasse, die Sander beschreibt (1910, S. 49).

⁵⁵⁾ Vgl. Hartmann, S. 271, 284 u. a.

⁵⁶⁾ Einen Moment glaubte ich, daß man mit Hilfe der Verquarzung Altersunterschiede feststellen könne: so ist Eisendolomit oft arg verquarzt (vgl. S. 56), Triasdolomit und schwarzes Rhät wenig oder nicht (wohl mehr deswegen, weil kompakt); es mag ältere und jüngere Verquarzungen geben, aber auch die letzte post-tektouische kann nach Ausweis der Breccien sehr stark werden, und so ist mit diesem Merkmal nicht viel zu entscheiden.

lockerte Tektonite unterstrichen wird, sie gleichen in dieser Beziehung auch am Thorjoch oft den oben (S. 55) beschriebenen Mischgesteinen Typ C von der Hauptschubfläche.

Das Verständnis der „Tarntaler Breccie“ wird dadurch wesentlich gefördert, daß genau die gleichen Bildungen in den Radstädter Tauern vorkommen, als „Schwarzeckbreccie“ vielfach eitel genannt, aber noch nie ordentlich beschrieben. Gleich am Rückweg vom Brennergebiet machte ich einen Abstecher dorthin, wo sie wohl typisch sein muß, am Schwarzeck bei Tweng. Hier, besonders auf etwa 400m Höhe vom Kolsberger See bis zum Grat, ist ihr Vorkommen gut aufgeschlossen und zugänglich, in einer recht übersichtlichen Tektonik. Das allgemeine Streichen ist WNW mit mittelsteilem Fallen nach NNO. Somit ist die Triasschuppe des Hohen Nock, der südlich von diesem Talkessel steht, das Liegendste tektonische Element (O), sie reicht an der Neuwirtshütte (1482m) fast bis ins Taurachtal hinab, dann schwenkt aber das Streichen lokal in WSW, der Dolomit weicht im Kamm Speikkogl—Lackenspitz gegen S zurück, erst oberm Kolsbergersee nimmt er das normale WNW-Streichen wieder auf und steigt prachtvoll aufgeschlossen den Sporn gegen die Türkenwand (Schwarzeck, 2646m) hinan. Als nächste Schuppe liegt über dieser Trias die Lamelle des „Twenger Kristallin“: untere Wallnerhütte — Fuchsalm — Kolsberger See — Kote 2451 (nördlich der Türkenwand); (T); und über diesem liegt wieder Trias, welche schon die Wandeln SW ober der Fuchsalm bildet, noch den untersten größten der Kolsberger Seen (2039m) berührt und über die Himmelwand (2304m) ebenfalls gegen K. 2459 hinaufzieht (Schuppe H).

An dem gegen die Türkenwand hinaufziehenden Sporn sieht man, daß der Dolomit von O gegen seine Hangendgrenze zu meist konglomeratisch wird.⁵⁷⁾ An einem Block fand ich in zirka $\frac{1}{2}m$ folgende Schichten klar übereinander: a) dunkler Dolomit, kompakt, b) derselbe, angewittert Konglomeratstruktur deutlich, im Bruch noch ganz einheitlich aussehend, c) ähnlich, aber neben den schwarzen auch lichte Dolomitgerölle, d) dasselbe und darin fremde Gerölle, meist Serizitquarzit.⁵⁸⁾

⁵⁷⁾ Im Anstehenden dieses Spornes sind helle Dolomite, ziemlich dunkelrostig anwitternd, häufiger, doch kommen die Konglomerate mit dunkeln Dolomiten auch vor, in den Blöcken sind letztere entschieden häufiger, obwohl auch die hellen Dolomite unter diesen nicht fehlen und auch dunkle Kalke, wie Rhät, vorkommen. Es ist wohl natürlich, was ansteht, kann nicht als Block herumkugeln, die Blöcke dagegen stammen aus heute zerstörten Felspartien, da können solche kleinere Unterschiede nicht verwundern.

⁵⁸⁾ Über einen Geröllfund muß wegen der Folgerungen, die sich an ihn knüpfen, besonders berichtet werden. Etwa 5 Min. unterm Kolsberger See, links vom Weg zur Fuchsalm, konnte ich aus Dolomitzkonglomerat, das auch sonst fremde Gerölle (Serizitquarzit) enthielt, ein schwach faustgroßes Geröll heraus schlagen, das mit einem häufigen Typ des „Twenger Kristallin“ völlig übereinstimmt: stumpfgrün, in s mit herausglänzenden Fleckchen 1 bis 2mm groß, aus weißen Glimmerschuppechen; Querbruch flaserig, millimeterdicke weiße Linschen zwischen den Glimmerhäuten. U. d. M. Quarz Kleinkornaggregate und verzahnte größere Körner, meist klar, hie und da undulds; Albit, große, zackig ins Glimmergeflecht hineingewachsene klare Kristalle, orientiertes *st* von Glimmerschuppen und schwarzen Körnchen; Muskovit viel, Haufen von geraden Scheitern (= makroskopisch glänzende Fleckchen) und Strähne, manch-

Der Anschein spricht hier dafür, daß dieses Konglomerat sich unmittelbar aus dem Dolomit entwickelt, und wenn dieser — wofür unmittelbare Belege zwar nicht vorliegen, was aber doch sehr wahrscheinlich ist — Trias ist, könnte es nur den Abschluß des triadischen Sedimentationszyklus vorstellen. Und nachdem dieses Konglomerat das genaue Äquivalent des im Tarntal aufgestellten Typ A ist, würde diese Altersbestimmung wohl auch für diesen gelten.

Von diesem Konglomerat finden sich größere und kleinere Blöcke eine Strecke vom Dolomit weg im Hangenden, in die kristallinen Schiefer eingewalzt, genau wie Tarntaler Breccie Typ B, herab bis zu schmalen Lagen Dolomitreccie im Schiefer,⁵⁹⁾ wie Bildstock Thorjoch (S. 74). Und von der anderen Seite der Schieferschuppe T her finden sich zahlreiche Blöcke des Hangenddolomites von H eingewalzt, genau wie Tarntaler Breccie Typ C, hausgroß und kleiner wieder bis zu dünnen Lagen. Gut im Südhang von K. 2304 aufgeschlossen; besonders lehrreich aber am Untern Kolsberger See 2039 m: die Grenze von Schiefer (T) und Hangenddolomit (H) umzieht die Kuppe in NO vom See im Bogen, am Nordrand der Kuppe springt die Grenze aber in scharfem Eck 30 bis 30 m gegen W vor gegen den Ausfluß des Sees, der in einem in diesem Dolomit ausgelaugten Schluckschlund verschwindet. Diese Verwerfung des Kontaktes von T/H ist eine Schubfläche, eine Art *minor thrust*, zugeordnet der Hauptüberschiebung; denn ihre Richtung westwärts 100 bis 150 m weiter verfolgend findet man zuerst eine und bald eine zweite Linse Dolomit eingeschuppt mitten in den Schiefen.

Was ich am Schwarzeck beobachten konnte, war alles und bis in die Einzelheiten das gleiche, wie ich es einige Tage vorher in der Lizum gesehen hatte, einzig mit dem Unterschied, daß hier auch „Twenger Kristallin“ an der Bildung der Mischgesteine teilhaft, oft sogar vorherrschend; aber andernorts nimmt an der Schuppe T auch

mal Polygonalbögen, aber auch gebogene, undulöse Blätter; Chlorit in s, aber besonders auch im Druckschatten hinter Faltenwalzen in schuppigen Aggregaten; Turmalin, Pyrit (Brauneisen), und schwarzes Pigment, dieses besonders im Chlorit: entspricht genau der Beschreibung des Gesteins von der Ambrosalpe bei Tweng, die Becke gegeben hat (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, Bd. 118, I 1909, S. 1060/1); vielleicht ist es dieser Gesteinstyp, den Staub (S. 181/2) als „grüne Granitmylonite vom Typus des Piz Corvatsch“ bezeichnet? Es ist zwar kein Mylonit, ob Granitabkömmling, ist eher zu bezweifeln, aber grün ist's wirklich. —

Daraus scheint zu folgen, daß die Serie des „Twenger Kristallin“ ihre metamorphe Prägung schon vor Absatz des Schwarzeckkonglomerates gefunden hätte: durch eine Faltung und eine fast vollständige Rekristallisation in 1. Tiefenstufe (ob „Diaphthorese“ d. i. durch rückschreitende Metamorphose, ist mangels sicherer Relikte nicht zu entscheiden) und zu einem ähnlichen Schluß würde der oben (S. 73) erwähnte Fund Sanders für die — an Tracht ohnedies vergleichbare — Hochstegenserie führen.

Eine Musterung der vorhandenen Handstücke von Tweng ließ weiter erkennen, daß das dort anstehende Kristallin nur zum Teil den Habitus zeigt, wie er in dem beschriebenen Geröll fossilisiert worden ist, den ziemlich vollkommener Kristalloblastese; andere sind phyllitisch verschmiert (vgl. Gestein vom Edenbauer, von Becke l. c. beschrieben), es ist daher zu vermuten, daß diese rein mechanische Umformung der alpidischen Faltung zuzuordnen ist (vgl. S. 70).

⁵⁹⁾ Schönes Vorkommen in etwa ein Drittel der Höhe Kolsberger See—Grat, genauere Ortsangabe in diesem Rundbuckelgewirr nicht möglich.

Serizitquarzit und -schiefer teil (so gegen die Höhe des Schwarzeck hinauf), und in eben dieser Gegend ist auch die Verquarzung, die sonst eine geringere Rolle spielt, fast so stark wie in den Tarntalern. Dagegen kann ich meine Beobachtungen nicht in Einklang bringen mit dem, was Staub (S. 180, 181) berichtet. Vielleicht ist drüben „im Kessel westlich des Hohen Nock“ ganz was anderes zu sehen?? In dem gut abgeschlossenen Gebiet der Kolsberger Seen ist es „ohne jeden Zweifel“ auszuschließen, daß „die Schwarzeckbreccie ganz allmählich in den mylonitisierten grünen Granit des Twenger Kristallins übergehe“. Ein Transgressionsverband ist aus dem Ortsbild nicht zu erweisen, die Kontakte sind alle tektonisch überarbeitet und wo „Breccienpartien sich . . . innerhalb der kristallinen Zone finden“, sind sie sichtlich verwalzt. Übrigens, wenn Herr Staub nach wortreichen Parallelisierungen mit Minschun-, Saluver-, Salsalbo-, und weiß Gott was noch für Breccien, stolz fragt: „Kann man mehr verlangen?“, so erlaube ich mir zu erwidern, daß ich von einem ehrlichen Beobachter verlangt hätte, daß er feststellt, daß die „Schwarzeckbreccie“ zunächst ungemein ähnlich ist der „Tarntaler Breccie“; und das auch dann, wenn er aus irgendeinem tektonischen Vorurteil die eine als Penninischen Flysch und die andere als unterostalpine Gosau angesehen wissen will.

Schließlich, Nutzen und Wert regionalgeologischer Vergleichen für Stratigraphie und Tektonik kann nur recht einschätzen, wer Ausgang, Material und Grundlagen völlig übersieht. Den ersten Anstoß gibt ein glücklicher Einfall (manchmal auch ein unglücklicher), das Bewußtwerden analoger Beobachtungsreihen, aus eigenen Beobachtungen ebensogut wie aus fremden (Literatur); soviel ich sehen kann, macht das für die Güte des Einfalles wenig aus. So stammt der unglücklichste Vergleich, der hier gezogen worden ist, der von Spitz (S. 174) „ich glaubte mich in eine Charakterlandschaft von nordalpinem Malm versetzt, etwa Sonnwendjoch oder Höfats“, aus unmittelbarer Beobachtung.⁶⁰⁾ Eben aus der Beobachtung hat Frech als erster den richtigen Vergleich Tarntal—Radstadt gefunden, hat ihn aber weiter nicht viel, noch mit Nachdruck vertreten. Dagegen scheint Sander (Verh. 1910, S. 60) aus der Literatur zu derselben Feststellung gelangt zu sein „daß die stratigraphischen Ähnlichkeiten zwischen beiden Gebieten sehr zahlreich sind“ und er hat darauf öfters und mit Nachdruck bestanden.

Mit dem bloßen „Aperçu“ — um mit Goethe zu reden — ist's aber nicht geschafft; die damit gewonnene Einsicht muß nachgeprüft, ausgebaut und vertieft werden. Für den Vergleich Tarntal—Radstadt ist hier weiteres Material beigebracht und kritisch gesichtet worden; es spricht derart nicht bloß für Gleichstellung, sondern für völlige Gleichheit, daß es eigentlich nächste Aufgabe wäre, die Unterschiede ausfindig

⁶⁰⁾ Wie konnte ein anerkannt guter Beobachter nur auf diese Idee kommen? Gewiß, die Landschaft auf höheren Verehnungen der Tarntaler hat Ähnlichkeiten mit Sonnwendgebirge; mir ist da der Weg nördlich um die Hochsiss herum in Erinnerung, und auch die Bilder bei Wähler (1903, S. 196, Tafel I): Haiderjoch (S. 231), Rofan, könnte man anziehen. Aber da handelt es sich nur um äußerliches: verhältnismäßig gleiche Höhenlage, ähnliche Terrassierung, verkarstbares Gestein; stratigraphisch läßt sich nicht eine Parallele angeben.

zu machen. Diese gleiche Fazies, primäre, zum Teil aber auch sekundäre (tektonische), ist das Ergebnis gleicher Lage im Alpenbau, heute und eben während der Bildung (Formung) der betreffenden Schichtglieder, und sie gilt daher auch für die ganze Verbindungszone am Nordrand der Hohen Tauern, wenn auch naturgemäß an den sie sonst zeichnenden kleinen Erosionsrelikten, die oft nur aus einzelnen oder wenig Schichtgliedern bestehen, ebenso erschöpfende Serienvergleiche nicht angestellt werden können.

Außer dieser Zone ist die volle gleiche Serie nicht wiederzufinden; bestenfalls finden sich die typischen Glieder vereinzelt und vermischt mit Fremdem: Turrach—Innerkrems: Quarzphyllit mit Bänderkalk und Eisendolomit, aber kein Radstädter Quarzit; Dolomit und fossilführender Rhät, aber weder Lias noch Schwarzeckbreccie; während der weiße Peitlerdolomit von Innerkrems bei Radstadt ohne Vergleich ist. Matreierzug: Serizitschiefer und Quarzit, Rauhwacke, Dolomit und Breccien, aber die eigentliche Quarzphyllitserie (mit Eisendolomit) und das Rhät fehlen, dagegen stellen die Glanzschiefer ein fremdes Element dar, sind eher mit gewissen Eisenhutschiefern zu vergleichen. In den kleinen Schollen durchs Villgrattergebirge sind die Parallelen wohl nur spärlich.

Im Westen an der Brennerlinie allgemein starker Fazieswechsel: Quarzphyllit und Radstädter Quarzit verschwinden ganz (Trias unmittelbar auf Altkristallin), oder sind durch „Stubaier Verrucano“ dürftig vertreten (Geologische Rundschau XX, S. 348). Trias mächtiger, besser gegliedert, aber ganz anders: Halobienschiefer, Carditaoolith, echte Sandsteine, was alles im Tarntaler Gebirge fehlt; umgekehrt weder schwarzes Rhät — mag es der Glimmerkalk und Phyllit vertreten oder nicht, noch die Crinoidenkalke der Tarntaler kommen drüben vor, dafür aber roter Adnetherkalk, grauer Kalk mit Hornstein, weißer Riffkalk (Tirolische Kalkalpenfazies, die die Lücke zur gleichen Fazieszone in der Lombardei überbrückt).

Für Vergleich mit Bünden spricht das, was Spitz vorgebracht hatte, mit Rücksicht auf die hier ermittelten Korrekturen, eigentlich nicht sehr. Hervorzuheben, daß der Bündnergeologe Spitz die Radstädterserie *kat' exochen*, den Quarzit, nicht zu kennen scheint (S. 175). Weiter darauf einzugehen, würde uns zu weit führen.

Zur Geologie der Erz führenden Grauwackenzone des Johnsbachtales.

Von Gustav Hießleitner.

(Mit 2 Tafeln und 4 Textfiguren.)

In Fortsetzung der geologischen Neuaufnahmen von Eisenerz (1927) und Radmer (1928)¹⁾ wurden im Sommer 1929 die Lagerungsverhältnisse im Johnsbacher Gebiet untersucht.

Die Aufnahme Johnsbach erstreckt sich im Norden bis zum Rand der Kalkalpen (Kaibling—Reichenstein—Ödstein—Hochtorgruppe), im Süden über den Gebirgskamm zwischen Johnsbach- und Paltental hinaus auf die Paltentalseite, erreichte aber nur in zwei Gebieten, Hollerkogel und insbesondere Flitzenbachausgang die unterteufende Karbonserie. Im Westen konnte der Osthang des Laargang noch größtenteils einbezogen werden, im Osten schließt sich die Radmeraufnahme an.

An bestehenden Kartierungen wurden benützt: die geologische Karte des Johnsbachtales 1:25.000 von K. A. Redlich und H. Hlouschek 1920/21, die geologische Kartenskizze des Paltentales von F. Heritsch 1911 und die geologische Manuskriptkarte 1:75.000 der Geologischen Bundesanstalt.

Die Art der Karten- und Profildarstellung erfuhr gegenüber den früheren Aufnahmen keine Veränderung; entsprechend dem geänderten, schon näher O-W gerichteten Gebirgsstreichen wurde die Profilrichtung noch weiter zur Nordsüdrichtung verschwenkt und nunmehr nach NNO—SSW, unter 30° zur N—S-Richtung gelegt. Ein geringerer Wechsel der Komplikationen des Gebirgsbaues war Veranlassung, die Profile nur mehr in Abständen von je 1200 m zu legen.

Die geologischen Untersuchungen wurden wieder im Auftrage der Österreichischen Alpine Montangesellschaft durchgeführt, der Eignerin des Bergbaurains im Johnsbachtal. Das praktische Ziel der Untersuchung glich jenem der früheren Arbeiten: die geologische Kenntnis der Erzvorkommen insbesondere in bezug auf die Lagerungsverhältnisse zu erweitern und damit die Grundlage für ein späteres Schurfprogramm zu verbessern.

Den Herren der Generaldirektion der Österreichischen Alpine Montangesellschaft Zentraldirektor Dr. A. Zahlbruckner und Oberbergrat Ing. R. Pohl danke ich bestens für die Genehmigung, den fachgeologischen Anteil dieser Untersuchungsarbeit zu veröffentlichen, den Herren der Bergdirektion Eisenerz Direktor Ing. R. Schaur und Berginspektor Ing. H. Asimus für ihr Interesse an der Arbeitsdurchführung.

¹⁾ G. Hießleitner, Zur Geologie der Umgebung des steirischen Erzberges, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1929, und zur Geologie der Erz führenden Grauwackenzone von Radmer bei Hießlau, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1931.

Der Arbeit liegt folgende Gliederung zugrunde:

- I. Notizen zu den Ergebnissen neuerer geologischer Bearbeitungen des Johnsbacher Gebietes und seiner Umgebung.
- II. Die geologischen Schichtglieder:
 - a) Karbonserie: Serizitquarzite, Serizitphyllite, Graphitische Phyllite, Graphite, Sandsteine und Konglomerate, kristalline Kalke, Chloritschiefer bzw. Diabase.
 - b) Silurdevonserie:
 1. Tonschiefergruppe im Liegend des Erz führenden Kalkes (Silur).
 2. Porphyroid (Silur).
 3. Erz führender Kalk (Silur und Devon).
 - c) Werfener Horizont und Kalkalpen (Trias und Jura).
 - d) Eiszeitliche und nacheiszeitliche Schuttbildungen.
- III. Der Gehirgsbau.
- IV. Erzlagerstätten.

I. Notizen zu den Ergebnissen neuerer geologischer Bearbeitungen des Johnsbacher Gebietes und seiner Umgebung.

Die für das Bergbaurevier wichtigste, nächst zurückliegende, geologische Bearbeitung des Johnsbacher Gebietes¹⁾ liegt in der Kartenaufnahme von Prof. K. A. Redlich unter Mithilfe von H. Hlouschek 1920/21 vor. Von besonderer Wichtigkeit für die Klärung der tektonischen Verhältnisse sind die Arbeiten von F. Heritsch 1907/12, zuletzt und zusammenfassend in der Geologie der Steiermark, 1921. Außerdem haben die bereits in der Radmerarbeit besprochenen, jüngsten Untersuchungen der Nachbargebiete durch Hammer, jene der Kalkalpen durch Ampferer auch für das Johnsbacher Grauwackengebiet Bedeutung. Zahlreiche Porphyroide des Johnsbachtals wurden petrographisch von F. Angel untersucht.

1. F. Heritsch; insbesondere „Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Paltentales“, Naturw. Verein für Steiermark 1912 und „Geologische Untersuchungen in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen“, Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Band CXX, Abt. I, 1911; sowie Geologie der Steiermark, 1921.

Die allgemeinen Ergebnisse wurden bereits im Radmerbericht angeführt. Im besonderen ist zu ergänzen: Die verhältnismäßig einfache Tektonik der nach Norden absinkenden Platte von Erz führendem Kalk wird betont, ebenso auch die Auffassung der Grenzfläche von Porphyroid zu Erz führendem Kalk als tektonischer Kontakt. Die Grenze zu den nördlichen Kalkalpen ist Störungsrand. Die Überschiebung der Silur-Devon-Serie über die Graphit führende Karbonserie, welche am Südhang des Kammes zwischen Paltental und Johnsbachtal durchstreicht, wird als wichtige Strukturlinie erkannt. Die Antiklinale der Karbonschichten im Flitzengraben wird beobachtet.

2. K. A. Redlich; „Der Erzzug Vordernberg—Johnsbachtal, III. Das Johnsbachtal“. Mit einer geologischen Karte (Mitarbeiter H. Hlouschek). Mitteilungen der Wiener Geologischen Gesellschaft, 1922.

¹⁾ Das vorliegende Manuskript war anfangs 1930 abgeschlossen; auf das allerjüngste Schrifttum kann auch hier nur mehr in kurzen Fußnoten hingewiesen werden, sofern nicht schon in der Radmerarbeit, 1931, hiezu Stellung genommen wurde.

Das Sammelwerk von K. A. Redlich: „Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätten“, 1931, bringt über die geologischen Verhältnisse des Erzzuges Vordernberg-Johnsbach im wesentlichen nur eine Zusammenfassung bisheriger Arbeitsergebnisse.

Historische Schilderung der alten Eisen- und Kupferbergbaue. Zur Geologie: Die Gesteinsschichten bestehen aus Porphyroid, Tonschiefergruppe (meist Phyllite) und Erz führendem Kalk. Schichtstreichen Ost—West, Nord-fallend. Zerlegung der Schichtglieder durch eine nach Norden gerichtete Bewegung. Zwei Porphyroidzonen, eine am Kamm, eine im Tal.

In bezug auf Vererzung: Alter Kupferbergbau im Finstergraben, 1920 gewältigt. Kupferfahlerz mit Quarzgängen im Ankerit am Scheibenkogel, ebenso im Sonntagskar. Sideritgang im Tonschiefer des Grabens, der zur Treffneralm führt (Sensenschmittgang).

3. F. Angel; „Die Quarzkeratophyre der Blasseneckserie“, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1919, und „Gesteine der Steiermark“, Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines der Steiermark, 1924.

Nach Angel liegen aus dem Bereiche des Johnsbachgebietes dichte einsprenglingsarme bis -freie, hornfels-ähnliche (Keratofelsitfelse) neben einsprenglingsreichen Formen des Quarzkeratophyrs (Porphyroid) vor. Außer bedeutender Dynamometamorphose sind Vergrünung und Vererzung bemerkenswert.

4. Ein kurzer Bericht aus jüngster Zeit über Begehungen der Johnsbacher Grauwackenzone stammt von W. Hammer (Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1928, S. 27 u. 28).¹⁾

Die schon von Heritsch festgestellte Quarzantiklinale im Flitzengraben wird bestätigt. Ausquetschung des Karbons auf der Ostseite des Flitzengrabens durch die darüberliegende Schuppenfolge des Erz-führenden Silur-Devon-Kalkes. Letzterer in zwei Zügen, dazwischen Blasseneckporphyroid. Auf der Niederbergalm (ober Gaishorn) im Blasseneckporphyroid ein metamorphes basisches Eruptivgestein von amphybolitischer Tracht.

II. Die geologischen Schichtglieder.

a) Karbonserie: Serizitquarzite, Serizitphyllite, graphitische Phyllite, Graphite, Sandsteine und Konglomerate, kristalline Kalke, Chloritschiefer bzw. Diabase.

Die Karbonserie tritt am Südrand der Kartenaufnahme in deren Bereich und greift am Flitzenbach infolge einer Aufwölbung weiter nach Norden vor. Die phyllitischen Gesteine der Karbonserie sind gegenüber jenen des Silurdevons wenig oder gar nicht verschieden, was schon Heritsch betont hat. Die Zunahme von Glanzphyllit, Serizitphyllit und Serizitschiefer im Verein mit schichtigen Quarziten und Serizitquarziten ist charakteristisch; das Hauptmerkmal ist die Erscheinung der Graphit führenden Schichten als auch des Graphites selbst in Begleitung von Kalken, Schiefen und Konglomeraten. Nach den Untersuchungen von Heritsch u. a. handelt es sich um Unterkarbon. Eine weitere Besonderheit bilden die eingeschalteten Grüngesteine, Grünschiefer, Chloritschiefer, Diabasschiefer, welche im Silurdevon zwischen Eisenerz und Johnsbach fehlen, in der Radmer als tektonisch auftauchende tiefere Schichtgruppe, vielleicht schon dem tektonisch darunter gebrachten Karbon zugehörig, gedeutet werden konnten. Porphyroid kommt im Karbon unseres Gebietes nicht vor; wenigstens sind einwandfreie Nachweise nicht gelungen. Wohl aber gibt Heritsch bei Gaishorn

¹⁾ Inzwischen erschien von W. Hammer, 1932, die noch eingehendere Arbeit: Die Grauwackenzone zwischen Enns- und Paltental (Steiermark), Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt.

ein Porphyroidvorkommen im Karbon an, ebenso bei Treglwang. Das erstgenannte Vorkommen ist vielleicht doch noch mit dem siluren Porphyroid in Zusammenhang, denn gerade bei Gaishorn reicht die Silurdevondecke etwas weiter nach Süden, als seinerzeit die Kartenskizze von Heritsch verzeichnet.¹⁾

Ebenso entstammen zahlreiche Lesestücke von Porphyroid innerhalb des Karbongebietes im Flitzengraben wohl der überlagernden Porphyroiddecke des Silurdevons.

Ein bezeichnendes Profil des Karbons, den Porphyroid unterteufend, ist jenes vom Hollerkogel (Tafel II, Profil 7), zu tiefst beginnend mit:

- 1 = Dünnschieferiger Quarzserizitschiefer mit spärlichen Chloritschuppen und wenig Schwefelkies.
- 2 = Dünnblättriger Serizitquarzit.
- 3 = Feinkörniger Quarz-Chloritschiefer.
- 4 = Dünnschieferiger Quarzserizitschiefer mit Chloritschuppen und Schwefelkies.
- 5 = Weißlichgelber schichtiger, hochkristalliner Kalk mit Serizithäutchen.
- 6 = Glänzender hochphyllitischer Schiefer mit Quarzlagen.
- 7 = Porphyroid.
- 8 = Schwärzlicher, feinsandiger Phyllit.

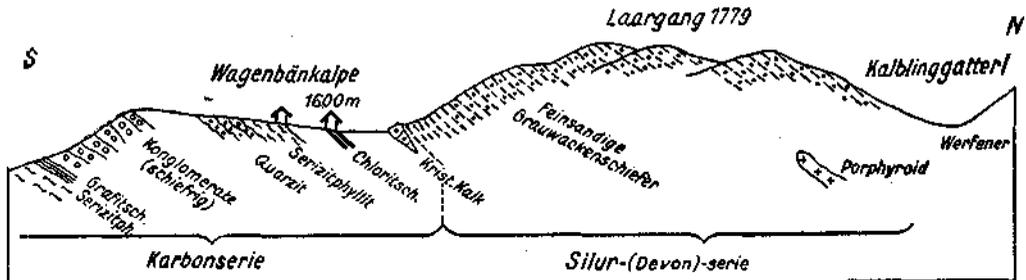


Abb. 1. Profil Wagenbänkalpe—Laargang.

Die Karbonkalke im allgemeinen sind gegenüber den Silurdevonkalcken eher höher kristallin. Sie führen bezeichnenderweise keine Rohwand. Heritsch hat die Kalke der Wartalpe (richtig „Weidalpe“) noch als Karbon kartiert, Redlichs Karte weist sie bereits als Silurdevon aus. Die eigene Aufnahme hat den fast lückenlosen Zusammenhang dieses Erz führenden Kalkzuges vom Spielkogel weg über die Weidalpe bis knapp oberhalb Kote 928 nordwestlich vom Lippenbauer (Gaishorn) nachgewiesen: die südlichste Kalkscholle dieses Zuges führt noch Rohwand. Von den kleineren Kalklinsen im Karbon des Flitzengrabens ist dieser mit Porphyroid verbundene Kalkzug wohl zu unterscheiden.

Die Abtrennung der Karbonserie von den Phylliten des Silurdevons im oberen Flitzengraben fußt einerseits auf dem Auftreten von graphitischen Schichten und Fehlen von Porphyroid, anderseits auf dem Zurücktreten schichtiger Quarzite im Silurdevon. Eine kleine Kalkscholle im Verband mit graphitischen Schiefen bei der Einmündung des Wagenbänkgrabens in den Flitzengraben, tektonisch etwa dem schmalen

¹⁾ In jüngster Zeit hat E. Haberfelner (Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1931, Nr. 10/11) durch einen Graptolithenfund oberhalb Gaishorn, scheinbar inmitten der Karbonserie, den Nachweis von Untersilur führen können.

Karbonkalkzug am Hollerkogel entsprechend, findet ihre Fortsetzung im Kalk der Wagenbänkalpe, außerhalb des Kartenblattes, wo er bereits von Heritsch kartiert wurde.

Chloritschiefer, Diabase haben an der Karbonserie im Bereich der Kartenaufnahme geringen Anteil.

Grobe, geschieferte Karbonkonglomerate, welche insbesondere als Begleiter der Graphit führenden Schichten auftreten (z. B. um Trieben), sind östlich des Flitzengrabens, am Südhang des Wagenbänkberges, reichlich vertreten und auch in dem für die Karbonserie bezeichnenden Profil von der Wagenbänkalpe zum Paltental enthalten (Abb. 1).

b) Silurdevonserie: 1. Tonschiefergruppe im Liegend des Erz führenden Kalkes.

Von der Radmer streicht die mächtige Folge der paläozoischen Tonschiefergruppe über Pleschberg—Tanzlacken ins Johnsbachtal, wo sie dem geschlossenen Zug des Erzkalkes im Hangend vorgelagert erscheint; es handelt sich aber nur um ein scheinbares, ein tektonisches Hangend, wie schon in der Radmerarbeit dargelegt worden ist und was auch im Johnsbachtal am Westende des Erz führenden Kalkes nachgewiesen werden kann. Dort verbindet sich der hangende Tonschiefer mit jenem im Liegend des Erz führenden Kalkes.

Die Schichtfolge der paläozoischen Tonschiefer im Johnsbachtal ist ähnlich einförmig wie etwa am Grössenberg in der Radmer: vorwiegend graue phyllitische Gesteine als Abkömmlinge feinschlammiger bis feinsandiger Produkte, vereinzelt gröberes Ausgangsmaterial in Form von Sandsteinen, meist ebenfalls von phyllitischem Habitus, Quarzite und Konglomerate. Serizitschiefer sind hier im allgemeinen gegenüber der Karbonserie weniger häufig; öfter erscheinen sie in der Nähe von Erz- oder Quarzdurchtränkungen, z. B. Klausgraben; hier auch gefaltete klein-knotige Serizitschiefer. In den Bachrinsen des oberen Klausgrahens ist eine unklare, wilde Schieferung der Phyllite bemerkenswert. Am Weg zur Sonntagsalm erscheint ein feinblättriger weißer Serizitschiefer, einem durchbewegten Porphyroid ähnlich. Weiße Serizitquarzitschiefer mit Schuppen von Chlorit, sehr ähnlich karbonen Gesteinen, begleiten den Sensenschmittgang im Klausgraben. Zwischen Wagenbänkgraben und Flitzenalpe ist am westlichen Bachufer ein dichter harter, fast massiger Serizitschiefer von ölig-fettigem Aussehen, anstehend; diese Fundstelle wird heute noch als Gewinnungsstätte von Wetzstein aufgesucht. Im Bachschutt des Grabens, der von der Flitzenalm zum Kaiblinggatterl hochzieht, ist neben Phyllitgeröllen häufig ein Serizitschiefer mit zirka 1 mm großen Chloritoidkriställchen¹⁾ zu finden.

Im nördlichen Tonschieferzug sind grobe Konglomerate mit Kalk- und Quarzgeröllen, z. T. verrohndet, bereits in der Radmerarbeit vom Höhenrücken Plesch—Tanzlacken beschrieben worden, wo sie schon vorher von Redlich und später Hammer namhaft gemacht waren. Am Westhang des Plesch sind zudem poröse, rostige, serizitische Sandsteine, oft porphyroidähnlich verbreitet. Im Johnsbachtale selbst werden Konglomerate erst wieder im Klausgraben gefunden, sie stehen in zirka

1) Nach freundlicher Bestimmung von Prof. Angel.

900 m Seehöhe am Weg zur Mödlingerhütte, dort wo der Weg den Bach übersetzt, an. Es handelt sich um eine unregelmäßige Geröllstreuung von vorwiegend Quarz bis zu Kindskopfgröße, im grauen phyllitischen Tonschiefer; quergreifende, eisenschüssige Quarzgängchen sind zahlreich.

Das auf den Nordhang des Johnsbachtales übergreifende Paläozoikum ist unter den Ödsteinhängen bald phyllitisch, bald sandig entwickelt. Es kann dort die Grenzziehung zu den ebenfalls sandigen, grauen Werfener Schieferen, die gleichfalls phyllitische Metamorphose tragen, oft unsicher erfolgen. Das gleiche gilt auch im Klausgraben und im Hintergrund der Flitzenalm, wo graue phyllitische Tonschiefer des Werfener Horizontes längs einer Störungzone an graue, paläozoische Tonschiefer grenzen.

Zahlreiche, auch gefaltete Quarzgänge durchsetzen die paläozoischen Tonschiefer besonders häufig am Pisenberg und im Klausgraben. Hierauf soll im Abschnitt Vererzung noch zurückgekommen werden.

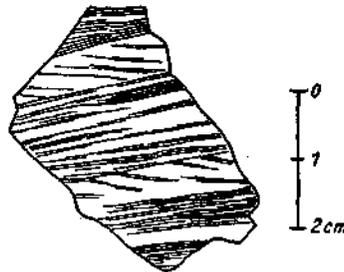


Abb. 2. Vom Laarganggipfel; feinsandige Grauwackenschiefer mit Kreuzschichtung.

Feinsandige Grauwackengesteine, deren sedimentäre Kreuzschichtung trotz phyllitischer Metamorphose der Begleitschichten, infolge Wechsel von dunklen und hellen Sandstreifen wunderbar klar zu sehen ist, stehen am Gipfel des Laargang an (Abb. 2). Ähnliche Sandsteine wurden auch SW vom Ohnhardkogel beobachtet. Stark durchbewegte konglomeratische Schiefer mit Sandsteingeröllern sind südöstlich der Mödlingerhütte unter dem Erzkalk des Spielkogels anzutreffen.

Der Porphyroid als vulkanische Einschaltung bildet keinen stratigraphischen Trennungskiel zwischen Tonschiefer unter und über ihm, zwischen der Tonschiefergruppe im tektonischen Hangend des Erz führenden Kalkes und dem zeitweiligen Tonschieferstreifen zwischen Porphyroid und Erz führendem Kalk. Daß die letztgenannten Tonschiefer nicht immer vorhanden sind, kann einer primären Lücke, aber auch örtlichen, tektonischen Ausquetschungen zuzuschreiben sein. Eine eigenartige Erscheinung, welche u. a. bereits vom Zerbenkogel bei Eisenerz¹⁾ geschildert wurde, bilden die fallweise verbreiteten, reichlichen Quarzmassen in diesem schmalen Tonschieferstreifen zwischen Porphyroid und Kalk; auf der Severingalm tritt ein poröser Quarzsandstein mit weißerdigen (Kaolin?) Ausfüllungen punktförmiger Poren, von weißen Quarzmassen durchzogen, als Felsmauer auf; grobe Quarzsandsteine und ungeschichtete, weiße Quarzmassen sind unter dem Erz führenden Kalk des Spielkogels

¹⁾ Hießleitner a. a. O., S. 215.

und der Rotwand vertreten. Hammer sieht in den Quarzmassen an der Basis des Erz führenden Kalkes Durchtränkungen an einer Schubfläche.

Die Einschaltungen von paläozoischen Tonschiefern in die Porphyroide sind z. T. als tektonischer Natur deutbar, als Schiefer, die in Aufspaltungen der Porphyroiddecke eindringen; z. B. treten nördlich der Eaglesbrunneralm im Porphyroid schwärzliche phyllitische Sandsteine mit dunklen Glimmerschuppen und glasigen Quarzäugen, auch schwärzliche, glanzschieferartige Phyllite auf.

Zusammenfassend: die Tonschiefergruppe des Silurdevons im Johnsbachtal besteht in der Hauptsache aus phyllitischen Gesteinen mit Einschaltung von sandigen und konglomeratischen Lagen, im großen und ganzen einer metamorphen Flyschfazies ähnlich. Echte Kiesel-schiefer, wie sie östlich der Radmerstörung auftreten, fehlen hier ebenso wie im westlichen Radmerabschnitt. Phyllitische Metamorphose wird nicht überschritten. Höchstens kann für das Störungsgebiet des Flitzengrabens (Konglomeratschiefer West Spielkogel) eine größere Durchbewegung im Handstück erkannt werden. Fossilfunde wurden keine gemacht. Nach Eisenerzer Verhältnissen kann für die Hauptmasse des Schieferkomplexes silures Alter¹⁾ vermutet werden.

2. Porphyroid.

Der Hauptzug des Porphyroids der Radmer, welcher den Zeyritz-kalkzug unterlagert, tritt unter der Rotwand in das Gebiet des Johnsbachtales ein und nimmt vom Leobner Weg übers Blasseneck his zur Kote 1754 Ost Spielkogel den Gebirgskamm zwischen Palten- und Johnsbachtal ein; an der Ostseite des Flitzengrabens wird er an einer Störung abgeschnitten, von welcher er sich 2 km nördlich als schmale, engbegrenzte Scholle in die Westseite der Flitzenschlucht fortsetzt.

Der dünne Porphyroidstreifen, welcher in der Radmer den Zeyritz-kalkzug auf der Nordseite begleitet und dort als reduzierter Nordflügel einer schuppenartigen Muldenform des Kalkes gedeutet werden konnte, wurde zum letzten Male östlich vom Leobnertörl (SW Tanzlacken) als kleine Scholle aufgefunden. Der nördliche Porphyroidzug der Redlich'schen Karte des Johnsbachtales hätte ausgezeichnet in die tektonische

¹⁾ Die in erfreulichem Flusse befindliche paläontologische Durchforschung des ostalpinen Paläozoikums unter Führung von F. Heritsch schafft nun auch für die steirische Grauwackenzone neue Fundamente einer gesicherten Stratigraphie herbei, vor welcher die voraneilende tektonische Erkenntnis neu zu bestehen oder an welche sie sich anzupassen hat (F. Heritsch, Versteinerungen vom steirischen Erzberg, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1931; ferner: Graptolithen aus dem Sauerbrunngraben bei Eisenerz, Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1931, Heft 10/11; E. Haberfelner, Graptolithen aus dem unteren Ordoviciem von Gaishorn im Paltental, Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1931, Heft 10/11, und „Graptolithen aus dem Untersilur des Salberges bei Liezen im Ennstal“, Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1931, Heft 12).

Noch fügt sich das bisher auf lückenhafte Stratigraphie aufgebaute tektonische Bild des Gebirgsbaues zwischen Eisenerz und Johnsbach nicht allzu spröde in den Rahmen der neugewonnenen stratigraphischen Erkenntnisse ein. Vor allem die Zuweisung der unter dem Porphyroid lagernden Ton- und Kiesel-schiefer in die tektonisch als auch stratigraphisch tiefste Zone erweist sich als richtig.

Fortsetzung vom Nordschenkel des Zeyritzalkzuges gepaßt. Dieser Porphyroidzug erscheint auf der genannten Karte als kleine Scholle beim Gehöft Ebner, als 1 km langes und über 100 m breites Vorkommen beiderseits des Gehöftes Griesmaier eingezeichnet. Die genaue Begehung erwies jedoch beide Vorkommen als Erratikum. Der Porphyroid beim Ebner gehört einem Riesenblock an, in einer Reihe ähnlicher Blöcke, die dem Glazialschutt des einstigen Gletschers im Wasserfallgraben entstammen. Auch der scheinbar mächtige Porphyroidzug beim Griesmaier erwies sich als nicht anstehend, sondern als aus dem Scheibenkar ins Johnsbachtal einst sich ergießender Moränenschutt.

Die Struktur des Porphyroides im Handstück ist, obwohl stark wechselnd, doch vorherrschend eine massige mit meist gut kenntlichen Quarzeinsprenglingen, auch Feldspat, mehr oder weniger dicht gestreut. In stark dynamometamorphen Abarten entwickelt sich ein serizitquarzitische, auch augengneisartiges Gefüge. Am Blasseneck selbst finden sich körnige Partien mit stark schiefrigen wechselnd. In der Scharte vom Ohnhardskogel zum Spielkogel steht feldspatreicher, quarzarmer Porphyroid an; am Ohnhardskogel findet sich ein dünnschiefriger, gneisartiger Porphyroid mit wenigen großen Quarzaugen. Der Mischgesteinstypus, aus Porphyroid und Tonschiefer-Sandstein bestehend, wie er von der Radmer beschrieben wurde, konnte nur vereinzelt, z. B. NW vom Ohnhardskogel, Porphyroid lagig verbunden mit sandig quarzigem Gestein, beobachtet werden.

Der Porphyroid auf der Westseite des Flitzengrabens ist ein massig-schiefriges, körniges Gestein mit gezerrten Quarzaugen.

Vielfach ist der Porphyroid reichlich verquarzt, entweder von Quarz durchtränkt oder von zahlreichen Quarzlagen durchzogen. Wenn die Umwandlung in Richtung auf Serizitquarzit vor sich geht, ist die Entscheidung, ob Eruptiv- oder Sedimentgestein, im Handstück oft schwierig; gewiß auch oft noch im Dünnschliff. Hier ist, neben Dünnschliffuntersuchungen, wohl auch der allgemeine Gesteinsverband für die Auffassung maßgebend. In der Jugendzeit der Erkenntnis von der Porphyroidnatur des Blasseneckgneises wurde Serizitschiefer, wie ich glaube, reichlicher als Porphyroid ausgeschieden, als es jeweils der sichere Nachweis von Porphyroidquarz (Dihexaeder, Korrosionserscheinungen, Flüssigkeit einschlüsse usw.) möglich machte.

Wie für Radmer und Eisenerz gilt auch hier: es liegt nur ein Deckenerguß von Porphyroid vor, dessen Mächtigkeit schon primär schwankend war. Am Blasseneck kann eine Mächtigkeit bis über 1000 m gefunden werden, doch liegen, wie auch anderwärts, sehr wahrscheinlich tektonische Aufspaltungen und Zusammenschuppungen vor, durch Schieferlagen mitten im Porphyroid angedeutet, so daß die ursprünglichen höchsten Mächtigkeiten etwa 500—600 m betragen haben dürften. Die vor Erosion geschützte, tief in Porphyroid eingebettete Kalkmulde des Ohnhardskogel, Grubgraben, ist ebenfalls für eine innere Zerlegung des scheinbar wenig gestörten Porphyroidzuges beweisend. Die Möglichkeit eines Anschlusses des Porphyroids beim Lippbauer oberhalb Gaishorn, den Heritsch noch ins Karbon stellt, an den Blasseneck-Porphyroid wurde bereits erwähnt.

3. Erz führender Kalk.

Der Zeyritz-Kalkzug, welcher westlich der Radmerstörung in der Langen Teichen anheht, zieht ohne Unterbrechung als WNW—OSO streichende, NNO 50°—60° fallende Platte vom Zeyritz über Rotwand, Leohner, ins Johnsbachtal, baut hier den südlichen Talhang auf und endet westlich vom Hoheneck (Acheneck) im Klausgraben. Die Streichlänge beträgt zirka 18 km. Etwa 3 km vor seinem westlichen Ende wird dieser Kalkzug von einem südlich vorgelagerten zweiten Zug von Erz führendem Kalk abgelöst, welcher, als schuppenartige Mulde in Porphyroid eingebettet, im Grubgraben seine größte Breite erreicht.

Ein schmales Tonschiefer- oder Quarzitband schiebt sich meistens zwischen Porphyroid und Kalk.

Der südliche, innere Kalkzug, dem auch der Ohnhardskogel angehört, setzt mit kurzer Unterbrechung, die aber durch ein Tonschieferband bezeichnet ist, in den Kalkzug des Spielkogels fort. Am Spielkogel erfolgt die eigenartige rechtwinkelige Abschwenkung dieses Kalkzuges nach Süden, zugleich die Westgrenze des Porphyroides bildend, um knapp oberhalb Kote 928 NW vom Lippbauer bei Gaishorn zu enden. Die tektonische Deutung hiefür wird im Absatz III gebracht.

Zwischen Ohnhardskogel, der dem inneren Kalkzug, und Hoheneck, das dem äußeren Kalkzug angehört, ist eine schmale Schiefer-Kalkzone, ebenfalls dem Erz führenden Kalk angehörig und in Porphyroid eingesackt, in einzelnen Schollen erhalten.

Die mächtigen Schollen Erz führenden Kalkes auf der Treffneralm sind durch selbständigere Bewegungen gegenüber dem inneren Kalkzug, z. T. wohl auch nur durch Erosion von demselben abgetrennt.

Die Erz führenden Kalke sind vorwiegend massig bis wenig geschichtete, graue bis graublau, fein kristalline Kalke, mitunter von weißen Kalkspatadern durchzogen. Flaserkalke treten zurück. Öfters erscheint ein weißer bis gelblicher, kristalliner Kalk mit Serizithäutchen auf Schichtflächen (z. B. Weidalpe). Die weißen marmorartigen Kalke und Flaserkalke sind eher schichtig entwickelt als die mehr dichten, graublauen. Im Zayringer Austollen wird ein weißer zuckerkörniger bis sandiger Kalk mit glimmerigen Zwischenlagen und einzelnen Kalkspatidioblasten durchquert. In den hangendsten Partien der Kalkplatte des Zeyritzzuges, z. B. bei der oberen Brunfürther-Schwaig sind kleine Schieferlinsen eingeschaltet.

Für alle der erwähnten Kalkzüge ist mehr oder weniger reichliches Vorkommen von Rohwand in Lagern, Stöcken oder Butzen charakteristisch; ja die Rohwandführung der silurdevonen Kalke ist bei der Verfolgung dieser Kalkzüge an der Karbongrenze vielfach leitend.

Über einzelne größere Rohwandansammlungen und Spateisenführung der Kalke wird im Abschnitt Vererzung berichtet.

Steilstehende Quarzgänge durchziehen dichtgeschart die Rohwandmassen der Rotwand.

Die Mächtigkeit des Erz führenden Kalkes, der ja im Johnsbacher Bereich nirgends in ungestörter Position erscheint, ist auf 400 bis 500 m zu schätzen; Fossilfunde fehlen bisher, so daß das Alter nur allgemein mit Silurdevon bezeichnet werden kann.

c) Werfener Horizont und Kalkalpen (Trias und Jura).

Die Kalkalpen stoßen an das paläozoische Gebirge mit einem Störungsrand ab, längs welchem die Werfener Schiefer stark zusammengedrückt erscheinen, ohne vollständig ausgequetscht zu werden; größtenteils sind sie unter dem Kalkalpenschutt verborgen.

Die herrschenden und gut kenntlichen Gesteinsschichten des Werfener Horizontes sind auch hier wieder die roten und grünen, glimmerigen Sandsteine und Schiefer. Aber auch graue Tonschiefer von phyllitischem Habitus sind entwickelt, die dann völlig paläozoischen Gesteinen gleichen können. Paläozoische Tonschiefer sind wieder öfters in der Metamorphose abgeschwächt, können ähnlich dem Werfener Schiefer Glimmerschüppchen führen. Auch Serizitschiefer sind innerhalb der Werfener möglich; ebenso können die Sandsteine beider Gruppen einander gleichen. Die Unterscheidung und genaue Grenzziehung wird dann manchmal unsicher (z. B. oberhalb Zayringer, im Klausgraben und Flitzenalm).

Die kalkigen Basisbreccien¹⁾ der Werfener, zuletzt im Gebiet der Donnersalpe auftretend, fehlen wie in der Radner auch in Johnsbach. Eine eigenartige, Verrucano ähnliche Breccie ist im Hintergrund der Flitzenalm knapp unter den Kalkwänden des Kaibling entwickelt; in einer Grundmasse von rötlichem Sandstein stecken Brocken von gelblichem, feinkristallinem Kalk und Dolomit, aber auch Bruchstücke von Quarziten. Schon Heritsch macht bezüglich dieses Gesteines eine Andeutung, ohne zu entscheiden, ob es sich um Verrucano oder um eine tektonische Breccie handelt. Letzteres wäre auch deshalb möglich, weil die Breccie näher dem Hangend des Werfener Horizonts auftritt und ihre Kalke und Dolomite eher Typen der Kalkalpen entsprechen.

Quarzsandsteine und Quarzite im Werfener sind verbreitet. Ein weiterer Bestandteil sind Rauhwacken und Gips. Ein über hundert Meter breiter Gipszug ist zu beiden Seiten vom Wolfbauer vorhanden. Der steilgestellte, gebänderte, schmutziggraue Gips wurde einst in einem Steinbruch ausgebeutet. Zahlreiche Fingen im Werfener, auch im Gehängeschutt, sind als Gipsdolinien zu deuten. Ein weiteres Gipsvorkommen schon in höherer Lage des Werfener Horizonts ist unter den Abstürzen des Kaibling ober der Flitzenalm, in Begleitung grünlicher Schiefer zu verzeichnen.

Oberhalb der Flitzenalm sind, anscheinend noch im Werfener Horizont, graubraune dichte, gebankte Kalke mit weißen Kalkspatadern anstehend, nach Fossilien wurde flüchtig gesucht, ohne Erfolg.

Die Aufnahme des Randgebietes der Kalkalpen lag außerhalb der Aufgabe. Deshalb wurde auch auf der Karte (Tafel I.) von einer Gesteinsgliederung abgesehen und es erscheint z. B. der schon von Bittner (Manuskriptkarte der Geologischen Bundesanstalt) als Liaskalk ausgeschiedene Kalkzug in der Nähe der Neuburgeralm auf Tafel I mit den triadischen Kalken, Mergeln und Schiefen der Hochtör-Ödsteingruppe zusammen ausgeschieden.

¹⁾ Für diese Kalkbreccien hat R. Schwinner (Geologische Rundschau, Band XX, Heft 3—5, 1929) die Bezeichnung Präbichlkonglomerat gewählt; ich halte dieselbe nicht für glücklich; denn eine hervorstechende Eigenschaft dieses Trümmergesteins an der Basis der Werfener ist gerade eine eigenartige Breccienstruktur, außerdem ist die enggefaßte Lokalität Präbichl keine Fundstelle dafür.

Die von Geyer erkannten Grauwacken und kristallinen Gerölle eines alten miozänen Quertales, welches aus dem paläozoischen Gebirge in 1500—1600 *m* Seehöhe über Kaderalpe, Heßhütte zur Enns zog, wurden auch auf der alten Einebnung der Wagenbänkalpe, West vom Flitzengraben gesucht, ohne Erfolg.

d) Eiszeitliche und nacheiszeitliche Schuttbildungen:

Die glaziale und postglaziale Verschüttung nimmt im Johnsbachtal breiten Raum ein. Im Haupttal selbst sind Reste der Hauptvergletscherung erhalten, ebenso in den nordseitigen Karen des Grauwackengebirges noch reichliche Reste der Rückzugsvergletscherung, z. T. in ursprünglicher Oberflächenformung. Älter als die alte Talverschüttung wurden die kalkalpinen Moränenreste zwischen Kölbl und Finsterberger aufgefaßt. Hier ist der Hochtorgletscher vorgedrungen und hat im Rückzug einen heute schon durch Erosion zerlegten Moränenwall hinterlassen. An der gegenüberliegenden Talseite stieg aus dem Scheibenkar, letzteres im Porphyroid angelegt, wie die Mehrzahl der Kare des Johnsbacher Grauwackengebirges, ein Gletscher heraus und ergoss sein Moränenmaterial, Porphyroid, als mächtigen Schuttwall in das Haupttal. Dieser Wall erscheint jünger als das Hauptstadium des Hochtorgletschers, denn am Eingang in den Grubgraben, talauswärts auf der Südseite des Tales, wurde ein mächtiger, etwas terrassierter Moränenrest von kalkalpinen Geröllen verzeichnet, so daß der Hochtorgletscher das gesamte Tal erfüllt haben mußte. Im Hintergrund der Engschlucht beim Ebner ist ein terrassierter Moränenschutt von Grauwackenmaterial, hauptsächlich Porphyroid angelagert, der sich ebenso wie beim Griesmayer noch mit den jüngeren Moränen der oft mehrfach gestuften Kare (Sonntagskar, Plonauerwald usw.) verbinden läßt; hiebei kleben selbst an steilen Hängen mitunter Glazialschuttreste, die ihre Erhaltung indirekt dem unterirdischen Wasserabfluß im Kalk verdanken. Prachtvoll sind die doppelten Sichern der Jüngstmoränen am Placken (Blasseneck) überliefert, ebenso noch anderen Ortes die Moränenbögen der Rückzugsstadien; die Gletscher der Nordseite blieben, nach den gut erhaltenen Glazialformen zu schließen, noch in junge Zeiten hinein erhalten. Vielfach ist die Verbindung der Karmoränenmassen mit dem Moränenschutt des Haupttales infolge der steilen Kalkstufe heute abgerissen; die präglaziale Tiefenerosion war bedeutend. Durch die Kalkstufe hindurch hat das Gletscherwasser mehrfach den Weg genommen und Höhlenflüsse gebildet, z. B. Ödelsteinhöhle¹⁾ und die natürlichen Höhlen und Sprudellöcher beim Zayringer Austollen; entsprechende Austritte von starken Bachquellen sind heute noch West von Griesmayer und Süd von Zayringer vorhanden (siehe geolog. Karte, Tafel I); das zugehörige Tal des Bärengrabens ist trocken.

Jünger als die alte Talverschüttung, welche der Hauptvergletscherung gefolgt ist, aber älter als die heutige Schutthaldenbildung, wurden die

¹⁾ Ein Plan der Ödelsteinhöhle, aufgenommen von Freih. v. Saar, 1909, befindet sich im Gasthof Kölbl in Johnsbach.

mächtigen, in ihrer ursprünglichen Böschung schon etwas umgeformten Blockschutt- und Bergsturzmassen betrachtet, welche den Triaskalkwänden anlagern; aus ihnen nehmen jüngere Muren ihren Ausgang.

An Bergstürzen im paläozoischen Gebirge ist bedeutendste Erscheinung der Abrutsch am Westende des Zeyritzalkzuges im Klausgraben. Der Abrutsch der reichlich verrohwandeten Kalke wird durch unterlagernde Tonschiefer begünstigt. Von zahlreichen kleineren Bergstürzen ist auffallenderweise der Westrand des Erz führenden Kalkes bei der Wartalpe begleitet, an tektonisch bedeutungsvoller Stelle, so daß an Bergstürze, hervorgerufen durch tektonische Nachwirkungen an alten Baulinien, gedacht wurde.

Die mächtige Gehängebreccie, welche den Hang vom Treffnerriegel zum Reichenstein bedeckt und von Ampferer beobachtet und beschrieben wurde (Zeitschrift für Geomorphologie 1926), hat der genannte Autor als im Zusammenhang mit jungen tektonischen Bewegungen entstanden gedeutet; Bruchstücke dieser Breccie in den jüngsten Moränen ist für ihr Alter bezeichnend. Die Unterlage der Breccie am Reichensteinhang ist löcheriger Dachsteinkalk.

III. Der Gebirgsbau.

Der Bau des Grauwackengebirges im Johnsbachtal wird durch die OSO-WNW streichende, NNO fallende Platte des Zeyritzalkzuges und der unter ihm liegenden Porphyroiddecke beherrscht. Auf den ersten Blick scheint ein sehr einfacher Bau vorzuliegen. Trotzdem ist auch hier Schuppenbau vorhanden, dessen Schollen im Streichen allerdings geschlossener und beständiger sind als um Radmer und Eisenerz.

Die Auflösung des Gebirgsbaues im Johnsbachtal wird durch die Ergebnisse von Radmer erleichtert. Aus der Radmer streicht der schon näher beschriebene, 18 km lange Zeyritzalkzug mit nabezu unverändertem Streichen und Fallen bis nahe dem Klausgraben beim Dorfe Johnsbach; stets bildet seine Unterlage die mächtige Porphyroiddecke (Leobner—Blasseneck), von derselben öfters durch ein schmales Schieferband getrennt. Die mächtige Schiefergruppe, welche über Pleschberg—Tanzlacken sich bis ins Johnsbachtal erstreckt, lagert dem Zeyritzalk scheinbar normal an. Aber die Radmeraufnahme hat gezeigt, daß der mächtige Schieferkomplex des Grössenberg, welcher in der Fortsetzung der Schiefer von Pleschberg—Tanzlacken liegt, die Unterlage der in Schuppen zerlegten Porphyroidkalkdecke bildet. Der Kalk des Zeyritzgipfels stellt eine schuppenartige Synklinale dar, mit einem zerdrückten, schmalen Porphyroidnordschenkel, der gegen Westen auskeilt, zum letzten Mal südwestlich Tanzlacken erscheint.

Im Gebiete von Leobner bis Hoheneck (Acheneck) wäre diese Auffassung vom tektonischen Bau nicht ohne weiteres nachzuweisen; die Phyllitgruppe legt sich der Platte des Erz führenden Kalkes im Hangend an, auffällig ist vielfach ihr eher flacherer Einfallswinkel gegenüber der Kalkplatte. Erst westlich Hoheneck, im Klausgraben und Treffneralmgebiet, wo der Zeyritzalkzug endet, ist die Verbindung der dort die Porphyroide samt dem Erz führenden Kalk unterteufenden Tonschiefer-

gruppe mit der scheinbar hangenden Tonschiefergruppe gut aufgeschlossen; damit ist auch hier der Nachweis erbracht, daß die langgestreckte Kalkplatte des Zeyritzuges als eine schräg in die Tiefe setzende, dort bald endigende Schuppe aufzufassen ist. Daß dies der Fall sein muß, zeigt auch der ähnliche Bau der synklinen Schuppe des Ohnhardskogel, welche den Zeyritzalkzug südlich ablöst; diese mächtige Kalkscholle ist steil in Porphyroid eingesenkt, von diesem allseitig mit oder ohne Zwischenschiefer umgeben, und verbindet sich, wie erwähnt, vermittels eines Tonschieferbandes mit dem Kalkzug des Spielkogels. Die kleine, gleicher Art gebaute Zwischenschuppe zwischen Ohnhardskogel und Acheneck wurde schon angeführt.

Der Südrand der Hauptmasse des Porphyroids vom Zeyritz weg über Leobner, Blasseneck bis ins Gebiet des Flitzengrabens, verläuft in etwa 1600—1000 *m* Seehöhe am Nordhang des Paltentales; hier liegt der Porphyroid längs der von Heritsch erkannten Hauptüberschiebungsfäche auf der Karbonserie auf. Wie weit die hier zwischen Porphyroid und sicheren karbonen Kalken und Graphitschiefern erscheinenden Phyllite, Serizitschiefer usw. dem Silurdevon oder dem Karbon zuzuordnen sind, wird nicht immer leicht zu entscheiden sein; die liegende Tonschiefergruppe der Silurdevonkalke könnte hier, wenn auch in reduziertem Maße, vorhanden sein.¹⁾

Im großen und ganzen ist also vom Zeyritz bis zum Spielkogel ein verhältnismäßig einfacher Schuppenbau von anhaltendem Streichen gültig. Eine Querverschiebung, ähnlich dem einseitigen SN-Vorschub am Brunecksattel Ost-Zeyritzkampel, ist am Leobnertörl zu erkennen; der Betrag der N gerichteten Querverschiebung erreicht nahezu die Mächtigkeit der Erz führenden Kalkplatte.

Am Spielkogel ändert sich der langgestreckte Schuppenbau plötzlich, die Kalkplatte, deren massige Struktur hier das Streichen selten sicher bestimmen läßt, wendet sich unter nahezu rechtem Winkel nach Süden und bildet am Osthang des Flitzengrabens eine geschlossene schmale, teils flachliegende, teils steil gestellte Grenzmauer gegen den östlich anlagernden Porphyroid (Abb. 3). Hierbei setzt die Kalkmauer von der ihr zugehörigen Silurdevonschieferunterlage auf die Karbonserie als Unterlage über. Oberhalb Kote 928 NW von Lippauer (Nord von Gaishorn) löst sich die Kalkplatte, hier steil gestellt, stark gequetscht und ebenso wie bei der Weidalpe deutlich den Porphyroid unterteufend, in einzelne Schollen auf und endigt ganz. Im Paltental ruht der Porphyroid direkt oder mit Resten von Silurschiefern der Karbonserie auf.

Westlich vom Flitzengraben ist die Grenze zwischen Silurdevon und Karbon um 1.5 *km* nach Norden vorgerückt. Die Karbonschichten im Flitzengraben sind zu einer Antiklinale aufgewölbt (Heritsch). Die Porphyroidkalkplatte von Ohnhardskogel-Weidalpe hat gegen Westen keine Fortsetzung. Die kleine Porphyroidscholle nördlich des Wagenhänkgrabens entspricht etwa dem Porphyroid zwischen Ohnhardskogel und Hoheneck; Erz führender Kalk erscheint westlich vom Flitzengraben am Osthang

¹⁾ Damit im Zusammenhang wären Haberfelner's a. a. O. Graptolithenfunde oberhalb Gaishorn tektonisch gut verständlich.

des Laargangs, nicht mehr. Im Profil des Silurdevons von der Wagenbänkalpe über Laarganggipfel zum Werfener des Kaiblingsgatterls fehlen ebenfalls Porphyroid und Erz führender Kalk (Abb. 1).

Die isolierten Kalk- und Rohwandschollen der Treffneralpe, auf Phylliten schwimmend, sind z. T. durch Sonderbewegungen, z. T. wohl nur durch Erosion vom Weidalmkalkzug losgetrennt worden.

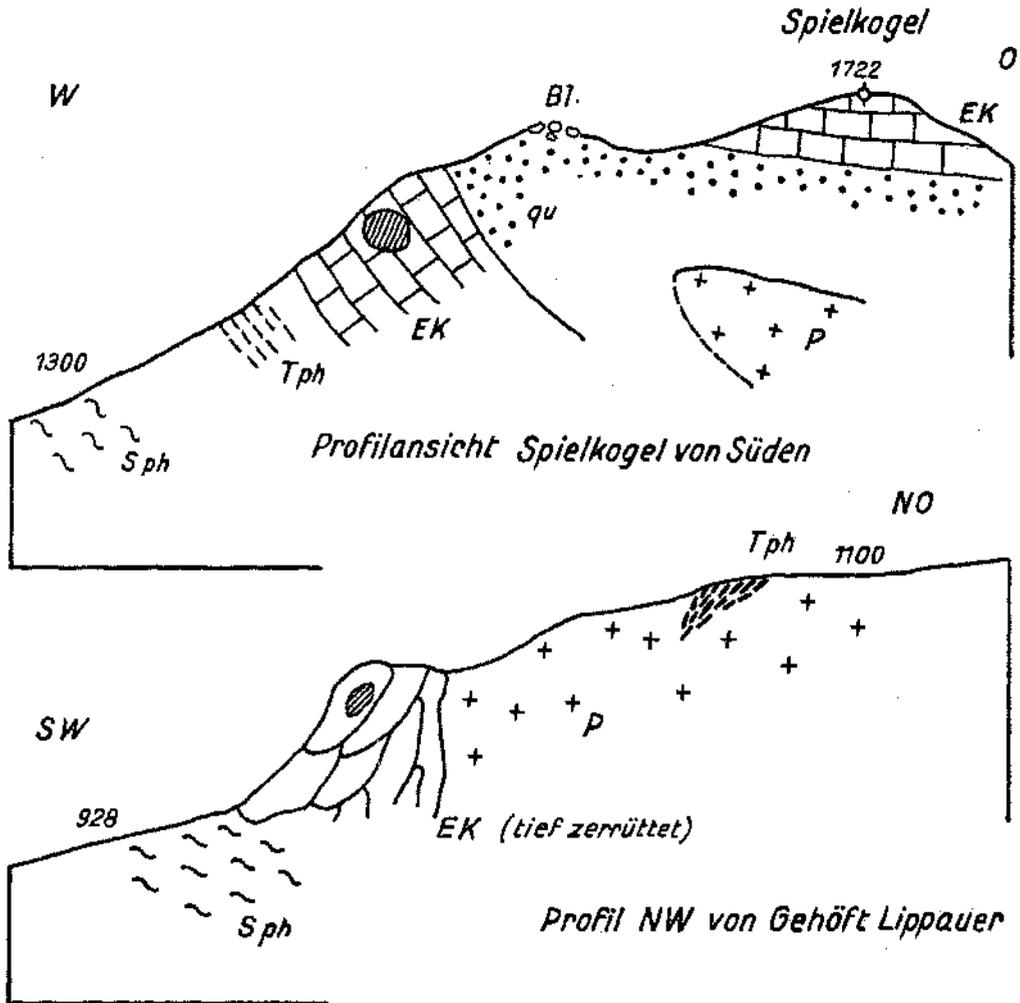


Abb. 3. Zwei Profile vom Westrand der Serie Porphyroid-Erz führender Kalk.
P = Porphyroid. *Tph* = phyllitische Tonschiefer. *qu* = Quarzit. *Bl.* = Gipfelblockwerk Quarz. *EK* = Erz führender Kalk mit Rohwand. *Sph* = Serizitphyllite, Quarzite der Karbonserie.

Der Bereich des Flitzengrabens bedeutet nach allen Beobachtungen für den Verlauf der silurdevonen Porphyroid-Kalkplatte ein beträchtliches Störungsgebiet. Klar erscheint hier eine Ost-West gerichtete Bewegung, welche den Erz führenden Kalk an der Ostseite des Flitzengrabens unter den Porphyroid einstülpt und damit das Ende des südlichen Schuppenzuges anzeigt. Korrelat zu dieser Bewegung scheint die Aufwölbung des Karbons im Flitzengraben zu stehen. Der etwaige Einfluß

der O-W-Bewegung auf den nördlichen Schuppenzug (Zeyritzalk) ist infolge Abtragung nicht mehr beobachtbar; wohl hat es den Anschein, als wenn auch der Zeyritzalkzug des Hohenecks an dem NS gerichteten Störungsrand sein Ende fände. Das wäre mit den Ergebnissen von Radmer nicht gut in Übereinstimmung, dort wurde der O—W gerichtete Bewegungsvorgang mit Sicherheit älter als der NW—SO streichende Schuppenbau gefunden.

Jedenfalls ist das Ost—West gerichtete, Nord—Süd verlaufende Störungsende des Erz führenden Kalkes im Flitzengraben als westlicher Außenseiter dem Bewegungssystem der Radmerstörung und den auch im Eisenerzer Gebiet hervortretendem ostwestlichen Querstrukturen zuzuordnen¹⁾. Auf die Beziehung zwischen Radmerstörung²⁾ und Weyrer Bögen wurde bereits in der Radmerarbeit hingewiesen und Ampferer (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1931) hat, die Radmerstörung allerdings zur Gänze für die nachgosauische Tektonik der Weyrer Bögen in Anspruch nehmend, von den Weyrer Bögen über diese Querstrukturen der Grauwackenzone die Brücke zu der Lavanttaler Störung gespannt.

Die etwaigen Beziehungen der Tektonik des paläozoischen Gebirges zur Tektonik der Johnsbacher Kalkalpen sind schwierig aufzuhellen, da hier auch die Kalkalpen Schuppenbau besitzen und außerdem überreiche Geröllhaldenbildung die Untersuchung der Kontakte verwehrt.

Im Johnsbacher Gebiete sind schlagende Für- und Gegenbeobachtungen zur Altersfrage des hauptsächlichlichen Schuppenbaues noch weniger anzustellen als um Eisenerz oder in der Radmer. Eine Aufschiebung der Liaskalke Ost Wolfsbauer auf paläozoische Schiefer ist unzweifelhaft, doch nirgends kommt es zu einer Verschuppung zwischen Mesozoikum und Paläozoikum. Ob die Ostwestschuppung

1) Hier sei in Ergänzung der Radmerarbeit nachgetragen, daß die N—S streichenden Faltenachsen der Grauwackenzone bei Eisenerz schon früher von Heritsch in Verbindung mit den Weyrer Bögen gebracht wurden (Geologie der Steiermark, 1921, u. a. O.); auch Stiny hat die N—S streichenden Querstrukturen im Reichenstein-Wildfeldmassiv festgestellt (Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1922 Heft 1/2 u. 1923 Heft 1/2). Zuletzt hat Stiny, noch ohne auf meine Arbeitsergebnisse in der Radmer Bezug zu nehmen, das Widerspiel von Weyrer Bögen in den Querstrukturen im Raume des Kartenblattes Bruck—Leoben dargestellt (Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1931, Heft 10/11, S. 220).

2) Die Radmerstörung möchte ich nicht mehr als „Annahme“ bezeichnen, wie Redlich (Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagertstätten, S. 112) ohne neuere Studien gegenüber meinen Arbeitsergebnissen meint; sondern diese Störungszone ist mit allen geologischen Befunden als solche ausgestattet; ihr wesentlicher und entscheidender Bewegungsvorgang erfolgte aber nicht am — durchaus nicht geradlinigen — Westsaum des Finstergrabenporphyroids, wie Redlich jetzt vermuten möchte, sondern am Ostsaum desselben, wie aus meiner ausführlichen Begründung hervorgeht. Selbstverständlich ist schon der Natur dieses Bewegungsmechanismus nach auch der Westsaum Bewegungskontakt und als solcher bereits in meinen Profilen dargestellt. Mischgestein von Porphyroid und Tonschiefer macht nur kleine Teile des Ostsaums des Finstergrabenporphyroids aus; ist keineswegs auf diesen beschränkt, sondern auch in der Schuppenstirn im Edelgraben und a. O. vorhanden. Hier für die tektonische Deutung die Feststellung unterlassen, daß die Grungesteine des Kragelschinken gerade den Ostsaum des Finstergrabenporphyroids heglichten, wo doch sonst basische Eruptiva in den Silurschiefern weder westlich noch östlich der Radmerstörung angetroffen werden, hieße eines der natürlichen Hilfsmittel zu einer tektonischen Deutung aus der Hand gehen.

des Erz führenden Kalkes des Flitzengrabens ein Gegenstück im Reichenstein—Kaiblingstock besitzt, werden die Untersuchungen von Ampferer zutage bringen.

Eigenartig bleibt für die Verhältnisse des Flitzengrabens, daß die Porphyroid-Kalkplatte längs der vorgenannten ostwestlichen Einstülpung ihre Unterlage wechselt, von der Karbonserie auf die Silurserie überspringt, letztere dürfte allerdings noch in ausgequetschten Resten zwischen Erzkalk und Karbonserie vorhanden sein. Anscheinend hat die starre Porphyroid-Kalkplatte eine beträchtliche Eigenbeweglichkeit gegenüber ihrer Schieferunterlage besessen. Die Hauptstörungsfläche verläuft im oberen Flitzengraben zwischen den petrographisch ähnlich ausgebildeten Schiefen des Karbons und Silurs; sowohl stratigraphische als auch tektonische Grenzziehung sind hier unsicher, wenig zwingend, und bedürfen noch weiterer Klärung.

Der Südrand der Kalkalpen des Johnsbachtales wurde insbesondere von Bittner, Geyer, Heritsch, Ampferer untersucht. Reichenstein — Ödstein — Hochtor bilden eine Lagerungseinheit, am Reichenstein flach Süd fallend, am Ödstein—Hochtor mehr weniger schwebend bis Ost fallend. Vorgelagert gegen Süden ist ein steil Süd fallender Triaszug Gamsstein — Stadelfeldmauer; dieser Schuppenbau bringt aber nicht mehr die Werfenerschiefer empor. Anders der Kalkzug der Neuburgalpe (Lias und Trias), der zwischen Werfenerschiefer eingekeilt ist und oberhalb Finsterberger sogar die paläozoischen Tonschiefer mit schräger Fläche übergreift. Auch der Südrand von Reichenstein — Kaibling — Sparafeld ist ein Störungsrand, den steilgestellte Werfener, Harnischflächen und tektonische Breccien begleiten.

IV. Erzvorkommen.

In der Arbeit Redlich's wird auf die Geschichte des Johnsbacher Eisen- und Kupfererzbergbaues eingegangen und die bezügliche Literatur erörtert. Die Mehrzahl der historischen Daten über den Eisenerzbergbau bezieht Redlich auf den heute durch Muren größtenteils verschütteten Sensenschmittgangbau im Klausgraben, der auch die qualitativ reichsten Erze geliefert haben soll. An historischen Kupfererzbergbauen oder -schürfen werden erwähnt: Ohnhardskogel,¹⁾ Farnkar (Vornkar), Fuchsriedel, Silberleiten, Finstergraben. Der Bergbau im Finstergraben, 1920 gewältigt, stammt aus dem 18. Jahrhundert (Redlich), die übrigen aus dem 16. Jahrhundert. Größere Bedeutung in der Vergangenheit hat im Johnsbachtal der Bergbau weder auf Eisenerz noch auf Kupfererz besessen.

Die Verrohwandung ist innerhalb des Erz führenden Kalkes allgemein und reichlich. Sowohl der Zeyritzalkzug als die ihm südlich

¹⁾ A. v. Muchar, „Beiträge zu einer urkundlichen Geschichte der altnörischen Berg- und Salzwerke“ (Steiermärkische Zeitschrift, 11. Heft, 1833), welcher diesen als auch die folgenden Fundpunkte aufzählt, schreibt wohl richtig: Ainödskogel. — Derselbe Autor erwähnt als Gegenstand des Johnsbacher Bergbaues außer Kupfer auch „Blei und schwere Silbererze“, auch Quecksilber wurde einmal gefunden und auf dessen Gewinnung längere Zeit gearbeitet.

vorgelagerten Schuppen bis zur letzten, südlichsten Scholle der Kalkumrandung des Porphyroids Ostseite Flitzengraben führen mehr weniger reichlich Rohwand. Stock- oder lagerartig wird der Kalk von Rohwand durchsetzt, wobei meist die wenig ausgeprägte Schichtung verloren geht. Stöcke und Lager sind unregelmäßig gelappt und schließen öfters mächtige unvererzte Kalkschollen ein (Rotwand, Leohner). Die Rohwandanhäufungen bevorzugen keineswegs die Nähe des Werfenerschiefers, sondern sind ganz unabhängig davon in riesigen Massen entwickelt (z. B. Rotwand, Ohnhardskogel usw.). Auch eine ausschließliche Beziehung der Rohwandansammlung zu den Kontakten mit paläozoischem Schiefer besteht nicht; höchstens, daß eine solche Beziehung für die von Rohwand begleitete Kupfererzführung fallweise zutrifft. (Finstergaben; nicht z. B. für Ohnhardskogel).

Trotz der reichlichen Verroh wandung ist die heute sichtbare Spateisensteinführung im Johnsbachtal nicht häufig und nur an wenigen Punkten beschürft. Da scheint zuerst auffällig, daß diese wenigen Vorkommen gerade im Bereich vom Hoheneck am Westende des Zeyritz kalkzuges anzutreffen sind, dort wo die einstige Überdachung durch Werfenerschiefer am nächsten gerückt ist. Diese Erscheinung ist aber keine bedingte, denn auch das vom Werfener weit abgerückte Ostende des Zeyritz kalkzuges auf der Achnerkuchel, Radmer Süd, birgt ein einst behaut gewesenes Eisenspatvorkommen.

Außer im Kalk sind gangförmige Rohwand- und Spateisenvorkommen auch im paläozoischen Tonschiefer auftretend (Sensenschmittgang: Rohwand und Spateisen; Kölblalm: Rohwand).

Der Eisengehalt der Rohwände ist außerordentlich schwankend; einige Analysen, von der Bergdirektion Eisenerz ausgeführt, werden bei den einzelnen Vorkommen angeführt.

Die Kupfererzführung, Kupferkies und Fahlerz (Silberhalt!) und deren Zersetzungserze, hängt entweder den Rohwand-Spateisengängen im Tonschiefer (Sensenschmittgang) oder den Rohwandvorkommen der Kalke (Finstergaben, Ohnhardskogel) an; zu Rohwand und Kalkspat tritt regelmäßig noch Quarz als Gangart, nach Handstückbeobachtungen jünger als Kupferkies und Karbonate. Auch die kupfererzfreien Rohwandmassen der Kalke werden örtlich (Rotwand) von Quarz in steilen Gängen durchsetzt.

Für die lagerstättenkundliche Beurteilung und damit auch für praktische bergmännische Schlußfolgerungen wäre noch von Wichtigkeit, daß die bisherige Untersuchung über Altersbeziehung von Kupfererzführung und Rohwand-Spateisenbildung auf Grund von Handstückuntersuchung und Lagerungsstudium noch durch mikroskopische Prüfungen erweitert werde. Für den vortektonischen Bestand der Rohwand-Spateisenmassen konnten besonders in Radmer zahlreiche Beobachtungen an Lagerungsverhältnissen ins Treffen geführt werden. Die Beobachtungen im Johnsbachtal sind hierfür weniger günstig zu machen, doch ist auch hier zu sehen, daß sämtliche noch so gestörte oder tektonisch abseits gebrachte Kalkschollen des Silurdevons örtlich von Rohwandbildung ergriffen wurden; die knapp unter dem Silurdevon auftretenden Karbonalkalke sind frei von Eisenerzen.

Die Struktur der Rohwand ist wechselnd, neben der feinkristallinen der Hauptmassen von Rohwand ist grobspätige, auf jüngere Neubildung oder Rekristallisation zurückzuführende Rohwandbildung vorhanden, massig oder in Form von Geäder oder Idioblasten. Gerade die grob-spätige Art ist den oft Kupfererz führenden Rohwandgängen der Tonschiefer eigen.

Im Kupfererzbergbau des Finstergrabens ist zu beobachten, daß die Kupfererze, von spätiger Rohwand begleitet, längs des Kontaktes Schiefer—Kalk verfolgt wurden; hier ist ein ähnliches Vererzungsbild zu zeichnen, wie es Redlich vom Kammerlgraben der Radmer abgebildet hat.

Im Verein mit den Beobachtungen von Radmer ist auch nach den Johnsbacher Beobachtungen für die Kupfererzführung, die meist

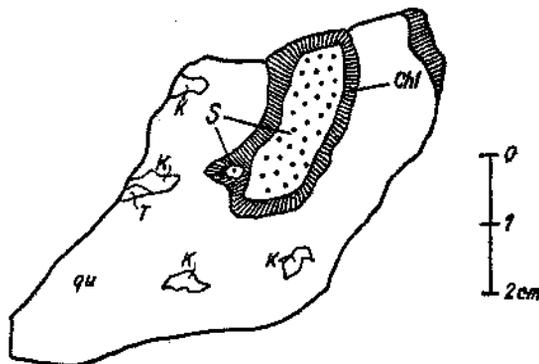


Abb. 4. Chloritsaum um Schiefereinschlüsse im Quarzgang.

S = Bruchstücke von Grauwackenschiefer. *K* = Reste Eisenkarbonat von *qu* = jüngeren Quarz verdrängt. *Chl* = Chlorit. *T* = Talk.

von grobspätiger Rohwand, Spateisen und Quarz begleitet wird, ein jüngerer Vererzungsvorgang gegenüber einer älteren Rohwandbildung anzunehmen.

Das Auftreten zahlreicher jüngerer, rostiger Quarzgänge, die aber auch noch eine Fältelung erlitten, in der Nachbarschaft der Kupfererzgänge im Klausgraben, dürfte noch mit letzteren in Zusammenhang stehen. Für die Bildung dieser Quarzgänge, die z. T. ältere Eisenkarbonatreste umschließen, ist höhere Temperatur der Lösungen in Anspruch zu nehmen, da ausgezeichnete Chloritreaktionssäume an Tonschieferschollen im Quarzgang zu beobachten sind (Abb. 4). Auch Talkbildung kam zustande.

Zu den einzelnen Erzvorkommen ist noch zu bemerken:

Ein ausgedehntes, ziemlich geschlossenes Rohwandvorkommen ist jenes am Westende des Zeyritzkalces oberhalb des Klausgrabens mit den Lokalitäten Schwarzlacken (1090 *m* Seehöhe), Wiesenberg (1100 *m* Seehöhe), westl. Hoheneck (1220 *m* Seehöhe) usw. Ein Teil der Grubenmasse (u. a. Schwarzlacken) ist allerdings nicht mehr auf anstehende Rohwand, sondern auf Felssturz gelegt, dessen Blockwerk, auf Tonschiefer ruhend, noch heute Rutschgebiet ist. Rohwand der Schwarzlacken 8.84 % Fe.

Von der ziemlich dicht gesäten Gruppe der Rohwandvorkommen Nord von Hoheneck weisen Wiesenberg (1100 m Seehöhe) und das westlich hiervon gelegene Vorkommen auch Spateisenbildung auf, ja sogar Blauerz. Wahrscheinlich führen auch noch andere, im dichten Forst nicht immer leicht auffindbare Schurfpunkte Spateisen. Von Wichtigkeit ist, daß hier Terrainoberfläche und Schichtoberfläche des Kalkes ungefähr zusammen fallen, so daß die Vorkommen nahe zu einem und demselben Schichthorizont orientiert sind.

Der Schieferkontakt hat zweifellos als Wegführung insbesondere für Kupfererzlösungen Bedeutung gehabt, das gilt besonders vom Kupfererzvorkommen im Finstergraben; der Bergbau wurde nach Redlich anfangs des 18. Jahrhunderts betrieben. Die drei Querschläge, innerhalb zirka 50 m vertikaler Höhe, haben die Kalkplatte bis zur Schieferunterlage durchfahren und die daselbst aufsetzende Rohwand (8.3 % Fe) mit Quarz und eingesprengtem, z. T. auch schönem, derbem Kupferkies untersucht.

In dem kurzen Stollen „Westliches Hoheneck“, 1220 m Seehöhe (*St*₁ auf Tafel I), erscheint neben Rohwand auch mulmiges Blauerz und Spuren von Kupferkies; hier halte ich die Möglichkeit offen, daß das Blauerz (Brauneisen) aus Rohwandzersetzung hervorgegangen ist. Blauerz 45.02 % Fe. -

Der Zayringer Au-Stollen (*St*₂), zirka 90 m lang in 930 m Seehöhe, nur wenig über der Johnsbach-Talsole, benützt ebenso wie der weiter östlich gelegene Aubergstollen (*St*₃), zirka 35 m lang, 900 m Seehöhe, teilweise die röhrenförmigen, auch schlotartigen Höhlen der schon erwähnten glazialen Höhlenflüsse. Die Stollen schließen bisher nur Rohwände auf. Zayringer Au-Stollen-Rohwand 11.83 % Fe.

Von den zahlreichen übrigen Rohwandvorkommen, welche sowohl im Zeyritzalkzug als auch in den inneren Kalkschollen, Obnhardskogel, Weidalpe, auftreten, ist keines in größerem Maße stollenmäßig beschürft worden.

Das kleine Rohwandvorkommen West-Obnhardskogel führt Kupferkies neben Kalkspat und Quarz.

Von den Eisenerzgängen in den paläozoischen Schiefen ist der Sensenschmittgang im Klausgraben (*St*₄), ferner als Neufund die grobspätige Rohwand am Weg zur Kölblalm (letztere 4.32 % Fe) zu erwähnen. Den Sensenschmittgang beschreibt Redlich als „Netzwerk von Siderit im Schiefer“. Nach demselben Autor ist auch der Bergbau sowie die Hütte seinerzeit von den Muren des Klausgrabens in Mitleidenschaft gezogen worden. Heute ist nur ein kurzer Stollenteil oberhalb des Bachbettes betahrbar. Vielfach wird das Ganggäader von eisenreicher Rohwand gebildet; in Begleitung von Quarz brechen Kupferkies und Fahlerz ein, in karbonatischer Zersetzung befindlich. Die Schiefer sind in Gangnähe manchmal gebleicht; dort, wo sie milde und glimmerig sind, ist ihre Unterscheidung von dem Werfener, dessen Grenze ganz nahe sein muß, unsicher (z. B. Feldort des kleinen Stollens).

Talaufwärts vom Sensenschmittgang stehen im Klausgraben öfters gebleichte Serizitschiefer an, mit gefalteten rostigen Quarzgängchen. Knapp

oberhalb des Steges, auf welchem der Weg zur Mödlingerhütte den Klausgraben übersetzt, ist im Serizitschiefer örtlich eine reichliche Imprägnation von Schwefelkieskristallen vorhanden.

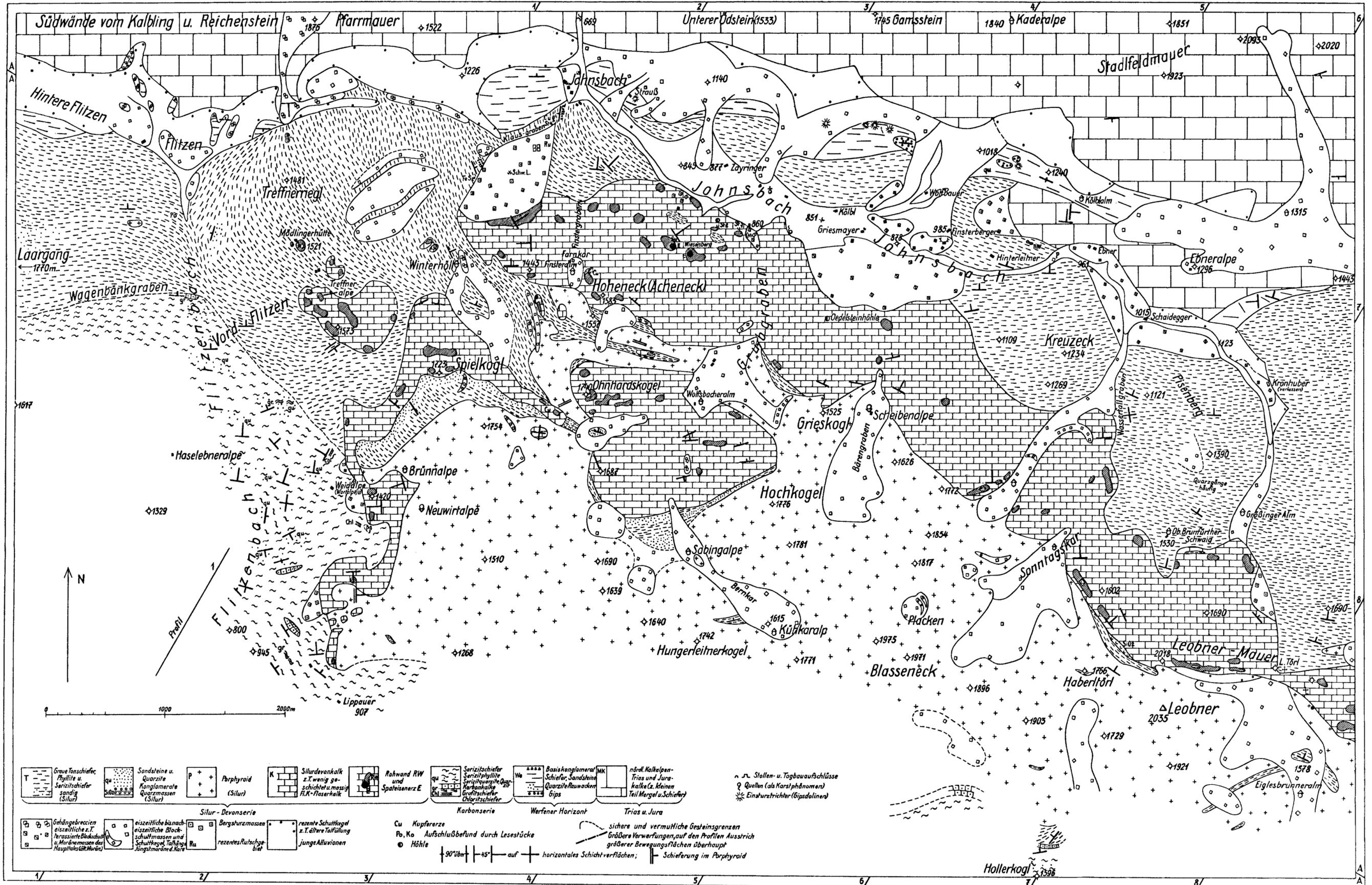
Von der Flitzenalm erwähnt Heritsch eine ältere Angabe (Stur, Geologische Beschaffenheit des Ennstales, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1853, S. 461), daß dort ein Eisenerzbergbau bestanden habe und noch Schlacken zu finden wären; ich suchte vergeblich nach dieser Stelle. Stur bemerkt (S. 469), daß sich in der Nähe dieses kleinen Spateisenvorkommens derselbe „linsenförmig ausgeschiedene“ konglomeratische Grauwackenkalk (Werfener Kalkbreccie?) befinde, welcher auch die Eisenerzvorkommen vom Dürrenschöberl und vom Salberg bei Liezen begleitet.

Geologische Karte der Grauwackenzone des Johnsbachtales.

Neu aufgenommen August—Oktober 1929 unter Benützung der geologischen Karte der Radmer von K. A. Redlich und H. Hlouschek, der geologischen Kartenskizze des Paltentales von F. Heritsch sowie der geologischen Manuskriptkarte der Geologischen Bundesanstalt.
Längen- und Höhenmaßstab der Karten und Profile 1:25.000.

G. Hieblleitner: Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone des Johnsbachtales.

Tafel II



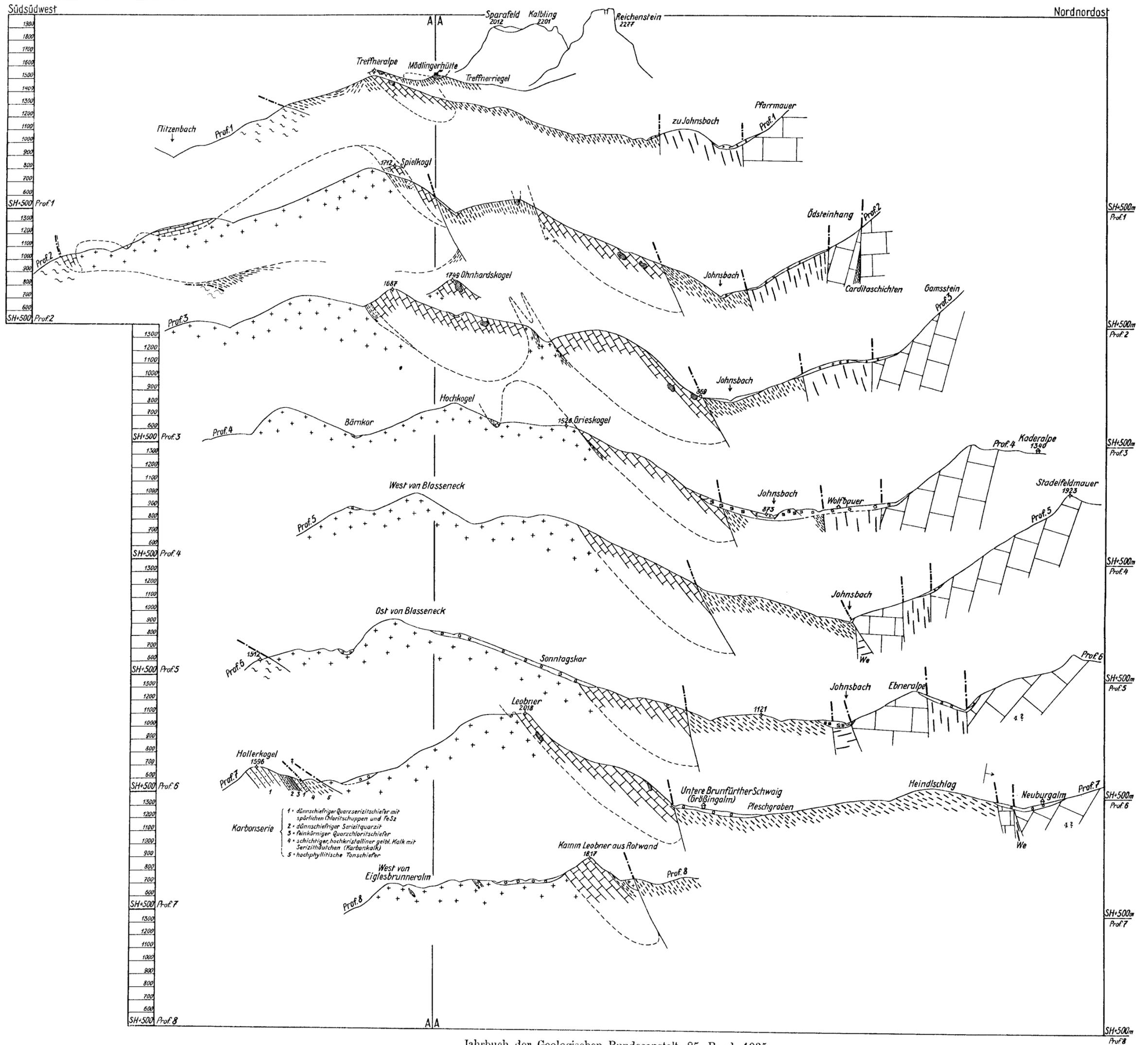
Profile zur geologischen Karte der Grauwackenzone des Johnsbachtales.

Von SSW nach NNO (unter 60° zur Ost-West-Richtung) im Abstand von 1200 m.

Maßstab 1:25.000.

Tafel III

G. Hiebleitner: Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone des Johnsbachtales.



Über einige wenig bekannte kristalline Magnesitlagerstätten Österreichs.

Von K. A. Redlich, Prag.

(Mit 14 Abbildungen.)

Obwohl in den letzten Jahren in der Welt zahlreiche, oft nicht unbedeutende Magnesitlagerstätten aufgedeckt wurden, sind in den österreichischen Ostalpen noch immer die meisten und reichsten Vorkommen zu finden.

Ein Großteil von ihnen wurde bereits monographisch behandelt; von Ost nach West: in Niederösterreich das Semmeringgebiet,¹⁾ in Steiermark Arzbach—Veitsch,²⁾ Hohenburg—Wiesergut,³⁾ Häuselberg bei Leoben,⁴⁾ Jassing bei St. Michael,⁵⁾ St. Martin an der Enns,⁶⁾ St. Erhart bei Breitenau,⁷⁾ in Kärnten St. Oswald,⁸⁾ Stangalpe, Kothalpe,⁹⁾

¹⁾ Redlich K. A.: Das Karbon des Semmering und seine Magnesite. Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1914, S. 205 (dasselbst die gesamte ältere Literatur).

²⁾ Redlich K. A.: Der Karbonzug der Veitsch. Z. f. prakt. Geol., XXI. Bd., 1913. — Michiel: Quarzitschiefer der Veitsch und Rumpfschiefer von Neuberg. Tschermarks Min. petr. Mitt. 1913, XXII. Bd., S. 175. — Petrascheck W.: Führer zur montan-geologischen Exkursion nach Obersteiermark. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 1928, S. 144.

³⁾ Kittl E.: Das Magnesitlager zwischen Trofajach und Oberdorf an der Lamming. Verh. d. Geol. Staatsanst. Wien 1920, S. 91. — Redlich K. A.: Die Magnesitlager des Wiesergutes bei Oberdorf an der Lamming. Verh. d. Geol. Staatsanst. Wien 1921, Nr. 4 u. 5.

⁴⁾ Redlich K. A. und Cornu F.: Zur Genesis der alpinen Talklagerstätten. Z. f. prakt. Geol., XVI. Jahrgang, 1908, S. 145. — Doelter C.: Über die Entstehung der Talk(Speckstein)lager. N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., Beil. Bd. XXXIX, S. 521.

⁵⁾ Unbedeutendes Vorkommen, öfters beschürft, zum erstenmal in Vaceks Manuskriptkarte Leoben—St. Michael 1:75.000 verzeichnet.

⁶⁾ Redlich K. A.: Der Magnesit bei St. Martin. Z. f. prakt. Geol., XVII. Jahrgang, 1909, S. 103. — Trotz der scheinbar großen Ausdehnung dieses Vorkommens ist dasselbe namentlich durch Kalk und Dolomit derart verunreinigt, daß nur verhältnismäßig kleine Partien abbauwürdig sind, wie dies Redlich in obzitierter Arbeit hervorgehoben hat. Durch umfangreiche Schurfarbeiten deutscher Industrieller in den Jahren 1918—1919 wurden diese Verhältnisse bestätigt; daran ändert auch nichts das Gutachten Beyschlags und die an dasselbe angeschlossenen persönlichen Angriffe Aschers. — Ascher F. H.: Der kristalline Magnesit bei St. Martin. Z. f. prakt. Geol., XXV. Jahrgang, 1917, S. 66.

⁷⁾ Clar E., Cloß A., Heritsch F., Hohl O., Kuntschig A., Petrascheck W., Schwinner R. und Thurner A. Die geologische Karte des Hochlantschgebietes in Steiermark. Mitt. d. nat. Ver. f. Steiermark, Graz 1929, Bd. 64/65, S. 3.

⁸⁾ Redlich K. A.: Zwei neue Magnesitvorkommen in Kärnten. Z. f. prakt. Geol., 1908, Bd. XVI, S. 270.

⁹⁾ Redlich K. A.: Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätten. Beitrag zur Geschichte des österreichischen Eisenwesens. Verlag J. Springer, Wien-Berlin, und Stahl und Eisen, Düsseldorf 1931, Abt. I, H. 1, S. 142—153. — Schwinner R.: Geologische Karte und Profile der Umgebung von Turrach 1:25000, Graz 1931, Verlag Leuschner und Lubensky.

in Tirol Nößbacher Joch,¹⁾ im italienischen Teil Tirols Trens nahe bei Sterzing,²⁾ Zumpanell und Stiereck am Fuße des Ortler.³⁾ Andere Lagerstätten sind dagegen in der Literatur entweder ganz unbekannt, nur kurz gestreift oder in der Beschreibung ergänzungsbedürftig; mit diesen soll sich vorliegende Studie befassen.

Wald (Steiermark).

Besitz der Alpen Montan A. G. in Wien.

Nordöstlich der Kirche des Ortes Wald auf der Wasserscheide des Palten-Liesingtales mündet ein steiler Graben, in welchem man bald auf einen mit Tonschiefer verfalteten Kalkfelsen stößt. Von diesem Vorkommen aus trifft man nach NW im Streichen weitere geringfügige an Kalklinen gebundene Magnesiteinlagerungen.

In der Nähe von Vorwald im Haupttal zeigt bereits Vacek in seiner von ihm aufgenommenen Karte 1:75.000 St. Johann am Tauern, daß die Kalk-Dolomit-Magnesit-Tonschiefergesteine das Generalstreichen SO—NW verlassen und mit O—W-Richtung nach dem jenseitigen Ufer des Sulz(Liesing)baches streben. In diesem Bug liegt der Magnesit-tagbau der Alpen Montan A. G. mit seinen zehn Etagen. Er ist quer zum Streichen der Schichten angeschnitten.

Der Magnesit ist eisenarm, weiß, grobspätig, sehr rein und nur durch den höheren Glanz von den kalkreicheren dolomitischen Partien zu unterscheiden. Der Eisengehalt beträgt im Durchschnitt 1—2% und steigt selten auf 3%, weshalb sich das Material zweifellos auch zum kaustischen Brennen sehr gut eignet. Der manchmal stärker auftretende Talk — meistens tonerdehaltig — und der Klinochlor (Rumpfit), lassen sich durch Aufbereitung leicht entfernen. Döll beschreibt von Wald Pseudomorphosen von Rumpfit nach Magnesit. Das Magnesitvorkommen von Wald gehört zu den „großen“ der Ostalpen.

Analysen zeigen die besondere Reinheit des Materials, das in seiner Farbe und Zusammensetzung an Oberdorf in Steiermark und Radenthein in Kärnten erinnert.

SiO ₂	0·34
FeO	1·56
Al ₂ O ₃	1·98
CaO	0·64
MgO	46·41
Glühverlust	49·30

¹⁾ Schwinner R.: Das Paläozoikum am Brenner. Zentralbl. f. Min., Jahrgang 1925, Abt. B, S. 241.

²⁾ Großkristalline Dolomite, verwachsen mit Talk und Rumpfit, bilden schwache kleine 2—3 cm starke Linsen im Quarzphyllit. — Canaval R.: Das Magnesitvorkommen von Trens bei Sterzing in Tirol. Z. f. prakt. Geol., Jahrgang 1912, S. 320.

³⁾ Hammer W.: Ein Nachtrag zur Geologie der Ortleralpen (Magnesit am Zumpanell und Stiereck). Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst., 1909, S. 199. Ein besonders interessantes kleines Vorkommen, da es in die Triasdolomite hineinreicht.

Eine für die Genesis nicht unwichtige Beobachtung hat Petrascheck, 1 (S. 220), gemacht. „Im Hangenden der Lagerstätte von Wald sieht man zwischen Talkschiefern dicke Bänke von Magnesit, ganz aus quer zur Schichtung stehenden handgroßen Kristallen bestehend“. Aus dieser Stellung schließt Petrascheck auf eine ursprüngliche, nicht durch nachträgliche Umkristallisation beeinflusste Lage dieser Kristalle.

Die Fortsetzung des großen Magnesitstockes von Vorwald am rechten Liesingufer, gegen Süden hin, beschreibt bereits Döll, 2. Der stark verfaltete Magnesitzug wurde von Heritsch, 3, ausführlich beschrieben. Die von hier gegen den großen und kleinen Schober ziehenden und mit dem

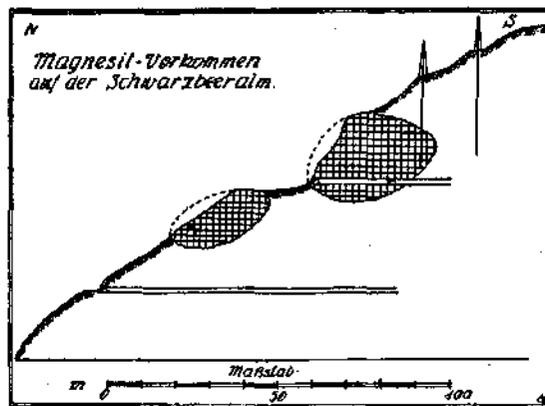


Abb. 1.

Magnesit in inniger Berührung stehenden Kalkrippen sind Keile, beziehungsweise Reste von übereinanderliegenden Faltenzügen, und bilden Zonen im Chloritschiefer. Einzelne kleine Magnesitpartien sind mehr oder weniger von ihrem Muttergestein, dem Kalk, vollständig losgelöste und im Schiefer verknetete Stücke. Unmittelbar bei der Schwarzbeeralm liegt ein solches Vorkommen. Nördlich von dieser wurde ein großer Block durch umfangreiche Schurfarbeiten untersucht; er erwies sich als ein in die Schiefer verkneteter fast kugelig Stock von zirka 40.000 Tonnen Bruttoinhalt (Abb. 1).

Weiters entnehmen wir der Arbeit Heritsch, daß südwestlich vom Großschober, zwischen dem Bauer Beilsteiner und dem Bärensohlsattel, innerhalb der Chlorit-, Graphit- und Serizitschiefer eine Kalklinse auftritt, die nach Döll ebenfalls Magnesit enthält, und zwar beim Bauer Reichenstaller und auf einer Wiese des Bauers Igel in zirka 1400 m Höhe südlich des kleinen Schober.

Literatur.

1. Petrascheck W.: Die Magnesite und Siderite der Alpen. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch., math.-nat. Kl., Abt. I, Bd. 149.
2. Döll E.: Ein neues Vorkommen von Rumpfit. Rumpfit nach Magnesit, eine neue Pseudomorphose. Neue Magnesitlagerstätten im Gebiet der Liesing und der Palten. Verh. d. Geol. R. A., Wien 1897, S. 329.
3. Heritsch F.: Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Palntales. Mitt. d. nat. Vereines f. Steiermark, Jg. 1911, Bd. 48, S. 214, Abb. 26.

Sunk bei Trieben.

(Besitz der Veitscher Magnesit A. G.)

Über den Sattel von Wald gelangen wir aus dem Liesing- in das Paltental und zur Station Trieben. Südlich dieses Ortes zieht längs des Triebentales die Tauernstraße. An ihrer Westseite erhebt sich der Triebenstein (1841 m), im Süden begrenzt durch den Tauernbach bis zum Orte Hobentauern, im Westen durch den Sunkbach und im Norden durch das Serpentinmassiv des Lärchkogels. Im SW und W des Triebensteins, an seiner Basis, liegen große Magnesitlagerstätten.

Heritsch hat diese Gegend 1907, I, monographisch behandelt und unterscheidet in seinen diesbezüglichen Arbeiten zwei Schiefergruppen: Chloritschiefer, Quarzite, Phyllite einerseits, und durch Fossilien, die in der unmittelbaren Nachbarschaft in der streichenden Fortsetzung im Preßnitzgraben bei St. Michael gefunden wurden, als Oberkarbon bestimmte Konglomerate, Sandsteine, Graphite und graphitische Schiefer andererseits. Kalke sind in die Schieferkomplexe eingefaltet. Als ein fremdes Glied unbestimmten Alters sieht er den Triebensteinkalk an, der den gleichnamigen Berg aufbaut. Er sieht in ihm eine über die Schiefer hinweggeschobene Masse. An der Basis der Triebensteinkalke, die im Zusammenhang mit dem Magnesit stehen, fand Heritsch später, 2, devonische Korallen. Sie sind durchaus nicht so selten, ich selbst fand solche Korallenreste, ferner Gastropodendurchschnitte und Lamelli-branchiatenschalen auf verschiedenen Etagen des Tagbaues am rechten Ufer, aber auch an der Basis des Magnesitbruches am linken Ufer. Die Schalen der von mir gefundenen Fossilien bestehen mehrfach aus Dolomit und sind dann in grauem, mit dem Magnesit eng verbundenem Dolomit eingebettet.

In seinen zuerst angeführten Publikationen hat Heritsch einen *Productus giganteus* aus dem Sunk beschrieben und daher die Kalke und Schiefer ins Karbon gestellt. — Gelegentlich des Nachweises des devonischen Alters der die Magnesite begleitenden Kalke berichtet er in seiner späteren Arbeit, daß diese Brachiopoden aus nicht anstehendem Gestein stammen und daß er nicht in der Lage sei, diesen Widerspruch zu erklären. In neuester Zeit beschreibt er, 7, „aus den Kalken, welche den Magnesit des großen Magnesitbruches im Sunk begleiten,“ unterkarbonische Korallen. Nach den so durch Heritsch bekannt gewordenen Fossilfunden scheinen die Kalke teils dem Devon, teils dem Karbon anzugehören. Da einerseits petrographische Verschiedenheiten zwischen den devonischen und karbonischen Kalken nicht zu bestehen scheinen, andererseits die beschriebenen Fossilien nur teilweise aus dem Anstehenden stammen, dürfte es unmöglich sein, die einzelnen Kalkpartien zu horizontieren und tektonische Schlüsse zu ziehen.

Im Sunk sind also nach Heritsch bis jetzt folgende stratigraphische Glieder zu unterscheiden: Serizitquarzite, Chloritschiefer, quarzreichere und quarzärmere Phyllite möglicherweise silurischen Alters. Devonische? Kalke, Dolomite und Magnesite, über welchen die Triebensteinkalke zu liegen kommen. Karbonische sandig-tonige Graphitschiefer, Graphite, Konglomerate und Kalke.

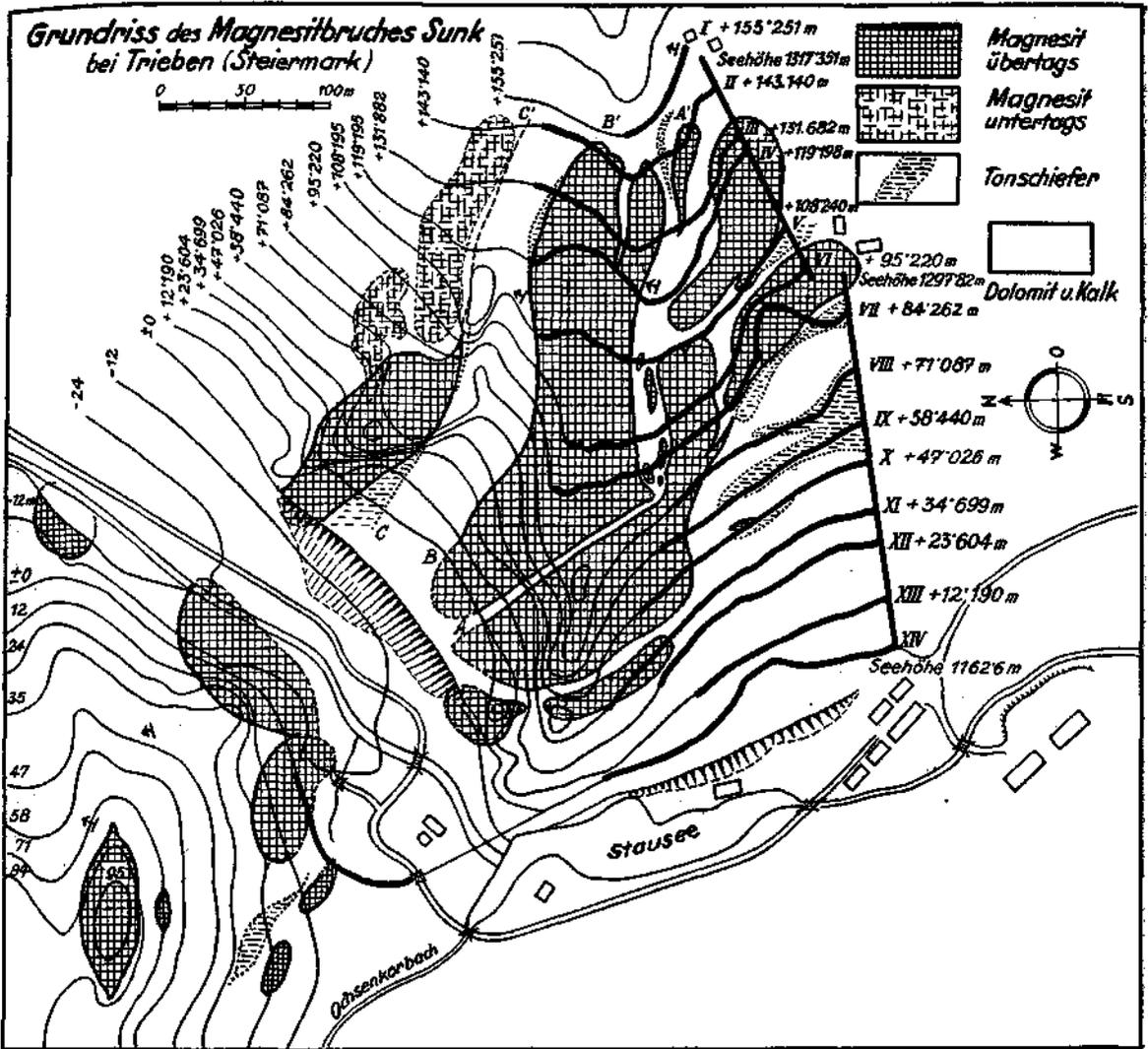


Abb. 2.

Die außerordentlich komplizierten tektonischen Verhältnisse erkennt man am besten in dem so ausgezeichnet aufgeschlossenem Magnesitbergbau, der vom Verfasser dieser Zeilen so genau als möglich geologisch kartiert wurde, wobei nur zu bemerken wäre, daß ihm leider nur ältere Abbaukarten zur Verfügung standen (Abb. 2).

Am rechten Ufer (Abb. 3) sind die Magnesitkörper in zahlreiche größere und kleinere Stöcke zerlegt, zwischen welchen Graphitschiefer, Phyllite, Dolomite und Kalke, also Gesteine der gesamten Serie, eingefaltet sind, so daß die Magnesitkörper förmlich in dieser Grundmasse schwimmen. Im Stollen der V. Etage, der die Lagerstätte streichend bis an ihr Ende verfolgt hat, sieht man deutlich das abgerundete Ende des Magnesitstockes in stark gestörtem Schiefer und Dolomit liegen. Wir können drei Hauptlagerstätten vom Liegenden zum Hangenden zählen.

Verfolgen wir das Profil am rechten Ufer vom Liegenden zum Hangenden (Abb. 3), so sehen wir an der Basis Kalk, Phyllit und in

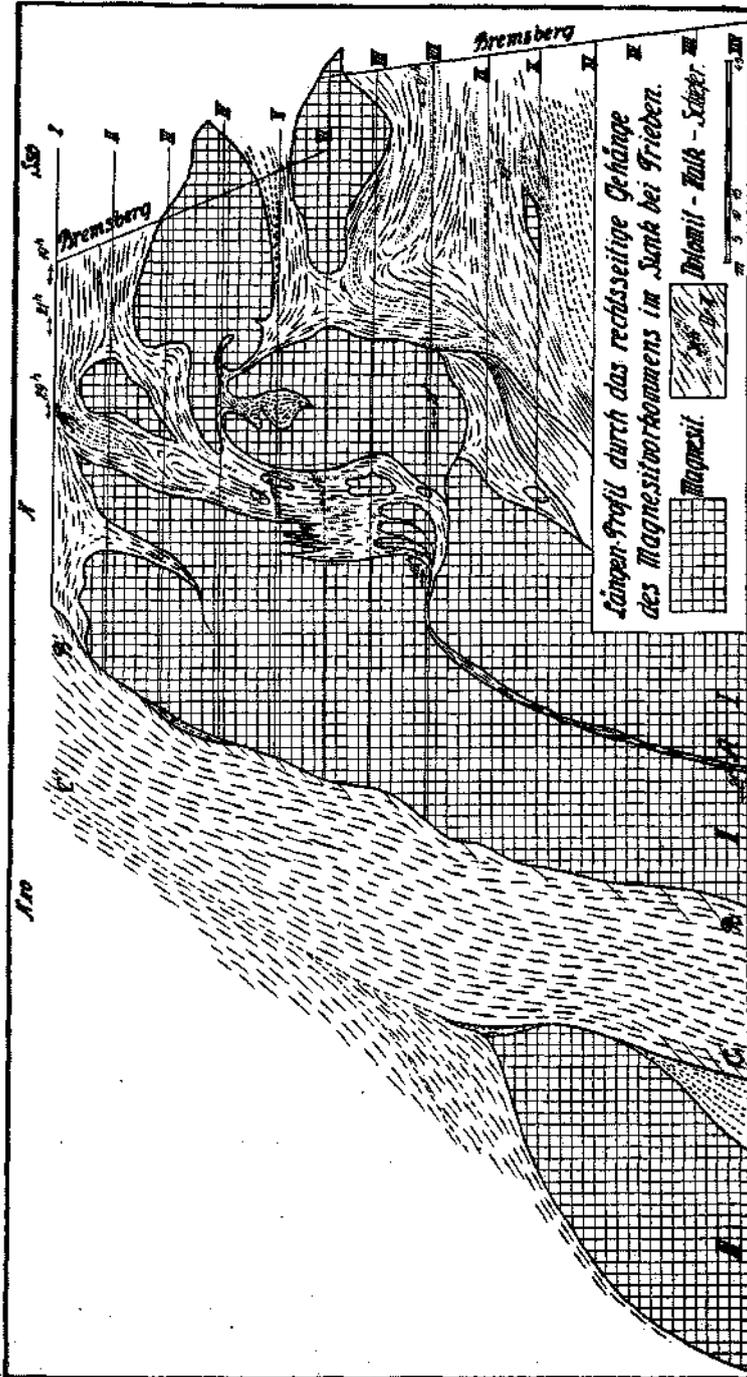


Abb. 3.

der unmittelbaren Nachbarschaft des Magnesit Dolomit. In diesen Gesteinen liegt die in kleinere Körper zerlegte Lagerstätte I. Sie ist von II durch einen Kalk-Dolomit-Tonschieferstreifen A—A', der an einzelnen Stellen größere Magnesitschollen enthält, getrennt.

Diese charakteristische Leitschicht läßt sich von Etage I bis auf Etage XIV verfolgen, ihr Streichen schwankt zwischen 17 und 19°

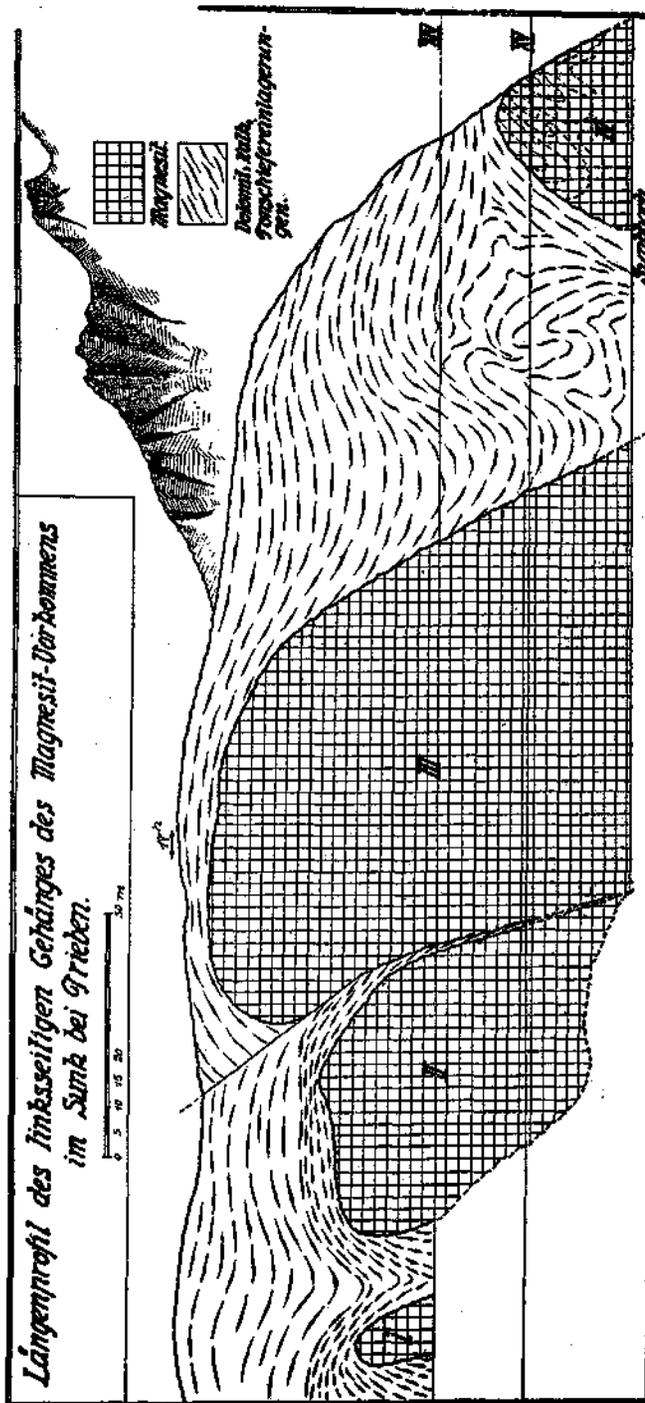


Abb. 4.

und biegt erst wieder auf den unteren Etagen in die normale Richtung von 21^{h} um. Die Lagerstätte bildet eine einheitliche Masse von Etage III bis Etage XIV, wo sie wohl bald ihr Ende gegen die Tiefe zu erreichen dürfte. Eine deutliche Störung mit eingequetschten Liegend-schiefern, die sich durch horizontale Rutschstreifen als Seitenverschiebung kundgibt (B—B'), bildet die Hangendgrenze der Lagerstätte im Nordosten.

Eine Parallelstörung C—C', ebenfalls begleitet von Liegendstiefen, schneidet einen Kalk-Dolomitstreifen heraus, der die Unterlage der Lagerstätte III bildet. In der Grube legt sich III nach oben flach und zieht dann wieder steil nach aufwärts, ohne in diesem Teil am Tage auszubeißen, wohl eine Folge der Störung C—C'. Am Kopf des oberen Bremsberges erhält man den Eindruck, als ob die Kalke des Triebensteines sich flach auf die Magnesitmasse legen würden.¹⁾

Die Aufschlüsse am linken Ufer des Sunkbaches, die Heritsch bereits kannte, zeigen ein fast noch schwerer zu entwirrendes Bewegungsbild (Abb. 4). Das Profil zeigt im allgemeinen gegen Nordost einfallende Magnesitschichten, auf welchen Kalke liegen, aus denen der Magnesit IV von unten her nochmals aufsteigt. Die Schichten sind außerordentlich zusammengestaucht, die spröde Dolomit-Magnesitmasse wird von den weicheren Gesteinen eingehüllt. Das Profil beginnt mit Kalk, der an einer Verwerfung abschneidet, daran schließt sich ein Kalkstreifen, aus welchem der Magnesit I emporsteigt. Die Magnesitmasse II wird von einer dünnen, teilweise dolomitierten Kalkschicht begrenzt, die nach unten auskeilt, vielleicht der Einlagerung A—A' des anderen Ufers entsprechend. Durch Schurfarbeiten wurde festgestellt, daß diese Störung die Magnesitkörper II und III gegeneinander verschiebt. Das auffallendste aber ist, daß sich der Block II, nach Stollenaufschlüssen und Bohrungen zu schließen, gegen Nordwesten in der Tiefe flach legt und daß bei 60 m (Bohrung VI), beziehungsweise bei 32 m (Bohrung IV) noch nicht das Ende der Magnesitlagerstätte erreicht worden ist. Obertags finden wir bergaufwärts in nordwestlicher Richtung in einer Entfernung von zirka 120 m, getrennt durch Triebensteinkalk, eine kleinere und eine größere Magnesitlinse, die von Ost nach West streichen und den Eindruck des Gegenflügels von II machen, obwohl dies bei der außerordentlichen Verknetung der Schichtung ohne Grubenaufschlüsse nicht zu entscheiden ist. Sunkabwärts sehen wir durcheinander gefaltete, am Magnesit III abgerissene Kalke, aus welchen talabwärts die schon von Heritsch erwähnte Magnesitantiklinale IV auftaucht. Bei genauer Betrachtung derselben sehen wir im Magnesit eine intensive Verfaltung angedeutet.

Verfolgen wir das Sunktal flußaufwärts, so treffen wir am Abhang des Triebensteines an der Nordlehne des Irzenberggrabens eine kleine Magnesitablagerung, die schon im Triebensteinkalk liegt. Das gleiche gilt für die Höhe 1561 m, nördlich der Hellaalm, und für den Schober, von wo bereits Heritsch Magnesit im Kalk erwähnt. Heritsch will diese Kalke von den Triebensteinkalken abtrennen und ihnen eine andere stratigraphische Stellung geben.

Aus dieser Spezialaufnahme erhält man den Eindruck, daß bei der Vorwärtsbewegung des Triebensteinmassivs die Unterlage vollständig verknetet wurde, wobei beide Schiefergruppen mit dem Kalk verfaltet wurden und zahlreiche Zerquetschungen und Zerreißen erfolgten.

¹⁾ Um den Magnesiagehalt des den Magnesit begleitenden Kalkes zu prüfen, wurden zahlreiche Gesteinsproben, teils aus der Nähe des Magnesits, teils aus größerer Entfernung untersucht; dabei zeigte es sich, daß nur in der aller nächsten Nähe des Magnesits der Kalk an zahlreichen Stellen vollkommen dolomitiert ist, sonst aber der MgO-Gehalt im Kalk zwischen 0—4% schwankt.

Im Sunk kann man mehrere für die Entstehung der Magnesite wichtige Beobachtungen machen. Vor allem können wir mehrere Arten von Magnesit unterscheiden. Die lichtgraue Art zeigt 2—5 mm große Kristalle, die weißen grobkörnigen Magnesite haben bis zu 4 cm große Kristalle. Letztere sind jüngere Nachschübe in der älteren grauen Grundmasse, ähnlich den lichten Dolomitgängen. Weiters beobachtet man seit langem die sogenannten Pinolitmagnesite, welche aus pignolienförmigen Magnesitkristallen bestehen, die durch eine mehr oder weniger starke Tonschieferschichte voneinander getrennt sind. Nach der Stärke der Tonschieferzwischenlagen richtet sich der größere oder kleinere Tonerde- und Kieselsäuregehalt der Magnesite. Weinschenk, 5, hat die Pinolit-



Abb. 5.

Kokardendolomit aus dem Magnesitbruch Sunk bei Trieben.
(Graue Dolomitgerölle umflossen von jüngeren weißen und grauen Dolomit.)

magnesite als Abscheidungen im Tonschiefer erklärt, welche Erklärung von Petrascheck, 6, in treffender Weise ergänzt wurde. Petrascheck weist mit Recht auf den Umstand hin, daß sich der Pinolitmagnesit am Rande der Lagerstätte einstellt oder aber wo tonige Verunreinigungen oder Schieferreste vorhanden sind. Im Stollen der Etage XIV konnte vom Verfasser dieser Zeilen eine solche Ausbildung in den den Magnesit begrenzenden Schiefer beobachtet werden; hier hat sich der Magnesit an den Schieferungsflächen in Pignolienform abgesetzt. Der Magnesitkristall schiebt, wie Petrascheck sagt, beim Wachsen die Verunreinigungen zur Seite, die Kristalle umhüllen sich mit der Tonsubstanz. Dieser Vorgang kann innerhalb des ursprünglichen Kalkblockes vor sich gehen oder auch im Nebengestein, wenn die Magnesialösung aus dem Kalke in den benachbarten Schiefer übergreift. In der Pinolitmasse liegen zuweilen auch

Kristalle mit einem schwarzen Punkt in der Mitte, wodurch oft Krinoidenstielglieder mit Nahrungskanal vorgetauscht werden.

Ein Ortsbild, das uns die Entstehung des Magnesites gut zeigt, ist auf Etage VII zu sehen. Der Magnesit greift hier auf der rechten Seite deutlich in das gebankte Nebengestein, ist förmlich mit ihm verwachsen, auf der linken Seite schneidet er an einer Störung ab, die an der Basis durch neuerliches Vordringen der Magnesialösung verheilt zu sein scheint.

Hochinteressant ist das Bild einer Breccie, die als breiter Streifen mitten in der Magnesitmasse gefunden wurde (Abb. 5). Graue, teilweise verquarzte Dolomitbrocken sind von weißen Dolomitkränzen umgeben und stecken in grauer Dolomitzwischenmasse.

Nicht zu vergessen sind die von Großpietsch, 8, beschriebenen, bis fingernagelgroßen Apatite, die in einem Dolomitgang, auf Dolomit aufgewachsen, gefunden wurden und anzeigen, daß die schon oben erwähnten dolomitischen Nachschübe ebenfalls der Erzbildungsphase angehören. Das Übergreifen des Magnesites auf die tektonisch verwalzten Tonschiefer zeigt uns deutlich, daß die Magnesialösung erst nach erfolgter Gebirgsbildung eingedrungen ist, die zahlreichen im Schiefer eingewalzten Magnesitschollen beweisen aber, daß auch nach der Metasomatose noch Bewegungen stattfanden.

Im Sunk gelang es zum ersten Mal, Krinoidenstielglieder zu finden, welche nach einer Analyse des Laboratoriums der Veitscher Magnesit A. G. 43·34% MgO bei einem Gehalt von 2·68% CaO enthalten, also eine fast vollständige Umwandlung des Kalkes in Magnesit zeigen. Derartige Umwandlungserscheinungen wurden vom Verfasser dieser Zeilen schon im Jahre 1913 an Krinoidenstielgliedern vom Sattlerkogel der Veitsch beobachtet (siehe Redlich-Großpietsch „Die Genesis der kristallinen Magnesite und Siderite“, Zeitschr. f. prakt. Geol., 21. Bd., S. 94), doch hat Leitmeier die von Großpietsch durchgeführte Analyse angezweifelt. Da das Material von O. Großpietsch zur Analyse vollständig aufgebraucht und wegen seiner Seltenheit kein neues zu beschaffen war, lag der Gedanke an eine Verwechslung nahe. Durch die neuen Funde und die oben angeführte Analyse erscheint die Richtigkeit der ursprünglichen Angabe bestätigt.

Literatur.

1. Heritsch F.: Über einen neuen Fund von Versteinerungen in der Grauwackenzone von Obersteiermark. Mitt. d. nat. Vereines f. Steiermark, Jahrgang 1907, S. 21.
2. Heritsch F.: Geologische Untersuchungen in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen. Sitzungsber. d. k. Akademie der Wissenschaften in Wien, math.-nat. Klasse, Bd. CXX, Abt. I, S. 95.
3. Heritsch F.: Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Paläntales (Obersteiermark). Dasselbst ausführliches Verzeichnis der älteren Literatur. Mitt. d. nat. Vereines f. Steiermark.
4. Heritsch F.: Korallen aus dem Kalk des Triebenstein-Sunk bei Hohentauern (Grauwackenzone des Paläntales in Obersteiermark). Mitt. d. geol. Ges. Wien, Bd. III und IV, 1916, S. 152.
5. Weinschenk E.: Das Talkvorkommen bei Mautern in Steiermark. Z. f. prakt. Geologie, 1900, Bd. 8, S. 41.

6. Petrascheck W.: Die Magnesite und Siderite der Alpen. Sitzungsber. d. Akademie d. Wissenschaften Wien, math.-nat. Klasse, Abt. I, Bd. 141, 1932, S. 195.
 7. Heritsch F.: Unterkarbone Korallen aus dem Sunk bei Trieben. Mitt. d. nat. Vereines f. Steiermark, Bd. 70, 1933, S. 76.
 8. Großpietsch O.: Apatit aus dem Magnesitbruch im Sunk (Steiermark). Zeitschr. f. Krist., Bd. LIV, S. 461.

Lassing bei Selztal.

Wenige Kilometer von Trieben entfernt trifft man nach Angabe von Döll (l. c. S. 103) nächst Singsdorf im Paltental bei der Kalkwand, welche oberhalb der Besitzung des Herrn von Manner, vormals Weinmeister, beginnt und bis gegen Rottenmann zieht, Pinolit-Magnesit.

Über Rottenmann hinaus, in einem Paralleltal der Enns, setzt sich der Kalk in Form von Linsenzügen fort. Auch an diesen Kalk sind grobkristallinische Magnesiteinschlüsse von verschiedener Größe gebunden. Zahlreiche Analysen zeigen, daß das Gestein aus einer Mischung von vorwiegend Dolomit und ganz verschwindend Magnesit besteht. Solche Gesteine treffen wir beim Bauer Nocker (Putzer) und weiter im Streichen beim Bauer Widmoser. Auf einer nördlich dieses Fundpunktes gelegenen Wiese (Kiesel) westlich vom Bauer Mangner ist ein Blockfeld von magnesitähnlichem Dolomit zu sehen, welcher wohl größtenteils von der nördlich gelegenen Wand stammt. Geyer scheidet in seiner geologischen Karte von Liezen 1:75.000, Z. 15, Kol. X, N. W. Gruppe 20, diese dolomitreichen Magnesite kurzweg als Magnesit aus.

Pongau in Salzburg.

(Schwarzach-St. Veit—Goldegg—Dientener Tal—Klingspitze.)

Zwischen Schwarzach-St. Veit und den Dientener Bergen, westlich des gleichnamigen Tales, in Salzburg, liegt eine große Zahl von Magnesitvorkommen verschiedener Größe, welche die folgenden gemeinsamen Merkmale aufweisen. Größere und kleinere Linsen von Magnesit-Dolomit, von welchen mehrere deutlich eine tektonische Beanspruchung nach ihrer Bildung zeigen, werden von altpalaeozoischem (Silur?, Devon?) dunklen und lichten Phyllit (Trauths Pinzgauphyllit der Grauwackenzone) eingeschlossen. Das Streichen der Schichten, speziell der Magnesitlinsen, geht, abgesehen von einzelnen Verbiegungen, im großen ganzen nach 20^{h} — 21^{h} . In seiner großen Monographie der Radstätter Tauern und des ihnen vorgelagerten Vorlands führt bereits Trauth, I, eine Reihe dieser Magnesitvorkommen an.

Die in beiliegender Karte (Abb. 6)¹⁾ mit fortlaufenden Nummern bezeichneten Vorkommen wurden vom Autor dieser Zeilen im Detail studiert; die Besonderheiten jedes einzelnen sollen im folgenden kurz beschrieben werden.

¹⁾ Die Abbildung stellt eine Verkleinerung der vom Österreichischen militärgeographischen Institut in Wien herausgegebenen Sektionsblätter 5050/3 und 4, 1:25.000, St. Johann im Pongau (Z. 16, Col. VIII), Sektion SO und SW dar; an Hand dieser sind die Punkte im Terrain leicht zu finden.

1—3. Rettenfeldalpe unter der Klingspitze. Unterhalb (nördlich) der Rettenfeldalpe (Brünnlingsalpe 1651 m) ist ein tektonisch zerrissener Kalk zu sehen, in welchem unregelmäßig Magnesit und Dolomit aufsetzt (1). Die verhältnismäßig größte Masse (2) liegt in einer Höhe von zirka 1750 m, westlich der Brünnlingsalpe; die Lagerstätte ist zirka 6 m mächtig, fällt flach gegen den Berg ein und ist streichend zirka 60 m zu verfolgen. Gegen die Teufe scheint sie sich steil zu stellen und bald auszukeilen. Die Zusammensetzung des Magnesites ist aus folgender Analyse zu ersehen.

SiO ₂	1.21
FeO	4.37
Al ₂ O ₃	2.37
CaO	1.64
MgO	41.86
Glühverlust ..	48.55
	100.00

In der Dolomitmasse der Klingspitze setzt ein weiterer unbedeutender Magnesitstreifen auf.

5. Schienbergergut. Das größte Vorkommen der Pongauer Magnesite liegt auf dem sogenannten Schienberger Gut. Es gehört der Veitscher Magnesit A. G. Der Dientener Bach, der gerade an dieser Stelle die Magnesite durchschneidet, gibt uns einen guten Einblick in diesen Magnesitstock. Die Mächtigkeit schwilt bis auf 65 m an, die Längserstreckung kann mit zirka 500 m angenommen werden, seine Abbauwürdigkeit steht außer Frage. Am linken Ufer des Baches liegt die SO-Spitze des Vorkommens, die durch den Felsen im Bauerngut Sommerbichl gebildet wird. Die Analysen zeigen folgende Zusammensetzung:

	I		II	
	roh	gebrannt	roh	gebrannt
SiO ₂	0.38	0.76	0.54	1.09 %
FeO	2.46	Fe ₂ O 5.50	FeO 4.55	Fe ₂ O ₃ 10.15 "
Al ₂ O ₃	0.25	0.50	0.34	0.69 "
CaO	0.74	1.49	0.13	1.07 "
MgO	45.02	91.75	43.13	87.00 "
Glühverlust ...	50.55	—	50.92	— "

4. Bergkendl. Die westliche Fortsetzung des Schienbergmagnesites nach einer Unterbrechung von zirka 400 m ist eine durch Tonschiefer in mehrere übereinanderliegende Streifen zerlegte Masse von etwa 200 m Länge mit einer maximalen Mächtigkeit von 20 m. Das Streichen der Lagerstätte geht nach 20^h, das Fallen nach 14^h mit einem Winkel von 65°. Der Abbau kann lohnend wohl nur mit dem vorerwähnten Schienbergmagnesit durchgeführt werden.

Analysen (Oebbeke, München).

SiO ₂	0.47	0.42
Al ₂ O ₃	0.24	2.82
CaO	0.91	0.31
MgO	44.01	43.38
FeO	3.71	4.22
Glühverlust ..	50.75	48.85

6. Scheiblegg. Im Kesslgraben, südlich des Bauerngutes Scheiblegg, findet sich ein unbedeutender, wenige Kubikmeter fassender Magnesitstock; im selben Graben durchschneidet der Bach am Weg, der zum Haupttal führt, eine steilstehende Dolomittalkbank, deren Einwulzung in den Tonschiefer klar und deutlich zu sehen ist. Über die folgenden unbedeutenden Vorkommen (7, 8, 9) ist nichts weiter zu sagen. Ein Block im Bachbett bei der Brücke im Dientenergraben, bevor man zum Schienbergergut kommt, zeigt eine auffallende Streifung (S. 112). Außerhalb unseres Kartenblattes, im Norden beim Dorfe Dienten, wurde an der Straße eine größere Magnesitknauer gefunden, die, ähnlich wie unterhalb des Gasthofes Ferroli beim sogenannten Schwefelhäusel, beim Straßenbau fast vollständig abgebaut wurde.

10, 10a. Langeggkogel. In einer Höhe von zirka 1400 m, südlich des Langeggkogels, wurden zwei übereinanderliegende, durch Tonschiefer voneinander getrennte zirka 20 m lange Magnesitstreifen von 4 und 8 m Mächtigkeit erschürft (10), die sich gegen Osten in einzelne Blöcke auflösen. Ein derartiger Block wurde in einer Entfernung von zirka 50 m vom Hauptvorkommen gelegentlich von Schurfarbeiten bloßgelegt: er steckt als abgerundeter Knollen ganz verwalzt im Phyllit, ein schönes Beispiel für die schon öfters beobachtete Erscheinung, daß über den fertigen Magnesit noch eine jüngere Tektonik hinweggegangen ist (Abb. 7). Etwas weiter südöstlich davon wurde eine ähnliche zirka 15 m lange und 4 m breite Linse (Hochgaun 10a) untersucht, die in der Tiefe nach wenigen Metern den Übergang in Dolomit zeigte. Analysen dieser zwei Fundpunkte:

	10	10a
SiO ₂	4·23	1·43
FeO.....	1·95	5·00
Al ₂ O ₃	0·31	1·19
CaO.....	0·10	5·69
MgO.....	44·32	38·22
Glühverlust ..	49·00	48·33

Die folgenden Vorkommen liegen teils am Kamm, teils an den Hängen gegen den Wengerbach, der bei Schwarzach in das Salzachtal mündet.

11. Hendlwald. 18. Klein-Rohrer. 17. Hochploj westlich. 16. Hochploj östlich. 19. Roßbach-Weng. 20. Klein-Rohrer im Tal. Im Hendlwald (11) unter der Kote 1563 treffen wir einen Kalk-Dolomitstreifen (Streichen 20^a, Verfläachen 2^b), in welchem eine 3—4 m mächtige Magnesitlinse von zirka 8 m Länge einbricht. Das Hangende derselben bilden tektonisch geschieferte Kalke. In der streichenden Fortsetzung liegen einige unbedeutende kleine Magnesitlinsen (17, 18, 19) von 4—5 m Mächtigkeit. Eine größere Lagerstätte (16) von 6—7 m Mächtigkeit zieht bis in den östlichen zirka 20 m tiefen Graben. Sie wurde dort durch einen etwa 100 m langen Stollen streichend untersucht; die Mächtigkeit des Magnesites war in dieser Tiefe bereits auf die Hälfte gesunken. Auf dem Klein-Rohrergut (20), zirka 40 m über der Talsohle, liegt eine schwach magnesitisierte Dolomitbank im Tonschiefer, die durch drei Überschiebungsflächen in drei deutliche Schuppen zerlegt ist (Abb. 8).

12, 13. Wengerwald. Nahe am Kamm in der Nähe der Kote 1488 steht ein 20 m mächtiger, nach 18^h streichender und 50 m weit verfolgbarer Magnesitfelsen an (12). Tiefer unten, beim Holzpointner am Beginn eines Grabens, findet sich nach einer Unterbrechung die streichende Fortsetzung einer aus zwei Bänken bestehenden und schließlich in einzelne Blöcke aufgelösten Linse von zirka 100 m Länge.

Weiter im Norden stehen bei Kote 1617 und 1736 Dolomitfelsen zutage, die durch ihre schwache Magnesitführung die Fortsetzung der Magnesitzone anzeigen.

15a, 15b, 15c. Grünstein. Mitten im Wald steht eine nach 21^h streichende Wand von zirka 60 m Länge, 10 m Mächtigkeit und 25 m obertägiger Höhe. Die Aufschlüsse im Bachbett lassen es wahrscheinlich erscheinen, daß sich dieselbe gegen die Tiefe in einzelne Linsen auf-



Abb. 7. Magnesitblock im Phyllit tektonisch verwalzt.

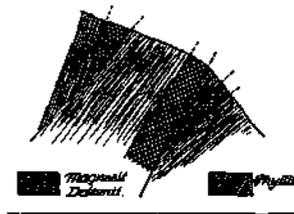


Abb. 8. Verschuppung der Magnesit-Dolomitbank an der Lehne des Tales.

löst. Südlich davon liegen, namentlich bachabwärts, kleine blockartige Vorkommen (15b, 15c). Analysen von Grünstein V. M. A. G.:

	15a	15b	15c
SiO ₂	1·15	1·08	1·07
FeO	5·59	9·18	5·63
Al ₂ O ₃	1·48	1·52	1·69
CaO	0·71	0·15	0·65
MgO	42·30	39·45	40·98
Glühverlust..	48·77	48·62	48·98

30. Hochleiten. Ein Felsen von etwa 20 m ohertägiger Höhe, 15 m Mächtigkeit und 75 m Länge läßt das Vorkommen beschürfenswert erscheinen.

SiO ₂	4·68
FeO	7·40
Al ₂ O ₃	0·71
CaO	0·89
MgO	36·44
Glühverlust ..	49·82

23. Glocknerhütte. 22. Wiebenalpe. 24. Wiebenbauer. 25. Brennerlehen. Wenn man von der Glocknerhütte abwärts steigt, findet man im Bachbett an dessen linkem Ufer bis 2 m hohe Magnesitblöcke. Verfolgt man das linke Gehänge aufwärts steigend, so sieht man in den Wasserrissen ähnliche Blöcke, ohne größere anstehende Massen anzutreffen. Es sind dies durch die Erosion bloßgelegte Lagerstätten. Ähnliche kleinere Vorkommen sind auf der Wiebenalpe (22), beim Wiebenbauer (24) und im Brennerlehen (25), das bereits auf der

Mühlbacher Seite liegt. In unmittelbarer Nähe dieses Magnesitblockes findet sich eine kleine Ankeritmasse (26), die bereits der nördlich vorgelagerten Siderit-Kupferkieszone der Ostalpen angehört (Mühlbach, Salzburg).

Gegen Urpaß im Tal des Wenger Baches und an den Ufern desselben erscheinen einige kleinere Magnesitlinsen und Stöcke, deren Streichen zwischen 18^h und 23^h liegt. Über sie ist nichts besonderes zu sagen.

Drei Analysen solcher Blöcke mögen hier Erwähnung finden:

	37 (Pichl)	35 (Hannsbauer)	36 a (hinter der Peitlermühle)
SiO ₂	0·84	1·54	1·22
FeO	3·18	3·47	2·29
Al ₂ O ₃	0·54	0·95	1·14
CaO	0·55	5·36	0·52
MgO	44·54	40·23	44·42
Glühverlust ..	50·35	48·46	50·31

21a). Zweillingbauer. 21. Bernlau. 21b). Sommerbichler. Beim Bauer Zweiling (21a) liegen zwei nach 21^h streichende Magnesitparalleltrümer. Das südliche hat eine Mächtigkeit von 25·5 m und eine obertags zu messende Länge von 68 m. Ein Bohrloch ergab, daß der Magnesit in der Tiefe nach wenigen Metern sein Ende findet. Das nördliche Trumm hat beiläufig die Hälfte an Masseninhalt, als das zuerst beschriebene. Ein ziemlich gleich großes Vorkommen trifft man nahe dem Ufer des Wengerbaches im Wald (21b). Es ist reiner Pinolit-Magnesit, der an einzelnen Stellen deutlich die Auskristallisation des Magnesits im Tonschiefer zeigt.

	21 a Zweillingbauer	21 a Zweillingbauer	21 b Sommerbichler	21 b Sommerbichler
SiO ₂	2·52	0·43	1·54	2·14
Fe ₂ O ₃	3·62	2·74	2·67	2·61
Al ₂ O ₃	0·98	0·98	1·07	1·30
CaO	12·91	1·97	1·50	1·04
MgO	34·07	43·86	43·09	43·92
Glühverlust ..	45·60	49·93	50·00	48·90

Einzelne größere Blöcke erheben sich in der benachbarten Wiese.

38. Judenhof. Östlich von Judenhof befindet sich ein kleiner Steinbruch, dessen Magnesit als Schotter Verwendung fand. Ein anderer Magnesitblock liegt bei Schloß Goldegg. Nordöstlich von Judenhof zeigen nach 21^h streichende Dolomitstreifen den weiteren Verlauf der Dolomit-Magnesitzone an.

Wagrein. Nördlich von Wagrein, zirka 2 km vom Orte entfernt, trifft man unmittelbar beim Hinterleitnergut (Jandlbauer) auf einen kleinen Steinbruch, in welchem eine Magnesitknauer im Schiefer eingebettet erscheint.

SiO ₂	1·54
FeO	2·66
Al ₂ O ₃	1·07
CaO	1·50
MgO	43·09
Glühverlust ..	50·00

Das Vorkommen, von Trauth, I, bereits erwähnt, hat nur deswegen Interesse, weil es in 10 km Entfernung gegen O die Fortsetzung der Magnesit-Dolomit-Kalkzone anzeigt.¹⁾

Die hier besprochenen Magnesitvorkommen drängen sich auf einen verhältnismäßig kleinen Raum zusammen. Nur in der Semmeringgegend ist in den österreichischen Alpen eine ähnliche große Zahl massiert. Es sind im Phyllit eingehettete größere und kleinere Linsen und Stöcke von Kalk-Dolomit-Magnesit. Sie liegen in mehreren nach 21^h streichenden Zonen, die zweifellos Störungen folgen, innerhalb welcher vielleicht schon während, sicher aber nach der Bildung des Magnesits Zerreißen und Zerquetschungen der Kalk-Dolomit-Magnesitbänder stattfanden und so die heutige Linsenform mit oft vorhandener Unterteilung verursachten.

Literatur.

1. Trauth F.: Geologie der nördlichen Radstätter Tauern und ihres Vorlandes. Denkschr. d. Akad. d. Wissenschaften in Wien, math.-nat. Klasse, 100. Bd., S. 101; u. 101. Bd., S. 29. — Dasselbst ausführliches Literaturverzeichnis.

2. Fugger E.: Das Dientener Tal und seine alten Berghäue. Mitt. d. Ges. f. Salzburger Landeskunde, XLIX. Vereinsjahr, S. 121.

Berg Dienten—Hintertal—Bachwinkel—Jezzbachtal.

Betrachten wir die von Trauth aufgenommene geologische Karte der Pinzgauer Phyllit(Grauwacken)zone zwischen Saalfelden und Mitterberg (l. c.), sowie die dazugehörigen Profile, so sehen wir von S nach N eine Reihe von Kalkeinfaltungen, welche oft bis auf spärliche Reste ausgewalzt sind. Diese Kalke sind, wie schon gesagt wurde, das Muttergestein der Magnesite. Nördlich von den Magnesiten des Dientener Tales, bei Berg Dienten sich anschließend, sind ähnliche Einfaltungen von Kalk-Dolomit-Magnesit anzutreffen, die von Kieselschiefern, Phylliten und Chloritschiefern begleitet werden (Abb. 9).

Berg Dienten. — G. Aigner¹⁾ beschreibt diese Magnesite mit den nachfolgenden Worten: „Am Weg vom Dorf Dienten zum Filzensattel, nicht weit nach der Abzweigung des Weges zur Erichhütte, steht ein hochaufragender isolierter Palfen Magnesit. Zusammen mit dem Magnesit kommt ein fleischroter kristalliner Kalk vor, dessen erste Schichten stark durchbewegt sind; sie sind in schwachen Lagen (5—10 cm) gefaltet und gebogen, während die angrenzenden Partien dickere Lagen bilden, welche nicht so stark gestört sind und neben den fleischroten auch blässere bis graue Flecken aufweisen. Der Kalk ist von zahlreichen weißen Kalzitadern durchsetzt. Es handelt sich um typischen Sauberger Kalk, wie er sich am steirischen Erzberg findet (Devon). Der Sauberger Kalk, über dem gegen N zu Magnesit liegt, ist zusammen mit diesem nahezu senkrecht aufgerichtet. Jenseits des Baches, knapp vor der Kapelle am Fuße des Filzensattels, steht am Wege über Magnesit hellgrauer, von Pyritkristallen durchsetzter Marmor an; über diesem folgen gelbliche Kalke, ebenfalls in nahezu senkrechter Stellung und O—W streichend. Es folgt abermals eine Magnesitlage und

¹⁾ Die von Trauth im Radstätter Quarzphyllit etwas NO von der Ahornkarhütte (SO von Wagrein) erwähnte kleine Magnesitlinse ist eisenschüssiger Dolomit.

oberhalb der Kapelle, nach einem mangelhaft aufgeschlossenen Wegstück im Bach roter Orthocerenkalk (Obersilur), ähnlich dem von Fieberbrunn, nur ist der Orthocerenkalk hier bedeutend stärker durchbewegt. Er streicht wie die übrigen Schichtglieder O—W, steht aber nicht steil, sondern fällt sehr flach gegen S ein. Gegen N zu folgen Werfener Schichten.“

Die Magnesite setzen sich folgendermaßen zusammen:

SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Göhverlust
18·58	2·79	0·66	4·75	33·47	39·75
1·36	1·98	0·75	1·06	44·87	49·98

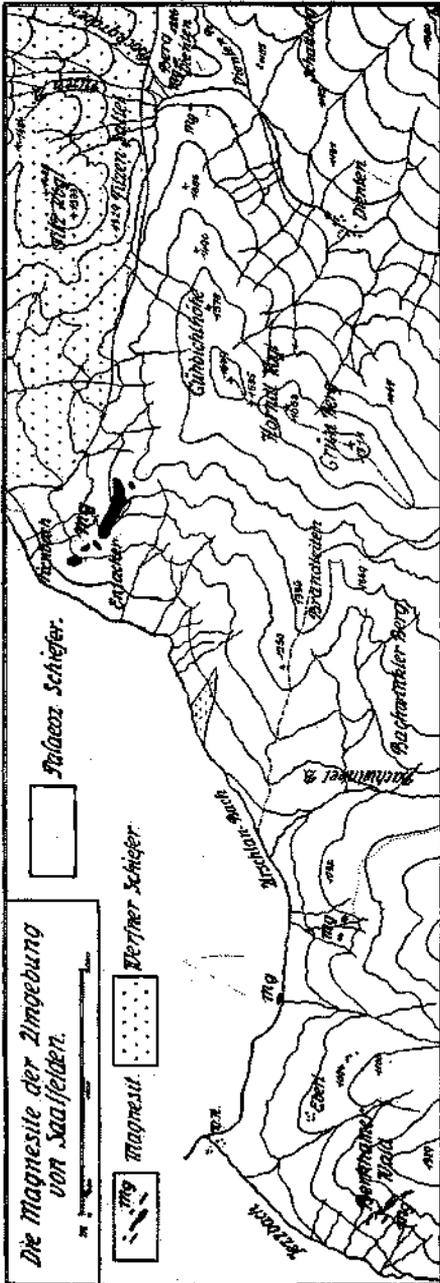


Abb. 9.

Hintertal (Eigentum der Austro-Amerikanischen Magnesit-A.-G. in Radenthein). Gehen wir über den Filzensattel in das Hintertal. Östlich vom Bauer Entacher streicht eine Bergrippe zum Gühbichl (1639 m). Das Liegende dieser Kammzunge bilden schwarze Kieselschiefer, wie sie vom Kitzbühler Horn, von Fieberbrunn, vom steirischen Erzberg usw. lange bekannt sind und durch die Graptolithenfunde von G. Aigner und Heritsch als silurisch bestimmt wurden. Über diesen folgt, nach 7—8^h streichend, Dolomit und Magnesit, der im Tale unten mit einem Winkel von 20—30° einfällt, sich auf der Höhe aber fast ganz flach legt. Bei Kote 1350 m keilt die Magnesitmasse nach einer Umbiegung bis 23^h aus. Ein schmaler Streifen roter Werfener Schiefer legt sich zwischen Kieselschiefer und Magnesit-Dolomit. Dies darf uns nicht wundern, da die Trias des Hochkönigsmassives nur wenige Kilometer nordostwärts beginnt. Bei Kote 900 m des Urschlautes verzeichnet auch Trauth eine ähnliche Werfener Schiefermasse.

Die Magnesitlagerstätte von Hintertal ist größtenteils von so feinkörniger Struktur, daß der meist braune Magnesit nur äußerst schwer von dem ähnlich gefärbten Dolomit zu unterscheiden ist. Erst eine genaue Untersuchung und

eine vorzügliche Materialkenntnis läßt die Ausdehnung dieses Vorkommens erkennen, das in seiner Hauptmasse auf eine Länge von 300 *m* als flachgelagerte breite Rippe leicht verfolgbar ist.

Die chemische Zusammensetzung des Magnesites und des ihm sehr ähnlichen braunroten Dolomites ergibt sich aus folgenden Analysen:

	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Glühverlust
	3.88	3.99	1.44	1.48	42.45	47.26
	2.66	3.88	0.82	2.35	42.59	47.70
	4.83	3.07	0.75	1.16	42.65	47.54
	3.65	5.01	2.27	0.72	41.16	47.14
	2.80	3.14	1.58	0.06	43.66	48.76
	1.45	2.72	0.40	1.16	44.31	49.96
	4.41	3.71	0.94	2.78	41.82	46.84
	3.07	2.42	1.58	0.41	44.52	48.00
	3.68	2.82	1.27	1.18	43.30	47.75
	5.59	2.49	2.76	2.04	42.04	45.08
Rotbrauner Dolomit...	4.07	5.12	2.03	25.74	20.36	42.68

Bachwinkel. Talabwärts im sogenannten Bachwinkel deutet ein kleiner Dolomitblock im Tal und zwei Magnesitlinsen an der Lehne in zirka 980 *m* Höhe die Fortsetzung des Zuges gegen Westen an.

Jezzbachtal. (Eigentum der Austro-Amerikanischen Magnesit A. G. in Radenthein.) Vom Gasthof Schwaiger (Unterberg) führt ein Weg an der rechten Lehne des Jezzbaches, an einer alten Mühle in einem Seitengraben vorbei, weiters über drei Wasserrisse zu den Magnesiten des Jezzbachtals. Mehrere sich überschneidende Linsen, durch schwarzen Schiefer von einander getrennt, ziehen bergaufwärts. Sie beginnen als kleinere Blöcke zirka 100 *m* über dem Bachbett. Bei 1040 *m* liegt die erste größere Lagerstätte von zirka 70 *m* streichender Länge und 25 *m* Mächtigkeit. Parallel mit dieser Linse streicht das Hauptlager nach 8—9ⁿ bei einem Verflachen nach 2—3ⁿ. Der Winkel, mit dem es einfällt, geht von 30° bis zur Saigerstellung. Die Länge des Hauptlagers beträgt weit über 150 *m*, seine größte Mächtigkeit 70 *m*. Mehrere Stollen, streichend getrieben, zeigen eine große Tiefe an. Eine kleine unbedeutende Hangendlinse liegt zirka 150 *m* talaufwärts. Nach oben läuft schließlich das Ganze als magnesitarmer Dolomitstreifen in einer Höhe von zirka 1250 *m* aus, nachdem das Streichen vorher in die Südrichtung umgeschwenkt war.

Die Jezzbacher Lagerstätte ist verhältnismäßig dolomitarm; am Rand zeigt sie deutliche Pinolitstruktur, was so weit führt, daß schließlich nur mehr einzelne Magnesitkristalle im Tonschiefer schwimmen. Viele der Einzelkristalle haben, ähnlich wie im Sunk, einen schwarzen Punkt in der Mitte und verleiten zu der Annahme, daß wir es mit Krinoidenstielgliedern zu tun haben. Auch die Streifenmagnesite sind in allen Übergängen entwickelt. In die Schichtfugen der Tonschiefer dringt die Magnesialösung und erweitert sie beim Auskristallisieren zu kleinen Lagergängen, wie wir sie vom steirischen Erzberg als Siderit und Ankeritgänge kennen. In einem weiteren Stadium wird der Tonschiefer völlig aufgezehrt, so daß nur noch dunklere Streifen im Magnesit an den ursprünglichen Zustand erinnern.

Petrascheck, 3 beschreibt einen im Schiefer eingelagerten Ankerit-Dolomitgang, den er mit Recht für eine Spaltenausfüllung hält, die am Ende der Umwandlungsvorgänge aus den Restlösungen auskristallisierte. Es braucht nicht erst hervorgehoben zu werden, daß die pinolitische Entwicklung oft zu einem höheren Tonerde- und Kieselsäuregehalt führt.

Die Analysen von Rohmagnesiten ergaben:

SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Glühverlust
2.22	7.82	1.97	1.07	40.18	46.74
1.62	8.20	0.65	2.82	39.68	47.08
1.96	5.68	1.03	0.26	42.61	48.46
5.20	5.45	2.63	0.20	40.60	45.92
1.50	4.34	1.66	1.09	42.57	48.84
8.20	4.13	1.87	3.10	37.85	44.85
1.88	5.22	0.68	0.51	42.97	48.79
3.53	5.19	1.63	1.40	40.92	47.33

Literatur.

1. Trauth F.: Geologie der nördlichen Radstätter Tauern. I. c.
2. Aigner G.: Eine Graptolithenfauna aus der Grauwackenzone von Fieberbrunn in Tirol, nebst Bemerkungen über die Grauwackenzone von Dienten. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissenschaften Wien, math.-nat. Klasse, Abt. I, 140. Bd., S. 23.
3. Petrascheck W.: Die Magnesite und Siderite der Alpen. I. c. S. 201.

Inschlagalm im Schwarzleotal.

Beim Orte Hütten am Fuße der Leoganger Steinberge mündet der Schwarzleobach in die Leoganger Ache. Verfolgen wir den Bach gegen seinen Ursprung beim Spielberg Almhaus, so sehen wir, daß er ein Gebiet durchschneidet, das nach Ohnesorge, 3, 1. aus lichten Grauwacken- und Tonschiefern, 2. dunklen Ton-, Grauwacken- und Serizitschiefern, 3. stark verockerten, oft brecciösen Dolomiten, die auf dem Schieferkomplex 2 auflagern, besteht. Diese Dolomite sind in zahlreiche größere und kleinere Linsenzüge zerlegt. Dem Alter nach sind die Gesteine in das Silur und Devon zu stellen. Gümbel fand in ihnen Graptolithenreste.

Seit Jahrhunderten kennt man an beiden Ufern des Baches eine Reihe von erzführenden Punkten, die bereits oft Gegenstand der Beschreibung, 1, waren.

Die größte Lagerstätte liegt am Nöckelberg unter der Kote 1532 m. Nach Ohnesorge, 3, „ist über den dunklen Ton- und Serizitschiefern und den dazu gehörigen Dolomiten der ältere lichte Grauwackenschiefer überschoben. Das ganze Schichtpaket wird durch jüngere Brüche in einzelne Teile zerlegt. Der Überschiebungsvorgang gab die Veranlassung, das heißt Wegbahnung für die Nöckelerze. Sowohl in der Aufschiebungsfläche und in den durch die Aufschiebung entstandenen Rissen, als auch in den tektonisch zerrissenen Dolomiten zeigen die Gangausfüllungen den Lösungsweg an“.

Der Mineralinhalt der Gänge besteht aus Sulfiden (Kupfer-, Schwefelkies, Kupferfahlerz, Bleiglanz, Antimonit, Jamesonit, Arsenkies, Speis-

kobalt, Weißnickelkies, Rotnickelkies, Gersdorfit), Karbonaten (Kalkspat, Dolomit, Breunerit, Ankerit, Siderit), Anhydrit, Gips, Cölestin und Baryt.

Einige Gangkarbonate und ihr Nebengestein wurden analysiert und ergaben folgende Zusammensetzung:

	Dolomit Spielberg I	Dolomit Spielberg II	Gangmasse Nöckelberg III	Gangmasse Nöckelberg IV	Gangmasse Nöckelberg V	Gangmasse Vogelhalten VI	Gangmasse Schwarzleo VII
FeO	1.83	3.36	11.30	4.69	24.62	4.97	3.97
CaO	28.66	29.00	0.40	25.30	4.94	19.31	26.77
MgO	20.59	19.22	35.33	16.25	24.81	27.37	21.81
MnO	1.59	2.40	—	—	—	—	—
Unlöslicher							
Rückst. ...	1.03	0.03	5.44	11.62	—	—	—
Wasser } ..							
CO ₂ }	46.30	45.99	48.53	42.14	45.63	48.35	47.45

Wir sehen in diesen Gangkarbonaten Mineralien vor uns, wie wir sie in den Magnesit-Breuneritlagerstätten zu finden gewohnt sind.

Mit dem Bergbau Schwarzleo am rechten Bachufer wollen wir uns nicht weiter beschäftigen, da er, trotz des interessanten, in ihm befindlichen Fahlerz führenden Gipsstockes, zu der Magnesitfrage nicht in direkter Beziehung steht.

Anders verhält es sich mit dem Bergbau Vogelhalten, 1, der in unmittelbarem Zusammenhang mit der Magnesitlagerstätte der Inschlagalm steht. Vom ehemaligen Berghaus Vogelhalten, jetzt Vogelgut genannt, zieht eine Dolomitmasse gegen W zur Inschlagalm. Am Ostabfall liegen zwei, zwischen Liegendschiefer und Dolomit getriebene Stollen (Johann und Thomas) mit ähnlichen Erzen wie am Nöckelberg, im Westen trifft man in den gleichen O—W streichenden Dolomiten eine Magnesitlagerstätte.

Unmittelbar südlich der Inschlagalm wird der Dolomitzug durch drei Schiefereinlagerungen in vier Blöcke geteilt. Der erste, bei der Alm gelegene, enthält auf zirka 50 m Länge größere und kleinere Magnesitstreifen. Der letzte vierte Hügel, welcher steil gegen die Vogleralm abfällt, hat eine zirka 4 m mächtige Magnesiteinlagerung mit fein eingesprengtem Fahlerz.

Der Magnesit und der benachbarte Dolomit haben folgende Zusammensetzung:

	SiO ₂	FeO	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Glühverlust
1. Magnesit	0.04	6.48	0.02	0.20	42.53	50.28
2. "	0.00	4.29	0.00	5.66	39.99	50.07
3. "	0.08	6.63	0.51	0.66	41.84	50.28
4. "	0.38	6.67	0.51	1.06	41.62	49.76
5. "	0.14	5.96	0.32	1.47	41.72	50.39
6. Dolomit	0.05	1.26	0.07	29.78	21.14	47.30
7. "	0.37	1.68	0.29	30.32	20.48	46.66

Das Vorkommen der Inschlagalm, von Petrascheck schon kurz erwähnt, hat nur untergeordnete praktische Bedeutung, umso größer ist sein wissenschaftlicher Wert.

Es ist zweifellos, daß die von Ohnesorge am Nöckelberg festgestellte große Überschiebungszone des Schwarzleotales, die er als den Zufahrtsweg für die Erzlösung hält, welche die Gänge des Nöckelbergs, Vogelhalten usw. mit Sulfiden und Karbonaten füllte, auch als der

Bringer jener Lösungen anzusehen ist, welcher im Kalk der Inschlagalm die Magnesit-Breuneritlagerstätte zum Absatz gebracht hat. So hat Ohnesorge zum erstenmal in den Ostalpen den Zufahrtsweg jener Erzlösungen gefunden, welche die mit den Schiefen eng verbundenen Kalke vererzt, beziehungsweise in Magnesitlagerstätten umgewandelt haben.

Literatur:

1. Redlich K. A.: Das Bergrevier des Schwarzleotales (daselbst die ältere Literatur). Zeitschr. f. prakt. Geol. 1917, S. 41.

2. Schwarz F.: Beitrag zur mineralogischen und geologischen Kenntnis der Lagerstätte Leogang. Berg- und Hüttemänn. Jahrbuch. Verlag J. Springer, 1930, Bd. 78, S. 60.

3. Ohnesorge Th.: Schriftliches Gutachten über den Bergbau Nöckelberg, 1920.

Fieberbrunn in Tirol.

(Eigentum der Austro-Amerikanischen Magnesit-A.-G. in Radenthein.)

K. A. Redlich und K. Preclik.

Obwohl bei dem heutigen Stande der Kenntnis der Alpen die Entdeckung neuer großer Vorkommen nutzbarer Mineralien unwahrscheinlich schien, ist es der Österreichisch-Amerikanischen Magnesit-A. G. in Radenthein vor wenigen Jahren gelungen, in der Umgebung von Fieberbrunn in Tirol eine Magnesitlagerstätte von ganz bedeutender Ausdehnung aufzufinden und so den Vorrat Österreichs an diesem für die Technik so wichtigen Naturprodukt abermals zu vermehren.¹⁾ Abgesehen davon, daß die Beschreibung eines solchen neuen Vorkommens an sich im Interesse der Wissenschaft wünschenswert erscheint, ist sie im vorliegenden Falle um so mehr angebracht, als die neue Lagerstätte ziemlich erheblich von dem Typus abweicht, den wir in den Ostalpen zu finden gewohnt sind.

Die neuen Vorkommen liegen an beiden Hängen des Schwarzachtals und am linken Hange des Spielbachtals. Beide Täler vereinigen sich, vom S kommend, beim Wirtshaus „Eiserne Hand“ OSO Fieberbrunn. Geologisch gehören die Lagerstätten der ostalpinen Grauwackenzone an.

In nächster Nähe der Magnesitlager sind folgende Glieder der Grauwackenzone entwickelt:

1. Phyllitartige Tonschiefer von grünlicher, grauer, gelegentlich auch rötlichvioletter Färbung, stellenweise durch tiefschwarze Graphitschiefer vertreten.

Im Verbande mit den Phylliten, am linken Schwarzachufer auch an Porphyroid grenzend, treten Diabase auf. Zwei Proben derselben von der Rettenwandalm zeigen typische Ophitstruktur: Leistenförmigen Plagioklas und xenomorphen Augit als Füllmasse neben Ilmenit und Apatit. Die Augite sind zum Teil unter Titanitausscheidung chloritisiert, die Plagioklase unter Neubildung von Epidot und etwas Serizit zu Albit entkalkt, die Ilmenite leukoxenisiert.

¹⁾ Die Lagerstätte ist bisher nur von W. Petrascheck in dessen Arbeit: Die Industrie der kristallinen Magnesite (Int. Bergwirtschaft und Bergtechnik 1930, Bd. 23, S. 157), kurz erwähnt worden.

2. Porphyroide, in der für die Grauwackenzone typischen Ausbildung, enthalten korrodierte Einsprenglinge von Quarz, seltener von Schachbrettalbit in einer serizit- und quarzreichen feinkörnigen Grundmasse. Sie sind jünger als die Phyllite, denn sie enthalten westlich Kote 1692 eckige Einschlüsse von flaserigem Phyllit und von Grauwackenschiefer. Die Phylliteinschlüsse zeigen in einer feinstkörnigen Quarzgrundmasse dichte Züge von Serizitschüppchen, welche von graphitischen Krümeln durchstäubt sind. Auch findet sich etwas Zirkon und Apatit in feinsten Körnchen und Säulchen. Die Grauwackenschiefer, ehemalige Arkosen, bestehen aus mehr oder minder isometrischen Körnern von Quarz, Albit, seltener von Mikroklin oder unregelmäßigen Albit-Mikroklinverwachsungen. Die Körner sind zum Teil

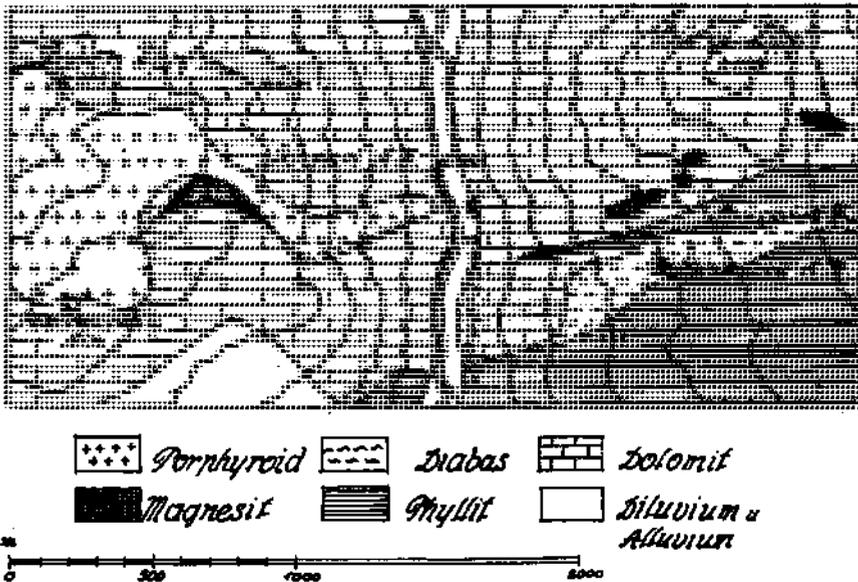


Abb. 10.

mit einander verzahnt, zum Teil liegen sie in einem serizitreichen feinkörnigen Basalzement. Vereinzelt zerfrante, verbogene und von opaken Erzinterpositionen erfüllte Muskowittafeln sind wohl durch Ausbleichung ehemaliger Biotite entstanden. Apatit, Zirkon, Erz, Rutil und Titanit vervollständigen den Mineralbestand.

3. Über dem Porphyroid folgen in unserem Gebiete unmittelbar transgressiv Dolomite, für welche Th. Ohnesorge (Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, Wien 1905, S. 374) und G. Aigner (Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1930, Nr. 10, und Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien, Math.-nat. Klasse 1931, S. 23) ein obersilurisches Alter annehmen. Die Caradoc-Sandsteine und Graptolithenschiefer, welche sich in der weiteren und näheren Umgebung zwischenschalten, fehlen hier.

Bei Kote 1692 finden sich in den Dolomiten, hart an der Grenze der Porphyroide, kantige Einschlüsse von gefaltetem Phyllit und Grau-

wackenschiefer (Feldspat wurde hier nicht beobachtet). Die Lagerflächen dieser meist langsplittigen Einschlüsse sind nicht streng parallel zur Schichtung des Dolomites orientiert, sondern oft kreuz und quer gelagert. Eindringender Dolomit imprägniert die Fremdkörper und löst sie zum Teil geradezu auf.

Es lag nahe, in diesen Gebilden tektonische Breccien zu vermuten. Obwohl, wie aus der Verschieferung der Porphyroide an der Dolomitgrenze hervorgeht, die Kontaktfläche zweifellos tektonische Bewegungsfläche war, ließ sich obige Vermutung doch nicht aufrechterhalten. Wäre nämlich die fragliche Bildung eine tektonische Breccie, dann dürften unter den Einschlüssen die benachbarten Porphyroide nicht völlig fehlen, weiters müßten die Trümmer, vor allem die Phyllitstücke, Auswatzungserscheinungen zeigen. Davon ist aber keine Spur zu sehen, vielmehr sind die Phyllitbrocken auch am Querbruch oft vollkommen geradlinig begrenzt. So bleibt nur die Deutung als Transgressionsbreccie übrig. Offenbar war der Porphyroid, der in die Serie der Tonschiefer und Grauwackenschiefer intrudierte, durch Abtragung bereits bis auf eine dünne Schichte der Hüllgesteine bloßgelegt, als das Ober-silurmeer transgredierte und den Rest der Hülle aufarbeitete, deren Trümmer vom neu sedimentierten Kalk (Dolomit) eingeschlossen wurden. Eine ähnliche Transgression des Kalkes über den Porphyroid beobachtet man auch bei Eisenerz im Liegenden des steirischen Erzberges.

Die Dolomite, welche die Träger der Magnesitkörper sind, erscheinen bald in lichtgrauen oder gelben, bald in dunkleren bis schwärzlich gefärbten Varietäten. Seltener finden sich rötlich gefärbte Ausbildungsformen.

Es war bei der Kürze der zur Verfügung stehenden Zeit weder möglich noch beabsichtigt, die tektonischen Verhältnisse der weiteren Umgebung der Magnesitlager zu klären. Das Gebiet ist durch Überschuppungen, Überkippen und Brüche stark gestört. Am Rabenkopf zum Beispiel liegt der Porphyroid invers auf Dolomit (Abb. 10). Nördlich der Bürglalm stoßen die annähernd N-S streichenden Dolomitbänke am O-W streichenden Phyllit ab. Ganz allgemein beobachtet man, namentlich an den Dolomiten, starke Unregelmäßigkeiten im Streichen, die wohl durch Schollenbewegungen zu erklären sind.

Das größte Magnesitvorkommen und das einzige, welches nach seiner Größe für industrielle Verwertung in Frage kommt, liegt zwischen der Weißenstein- und Schmerlalm OSO des Rabenkopfes am linken Ufer der Schwarzach in zirka 1600 m Seehöhe. Es besteht aus einem langgestreckten Stock, der im Westteil bei steilem südöstlichen Verflachen etwa nach 4^h streicht und sich im Ostteil nach 9^h biegt, wobei die Fallrichtung nach SW verschwenkt wird. Das Vorkommen ist auf eine streichende Länge von etwa 500 m und eine Saigerteufe von 160 m in einer flachen Mächtigkeit von 100 m durch Tagausbisse und vier Stollen angeschlossen, wobei das untere Ende der Lagerstätte noch nicht erreicht wurde.

Die Magnesitmasse wird im Westteil von einem schmalen, nach 3 bis 4^h streichenden, steil SO fallenden Streifen eines gelblichen bis

dunkelgrauen, häufig pyritführenden Dolomiten unterteuft, auf den im Liegenden Porphyroid folgt. In den tieferen Lagen wird sie im Hangenden gleichfalls von Dolomit überdeckt. Im Ostteil grenzt der Magnesit unmittelbar an Porphyroid, ohne daß es gelungen wäre, in letzterem Magnesitspuren zu finden.

Hinsichtlich seines Aussehens ist dieser Magnesit von den übrigen ostalpinen Magnesiten sehr verschieden. Während letztere stets ein mehr oder minder marmorartiges Gefüge aufweisen, ist jener feinkristallinisch, drusig-porös, von weißlicher bis licht bräunlicher Färbung und den begleitenden Dolomiten außerordentlich ähnlich, von denen er sich nur durch den lebhafteren Glanz und die leichtere Verwitterbarkeit, die sich in der Abrundung der Gesteinskanten infolge Absandens äußert, unterscheidet.

Die Hauptmasse des Magnesites ist richtungslos körnig und gleichmäßig weißlich bis licht bräunlich gefärbt. Die Körnchen sind 0·05—0·4 *mm*, im Durchschnitt etwa 0·15 *mm* groß, mehr oder minder isometrisch-rundlich, pflasterförmig verwachsen. Da Verzahnungen der Mineralkörner fast völlig fehlen, also die Verwachsungsflächen der Einzelkörner mit ihren Nachbarn sich einem Minimum nähern, erklärt sich die leichte Verwitterbarkeit beziehungsweise die Erscheinung des Absandens.

Hie und da liegen in der Magnesitmasse unaufgezehrte Schollen von Dolomit, die von Magnesitgängen kreuz und quer durchzogen werden. Diese Gänge zeigen zuweilen eine Mineralsukzession von älterem Magnesit und jüngerem weißen, mittel- bis grobspätigem Dolomit. Hie und da finden sich im Dolomit Körnchen eines sulfidischen Erzes.

Solche Nebengesteinschollen beweisen die epigenetisch-metasomatische Entstehung der Lagerstätte. Eine noch deutlichere Sprache sprechen die Bändermagnesite, die offenbar aus dunkelgrauen Dolomiten oder Kalken hervorgegangen sind. Das ursprüngliche Gestein ist in eine dunkelgraue, von gelblichen Körnchen durchspickte Magnesitmasse umgewandelt, die von mehr oder minder parallelen, im Detail wellenförmig verlaufenden, sich gabelig verzweigenden Gängen eines gelblichen bis weißen Magnesites durchzogen wird. Diese Adern umschließen zuweilen losgesprengte kleine Schollen von grauem Magnesit und lassen in der Mitte häufig Drusenräume offen. Unter dem Mikroskop zeigen die dunklen Partien graphitische Interpositionen und eine feine gelblichgraue, wahrscheinlich tonige Trübe. Hinsichtlich der Kornform und Kornverwachsung bestehen zwischen den dunklen und lichten Lagen keine Unterschiede. Letztere sind etwas grobkörniger, doch bilden Korndurchmesser von 0·5 *mm* auch hier Ausnahmen. Vereinzelt zeigen sich kleine Körnchen von Pyrit.

Chemisch sind die Magnesite von der Weißensteinalm, sofern sie nicht durch Dolomitpartien verunreinigt sind, ziemlich gleichartig zusammengesetzt: 1)

1) Es stehen nur technische Analysen zur Verfügung.

Die Analyse eines massigen, drusig-porösen Magnesites ergab folgende Werte:

		Analyse I.	
SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Unlösliches ..	0·38	FeO, CaO, MgO auf 100 ‰	umgerechnet:
FeO	1·98	FeO ..	4·1
CaO	2·64	CaO ..	5·4
MgO	44·02	MgO ..	90·5
Glühverlust ..	50·91		
	99·93 ‰		100·0

Bei einem Bändermagnetit wurden die grauen und gelblichen Partien nach Möglichkeit separiert:

	Analyse II. Grauer Magnetit	Analyse III. Gelber Magnetit
SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Unlösliches ..	0·74	2·16
FeO	1·98	2·09
CaO	1·56	2·41
MgO	45·15	43·02
Glühverlust ..	50·84	50·11
Summe	100·22 ‰	99·79 ‰

FeO, CaO und MgO auf 100 ‰ umgerechnet:

	Analyse II.	Analyse III.
FeO	4·0	4·4
CaO	3·2	5·1
MgO	92·8	90·5
	100·0	100·0

Die beiden folgenden Analysen beziehen sich auf einen etwa 4 cm mächtigen Magnetitgang, der eine Dolomitscholle durchsetzt:

	Analyse IV. Magnetit	Analyse V. Dolomit
SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Unlösliches ..	0·17	0·09
FeO	2·64	1·15
CaO	3·21	34·70
MgO	48·72	16·74
Glühverlust ..	50·48	47·32
Summe	100·22 ‰	100·00 ‰

FeO, CaO und MgO auf 100 ‰ umgerechnet:

	Magnetit	Dolomit
FeO	5·3	2·2
CaO	6·5	66·0
MgO	88·2	31·8
	100·0	100·0

Die Analysen von älterem Magnetit und jüngerem spätigen Dolomit aus einem zusammengesetzten Gange ergaben folgende Werte (FeO, CaO und MgO auf 100 ‰ umgerechnet):

	Analyse VI. Magnetit	Analyse VII. Dolomit
FeO	6·5	2·9
CaO	12·0	57·4
MgO	81·5	39·7
	100·0 ‰	100·0 ‰

Dieser Magnesit ist etwas kalk- und eisenreicher als die früheren Proben I bis IV, welche sich im Dreistoffsystem ziemlich eng um den Mittelwert $\text{FeO} = 4.5$, $\text{CaO} = 5.0$, $\text{MgO} = 90.5$ scharen (Abb. 11).

Die Magnesite der Weißensteinalm—Schmerlalm finden im Osten ihre Fortsetzung in der Gegend der Rettenwandalm am rechten Ufer der Schwarzach. Vorher noch, in der Gegend der Hörndler-Niederalm, treten wenig oberhalb der Talsohle unbedeutende Partien von Magnesit im grauen Dolomit auf. Diese unterscheiden sich von den früheren

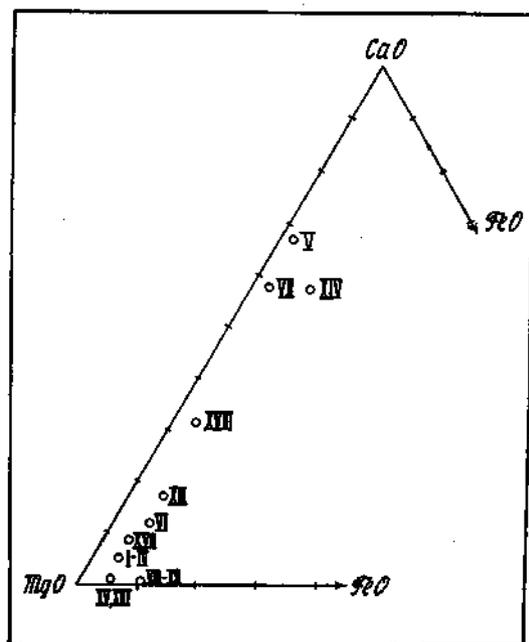


Abb. 11.

Dreistoffdiagramm der Karbonate von Fieberbrunn.

(Die Bezifferung der Projektionspunkte I—XVIII stimmt mit der Numerierung der Analysen im Text überein.)

sowohl strukturell als auch chemisch. Sie sind mittel- bis grobspätig, von kompakterem Gefüge, die Mineralindividuen zackig begrenzt und etwas verzahnt. Sie gleichen den normalen Magnesiten der Grauwackenzone. Der im Vergleich zu den Magnesiten der Weißensteinalm höhere Eisengehalt äußert sich in der ausgesprochen braunen Färbung. Der Kalkgehalt ist auffallend gering.

Die chemische Zusammensetzung dieser Magnesite geht aus folgenden Analysen hervor:

Analyse VIII.	Grobkörniger Magnesit.	} (vom gleichen Handstück).
Analyse IX.	Grobkörniger Magnesit	
Analyse X.	Mittel- bis feinkörniger Magnesit	
Analyse XI.	Mittel- bis feinkörniger Magnesit.	
Analyse XII.	Mittel- bis feinkörniger Magnesit.	
Analyse XIII.	Mittel- bis feinkörniger Magnesit mit unverdauten Dolomitresten.	

	Analyse Nummer:					
	VIII	IX	X	XI	XII	XIII
SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Unlöslich ...	1·94	1·50	3·00	3·05	2·03	2·29
FeO	4·69	4·80	5·21	5·04	5·09	2·79
CaO	0·35	0·25	0·37	0·42	0·49	8·67
MgO	44·05	43·38	43·07	42·88	42·48	38·10
Glühverlust...	49·28	50·28	48·71	48·74	49·51	47·96
Summe	100·31	100·21	100·36	100·13	99·50	99·81
FeO, CaO, MgO auf 100 % umgerechnet:						
FeO	9·6	9·9	10·7	10·4	10·6	5·6
CaO	0·7	0·5	0·8	0·9	1·0	17·5
MgO	89·7	89·6	88·5	88·7	88·4	76·9
	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0	100·0

Im Dreistoffdiagramm eingetragen, scharen sich diese Werte (abgesehen von Analyse XIII) dicht um den Durchschnittswert FeO = 10·2, CaO = 0·8, MgO = 89·0.

Diese Magnesite durchdringen gangförmig den dunklen, oft gebänderten Dolomit. Zuweilen sind sie am Salband feinkörniger als in der Gangmitte. Wesentliche chemische Unterschiede sind aber, wie obige Analysen zeigen, zwischen den gröberen und feineren Kornausbildungen nicht vorhanden. Gelegentlich wurden im grauen Dolomit auch Gänge von grobspätigem weißem Dolomit beobachtet, die in der Mitte, als letzte Abscheidung, Schnüre des braunen eisenreichen Magnesits führen. Ein Vergleich dieser Sukzession mit der gelegentlich der Besprechung des Magnesitkörpers der Weißensteinalm erwähnten zeigt, daß sich die Reihenfolge der ausgeschiedenen Mineralien auch umkehren kann.

Gleichfalls in der Nähe der Talsohle, jedoch am rechten Ufer nächst der Pulvermacheralm, ist dem grünen Phyllit eine Bank von grauem Dolomit eingeschaltet, in der, quer zur Schichtung, Gänge eines Eisendolomites aufsetzen. Diese verlieren sich sowie sie in den Phyllit treten. Der Eisendolomit ist feinspätig, in struktureller Hinsicht eher den Magnesiten der Talsohle verwandt als jenen der Weißensteinalm.

XIV. Analyse des Eisendolomites:

	FeO, CaO, MgO auf 100 % umgerechnet:	
SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Unlöslich	3·82	
FeO	4·99	9·6
CaO	29·95	57·5
MgO	17·17	82·9
Glühverlust...	44·07	
Summe	100·00 %	100·0

Auf dem Rücken, der sich vom Bürglkopf gegen S zum Großenberg erstreckt, finden wir in der streichenden Fortsetzung des Magnesitlagers der Weißenstein-Schmerlalm am rechten Schwarzachufer abermals mehrere kleinere Magnesitstöcke im stellenweise rötlichen Dolomit. Die Magnesitkörper liegen verquerend im Nebengestein und enthalten Einschlüsse desselben.

In struktureller Hinsicht sind die Magnesite nördlich der Rettenwand- und Bürglalm nicht einheitlich. Teilweise zeigen sie das nämliche feinkörnig-drusige Gefüge wie die Magnesite der Weißensteinalm, teil-

weise sind sie fein- bis mittelspätig. Übergänge sind an einem und demselben Handstück zu sehen. Vielfach sind die Magnesite von Dolomitresten durchwachsen, auch haben sie gelegentlich noch die rötliche Färbung des ursprünglichen Gesteins behalten.

In chemischer Beziehung gleichen sie hinsichtlich ihres geringen FeO-Gehaltes den Magnesiten der Weißensteinalm; auffallend ist aber ihr geringer CaO-Gehalt. Dieser mag teilweise damit zusammenhängen, daß die Proben von der Oberfläche stammen und daher etwas entkalkt sind. Die Proben Nr. XVII und XVIII, welche vom unteren Vorkommen nördlich der Rettenwandalm stammen, sind mit Dolomit durchwachsen und daher kalkreicher.

Analyse XV und XVI. Feinkristallinisch-drusige bis mittelkörnige Magnesite nördlich der Bürglalm.

Analyse XVII. Feinkristallinisch-drusiger Magnesit nördlich der Rettenwandalm.

Analyse XVIII. Dolomit-Magnesitdurchwachsung, rötlich gefärbt, nördlich der Rettenwandalm.

	Analyse Nummer:			
	XV	XVI	XVII	XVIII
SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Unlöslich....	0.66	0.69	0.51	0.46
FeO.....	2.60	2.61	2.10	1.79
CaO.....	0.69	0.33	4.54	16.21
MgO.....	45.12	44.98	42.94	32.94
Gldhverlust..	50.65	50.66	50.37	48.60
Summe.....	99.72	99.27	100.46	100.00

FeO, CaO und MgO auf 100 % umgerechnet:

FeO.....	5.4	5.4	4.2	3.5
CaO.....	1.4	0.7	9.2	31.8
MgO.....	93.2	93.9	86.6	64.7
	100.0	100.0	100.0	100.0

Den geringen Kalkgehalt haben diese Magnesite mit jenen der Hörndl-Niederalm gemeinsam, mit denen sie auch das kompaktere Gefüge und das größere Korn verbindet. Da somit sowohl strukturelle als auch chemische Übergänge zwischen den drusig-porösen und den normalen marmorartigen Magnesiten vorhanden sind, können erstere nicht jüngere, von den normalen Magnesiten etwa durch mangelnde Dynamometamorphose verschiedene Bildungen sein; vielmehr beweisen die Übergänge, daß es verschiedene, bei der Mineralbildung maßgebend gewesene chemisch-physikalische Begleitumstände waren, welche einmal marmorartig kompakte, ein andermal drusig-poröse, feinkristallinische Absätze entstehen ließen.

Wenn wir nochmals die Magnesite der Umgebung von Fieberbrunn mit den bekannten Vorkommen der Grauwackenzone vergleichen, so fällt neben den obenerwähnten strukturellen Eigentümlichkeiten vor allem der Umstand auf, daß unsere Magnesite in Dolomiten aufsetzen, welche auf dem Porphyroid lagern, während man sonst gewöhnlich im Liegenden und Hangenden der Lagerstätten größere Komplexe grauer bis schwarzer Tonschiefer findet.

Schließlich sei bemerkt, daß die feinkörnig-drusigen Magnesite von Fieberbrunn eine große Ähnlichkeit mit gewissen Magnesiten der Kaschauer Gegend (Karpathen) haben.

Vorderlannersbach—Wanglalpe—Tuxertal.

Das Tuxertal ist ein westliches Seitental des Zillertales. Knapp hinter Mayrhofen zweigt es vom Haupttal ab. Am nördlichen Gehänge der Wanglalpe, zwischen 1700 und 2000 *m*, von Vorderlannersbach in einer Stunde erreichbar, sehen wir eine Reihe von Magnesiteinfaltungen im Tonschiefer (entdeckt von Prof. B. Sander in Innsbruck), welche die Grundlage für das von der Alpenländischen Bergbaugesellschaft in Mayrhofen betriebene Magnesitwerk bildet. Am Berge selbst wird das Rohmaterial zu kaustischer Magnesia gebrannt und mit einer Seilbahn nach Mayrhofen befördert. Auf sechs Etagen (IV—XI) wird der Stein gebrochen. Eine Übersichtskarte (Abb. 12), welche vom Verfasser dieser Zeilen aufgenommen und von der Gesellschaft auf die Höhenrichtigkeit geprüft wurde, zeigt bereits die Größe des Vorkommens an. Es beginnt mit einem Dolomitriff (1), das nach 22^h streicht. Über demselben folgen horizontal gelagerte Schiefer, die in einem Stollen angeschnitten sind, in dessen Firste mit einer Neigung von 20° der Magnesit (2) erscheint. Dieser steigt bis auf die Etage VI, wo er mit einem Fallwinkel von 70° am Schiefer abschneidet. Die Lagerstätte hat eine Länge von 130 *m* bei einer Höhe von 30 *m*, sie streicht nach 22—23^h. Durch eine flachgelagerte Schieferschichte getrennt, trifft auf der nächsten Etage der Graf-Erwin-Stollen nach 19 *m* Schiefer den großen Magnesitstock (3), der nach 21—22^h streicht, eine Länge von 180 *m* bei einer Höhe von 35 *m* hat und sich weiter oben gleichsinnig zum Bergabhang auf die Liegend-schiefer lagert. Im Stollen sieht man die Liegend-schiefer in die Magnesit-masse eingefaltet, wobei der Magnesit in den Schiefer hineinwächst. Er zeigt dann entweder pinolitische Struktur, oder es schwimmen einzelne große Kristalle im Tonschiefer. Ein dunkler Punkt in weißen Feld täuscht zuweilen Krinoidenstielglieder vor. Die nächstfolgende Lagerstätte (4) ist durch den 61 *m* langen Gräfin-Lucia-Stollen (Etage XI) aufgeschlossen, am Ende desselben steht wie im Erwin-Stollen mit Magnesit durchtränkter Tonschiefer an. Es folgen drei unbedeutende Lagerstätten. (5) ist nur deswegen interessant, weil die in ihr vorkommenden abgerundeten Dolomitreste vom Magnesit umflossen werden und auf diese Weise schön die jüngere Entstehung des Magnesites gegenüber dem Muttergestein zeigen. Bemerkenswert sind auch jüngere Talkgänge im Magnesit und Dolomit. Ob die zwischen (4) und (5) steilabfallende Südostflanke des Berges eine jüngere Störung darstellt oder andere Gründe hat, konnte nicht entschieden werden. Schließlich gelangt man bei 2142 *m* zur Umbruchstation der Seilbahn und ganz in deren Nähe zu einem stark dolomitischen Magnesitlager (5) (Abb. 13).

In der weiteren Umgebung des eben beschriebenen Gebietes wurden an mehreren Stellen kleinere Magnesitfunde gemacht. Verfolgt man den Graben, der bei Vorderlannersbach (Lamerbichl) in das Tuxertal mündet, nordwärts, so trifft man bald auf einzelne Magnesitblöcke, weiter talaufwärts bei einer Mühle ober der Kote 1629 *m* streicht ein Magnesitstreifen, begleitet von Tonschiefer und dünnen Kalkbänken, nach 20^h. Im oberen Gangarttal am Bach bei zirka 1820 *m* heißt Magnesit aus, östlich der Geiselalm erhebt sich ein SW—NO streichender Dolomitfelsen.

Zwischen 1700 und 1800 m im Hobartal ist wieder ein kleines Magnesit-Dolomitvorkommen zu sehen. Im N, am jenseitigen Gehänge des Gebirgs-

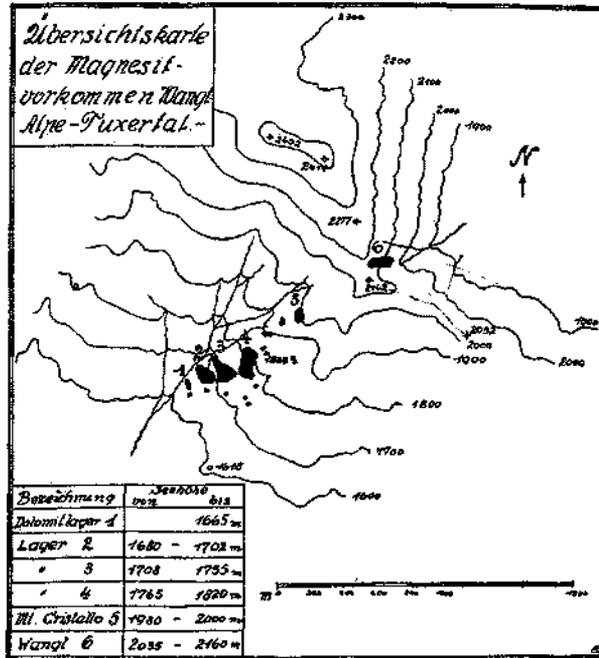


Abb. 12.

stockes, oberhalb der Ortschaft Ried, zwischen Ried und Kaltenbach in der Nähe des Sägewerkes, wurde in der letzten Zeit ein kleines Vorkommen, bestehend aus drei Blöcken, gefunden.

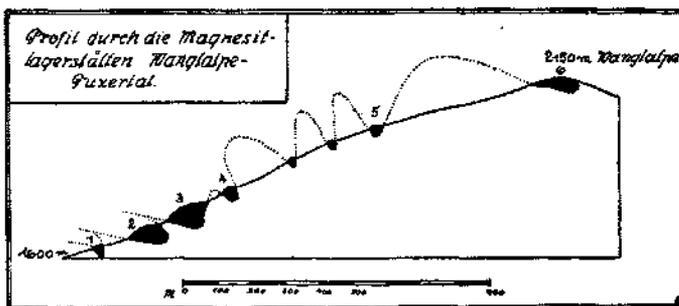


Abb. 13.

Der Magnesit der Wanglalpe ist äußerst eisenarm (daher seine reinweiße Farbe), grobkristallinisch und sehr rein.

SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Glühverlust
0.66	1.87	0.23	2.76	44.14	50.34
0.56	0.91	—	0.63	48.63	49.74
0.46	0.92	0.50	0.51	46.42	51.19

Millstätter Alpe.

(Eigentum der Austro-Amerikanischen Magnesit-A. G., Radenthein.)

Ähnlich wie der Siderit, ist auch der Magnesit in den Ostalpen nicht auf die paläozoische Grauwackenzone beschränkt, sondern findet sich teilweise auch im Altkristallin, gebunden an Kalke unbestimmten Alters.

Die wenigen derartigen Fundpunkte liegen mit Ausnahme eines einzigen, den Petrascheck von Oberwölz in Steiermark erwähnt, nördlich und südlich des Millstätter Sees in Kärnten.

Die wichtigste Lagerstätte dieser Art befindet sich auf der Millstätter Alpe nördlich des Millstätter Sees. Verfolgen wir von Millstatt aus den Riegersbach, so kommen wir zu der Millstätter Alpe (2086 m), an deren

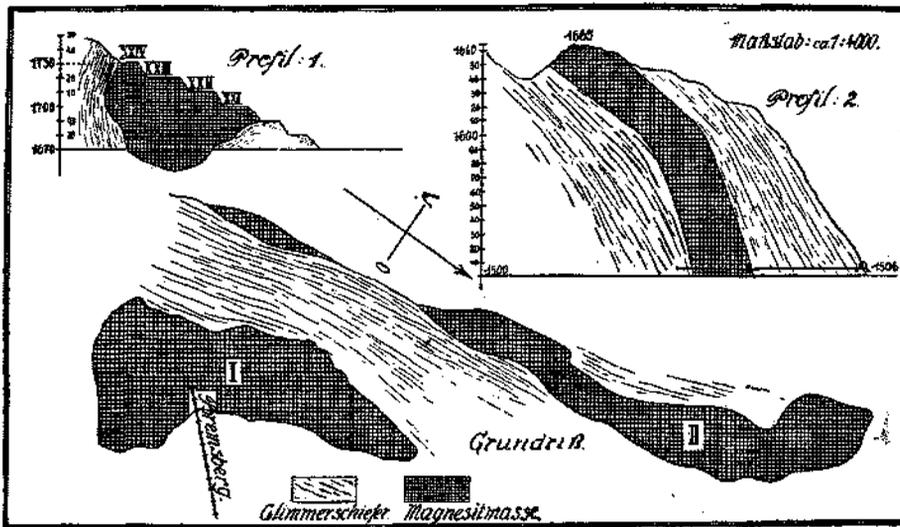


Abb. 14.

Geologische Karte und Profile durch die Magnesitlagerstätte der Millstätter Alpe.

Ostlehne in einer Höhe von 1600 bis 1790 m das zu beschreibende Lager angetroffen wird. Liegendes und Hangendes desselben sind Granatglimmer- und Amphibolitschiefer. Letztere bestehen aus grüner Hornblende, Granat und Biotit als Hauptbestandteilen, Zoisit, Rutil, Albit und Titaneisen als untergeordneten Begleitern. In diese Schiefer sind tektonisch stark beanspruchte Kalkbänke eingeschoben, an die unsere Magnesite gebunden sind.

Die Lagerstätte ist auf eine Strecke von weit über einen Kilometer nicht nur durch Tazbau, sondern auch durch ein Reihe von Stollen so weit aufgeschlossen, daß sie mit Recht zu einem der großen Vorkommen der Ostalpen gerechnet werden muß (Abb. 14). Sie streicht nach 23^h und ist durch tektonische Einflüsse in zwei Teile zerlegt. Im S ist sie im großen ganzen synklinal gebaut (I). In der Bremsbergachse des sogenannten alten Tagbaues, fast senkrecht zur Synklinale, verläuft eine schwache O—W streichende Aufwölbung. Im Liegenden der Lagerstätte ist Kalk verschuppt anzutreffen; so sieht man auf der Etage XIX

an der Basis ein horizontal gelagertes Kalkband überlagert von Granatglimmerschiefer, über diesem folgt wieder eine schwache Kalklage und dann erst beginnt mit einer lettigen Zwischenlage die Magnesitmasse. Eine nach N—S streichende, im allgemeinen nach W fallende Überschiebungszone trennt den I. Teil vom II. Letzterer stellt nicht, wie wir es in den Alpen zu sehen gewöhnt sind, einen nach unten rasch auskeilenden Span dar, sondern wurde überraschenderweise noch in 160 m Seigerteufe in einem Schurfstollen angefahren.

Der Magnesit der Millstätter Alpe ist im allgemeinen großkristallinisch, nur selten trifft man Stücke, die an pinolitische Struktur erinnern. Eingeschlossene, unregelmäßig begrenzte, feinkörnige Dolomitbrocken gemahnen an die epigenetische Entstehung des Magnesits. Talk und Rumpfit sind nicht selten. Übergänge in tremolitführenden Kalk konnten beobachtet werden. Durch seinen geringen Eisengehalt (1·1—1·8% FeO) und seine sonstige Reinheit eignet er sich besonders zur Erzeugung des kaustischen Magnesits. Der öfter stärker auftretende Talk kann heute leicht durch Aufbereitung entfernt werden.

Das Vorkommen wird von der Österreichisch-Amerikanischen Magnesit A. G. angebeutet, der auch die noch unverritzten Lagerstätten in Hintertal und Jezzbachgraben bei Saalfelden, Fieberbrunn in Tirol und einige Magnesite des Dientenertales gehören. Sie erzeugt in Radenthein feuerfeste Steine und kaustisch gebrannten Magnesit.

Weiter im S treffen wir in derselben Schichtserie unbedeutende Vorkommen bei der Lammersdorfer Alm, am Beginn des Pollandbaches, zirka 1·5—2 km nördlich von Obermillstatt, schließlich im Drantal, nächst der Ruine Altenhaus im Tragail bei Paternion, welches Vorkommen Canaval bereits 1904 beschreibt. Es handelt sich hier um einen kleinen Block, der sich nicht gegen die Tiefe fortsetzt, wie ein Versuchsstollen zeigte.

Literatur.

1. Hörhager J.: Über die Bildung alpiner Magnesitlagerstätten und deren Zusammenhang mit Eisensteinlageru. Österr. Z. f. Berg- und Hüttenw., Wien 1911.
2. Redlich K. A.: Zwei neue Magnesitvorkommen in Kärnten. Z. f. prakt. Geol., XVI. Jahrgang, 1908, S. 456.
3. Canaval R.: Über zwei neue Magnesitvorkommen in Kärnten. Carinthia II, N. 6, Klagenfurt 1904.
4. Petrascheck W.: Die Industrie der kristallinen Magnesite. Int. Bergwirtschaft und Bergtechnik, XXIII. Jahrgang, 1930, S. 156.

Die jüngere Geschichte der Inntal-terrasse und der Rückzug der letzten Vergletscherung im Inntal.

Von Hans Bobek.

(Mit 5 Tafeln und 3 Textbildern.)

Einleitung. Vorwürmterrassen und spätglaziale Formung	135
Einzeluntersuchung:	
Die Mieminger Terrasse	139
Die Terrasse von Telfs bis Zirl	143
Die Sellrainmündung und das südwestliche Mittelgebirge	144
Die Sillmündung und das südöstliche Mittelgebirge	148
Die Terrasse nördlich von Innsbruck	154
Das innere Silltal	156
Das Unterinntal bis zur Zillermündung	160
Das Zillertal	164
Die Terrasse von der Zillermündung bis zum Brixental	166
Das Brixental	168
Die Terrasse von Häring und das Weißbachgebiet	170
Das Innquertal unter Kufstein	172
Ergebnisse I: Die Vorwürmniveaus und die jungdiluvialen tektonischen Bewegungen im Inntalgebiet	175
Ergebnisse II: Die spätglaziale Formung der Terrasse und die Auflösung der Würmvergletscherung	180
Zusammenfassung	187

Einleitung. Vorwürmterrassen und spätglaziale Formung.

Die Erforschung der Inntal-terrasse, deren Literatur in den 50 Jahren seit Erscheinen von A. Pencks „Vergletscherung der deutschen Alpen“ (1882) zu ansehnlicher Breite angewachsen ist,¹⁾ hat sich bisher im wesentlichen dem inneren Aufbau der Terrasse zugewandt. Dies gilt auch von mehreren jüngst erschienenen Arbeiten einschließlich der Studien von F. Machatschek.²⁾

Unsere Kenntnis von den Formen der Inntal-terrasse beruht daher noch heute auf der mehr summarischen Darstellung A. Pencks in den „Alpen im Eiszeitalter“ (I., S. 287—306, 315—332), die durch einige

¹⁾ Vgl. das Literaturverzeichnis bei H. Wehrli, Monographie der interglazialen Ablagerungen usw., Jahrbuch der Geol. Bundesanst., Wien 1928.

²⁾ J. Ladurner, Die Quartärablagerungen des Sellrain (Stubai-er Alpen), und W. Heissel, Quartärgeologie des Silltals, beide im Jahrbuch der Geol. Bundesanst., Wien, 1932; F. Machatschek, Tal- und Glazialstudien im oberen Innggebiet, Mitteil. d. Geogr. Gesellsch., Wien 1933. Ferner: Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntales, ebenda 1934. Diese Arbeit konnte nur mehr teilweise während der Korrektur berücksichtigt werden.

verstreute spätere Bemerkungen ergänzt wird¹⁾, und namentlich auf den „Studien über die Inntalterrassen“ von O. Ampferer (Jahrbuch der Geol. Reichsanst., 1904), die das Gebiet zwischen Imst und Zillertal umfassen und eine reiche Fülle morphologischer Beobachtungen mitteilen. Die Deutung der Erscheinungen steht aber noch vollkommen unter dem Einfluß der „Alpen im Eiszeitalter“, deren Lehre später gerade durch O. Ampferer grundlegend verändert wurde. Diese späteren Arbeiten O. Ampferers bringen wichtige Ergänzungen für das Unterinntal.²⁾ Ein Schatz wertvoller Einzelbeobachtungen liegt in den älteren Aufsätzen von J. Blaas verborgen (vgl. Literaturverzeichnis). Morphologische Untersuchungen an den nördlichen Seitentälern des untersten Inntals, die auch für die Terrasse wichtig werden, stammen von F. Levy-Leyden.³⁾ Bei dem Versuch einer kritischen Zusammenfassung unserer Kenntnis von den interglazialen Talverschüttungen zwischen Rhein und Salzach macht H. Webrli auch einige kurze Angaben über die Formengeschichte der Terrasse (1928, S. 486).

Besonderes Interesse gewinnen die Formen der Terrasse durch ihren Zusammenhang mit einem der interessantesten Probleme der Inntal-terrasse, das lautet: Welcher Art war die Tektonik, die zur Verschüttung und nachherigen Zerschneidung des Inntals im letzten Interglazial führte? A. Penck hat bekanntlich die auf den Ergebnissen verschiedener Bohrungen fußende Theorie O. Ampferers⁴⁾ über die Einbiegung des mittleren Inntals mit eigenen Forschungsergebnissen, die ihn zu der Annahme eines deformierten, frühinterglazialen Seespiegels führten, zu der Vorstellung einer stehenden Schwingung verbunden. Sie sollte in ihrer abwärts gerichteten Phase zur Seebildung und Verschüttung, in ihrer aufwärts gerichteten zur nachherigen Zerschneidung der aufgestauten Sedimente geführt haben.⁵⁾

Eine solche Aufwärtsschwingung müßte dann auch im Erosionsbild der Terrasse nachweisbar sein.

Die Zerschneidung der Terrasse bis annähernd zur heutigen Tiefe fand noch vor der letzten Vergletscherung statt. Beweise hiefür liefern alle die Fälle, in denen Hangendmoräne des Inntals in tiefen Seitenschluchten bis nahe zur heutigen Sohle hinab gefunden wurde (z. B. Sillfurche, deren Anlage unmöglich einem Gletscher zugeschrieben werden kann. Brandberger Ache,⁶⁾ Rosengartlschlucht bei Imst⁷⁾ u. a.). Dem entspricht, daß die Hangendmoräne an vielen Stellen bis in die Tiefe der heutigen Haupttalfurche herabgreift.

1) Besonders in: Die Höttinger Breccie usw., Abh. d. Preuß. Akad. d. Wiss., phys.-math. Kl. 1920.

2) Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Inntal, Zeitschr. f. Gletscherkunde, 1907/08; Über die Entstehung der Inntalterrassen, ebenda, 1908/09.

3) Quartäre Formentwicklung der Schlierseer Berge usw., Berlin 1922.

4) O. Ampferer, Über die Bohrung von Rum bei Hall, Jahrbuch der Geol. Staatsanst., Wien 1921.

5) A. Penck, Ablagerungen und Schichtstörungen usw., 1922.

6) O. Ampferer, 1907/08, S. 34, Levy, Schlierseer Berge, 1922, S. 21/22.

7) Machatschek, 1933, S. 38, 46.

Es ist nun die Frage, ob diese Vorwürmzerschneidung in einem Zug oder aber in mehreren Phasen des Tieferschneidens erfolgte und entsprechende Terrassenabstufungen entstehen ließ.

Mehrfach wird in der Literatur auf solche Terrassenabstufungen hingewiesen. So hat F. Levy-Leyden in den nördlichen Seitentälern des Unterinntals einen „interglazialen Talboden“ zwischen der „präglazialen“ und der heutigen Talsohle festgestellt (1922, S. 75). H. Wehrli führt die mancherorts feststellbare Abstufung der Inntalterrasse, mit der er sich aber nicht näher beschäftigt, geradezu als Beweis für die vorwürm-fluviatile Zerschneidung ins Feld (S. 486). Schon das Sammelprofil A. Pencks aus dem Innquertal unter Kufstein (A. i. E., I, S. 145) zeigt nicht ein („präglaziales“), sondern drei Niveaus in 860, 700 und rund 600 m übereinander. Heissel spricht ebenfalls mit Belegen von einer Terrassierung des Silltals, die mit der Inntalterrasse in Beziehung stehe und über die die letzte Großvergletscherung ihre Grundmoränen gebreitet habe (S. 466). F. Machatschek endlich findet im Oberinntal zwischen Landeck und Telfs im Bereich der (morphologischen) Inntalterrasse drei Terrassenfluren, die er als präglazialen Talboden und zwei glaziale Trogböden ansprechen möchte (1933, S. 46, 1934, S. 238).

An vielen Stellen, gerade auch in der Gegend von Innsbruck, ist eine Stufung des Mittelgebirges jedem aufmerksamen Beobachter erkennbar. Doch verbindet sich mit der großen Stufung des Terrassenabfalls, wie sie am Klosterberg, Paschberg, bei Aldrans usw. auftritt, noch eine sehr ausgeprägte kleinere, durch die das Bild sehr kompliziert wird. Auf diese Kleinabstufung mancher Stellen ist schon seinerzeit von J. Blaas,¹⁾ später auch von A. Penck hingewiesen worden.²⁾

Eine zusammenfassende Untersuchung dieser Formen ist bis jetzt nicht erfolgt. Sie kann Licht werfen auf die Umstände, unter denen die Vorwürmzerschneidung erfolgt ist, sowie auf die jüngeren Vorgänge, die sich im Bereich der Terrasse abgespielt haben. Sie kann aber auch zur Lösung der Frage nach der Ausdehnung der interglazialen Verschüttung in horizontaler und vertikaler Richtung beitragen.

Diese Frage ist auch durch die geologische Kartierung O. Ampferers auf der geologischen Spezialkarte noch nicht endgültig geklärt, wie auch aus den neuerdings von F. Machatschek vorgebrachten Neudeutungen hervorgeht. Vielfach, namentlich auch in den jüngsten Arbeiten von J. Ladurner und W. Heissel, sind zweifellos fluvioglaziale Sedimente zu den interglazialen geschlagen worden. Dies gilt gerade von den zuhöchst und zuinnerst in den Seitentälern gelegenen Vorkommen. Die Beteiligung fluvioglazialer Schotter an den Terrassensedimenten haben A. Penck und O. Ampferer immer angenommen. Ihre sichere Abtrennung ist aber mit stratigraphischen Methoden allein nur selten möglich. Denn ein Wechsel in der Zusammensetzung des Materials findet im Inntal in der Regel nicht statt. Da sind dann morphologische Kriterien die einzigen, die weiterhelfen. Dies betont auch H. Wehrli (S. 466).

¹⁾ Glazialformation, S. 77.

²⁾ A. i. E., I, S. 332, Höttinger Breccie. S. 102 ff.

Es wird sich zeigen, daß den spätglazialen Ablagerungen im Bereich der Inntalterrasse eine weit größere Verbreitung und Bedeutung zukommt, als aus den bisherigen Andeutungen in der Literatur hervorgeht. Sie sind verknüpft mit charakteristischen Formengruppen, die teils durch Erosion, teils durch Aufschüttung erzeugt sind.

Die Gesamtheit dieser spätglazialen Formen und Ablagerungen, die die Terrasse wie ein lückiger Mantel überziehen, läßt ein geschlossenes Bild von dem Schwinden der letzten Vergletscherung im Innlängstal gewinnen. Es weicht von dem bisherigen grundsätzlich ab, findet jedoch seine Parallelen in der Art der Eisschmelze in gewissen Gebieten Nordamerikas und Norddeutschlands.

Die folgende Darstellung beruht auf zahlreichen Begehungen des Geländes in den Jahren 1929—1932, die freilich nicht das ganze Gebiet gleich dicht überspannen. Manche wünschenswerte Ergänzungen habe ich leider noch nicht nachholen können.

Unter den Formen der Terrasse haben wir demnach zwei Gruppen zu unterscheiden: Solche, die von den Moränen oder den charakteristischen Formen der letzten Großvergletscherung überzogen sind, und solche, die frei davon sind und jenen auflagern oder erosiv in sie eingreifen.

Bei der ersten Gruppe stehen wieder rein glazial angelegte Formen andern gegenüber, bei denen älteres Formgut unter der glazialen Überarbeitung durchschimmert. Falls von solchen Formen auch die interglazialen Terrassensedimente geschnitten werden, haben wir es mit Erzeugnissen der Vorwürmzerschneidung zu tun. Leisten, die ausschließlich im Grundgebirge verlaufen, könnten auch ältere, wieder aufgedeckte Formelemente darstellen. Doch ist dies angesichts der mindestens zweimaligen Zuschotterung und Ausräumung des Inntals¹⁾ wenig wahrscheinlich, da sie zu einer starken Abnützung des Grundgebirges führen mußte.

Zur Rekonstruktion der Vorwürmzerschneidungsphasen dürfen nur größere Terrassenabstufungen herangezogen werden. Alle kleineren Formelemente müssen in Anbetracht der späteren glazialen Überarbeitung ausscheiden.

Die Frage nach dem Ausmaß dieser Überarbeitung beantwortet sich zum Teil durch die Form selbst: Die ursprünglich ebenen Terrassenflächen sind in seichte Längswellen, Walfischrücken oder drumlinartiges Hügelgelände umgestaltet worden; aus alten Felssteilhängen sind schräge Schichtrippen ausgearbeitet worden (z. B. im Quarzphyllit südlich von Innsbruck). In diesen Fällen wird man die ursprüngliche Oberfläche etwa in der Ebene der Aufragungen zu suchen haben, wenn nicht starke Aufhöhung durch Grundmoräne vorliegt.

Darin, daß sich diese alten Talbodenflächen in bestimmte Fluren einordnen, liegt der Beweis für ihre fluviatile Anlage.

Die zweite Gruppe ist frei von glazialer Bearbeitung oder Moränen und erweist sich dadurch als jünger als die letzte Vergletscherung.

¹⁾ Vgl. auch F. Machatschek, 1934, S. 239.

Sie umfaßt eine große Anzahl mannigfaltiger, meist scharf geschnittener Formen, unter denen Terrassenstufen und Trockentäler landschaftlich die größte Rolle spielen. Für die meisten von ihnen läßt sich der Nachweis erbringen, daß sie in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Eis der schwindenden Würmvergletscherung gebildet wurden. So verlaufen viele dieser scharfkantigen Terrassen in halber Höhe des großen Terrassenabfalls, der tiefer unten wieder von Grundmoräne überkleidet ist. Oder die Trockentäler gehen hoch über der Innalsole in die Luft aus, bis zu der an anderer Stelle ebenfalls Grundmoräne herabreicht. Häufig finden sich typische Eisrandformen, wie sie uns namentlich von R. Foster Flint¹⁾ beschrieben worden sind. Dazu gehören vor allem eigentümlich sichelförmige Auslappungen und halbkesselartige Einbuchtungen, wobei das Material sehr gestörte Lagerung, oft unregelmäßige Deltaschüttung aufweist. Ferner finden sich auch geschlossene Hohlkessel, wie sie in Norddeutschland häufig sind und auf das Ausschmelzen umschütteter Eisteile zurückgeführt werden. Auch sie beweisen, daß die Aufschüttung der betreffenden Terrasse in Eisnähe geschah.

Häufig finden enge Durchdringungen beider Formgruppen statt. Oft sind die eisgeformten und moränenbedeckten Oberflächenteile nur mehr inselförmig im Bereich der jungen Eisrandbildungen erhalten, oft auch ist es umgekehrt. Immer sind diese angelegt auf Kosten oder unter Verhüllung jener. Nicht selten beschränkte sich die spät- und randglaziale Tätigkeit auf eine Verwaschung der Grundmoränendecke, die bis auf größere Geschiebeblöcke entfernt oder zu einer Kiesdecke umgelagert wurde.

Die Mieminger Terrasse.

Literatur:

- A. Penck: Alpen im Eiszeitalter, I., S. 326—328.
 A. Penck - E. Richter: Glazialexcursion in die Ostalpen, Wien 1903, S. 78—79.
 O. Ampferer: Studien usw., 1904, S. 97—107.
 O. Ampferer: Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und Südlichen Wettersteingebirges, Jahrbuch der Geol. Reichsanst., 1905, S. 508—518.
 O. Ampferer: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Zirl—Nassereith, 1924, S. 36—54.
 H. Wehrli: Monographie usw., S. 399f.
 F. Machatschek: Beiträge usw., 1934, S. 220—229.

Aufbau und Formen dieses Terrassenstückes wurden von O. Ampferer 1904 und ergänzend 1905 ausgezeichnet geschildert.²⁾ Inter-

¹⁾ The stagnation and dissipation of the last ice sheet, Geogr. Review, New York, 1929.

²⁾ F. Machatschek gibt 1934 eine stark abweichende Darstellung und Deutung der Verhältnisse. Danach sollen die eigentlichen interglazialen Sedimente der Innal-terrasse schon bei Flaurling ihr oberes Ende erreichen und die Schotter am Strangbach östlich Nassereith und am Klambach bei Mötztal, die bis über 1000, bzw. 820 m emporreichen, als früh-würmglaziale Staubbildungen zu deuten sein, während im übrigen — abgesehen von der älter-interglazialen Nagelfluh von Mötztal und einigen spätglazialen Schotterterrassen — nur Moräne mit untergeordneten schotterigen Einlagerungen feststellbar sei. Liegendmoräne sei überhaupt nicht zu finden (S. 239/240).

glaziale Schotter und Sande in typischer Ausbildung erfüllen eine breite Talfurche im Grundgebirge. An mehreren Stellen ist die Liegendmoräne angeschnitten. Mächtige Inntalmoräne breitet sich fast geschlossen über die Terrasse und darüber legen sich am Ausgange der Talgräben Lokalmoränen und Sanderschutt. Die Terrasse ist von zwei Schmelzwasser-rinnen gekerbt, die von W nach O ziehen. An Beobachtungen ist dem von O. Ampferer gezeichneten Bild wenig hinzuzufügen, und doch sind gerade hier wichtige Schlußfolgerungen noch nicht gezogen worden.

Ampferer hat (1904, S. 103) mit Recht die breite Talfurche von Hinterberg (760 *m*) nach Telfs als alte Fortsetzung der Puletrinne ge-deutet, die später vom Gießbach durchbrochen worden sei. Im Pulettal sind in der Tat entsprechende Terrassenstücke in 770 *m* und weiter talauf auch noch der ältere Talboden voll erhalten. Die Hinterberggrinne geht in rund 750 *m* über dem Erzbachschuttkegel aus. Westlich von Telfs reicht aber die Hangendmoräne und die Eisbearbeitung bis zur Inntalsole (626 *m*) hinab. Von einer jüngeren Einschotterung des Inntals bis zu der Höhe von 750 *m* ist nichts zu hemerken. Es ist deshalb anzunehmen, daß die Pulet-Hinterberggrinne auf eine Eisoberfläche im Inntal von der gleichen Höhe ausging. Auch der Durchbruch des Gießbachs wird durch die Annahme eines Eiskörpers im Becken von Lumme leichter erklärlich: Das Eis staute hier und erst mit seinem Abschmelzen gelang der Durchbruch. Ein weiterer Beweis für Eisstände in rund 750 *m* ist die Oberfläche des Emaibödele, die sich gegen SO auf eine breite, in sich niedrig terrassierte Fläche von dieser Höhe absenkt, die im Gegensatz zur Kuppe 788 *m* keine Moränendecke trägt.

Nach meiner Kenntnis des Gebiets möchte ich weiterhin an der von Ampferer vertretenen Auffassung festhalten. Freilich gibt die Geologische Spezialkarte im östlichen Teil der Terrasse Terrassensedimente oberflächlich in viel zu großer Ausdehnung an. Die Grundmoränendecke ist sehr viel weiter verbreitet. Aber interglaziale Schotter sind auch hier mit Sicherheit nachweisbar. Ich halte daher das Durchziehen der interglazialen Schotter vom Klambach und vielleicht auch vom Strangbach, deren Umdeutung mir angesichts der Nähe echter interglazialer Terrassensedimente etwas gezwungen erscheint, bis zum Gießbach bei Telfs für durchaus wahrscheinlich.

An den Felskern des Emaibödele lehnen sich südlich Schotter an, die bis zur Höhe der Kuppe emporsteigen und im Bereich der vom Gießbach her nicht aufgeschütteten, sondern zugeschnittenen Vorterrasse reichlich Kristallin führen, höher oben hauptsächlich aus Kalken und Dolomiten hestehen und zuoberst wieder mehr Zentralalpines zeigen. Din Moränenkappe ist nur dünn und lückenhaft. Am Westfuß der Kuppe war am 19. August 1931 nahe der Brücke über den Gießbach unter einwandfreien Schottern Inntal-Liegendmoräne von fester, lehmiger Beschaffenheit mit zahlreichen gekritzten Geschieben in 2 *m* Höhe erschlossen, offenbar dieselbe, die A. Penck 1902, S. 327 und 1903, S. 78, beschreibt. Moräne ähnlicher Beschaffenheit ist unter dem westlichen Eingang des Trockentals von Hinterberg noch mehrfach erschlossen. — Grobe zentralalpine Schotter sind unter dem südlichen Eingang der Verbindungsrinne zwischen Pulettal und dem Tal der Straße (P. 756 der Originalaufnahme) sehr gut aufgeschlossen. — Ferner kommen am Erosionsrand der Fläche von Wildermieming gegen das Tal von Affenhausen nahe P. 813 unter der (hier überwiegend kalkalpinen) Grundmoränendecke Schotter mit starker Beteiligung zentral-alpinen Materials 10 *m* hoch zutage. — An den kleinen Terrassenahstufungen der unteren Puletrinne sind mehrfach zentralalpine Schotter zu sehen. — Auf seinem Kärtchen (Abb. 1) schlägt Machatschek übrigens auch die ausgedehnte spätglaziale Schotterfläche zwischen den beiden genannten Rinnenzügen südöstlich vom Gerhart-hof (vgl. Text) zur Grundmoränendecke.

Die kräftig eingeschnittene Puletrinne, die heute nur ein schwächtiges Rinnsal birgt, wurde von den Schmelzwässern des Stettlbachgletschers geschaffen, dessen Stirnmoränen im Hochbücheleck erhalten sind (Ampferer, 1904, S. 101—102). Die starke Ausbiegung der Rinne nach S beweist, daß damals auch der Alptalgletscher (Gießbach) noch bis auf die Höhe der Terrasse herabreichte und wie jener sein Schuttfeld mächtig vorwarf (Stirnmoränen bei St. Veit-Lehen, 860 m).

Dies bedeutet, daß zur Zeit, als die Lokalgletscher der nördlichen Seitentäler an deren Mündungen auf der Höhe der Terrasse endeten, im Grunde des Inntals noch Reste des Inngletschers vorhanden waren.

Wir sind in der Lage, die Oberfläche dieses Inngletscherrestes nach W zu verfolgen.

Das südliche der beiden Trockentäler, das Tal der Poststraße nach Obsteig-Nassereith, gabelt sich in zwei Quelläste: Das Affenhausertal, das seinen Ursprung ebenfalls von dem Stettlbach, bzw. Lehnbachschuttkegel nimmt, und das Fiechtetal, das sich gegen SW in eine Anzahl von Quellästen aufspaltet, die zwischen den längsstreichenden glazialen Walfischrücken ihren Ursprung nehmen. Nur der nördlichste Ast kann noch Wasser vom Stettlbachsander her bezogen haben, für die südlichen ist dies ausgeschlossen, da die weite Mulde von Untermieming und Zeinersee dazwischen liegt. Diese Mulde ist namentlich an ihrem Nordgehänge von Inntal-Grundmoräne ausgekleidet. Die Entstehung und Speisung der ziemlich scharf einsetzenden Trockentäler von Fiecht ist nur denkbar, wenn in dieser Mulde noch Eis lag, dessen Rand in rund 860 m reichlich Schmelzwasser entströmten.

Das Tal der Poststraße mündet heute durch die steile Klamm des Mörderlochs auf den rezenten Telfer Schuttkegel. In seinem inneren Teil ist aber der alte, höhere Talboden erhalten, der an der Zusammenmündung in rund 790 m liegt, sich in Terrassen weiter fortsetzt und wahrscheinlich ehemals über den Sattel von 756 m Wasser zur Puletrinne sandte. Dieses ältere Talsystem entspricht völlig dem Pulethinterbergental, während dessen Funktion im Telfer Becken noch Eis bis zur Höhe von 750 m reichte.

Es lag also die Oberfläche des Inntalgletschers zur gleichen Zeit bei Telfs in 750 m, in dem 7 km entfernten Mieminger Becken rund 850 m hoch. Sie hatte dementsprechend ein Gefälle von rund 15‰.

Das Trockentalgeflecht Pulet-Fiecht wurde also gleichzeitig von dem Stettlbachsander und von der zurückschmelzenden Oberfläche des Inngletschers mit Wasser versorgt. Mit dem Augenblick, da der Eisstand im Untermieminger Becken sank, mußte auch die Umlenkung des Stettl-Lehnbachs zu seinem heutigen Lauf eingeleitet werden.

Sofern die gewaltigen Schwemmkegel der nördlichen Seitentäler zu den Stirnmoränenresten an ihren Mündungen gehören, was nie bezweifelt worden ist, so ist damit der Beweis erbracht, daß zur Zeit dieser tiefen Lokalgletscherstände das Inntal selbst noch 100—250 m hoch vom Inngletscher erfüllt war.

Dem Nordrand des Untermieminger-Beckens folgt eine Längsmulde, in die östlich Frohnhausen ein kleines Trockentälchen von S her mündet. Dies beweist ebenfalls das unmittelbare Anstoßen des Inngletschers.

Am Klamm bach haben wir eine scharf zugeschnittene Terrasse, die sich vom Bildstock 813 *m* auf 800 *m* absenkt und an der moränen- ausgekleideten Hohlform bei der Streichenkapelle (765 *m*) abbricht. Sie steht durch ein gedoppeltes Trockentälchen westlich See mit dem Untermieminger-Zeinerseebecken in Verbindung. Da auch bei Mötzt die Hangendmoräne bis nahe an den heutigen Talboden herabreicht (Ampferer, 1904, S. 100) und eine postglaziale Verschüttung des Inn- tals bis 800 *m* nicht nachweisbar ist, setzt ihre Bildung einen Eisstand in rund 800 *m* als Erosionsbasis voraus. Wahrscheinlich ist auch die jüngste Terrasse (703 *m*) ähnlich gebildet worden.

O. Ampferer zeigt auf der geologischen Karte, daß gegen O hin die Terrassensedimente ihrer mächtigen Grundmoränendecke beraubt sind, und führt dies auf Wegschwemmung durch die Schmelzwässer zurück (1904, S. 101). Wenn die Abschwemmung auch nicht in dem dargestellten Ausmaß erfolgte, so entsprang ihr doch eine flächen- hafte Aufschüttung im Gebiet zwischen beiden Rinnen südöstlich vom Gerharthof. Hier liegt eine ebene Schotterfläche in 790—800 *m* mit mehreren geschlossenen Hohlformen von zum Teil bedeutender Tiefe. Einige größere Blöcke in dem gemischten Schottermaterial beweisen, daß es sich um umgeschwemmte Moräne handelt. Die Hohlformen gehen auf das Ausschmelzen von Toteispartien zurück. Diese Aufschüttung setzt eine Eisoberfläche bei Telfs von 790—800 *m* voraus. Gleichzeitig muß die Terrassenoberfläche weiter westlich, wo die Grundmoränendecke noch heute erhalten ist, noch geschlossen vom Eis bedeckt gewesen sein.

Im mittleren Teil der Mieminger Terrasse sind die eisgerundeten, mächtig von Grundmoräne bedeckten Längsrücken und Wann en das beherrschende Formelement. Gegen W treten an ihre Stelle die unregelmäßigen Formen der glazialen Aufschüttung, die hier mächtige Beträge erreicht. Zugleich hebt sich die Oberfläche von 870—880 *m*, der mittleren Höhe der Längswellen, auf über 900 und 1000 *m*. Darunter zieht die Oberkante der interglazialen Schotter in gleichbleibender Höhe nach W (an der W-Flanke des Klamm bachs: 870 *m*, vgl. Ampferer, 1904, S. 99).¹⁾ Es handelt sich offenbar um eine vorwürmzeitliche, glazial überarbeitete Schotteroberfläche, die sich leicht gegen O absenkt (auf 850—860 *m*, St. Veith), in einer Neigung, die der heutigen Inn- talsohle entspricht. Da weiter westlich die interglazialen Sedimente am Strangbach bis über 1000 *m* reichen (Ampferer, 1904, S. 98), muß sie wohl vom Inn- tal aus erosiv angelegt worden sein durch die breite Lücke des Klamm bachs hindurch.

Diese alte Oberfläche greift am Saßberg auch auf das Grundgebirge über: Der Trennungskamm gegen das Inn- tal ist hier von einer breiten, eisüberarbeiteten Fläche in 840—850 *m* gekappt, die sich auch jenseits des Lehn bachs noch fortsetzt.

Mehrfache Reste von Moränenbedeckung legen die Annahme nahe, daß ungefähr in der Höhe der randglazialen Terrasse 813 *m* am Klamm- bach auch bereits in Vorwürmzeit eine tiefere Abstufung lag. Derselben mag auch das Zeinerseebecken vor seiner glazialen Ausgestaltung an- gehört haben.

¹⁾ Machatschek findet hier nur 820 *m* (1934, S. 223).

Nördlich Telfs finden wir die Fläche des Ematbödele von dünner Inntalmoräne bedeckt. Beiderseits der Gießbachklamm liegt die Oberfläche der interglazialen Schotter, die sich ansteigend auch auf das Grundgebirge zieht und worüber mächtige Inntaler und Lokalmoränen lagern, in 780—800 *m* (vgl. Ampferer, 1904, S. 103). Auch hier haben wir es wohl mit einer tieferen Abstufung der Terrasse zu tun, die bereits vor Ablagerung der Grundmoräne erosiv erfolgt war. Östlich vom Achberggipfel (1033 *m*) liegt eine Eckausflachung in 930—940 *m*. Die schutterfüllte alte Talmulde der Erzbergmähder hinter dem Birkenberg in 960 *m* mag demselben Niveau angehören. Ein noch höheres scheint in der breiten Felsfläche des Birkenbergs selbst (1062 *m*) erhalten zu sein.

Die Terrasse von Telfs bis Zirl.

Literatur:

- A. Penck: Alpen im Eiszeitalter, S. 330, 332.
 O. Ampferer: Studien usw., 1904, S. 107—113, 133—134.
 O. Ampferer: Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntals, Jahrbuch der Geol. Reichsanst., 1915, S. 291.
 H. Wehrli: Monographie usw., 1928, S. 400.
 J. Ladurner: Quartärablagerungen usw., 1932, S. 419—422.
 F. Machatschek: Beiträge usw., 1934, S. 229—236.

In diesem Abschnitt ist die nördliche Flanke stark vom Inn unterspült und weist nur geringe Reste von Terrassensedimenten auf. Doch haben wir hier einige deutliche erosive Leisten und Terrassen, die sich durch Eisüberarbeitung als Vorwürm zu erkennen geben. Bei Bairbach liegt eine schmale Felsleiste mit Grundmoränendecke in rund 860 *m*, sonst ist der Abfall des Seefelder Berglandes nur durch aufsteigende Linien gegliedert. An der Mündung des Niederbachs kann man Eckandeutungen in über 700 *m* erkennen, darüber dehnt sich ein Terrassenrest in rund 840 *m* (moränenbedeckter Fels). Darüber endlich liegt die stark glazial überarbeitete Terrasse von Leithen (bis 1050 *m*, Fels). Gegen die Schloßbachschlucht baut sich wieder eine gefurchte Eckfläche vor, die auf rund 840 *m* ausgeht. An der Terrasse von Hochzirl erheben sich geschichtete Terrassensedimente bis nahe an 1000 *m*, wo sie von Grundmoräne überlagert werden (Ampferer, 1915, S. 291). Über der Martinswand liegt eine breite Spornfläche in 1320 *m*.

In den unteren dieser erosiven Verebnungen können wir die Fortsetzung der entsprechend hoch gelegenen im Mieminger Gebiet erblicken. Sichere Einordnung werden freilich erst weitere Reste gestatten.

Die südliche Flanke weist einen schmalen, nach O an Breite zunehmenden Vorbau typischer interglazialer Terrassensedimente auf. Leider stehen mir für dieses Stück nur sehr wenig eigene Beobachtungen zur Verfügung. Es wurde ausführlich von Ampferer 1904 und Ladurner 1932 beschrieben.¹⁾

Es handelt sich hier offenbar um die wiederholte Verschneidung einer sanft nach W ansteigenden Hauptoberfläche, die sich durch Grund-

¹⁾ Sowie von Machatschek, 1934.

moränenbedeckung und sanfte Wellung als glazial geformt erweist, mit steil nach O absinkenden Schrägleisten. Sie ist stellenweise durch Hangbäche ganz in schmale Querrücken aufgelöst und verschwindet noch vor Pfaffenhofen. Bei Schweighof (südl. Flaurling) liegt sie in 850 *m*, bei Rangen-Oberperfuß in 830—840 *m*. Die gleichmäßige Höhenlage auf 10 *km* Erstreckung legt nahe, in ihr eine ältere, fluviale Oberfläche zu erblicken, um so mehr, als sie ausgezeichnet an die oben festgestellte vorwürmzeitliche Oberfläche der Mieminger Terrasse anschließt. Nach J. Ladurner (S. 421, 422) liegen auf ihr südlich Polling und beiderseits des Hundsbachgrabens Schuttmassen von Lokalgletschern.

Eine tiefere Vorwürmstufe scheint in der moränenbedeckten Terrasse von Rahm¹⁾ (760—780 *m*), südl. Flaurling, gegeben zu sein.

Schräg nach O absteigende Leisten zeichnen vor allem das Gehänge südlich Pfaffenhofen aus. Die Schotterfurche des Pingeshofs reicht auf etwa 740 *m* herab. Von einem ähnlichen Tälchen wird der Sporn der Ruine Hörtenberg abgetrennt. Scharfgeschnittene Flächen liegen in 800 und 860 *m* (Höll), eine Schrägleiste in rund 660 *m*. Alle diese Stufungen sind nach Ladurner frei von Grundmoräne (S. 420). Eine ganz gleiche Schrägleiste schließt sich abwärts an die Kanzigbachmündung an, von 750 auf 720 *m* absteigend. Die Rücken des Pollinger und Hattinger Berges weisen ebenfalls Abstufungen auf. Auch das Trockental südlich Giggiberg bei Inzing gehört hierher. A. Penck wies bereits auf diese Schrägleisten hin und erklärte sie als Zeugen des quantenweisen Abschmelzens des Inngletschers, also als Eisrandbildungen (Hött. Breccie, 1920, S. 102).

Die Sellrainmündung und das südwestliche Mittelgebirge.

Literatur:

- J. Blaas: Glazialformation, 1885, S. 89—97.
 J. Blaas: Erläuterungen, 1890, S. 32—35.
 A. Penck: Alpen im Eiszeitalter, I., S. 330—331.
 O. Ampferer: Studien usw., 1904, S. 134—138.
 H. Wehrli: Monographie, 1928, S. 409.
 W. Hammer: Erläuterungen zum Geologischen Blatt Ötztal, 1929.
 J. Ladurner: Quartärablagerungen usw., 1932, S. 422—426.
 F. Machatschek: Beiträge usw., 1934, S. 236/237.

Bei Oberperfuß (814 *m*) ist die Terrassenoberfläche besonders unruhig gewellt. Die höchsten Kuppen erreichen noch 840 *m*. Hier ist die Grundmoränendecke überall deutlich, stellenweise von dünner Schotterdecke überlagert.

Über das Gelände von Oberperfuß (vgl. Fig. 1 und 2) erhebt sich südlich eine höhere Terrasse, deren Abfall in der Verlängerung der südlichen Bergflanke weiterzieht und von einer Vorterrasse in 860 *m* (Brandstatt) gesäumt ist. Die scharfe Kante liegt in 880 *m*. An ihr sind Schotter bis oben an aufgeschlossen. Die Oberfläche (Kammerland) ist von auffälliger Ebenheit und Glätte, es fehlt jede Andeutung einer Grund-

¹⁾ Ampferer, 1904, S. 134; Ladurner, 1932, S. 421.

moränendecke. Kleine Steilränder ziehen trichterförmig aus dem Tälchen, dem der Weg nach Mayrhof folgt, und beweisen den rein fluvialen Charakter

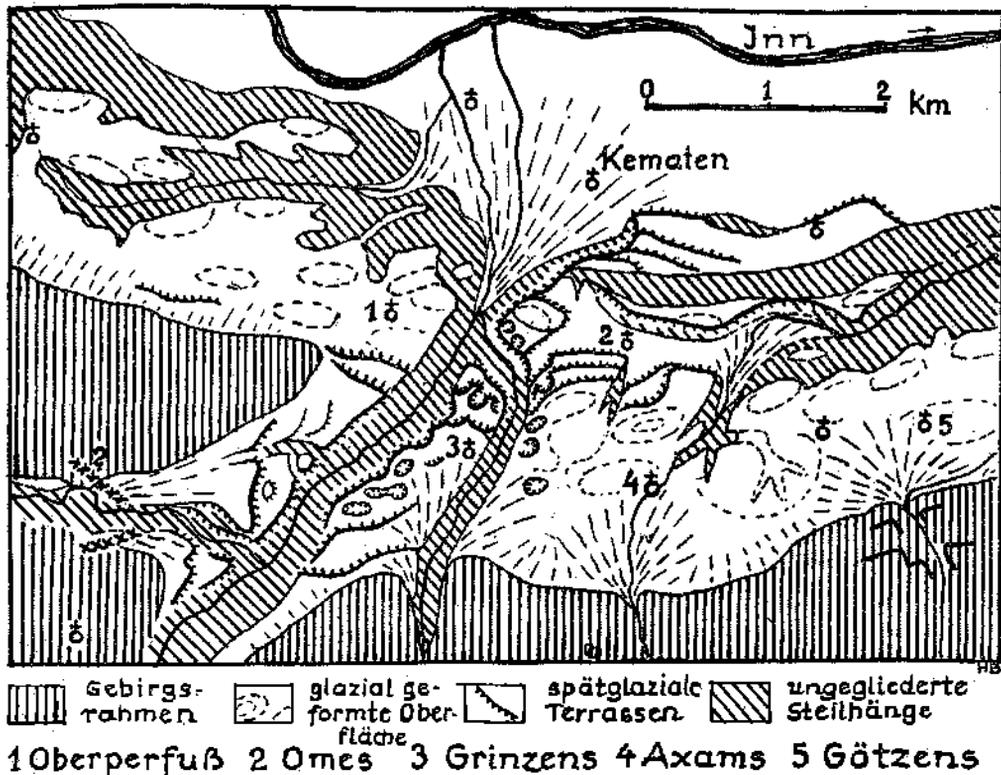


Fig. 1. Die Sellrainmündung.

der Oberfläche. Das genannte Tälchen zerschneidet die Kante einer nächst höheren Stufe (Mayrhof) in 990 m. Hier sind leicht schräg geschichtete

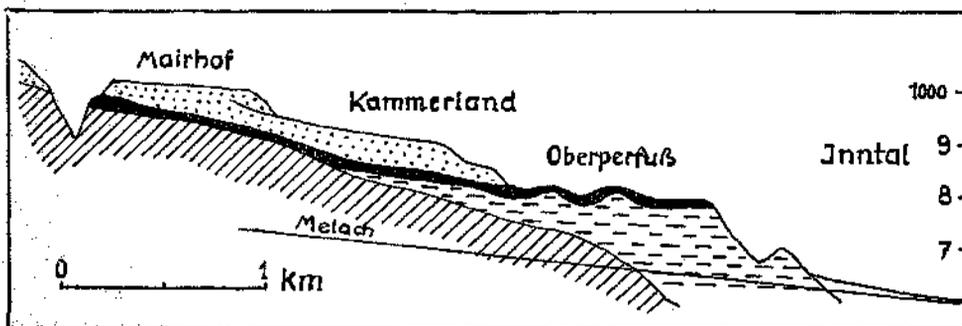


Fig. 2. Längsschnitt westlich der Melachmündung.

punktiert: spätglaziale Sedimente;
schwarz: Hangendmoräne der letzten Vergletscherung;

horizontale Striche: interglaziale Terrassensedimente;
schraffiert: Grundgebirge.

Feinsande aufgeschlossen. Die Oberfläche ist ebenfalls rein fluvial, ohne Grundmoränendecke und steigt gegen die Mündung des Tiefentals hin auf über 1000 m an, wo am Gehänge ein endmoränenartiger Wall herab-

zieht. Am Abfall gegen die Tiefentalschlucht sind Schotter aufgeschlossen, unter denen hier mächtige Inntaler Grundmoräne zutage tritt, die in 960—980 *m* dem Felssockel auflagert. Eine tiefere Leiste setzt sich von hier am Melachhang bis in die Kammerlander Terrasse fort (Bild 1).

Die Bildung dieser beiden großen Aufschüttungsterrassen, die über moränenbedecktem Gelände frei ausstreichen, ist nicht denkbar ohne einen entsprechenden Eiskörper als Staulager. Wir haben es mit dem Schuttkegel eines Tiefenbachgletschers zu tun, der gegen Inngletscherstände von rund 1000 und später von 880 *m* geschüttet wurde. Die Mächtigkeit dieser spätglazialen Ablagerung beträgt schätzungsweise 30—60 *m*.

Dem unterliegenden Sockel begegnen wir an der rechten Flanke des Sellraintals als Leiste, die vom Gehöft Witsch (1000 *m*) am Talansgang gegen Danöben talein zieht. Hier greift die blockige Lokalmoräne von der wenig über dem Talgrund gelegenen Kirche von Rotenbrunn (909 *m*) darüber empor.

Mit einer Zwischenstufe in 975 *m* (Hansen) fällt diese Terrasse von Witsch gegen die Hauptterrassenfläche des südwestlichen Mittelgebirges ab. Beide höheren Stufen verschwinden gegen O in dem gewaltigen Schuttkegel des Senderbachs, der sich über die Hauptterrassenfläche ausbreitet.

So einheitlich der Terrassenkörper, aus der Ferne gesehen, erscheint (vgl. das Bild auf S. 330, A. Penck: Alpen im Eiszeitalter, I), so stark modelliert ist die Terrassenoberfläche auch hier (vgl. Bild 3).

Der Grinzener Schuttkegel geht namentlich gegen die Melachschlucht hin über in ein eigentümliches Gelände von Kuppen, Riedeln, sichelförmig gebogenen Rücken, zwischen denen geschlossene und halboffene Mulden liegen. Es handelt sich um keine Erosionsformen, weder glazialer noch fluvialer Natur, sondern um eine typische Einschüttungslandschaft, deren Kessel man sich nur unter Mitwirkung von Toteis entstanden denken kann (Bild 2).

Die Kante dieser Eisrandbildungen liegt in 880—900 *m*, sie entsprechen also demselben Eisstand, der die Bildung der Kammerlander Terrasse verursachte. In dieser Zeit bestand durch die Melachschlucht noch eine Verbindung zwischen dem Sellrainer Lokalgletscher und dem großen Inntal-Eiskörper.

Gegen O heben sich unter diesen Aufschüttungen die eisgerundeten und moränenhedeckten Schwellen der Terrassenhauptfläche hervor (Ober und Unter der Linde, 850—860 *m*).

Eine ältere Abflußrinne des Sendersbaches, der heute, tief eingeschnitten, zur Melach hinabstürzt, führt zur alten Schmelzwasserfurche von Omes, die noch einen zweiten Eingang von W her besitzt. Am südlichen Eingang finden wir in 820 *m* mehrere Toteislöcher. Sie beweisen ebenso wie das Vorkommen von Moränenmaterial am nördlichen Eingang, daß das Tal von Omes unmittelbar vom Eise weg seinen Ursprung nahm, als es längere Zeit in dieser Höhe stand.

Das Tal von Omes erlaubt wieder eine Gefällsbestimmung der Eis-Oberfläche. Es kann nicht schon zur Zeit seiner Funktion, als es offenbar von bedeutenden Wassermassen durchströmt war, den starken

Gefällsbruch besessen haben, mit dem es heute bei Völs in 600 *m* ausmündet. Seine alte Mündungshöhe ist vielmehr durch gleichsinnige Verlängerung des Trockentalgefälles zu ermitteln, die auch durch entsprechende Hangknicke über dem verjüngten Teil gestützt ist. Sie kommt bei Völs auf rund 720 *m* zu liegen. Da die Hangendmoräne z. B. beim benachbarten Peterbründl und vor allem an der nördlichen Talflanke bis nahe zur heutigen Talsohle herabreicht und eine postglaziale Verschüttung nicht erweislich ist, muß auch hier ein Eiskörper von 720 *m* Höhe als Erosionsbasis angenommen werden. So ergibt sich eine Neigung von 18—20 ‰.¹⁾

Zwei höhere Stände sind in Terrassen des Omestalsüdgehänges festgehalten. Tiefere Stufen finden sich am äußeren Abfall der Terrasse südlich Kematen in Form von Schrägleisten in 740, 720, 680 und 670 *m* Höhe des oberen Endes.

Sicher war das Omeser Tal durch eine glaziale Längsfurche vorgezeichnet. Doch möchte ich in der Moräne, die in so tiefer Lage beim Bauhof erschlossen ist (Ladurner, S. 425), nicht Hangend-, sondern Liegendmoräne sehen, so wie auch im Geroldsbachgraben die Liegendmoräne kurz vor dem Austritt ins Inntal angeschnitten ist.

Die wellige Oberfläche der Terrasse hält sich, über Fels und Schotter gleichmäßig hinwegziehend, bis an die Sillschlucht hin in gleicher Höhe: 840—860 *m*. Es scheint hier der stärker am Aufbau beteiligte Fels den Eisschurf etwas abgeschwächt zu haben im Vergleich zur Perfußer Terrasse. Es kann gar kein Zweifel obwalten, daß wir es mit der unmittelbaren Fortsetzung der Rangger und damit der Mieminger Terrasse zu tun haben.

Reste höherer Niveaus stellen das Eck des Adelhofs (1316 *m*), ferner die beiden Eckausflachungen in 1060 *m* an der Mündung des Götznergrabens und die breite Leiste darüber in 1240 *m* dar, in welcher Höhe auch sonst noch Hangverflachungen vorhanden sind.

O. Ampferer deutete die großen Schuttkegel der südlichen Seitentäler als verschwemmte Schuttmassen von Lokalgletschern (1904, S. 138). Moränenwallartige Formen finden sich am Ausgang des Sendersbachtals. Aufschlüsse zeigen hier ungeschichtete Block- und Geröllpackung mit gewaschenen Sandlagen, aber auch steil N fallende Lokalschotter. J. Ladurner verzeichnet am Ausgang des Axamertals einen Gletscherstand (S. 412 und Karte), und auch für den Götzner Graben ist ein ähnlicher Stand durch Moränenreste angedeutet. Für den alten Sendersbachkegel ist der Beweis unmittelbar gegeben, daß zur Zeit seiner Aufschüttung das Eis noch bis 900 *m* im Haupttal stand. Auch seine Zerschneidung erfolgte noch auf ein tieferes Eisniveau (Tal von Omes).

Das große Trockental von Edenhaus—Natters bietet eine weitere Möglichkeit zur Bestimmung des alten Eisoberflächengefälles. Sein westlicher Anfang hängt offen über tieferem, glazial überformtem Gelände, in das sich der Geroldsbach heute bereits etwas eingetieft hat. Um das Trockental zu speisen, müßte der Geroldsbach rund 10 *m* über der

¹⁾ A. Penck (Alpen im Eiszeitalter, I., S. 332) kommt zu über 30 ‰, da er die Länge des Tals zu dem heutigen Höhenunterschied in Beziehung setzt, was nicht angängig ist.

moränenbedeckten glazialen Oberfläche geflossen sein. Da aber entsprechende jüngere Aufschüttungen fehlen, bleibt nur die Annahme, daß das Edenbachtal unmittelbar vom Eisrand weg seinen Ursprung genommen hat. Es mündet bei Natters (780 m), etwas hängend, in die weite, moränenausgekleidete Natterer Mulde, die bis auf 750 m absinkt. In dieser muß ebenfalls Eis gelegen haben, um die hängende Ausmündung der breiten Trockentalsohle zu ermöglichen. An dem leicht terrassierten östlichen Einfassungsrücken finden sich auch einige Eisrandformen. Da dieser Eiskörper mit der Silltal- und Inntalausfüllung in Verbindung gestanden haben muß, ergibt sich daraus die Neigung der allgemeinen Eisoberfläche zu rund 18 ‰. Damit stehen wir aber schon im Bereich der Sillmündung, mit der sich der nächste Abschnitt beschäftigen soll.

Die Sillmündung und das südöstliche Mittelgebirge.

Literatur:

- J. Blaas: Glazialformation, 1885, S. 70—102.
 J. Blaas: Erläuterungen, 1890, S. 33—40.
 J. Blaas: Der Boden der Stadt Innsbruck, 1891.
 A. Penck: Alpen im Eiszeitalter, I., S. 328—332.
 A. Penck - E. Richter: Glazialexkursion, 1903, S. 80—83.
 O. Ampferer: Studien, 1904, S. 139—145.
 H. Wehrli: Monographie, 1928, S. 409—140.
 W. Heissel: Quartärgeologie, 1932, S. 443—467.

Das Mittelgebirge südlich von Innsbruck zwischen Sellrain und Volderthal besteht in der Hauptsache aus anstehendem Fels. Nur im W und an dem stark verschälerten Ostende beteiligen sich größere Massen von Sedimenten am Aufbau der Terrasse, und auch im Silltal füllen sie eine tiefe ältere Furche aus, die im allgemeinen westlich von der heutigen verlief.

Die große Breite der Terrasse, ihre bedeutende Höhenspannweite (400 m), die Schutzwirkung des Sillschwemmkügels zwischen Peterbründl und Amras, der Mangel stärkerer Zuflüsse von den Bergflanken, die sich zu zwei großen Eckpfeilern runden, haben hier eine ganz ungewöhnlich reiche Vertikalgliederung der Terrasse ermöglicht, bzw. aufbewahrt. Wir fassen zunächst nur die glazial geformten Teile der Terrassenoberfläche ins Auge.

Gleichmäßig über Fels und interglaziale Schotter hinweggreifend setzt sich die wellige und lückenhaft von Grundmoräne bedeckte¹⁾ Fläche von Axams—Götzens beiderseits des Natterer Trockentals bis an die Sillturche heran fort. Sie liegt zwischen 810 und 860 m und hebt sich gegen den Bergfuß auf 900 m. Gegen die Natterer Mulde taucht sie tief herab.

Viel weniger klar ist ihre Fortsetzung jenseits des Silltals. Hier erreicht die glaziale Oberfläche einen außerordentlichen Grad von Bewegtheit. Sie spannt sich im Querschnitt von Igels über bedeutend

¹⁾ W. Heissels Karte zeigt davon zu wenig.

höhere Reste (Lanserköpfe 931 *m*, Iglerswald 960 *m*), um dazwischen in breiter Furche tief unter spätglaziale Aufschüttungen hinabzutauchen. Und weiterhin zeigt sie eine so starke Auflösung und Steigerung der normalen Wellung zu Drumlinformen und gleichzeitig so starke und so wenig klar angeordnete Höhenunterschiede (820 bis über 960 *m*), daß eine sichere Aussage über vorglaziale Flächen nicht möglich ist.

Es findet sich zwar entlang der nördlichen Kante der Terrasse eine Abfolge von Flächenstücken in 820—860 *m*, die die bisher verfolgte Hauptfläche fortzusetzen scheinen: um die Lanserköpfe und östlich der tief eingreifenden Aldranser Bucht; aber südlich davon hebt sich das Gebiet der Drumlins ohne scharfe Absetzung zu bedeutend größeren Höhen. Namentlich die Höhen der Kuppen, die freilich, von ganz bergnahen abgesehen, nur aus Lockermaterial bestehen, scheinen mir dafür zu sprechen, daß hier nicht bloß ein Aufsteigen der „Hauptoberfläche“ gegen den Bergrand hin vorliegt wie im W (Schwaganger usw.), sondern daß wir es hier mit einem stark zerpfügten höheren Niveaurest zu tun haben. Wenn die Höhe des tieferen Niveaus auf 850—820 (alte Talsohle) anzusetzen wäre, so die des höheren auf 920—940 *m*. Eine Bestätigung dieser Deutung liegt in der Gnadenwaldterrasse, die eine alte Oberfläche in 820—800 *m* unzweideutig festlegt. Daß wir es mit keiner lokalen Aufbiegung des Hauptterrassenniveaus zu tun haben, wird durch die klaren Reste derselben Fläche entlang des ganzen nördlichen Talgehänges zwischen Innsbruck und Hall bestätigt (Hungerburg, Rechenhof usw.).

Am Terrassenabfall, der weiter östlich und westlich vom Inn unterschritten ist, setzt bei Ferneck deutliche Stufung ein, die gegen Aldrans hin zu größerer Breite anwächst. Die Verflachungen ziehen über Schotter und Fels gleichmäßig hinweg und zeigen Schliifspuren und Moränenbedeckung. Sie ordnen sich zu drei Niveaus an: in 780—760, 720—700 und 660—640 *m*. Zum ersten gehören die Felsverebnungen, denen die kleine Schotterterrasse des JehlehoFs aufsitzt, die breite Verflachung südöstlich der Blumesköpfe in 780 *m*, die ebenfalls durch spätglaziale Bildungen maskiert ist, ferner die Leiste der Poltenhütte. In der Fläche von Aldrans (760 *m*) gewinnt dieses Niveau große Breite: Hier griff der Inn einst tief in den Terrassenkörper ein.

Das nächste Niveau ist vertreten in den breiten, rundgebuckelten Felsverebnungen am Bereiterhof (707 *m*) und westlich davon. Jenseits der Sillmündung gehört ihm die große Hangkonkave an, die über den Lemmenhofwiesen in 720 *m* ausgeht. Ferner in der schönen Terrasse von Tantegetert (700 *m*) und in der Terrasse unter Aldrans, deren Kante ebenfalls in 700 *m* liegt. Von der späteren Modellierung und Überdeckung durch spätglaziale Bildungen muß man hier wie an vielen anderen Stellen absehen.

Das unterste Niveau findet sich beiderseits der Sillmündung in rd. 650 *m*: Berg Isel und Lemmenhof. Hieher gehört auch die Fläche des Tummelplatzes und die von Schloß Amras.

Es erhebt sich die Frage, ob diese Niveaus auch in der Sillfurche vertreten sind, die ja im wesentlichen ebenfalls schon vor der letzten Vergletscherung gebildet worden sein muß. Denn an verschiedenen

Stellen greift die Hangendmoräne bis nahe an die heutige Sill herab und dies in einem Tal, dessen Anlage man unmöglich dem Gletscher zuschreiben kann. Eine Reihe solcher Stellen hat schon J. Blaas (Erläuterungen, Karte) angegeben, und W. Heissel hat jüngst die entsprechenden Moränenbeobachtungen übersichtlich zusammengestellt (Karte). Er rechnet allerdings die wichtigsten dieser Vorkommen zur Liegendmoräne, ohne jedoch selbst seiner Sache ganz sicher zu sein (S. 445, 463). Die Überlagerung durch Terrassensedimente ist aber an keiner dieser Stellen nachzuweisen, wohl aber an mehreren Stellen, so westlich von Vill, das umgekehrte Verhältnis. Welche Mächtigkeit müßte der Liegendmoräne zukommen und wie unwahrscheinlich ist ihre Erhaltung als Decke über breit entblößten Felsflächen! Schließlich würde durch das Vorkommen bei den Gluirschhöfen und seine Deutung als Liegendmoräne die Bergisel-Epigenese schon in die Zeit vor Ablagerung der Terrassensedimente verlegt werden, was unwahrscheinlich ist. Wir haben es vielmehr mit der Hangendmoräne zu tun, die ja auch im Inntal (Lemmenhof, Berg Isel) bis nahe zur heutigen Talsohle hinabgreift, und wir haben auch die Sillschlucht — mit Ausnahme der tiefsten Rinne — zu den präwürm angelegten Tälern zu rechnen.

Westlich von Vill bedeckt die Hangendmoräne lückenhaft eine breite Felsterrasse in 670—650 *m*, die von der Mündung des Ahrntals nach N zieht und sich — jenseits der epigenetischen Schlucht des Sonnenburger Hügels — unter den Gluirschhöfen weiter verfolgen läßt. Sie zielt auf das Niveau von Berg Isel—Lemmenhof. Weiter talauf ist sie durch die Felsterrasse der Haltestelle Stefansbrücke (717 *m*) vertreten und geht in der Gegend der Mühlbachmündung in den heutigen Talweg der Sill über (vgl. Fig. 4 unten). Bis hierher ist die jüngste, wesentlich postglaziale Zerschneidung vorgedrungen, die mit einer Gefällsteile einsetzt und sich weiter außen durch ihren engeren Querschnitt deutlich abbebt.

Von dem nächsthöheren Niveau (700 *m*) sind im Silltal kaum sichere Reste erhalten. Eine undeutliche Kante im Steilhang westlich Vill in 720 *m*, die Terrassen von Handl- und Jesuitenhof (716 *m*), die von Spuren verschwemmter Moränen bedeckt sind, aber im übrigen glatt und scharfkantig wie spätglaziale Bildungen sind, ferner der obere Eingang des Ahrntals könnten diesem Niveau angehören. Doch habe ich im Ahrntal keinerlei Moränenspur gefunden, die dessen Vorwürmalter erweisen könnten, und ich muß es offen lassen, ob wir es bei ihm und den übrigen Terrassen nicht mit Formen des Eisrückzugs zu tun haben. Die mangelnde glaziale Ausarbeitung des Ahrntals darf man jedenfalls nicht im letzteren Sinn ausdeuten, da ja auch die Eiswirkung auf die nachweisbar älteren Epigenesen am Berg Isel und Sonnenburger Hügel minimal blieb, während die Talstrecken dazwischen beckenartig ausgeweitet wurden.

Das Niveau 760—780 *m* ist im Silltal gar nicht vertreten, wenn man von der obenerwähnten Verflachung südöstlich der Blumesköpfe absieht. So wie diese sind auch die breiten Terrassenschultern, die die Terrassenhauptfläche ins Silltal hinein fortsetzen, vollständig umgeprägt durch die spätglazialen Formenelemente, denen wir uns nun zuwenden.

A. Penck hat schon 1902 (Alpen im Eiszeitalter, I., S. 332 und Fig. 58) auf die Längsterrassen zwischen Igls und Patsch sowie bei Schönberg hingewiesen und sie als Reste „nunmehr zerstörter Abflußrinnen“ gedeutet. 1903 bezeichnet er sie als Geschnitzzeitlich, ohne dies jedoch näher zu begründen (Glazialexcursion, S. 81). Das Phänomen dieser kleinen Terrassenbildungen ist aber viel weiter verbreitet (zum folgenden vgl. Fig. 3).

Diesen Terrassen mangelt vollständig jede Grundmoränendecke, doch findet man nicht selten verschwemmte Reste davon im Verband der jüngeren Schotter, die diese Terrassen überkleiden oder ganz aufbauen. Sie bilden stellenweise ganze Treppen, aus denen man ersehen kann, daß der Schwund des Eiskörpers, an den sie sich lehnten, in regelmäßigen Rucken erfolgte.

Die höchste dieser Terrassen liegt südlich der Felskuppe des Rosengartens in 1020 *m* und ist durch eine Abflußrinne vom Berghang getrennt. Darunter folgen prächtige Längsstufen in 980, 950—960, besonders breit in 930 *m*; diese geht längs dem Ahrntalhang über in die schöne Fläche des Girgl (915 *m*) über Igls. Steigt man von da gegen den Rosengarten empor, so findet man auch hier Stufen in 960 (Taxburg), in 1000 und in 1020 *m*. Sie sind untereinander durch Tälchen verzahnt, gehen über Schotter und Fels und aus ihnen taucht immer wieder wellige glaziale Oberfläche. Ein Aufschluß nächst Taxburg zeigt die am alten Eisrand gestörte Lagerung der Aufschüttungen der 960-*m*-Terrasse. Gegen Patsch werden diese Terrassen zum Teil undeutlich und versteilen sich. Auch am Sporn gegen Kehr hinab finden sich Abkantungen.

Viel breiter ist die Terrasse von Igls (870 *m*), die gegen das Silltal von zwei tieferen Stufen in 850 und 830 *m* begleitet wird. Alle drei werden vom Steilhang des Ahrntals abgeschnitten, während der Ahrnberg selbst Flächen in entsprechenden Höhen zeigt.

Die beiden unteren Niveaus sind auch westlich der Sill vertreten in der Raitiser Terrasse (850 *m*), die sich nach S fortsetzt und der auch das Längstälchen von Schwaganger angehört und in der Mutterer Fläche (830—820 *m*), die ebenso wie eine nächst tiefere Stufe (800 *m*) auch jenseits der Natterer Mulde unter den Blumesköpfen ihre Entsprechung hat.

Da noch unter den Kanten dieser Terrassen am Silltalgehänge Hangendmoräne auftritt, ist es ausgeschlossen, daß die Sillfurche jemals nach der Würmvergletscherung wieder ausgefüllt war. Entstehung dieser Terrassen ist daher nur am Rande einer Eismasse denkbar, die die tiefere Furche vollständig ausfüllte.

Auch in der Sillfurche selbst sind solche junge Terrassen zu beobachten, die zum Teil in Beziehung zueinander zu stehen scheinen. So am Jesuitenhof in 716, 700, 680 *m*, beim Klarerhof in 670, 660, 645 *m*, beim Reisachhof in 670 und 660 *m* usw. Am Berg Isel haben wir ein Trockentälchen hinter dem Buchhof und am Lemmenhof zwei Kanten. Am Nordabfall des Klosterberges findet sich eine wahre Treppe von kleinen Eisrandterrassen, die den Anschluß an die höhere Gruppe vermitteln, und der Rücken, der zum Berg Iselsattel absteigt, ist von

vier bis fünf Eckflächen gestuft. Eine besonders deutliche Terrasse in 690 m zieht sich vom Sonnenburgerhof nordwärts. Tief unter ihr liegt am Hohlweg Hangendmoräne.

Alle höheren Terrassen rechts der Sill setzen sich, in die Richtung des Inntals umbiegend, mit deutlichem Gefälle nach O hin fort. Die Terrasse von Taxburg (960 m) verschwindet an der Ellbögners Straße, 930 m hoch, in dem gewaltigen Sistranser Schuttkegel. Ein Aufschluß bei P. 922 zeigt unregelmäßig schräg nach O fallende grobe und feine Schotter mit zum Teil sehr eckigen Stücken, überwiegend Quarzphyllit mit einigen morschen Gneisen, angelagert an Fels. Jenseits des Schuttkegels bilden ihre Ausläufer die abgekanteten Hügel und die Fläche von Sistrans (920 m). Ein tiefer Aufschluß westlich des Ortes zeigt 30 Grad NW-fallende Deltaschotter und Kiese, meist Quarzphyllit mit einigen morschen Gneisgeröllen. Die 920-m-Fläche schneidet dieses spätglaziale Delta oben ab.

Die Girgltterrasse zieht mit scharfer Kante unter dem Sistranser Schuttkegel durch, von Kerben und Quellmulden zerlappt und verläuft sich, 880 m hoch, in das Rundbuckelgelände nordöstlich Sistrans.

Die Iglerterrasse erfüllt das weite Becken um den Lanser See und zieht in einer 2 m höheren Stufe über Lans (860 m) gegen Rans (840 m). Gegen Vill (811 m) verliert sie sich in unruhiges Gelände von sichelförmigen Vorsprüngen und halbkesselartigen Einbuchtungen, eine typische Eisrandlandschaft. Ein Aufschluß in einem der Vorsprünge nahe der Viller Kirche zeigt Feinsande etwa 40 Grad NO einfallend, darüber unregelmäßig N, NO und NW fallende Kiese und Sande: Ein Delta, von Kamesbildungen bedeckt. Die anschließende Mulde von Vill ist von moränenartigen Lehmen ausgekleidet, deren grobe Geschiebeblöcke zu den Straßeneinfassungen verwendet wurden. Als ein Gegenstück zur Natterer Mulde wird sie im W von einem terrassierten Schottervorsprung eingefasst. Der Eiskuchen dieser Mulde, der offenbar vollständig übersandet wurde, war nur der letzte Rest einer wesentlich größeren Eismasse, die ursprünglich die ganze Hohlform zwischen Iglers Wald und Lanser Köpfen eingenommen hatte. Gegen sie wurde die Iglerterrasse geschüttet. Von O zurückschmelzend wurde sie dort am vollständigsten von den Aufschüttungen ersetzt. Im Bereich des Viller Moors schmolz sie erst, als die Iglerterrasse nicht mehr überspült war. So konnte diese Hohlform ebenso wie das Toteisloch des Lanser Sees nicht mehr zugeschüttet werden, sondern fiel der Vermoorung anheim.¹⁾ Die sichelförmig eingreifenden Rücken sind Spaltenausfüllungen. Ein Aufschluß am NW-Rand des Moors zeigt oben Feinsande, darunter Innschotter, Kiese und Sande in Deltaschichtung steil gegen O und SO.

Nördlich der Felskuppe des Oellacherhofs öffnet sich eine Lücke zum Mühlthal, das mit scharfer und tiefer Kerbe in Fels einsetzt und auf die Aldranser Fläche hinauszieht. Auch in die alte Innbucht von Aldrans ist eine Eisrandterrasse eingebaut. Zwischen Rans und Aldrans liegen zwei

¹⁾ Vgl. S. Pankratia Feurstein, Geschichte des Viller Moors und des Seerosenweihers an den Lanser Köpfen bei Innsbruck. Beihefte z. Botan. Zentralblatt, Bd. LI, 1933, Abt. II.

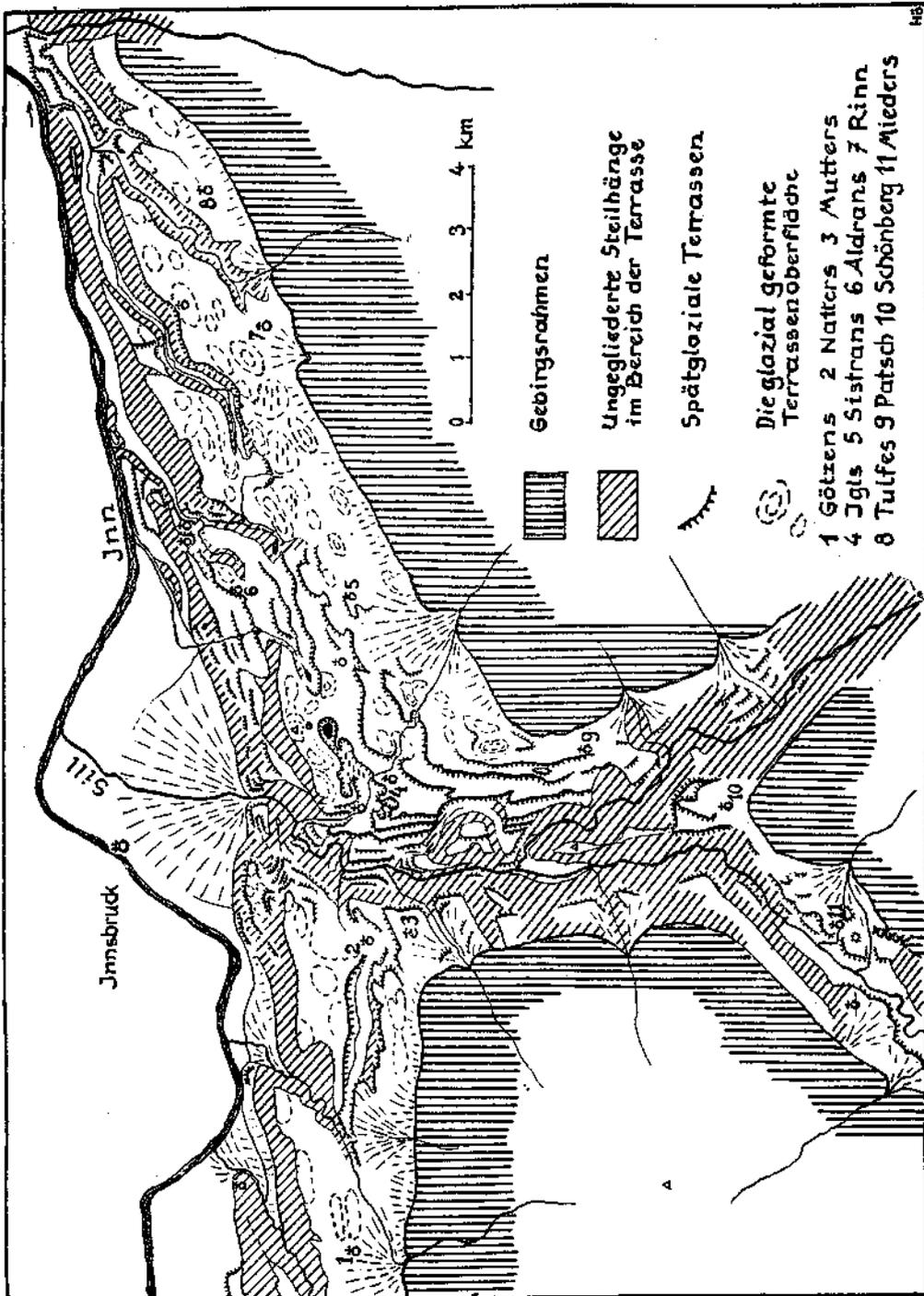


Fig. 3. Die Sillmündung und das südliche Mittelgebirge.

Stufen in 800 und 780 m. Alle Flächen sind mehrfach ineinander verzahnt. Auch die Aldranser Hauptfläche ist unbeschadet ihrer älteren Anlage als Eisrandstufe zu werten. Auf ihr floß der Mühlbach, einst vereinigt mit dem Sistranser Bach, zum Ampaßer Tal. Beim Absinken des Eis spiegels brach zunächst der Mühlbach (Terrasse 730 m), dann auch der Sistranser Bach nach N durch (Terrasse vom Strandbad Schönruh 700 m). Doch war die Eintiefung von dem gleichen Niveau aus schon

beträchtlich über Ampaß emporgedrungen. Auch noch tiefere Eisstände haben ihre Marken hinterlassen. Die Trockenrinne von Egerdach ist nur als seitliches Schmelzwasserbett zu verstehen.

In der ganzen östlichen Hälfte des südöstlichen Mittelgebirges sind Eisrandterrassen selten. An den scharfkantigen Rändern mancher Beckenausfüllungen erkennt man alte Eisstände (nordöstlich Sistrans in 880, bei Judenstein in 870 *m* usw.). Die stark wellige glaziale Oberfläche wird von drei Schrägtälern durchzogen und von dem steilen Prallhang des Inns begrenzt, der die Unterläufe dieser Talrinnen schräg abschneidet.

Diese Furchen wurden von den Schmelzwässern der südlichen Hanggletscher erzeugt, die zur Schlernzeit noch ganz beträchtlich gewesen sein müssen und von denen auch hier die großen Schuttkegel stammen. Nur unbedeutend können sie von dem Eis gespeist worden sein, das in den Mulden der Terrassenoberfläche lag. Sie sind daher auch nicht zur Bestimmung der Oberflächenneigung des Inngletschers geeignet, trotzdem ihre Mündungen von den ruckweise einsinkenden Eisständen mitbeeinflusst wurden.

Beim Ampaßer Tal findet sich wiederum eine ganze Terrassentreppe (650, 620, 610, 590 und 570 *m*)¹⁾. Die beiden letzten gehören nur dem Inntal, die 610-*m*-Stufe Inntal und Ampaßer Tal gemeinsam an. Die Mündung der beiden andern Täler wird in einem späteren Abschnitt besprochen.

Die Terrasse nördlich von Innsbruck.

Literatur:

- J. Blaas: Glazialformation, 1885, S. 28—69.
- J. Blaas: Erläuterungen, 1890, S. 40—49.
- A. Penck: Alpen im Eiszeitalter, I., S. 326.
- A. Penck: Höttinger Breccie, 1920.
- O. Ampferer: Studien, 1904, S. 113—117.
- O. Ampferer: Erläuterung zur Geologischen Spezialkarte, Blatt Innsbruck—Achensee, 1924.
- H. Wehrli: Monographie, 1928, S. 401—403.
- R. v. Klebelsberg: Neue Aufschlüsse, 1929.
- H. Katschthaler: Neue Beobachtungen, 1930, S. 17—43.

Dem verwickelten inneren Aufbau der Terrasse nördlich von Innsbruck, wo auf einem Felssockel die Ablagerungen dreier Eiszeiten sich mit interglazialen Aufschüttungen verschränken, entspricht auch eine komplizierte äußere Formgestaltung, die sich vielfach allzusehr ins Kleine verliert, um noch für unsere Zwecke brauchbar zu sein.

Die schwachwelligen Terrassenflächen von Hungerhurg, Rechenhof und Garzanhof fallen in sanfter Neigung von 900 und 1000 *m* talwärts auf 850 *m* ab. Sie gehören demselben Niveau an, das im SW als Terrassenhauptfläche bezeichnet wurde und das im Gnadenwald in breiter Ausdehnung erhalten ist. An der Ausmündung von Höttinger und Mühlauer Graben ist die Oberfläche durch jüngere Kalkschuttmassen

¹⁾ Blaas, Glazialformation, S. 79 ff.

aufgehöhrt, die sich über die Inntaler Grundmoränendecke legen und von O. Ampferer auch hier als verschwemmtes Moränenmaterial von Lokalglutschern angesehen werden.

Beiderseits des Höttinger Grabens schaltet sich vor die verschmälerte Hauptfläche eine tiefere, ebenfalls moränenbedeckte Fläche (Planötzenhof, 780 *m*). Es liegt hier ein Rest des Aldranser Präwürmniveaus vor. Hieher ist vielleicht auch die kleine Fläche des Kerschbuchhofs (790 *m*) zu stellen, auf der Kalkmoräne liegt. Auch der obere Abschnitt des Thaurer Tälchens, das im Fels liegt, scheint auf dieses Niveau eingestellt zu sein.

Eine wesentlich tiefere Stufe der Vorwürmzerschneidung dürfte in verschiedenen älteren Kernen der Vorterrasse erhalten sein: Sandbichl (670 *m*) westlich Mariahilf, der von bergwärts fallenden Innschottern aufgebaut ist und Spuren von Moränenbedeckung aufweist. Es ist ein Erosionsrest der Hochterrasse, umschüttet von jüngeren Schottern. Westlich von Arzl erschließt ein Steinbruch anstehendes Kalkgestein in 660 *m* mitten im Bereich der Vorterrasse. Der Arzler Kalvarienberg (670 *m*) besteht aus Mehlsanden, die der interglazialen Serie angehören und ist daher ebenfalls als Erosionsrest aufzufassen. Es handelt sich hier offenbar um die Entsprechung des Berg Isel-Lemmenhofniveaus. An verschiedenen Stellen sind Gehängeabflachungen in über 1000 *m* vorhanden, so unter der Rumer Alm, an der Thaurer Klamm usw.

Bereits A. Penck hat auf spätglaziale Eisrandstufungen im Bereich des Mühlauer Schuttkegels hingewiesen (1920, S. 102). Hier sind mindestens zwei Stufen: in 720 *m* (Spitzbüchel) und in rund 640 *m*. Im Gebiet des Fallbachs sind deutlich drei Stufen zu sehen in 670 (Schöne Aussicht), 720 (Ölberg) und in 760 *m*. Alle diese und weitere Verflachungen sind klein und ermangeln größerer Längerstreckung.

Die Kante der ziemlich stark geneigten Vorstufe liegt in rund 590 *m*. Mehrere Schottergruben zeigen talwärts einfallende Inntalschotter, die nicht selten gekritzte Geschiebe führen. Schon Blaas hat ihren Charakter als eine spätglaziale Abschwemmung erkannt (Glazialformation, S. 41—46). Ein Mammutzahnfund weist ebenfalls in diese Richtung.¹⁾ Gegen Thaur-Absam erreicht dieses Vorgelände ganz beträchtliche Breite bei geringerer Neigung. So haben wir uns den Inntalboden vorzustellen nach dem Verschwinden des Eises, bevor der Inn seine Sohle zu der heutigen Breite erweitert hatte. Auch an der Südflanke haben wir nicht selten Reste dieser Vorterrasse.

Gegen die oben erwähnte Deutung der Kalkschuttmassen an der Mündung der Seitengräben als verschwemmte Stirnmoränenmassen tief herabgestiegener Lokalglutschers hat A. Penck Zweifel ausgesprochen (1920, S. 104). Wenn sich auch vielfach ein exakter Beweis für die Auffassung Ampferers nicht erbringen läßt, so macht doch die Analogie zu anderen Fällen seine Deutung wahrscheinlich. Daß noch in später Zeit Lokalglutschers tief herabreicheten, das beweisen die seltsamen Hügel am Fuß der Hochterrasse zwischen Arzl und Rum, zwischen denen der Schuttstrom der Rumer Mur herabzieht. Sie sind ein Doppelkranz von Stirnmoränen, deren vorderer Bogenschluß weggeschwemmt ist.

¹⁾ R. v. Klebelsberg: Zeitschrift für Gletscherkunde, 1923, S. 261.

Zur Zeit dieses Gletscherstandes, der bis auf 620 *m* Höhe herabreicht, muß das Inntal schon eisfrei gewesen sein. Kein Firnbecken ist für diesen Gletscher nachweisbar, es muß sich um einen regenerierten Hanggletscher gehandelt haben, der zur Bestimmung der Firnlinie nicht geeignet ist.

Das innere Silltal.

Literatur:

- A. Penck: Alpen im Eiszeitalter, I., S. 328—330, 343.
 J. Blaas: Erläuterungen, S. 38/9.
 W. Heissel: Quartärgeologie, 1932. Hier ist auch die weitere Literatur zusammengestellt.

Bevor wir weiter ins Unterinntal hinabgehen, möchte ich hier einen Ausflug ins Silltal einschalten, das ich noch in den Bereich meiner Untersuchungen einbezog.

Daß die interglazialen Terrassensedimente viel weiter ins Silltal hineinreichen, als bis dahin angenommen wurde, hat W. Heissel nachgewiesen. A. Penck hatte die innerhalb von Matriei gelegenen Schotter, auf die schon von J. Blaas aufmerksam gemacht worden war (S. 38), als fluvioglaziale Ablagerungen des Geschnitzstadiums aufgefaßt (S. 329, 343). Aber sie sind an zahlreichen Stellen von Grundmoräne überlagert, die vom Felsgehänge auf sie übergreift und sie nicht selten diskordant bis zum Talgrund überzieht, und sie lassen sich fast ununterbrochen von der Inntalterrasse herem verfolgen.

W. Heissel hat freilich auch verschiedene isolierte Schottervorkommen tief in den Nebentälern, in hoher Lage zu den interglazialen Terrassensedimenten gestellt (im Stubai, Nafis, auf der Nöblacher Terrasse u. a.). In den meisten dieser Fälle handelt es sich sicher um jüngere Bildungen, die am Eisrand, oft in Wechsellagerung mit Moräne abgelagert wurden.

Im vorderen Silltal hatten wir folgende Formelemente unterschieden: Die kuppige, glazial überformte Terrassenhauptfläche in rund 850 *m* Höhe, eine höhere Stufe in rd. 950 *m* (Igeler Wald). Die Sillfurche zerfällt in eine ausgeweitete, schwach terrassierte obere Talmulde, die durch verschiedene Reste von Hangendmoräne als Würmgletscherbett gekennzeichnet ist und deren Boden in 650 *m* an der Mündung, in rund 700 *m* beim Jesuitenhof liegt; und in eine enge, tiefere Schlucht (bis 50 *m* tief), meist im Fels, die im wesentlichen als postglazial zu gelten hat (vgl. Heissel, S. 466). In diese fluviatil angelegte, aber glazial überprägte Grundform sind zahlreiche Eisrandterrassen teils erosiv, teils akkumulativ eingelassen, von denen die Gruppe im Niveau der Hauptoberfläche besondere Ausdehnung erlangt hat.

Alle diese Elemente lassen sich ins Sill- und Rueztal weiter verfolgen (vgl. Fig. 3 und 4).

Besonders deutlich ist die Fortsetzung der hohen Terrassenflächen über Schönberg (1000 *m*)—St. Peter—Gedeier—Schöfens—Tienzens—Maurn—Plon, allmählich bis auf 1150 *m* ansteigend. Wir werden uns mit ihnen noch genauer zu befassen haben. Unter ihren Kanten findet sich eine Reihe von Vorkommen der Hangendmoräne, die beweisen,

daß auch weiter talein die tiefere Sillfurche schon zur Würmzeit vorhanden war. W. Heissel gibt auf seiner Karte eine Anzahl dieser Vorkommen an. So wie im äußeren Silltal zieht er jedoch einige Vorkommen (z. B. bei Patsch) zur Liegendmoräne (vgl. Karte), obwohl er selbst zugibt, daß der Befund Zweifel offen läßt (S. 456 u. 463). Ich möchte nach meiner Untersuchung wie nach den allgemeinen Verhältnissen die Moräne westlich Patsch wenigstens in ihrem größeren Teil als Hangendmoräne auffassen, die demnach hier auf rund 900 *m* herabsteigt. Am gegenüberliegenden Hang des Schönburger Sporns zieht Hangendmoräne ganz klar diskordant bis auf 900 *m* herab. Bei St. Peter zieht auch Heissel Vorkommen gleicher Art und Höhenlage zur Hangendmoräne. Beim Wächterhaus 82 liegt nach Heissel Hangendmoräne in 940 *m*. Reste von Hangendmoräne finden sich auch unmittelbar unter der Talstufe von Matrei bis auf rund 920 *m* herab.

Südlich des Trautsoner Spornes ist der höhere und breitere Talboden von Matrei voll erhalten. Dort läßt sich an verschiedenen Stellen Hangendmoräne bis nahe an den Talboden herab nachweisen und talauf geht sie über in die von Moräne ausgekleideten Gletschertröge des Gschnitz- und Valsertals.

So zeigt der westlichste der drei Hügel, in die der Riegel von Schloß Trautson durch spätglaziale Schmelzwässer aufgelöst worden ist, die Bändertone (über Mehlsanden)¹⁾ oberflächlich sehr stark gestaucht, aufgesplittert, Geschiebe eingepreßt und von Moräne bedeckt. Gegenüber der Nafismündung reicht Hangendmoräne bis nahe zur Talsohle herab. Spätglaziale Schotter sind an sie angelagert (Heissel, S. 444/5). Auch das Moränenvorkommen im Nafiser Mündungstrichter (N-Flanke) möchte ich als Hangendmoräne deuten (Heissel, S. 444). Bei Steinach stehen wir bereits im Bereich des moränenausgekleideten Gschnitzaltrogs.

Bei den Terrassen, deren Aufbau aus Fels und interglazialen Terrassensedimenten Heissel beschrieben hat, kann man ebenso wie bei der Inntalerrasse Reste älterer vorwürmzeitlicher Niveaus erkennen. Ihre Hauptoberfläche fügt sich, wenn man von der spätglazialen Umformung absieht, in eine gleichmäßig ansteigende Gefällsline ein. Dieses Niveau, dem die oben genannten schönen Terrassenstücke in ihrem Kern sowie weitere dazwischenliegende und undeutlichere Reststücke angehören, geht im Inntal auf das Kuppenniveau des Iglar Waldes aus (960 *m*). Bis zu dieser Höhe reichen auch die höchsten Terrassenschotter im mittleren Inntal. Oberhalb von Steinach endigen die beiderseitigen Terrassen dieses Niveaus bei Sigreit in rd. 1150 *m*. Setzt man es gleichsinnig und — entsprechend dem heutigen Talboden — leicht versteilend talauf fort, so kommen wir zur Talstufe des Brennersees (1309 *m*).

Die breite Talfurche des inneren Silltals endet bei Matrei in rund 1000 *m*. Sie setzt sich in verschiedenen, zum Teil moränenbedeckten Terrassen und Leisten fort: Unter Pfons 980 *m*, unter Gedeier 980 *m*, entlang der Brennerstraße 960—940 *m*, unter St. Peter in 940 *m*, unter Patsch rd. 900 *m* und geht schließlich in die Terrassenhauptfläche in 850 *m* über.

Unter Pfons ist noch ein tieferes Niveau vorhanden (rund 930 *m*), von dem talaus nur wenige geneigte Leisten erhalten sind: Unter Matreiner

¹⁾ Vergleiche A. Penck: Alpen im Eiszeitalter, S. 343; W. Heissel, S. 451.

Wald 900 *m*, in der großen Talbucht nördlich von St. Peter 900 *m*. Tal aus fehlen deutliche Reste, da hier bereits das nächsttiefere Niveau (Jesuitenhof 720 *m*) von der Vereisung betroffen worden war.

Dieses ältere Relief ist von den starken Schmelzwässern der Spätglazialzeit modelliert worden. Der Schönberger Sporn besitzt zwei prächtige Flächen in 990 und 1010—1020 *m*, die den oberen Patscher Stufen entsprechen. Nahe der Kante der höheren zeigt ein Aufschluß schräggeschichtete Sande und Kiese. Von der Moränenbedeckung sind oberflächlich nur mehr große Geschiebeblöcke übriggeblieben (Straßeneinfassungen). Gegen einen etwas höheren Eisstand wurde der Schuttkegel von St. Peter-Klingen geschüttet, der von dem Schlernstand des Vikargletschers ausging (1050 *m* Heissel, S. 439). Eine tiefere Trichterstufe liegt hier in 1000 *m*.

In dem ganzen Talstück bis gegen Matri sind nur kleinere, unzusammenhängende Eisrandterrassen entwickelt. Bei Matri ist ein Eisstand von 1100 *m* durch die höchste Stufe des Schuttkegels von Mühlbachl festgehalten. Der nächsttieferen Stufe von Ziegelstadel (Kante 1050 *m*) entspricht der Schuttkegel von Pfons. Entsprechende Abstufungen zeigt auch die Schöfener Terrasse. Einem tiefsten Eisstand, besser einem Zungenende von Matri gehören die drei Trockenrinnen des Trautsoner Riegels an (1010 *m*). Sie setzen voraus, daß zur Zeit ihrer Bildung auch nördlich von ihnen noch Eis lag.

An der Mündung des Nafistals finden wir dieselben Erscheinungen wie an der des Vikartals. Ein Sanderkegel des Nafisgletschers überschüttete die alten Terrassenreste von Tienzens und Ludler, ausgehend auf einen Eisstand von 1100 *m* im Silltal. Wenn auch kein eigentlicher Stirnmoränenwall vorhanden ist, so ist doch der ganze Talhang innerhalb der Mündungsverbauung von blockiger und lehmiger Grundmoräne ausgekleidet. Ein Aufschluß über St. Kathrein in 1160 *m* zeigt 15 Grad W-fallende Talschotter über horizontalen Sand- und Kieslagen. Zwei Gefällsbrüche in der vom Ludler ausgehenden Rinne (Fanggenal) weisen auf zwei tiefere Eisstände im Silltal hin. Der tiefere von ihnen ist auch in einer niedrigeren Terrasse der Talmündung und bei Puig (1040 *m*) vertreten. Auf der anderen Talseite, wo auch die 1100-*m*-Terrasse vertreten ist (Muigg), geht der Stutzergraben auf eine entsprechende Schotterleiste aus.

Die Tienzener Fläche setzt sich leicht ansteigend gegen St. Ursula (1135 *m*) fort. Hier haben wir eine Möglichkeit, das Eisgefälle zu beurteilen. Das Material ist bei St. Ursula aufgeschlossen; Schlecht geschichtete und sortierte, schlammige grobe Schotter. Bei Maurn ist die Terrasse stärker abgescrägt auf eine Kante in 1090 *m*. Darunter gibt es noch eine tiefere Schotterleiste (1060—1070 *m*), die talauf fast bis zum Talboden absteigt. Diesen drei Terrassen entsprechen solche am linken Talhang nördlich Steinach, von denen jede tiefere die höhere gegen N abschneidet (Bild 7).

Auch die ebene Schotterterrasse von Plon (1130 *m*) wurde während des Eisstandes von Maurn überspült.

Südlich von Puig beginnt der Talboden anzusteigen. Die Sill ist in kleinen Terrassen angesenk. Mehrere isolierte Schotterreste ragen

noch höher auf. Wir haben es hier mit Sanderresten des zurückweichenden Gschnitzgletschers zu tun.

Aus diesen Beobachtungen (vgl. Längsprof.) ergeben sich einige Erkenntnisse über die Art des Eisrückzugs im Sillgebiet. Zunächst die Oberflächeneignung: Den sichersten Wert bietet die Eisrandterrasse St. Ursula—Tienzens mit 20 ‰. Etwas niedrigere Werte erlangen wir aus den Patsch—Igler Terrassen: 15 ‰. Nimmt man, was große Wahrscheinlichkeit besitzt, St. Peter (1040 m)—Taxburg (960 m) als zusammengehörig, so erhalten wir ebenfalls 20 ‰.

Wir sehen, daß in der Sillfurche noch Eis lag, als die Seitengletscher des Vikar-, Arz- und Nafistals sich bereits zu dem charakteristischen Schlernstand nahe der Talmündung zurückgezogen hatten (Heissel, S. 437 ff.). Ihre Sanderkegel überschütteten die alten Terrassen und den Gletscherrest gleichmäßig. Mit dem Einsinken desselben schachtelten sich die Schuttkegel ineinander. Die Stufung des Tälchens von Fangenal beweist das Andauern des Nafisstandes während des Abschmelzens des Eisstromes. Es ist bezeichnend, daß wir an den Mündungen der westlichen Täler keine analogen Verhältnisse vorfinden. Deren Gletscher haben, aus höheren Gebirgen kommend, zur Schlernzeit zunächst noch zur Speisung des Sillgletschers beigetragen.

Legen wir an den Eisstand an der Nafismündung das ermittelte Oberflächengefälle von 20 ‰ an, so erhalten wir bei Schönberg rd. 900 m, bei Stephansbrücke rd. 850 und im Inntal rd. 750 m Eishöhe, bei Steinach dagegen 1150 m. Ein Absinken der Oberfläche um rd. 50 m, wie es durch die Terrasse von Maurn-Plon angezeigt wird, veranlaßte nördlich von Matrei eine Teilung der Eismasse durch den Riegel von Trautson. Rasch erfolgte die Auflösung und Zuschotterung der dünnen Eiszunge im Matreier Becken.

Die niedrigen Sanderreste im Silltal südlich von Puig dürften demselben Eisstand angehören wie die unterste Terrasse bei Steinach. Damals scheint die Zunge des Gschnitzgletschers talauf bis Sigreit gereicht zu haben und die Verbindung mit dem Valsergletscher bereits verloren gewesen zu sein. Von hier erfolgte der Rückzug bis zum Trinser Stirnwall ohne weiteren Halt. Es ist anzunehmen, daß zu dieser Zeit auch der Nafisser Gletscher bereits beträchtlich ins Tal zurückgewichen war.

Wir haben noch einen Blick auf die Verhältnisse im Stubaital zu werfen.

A. Penck ließ seinerzeit (Alpen im Eiszeitalter, S. 343) die Terrassensedimente an dem Zungenbecken von Fulpmes enden, das von der bekannten Endmoräne von Mieders eingefast ist. W. Heissel hat sie auch hier noch tief ins Tal hinein verfolgt. Ich möchte mich einer Stellungnahme zu der auf seiner Karte angezeigten Verbreitung vorläufig enthalten, da sich meine Untersuchungen nicht über Mieders hinaus erstrecken.

Auch im Stubaital lassen sich die Vorwürm-Zerschneidungsterrassen des Silltals wiedererkennen. Die Hauptoberfläche ist zwar bei Schönberg und Mieders durch die spätglazialen Schmelzwasserwirkungen verwischt worden, am gegenüberliegenden Hang aber als moränenbedeckte Schotter- und Felsleiste in 960—1000 m Höhe gut zu verfolgen. Sie

verliert sich in die großen jüngeren Schuttkegel von Telfes—Fulpmes. An beiden Flanken sind darunter in rund 900 *m* Ausflachungen vorhanden. Tiefer herabgreifende Hangendmoräne (am W-Hang des Burgstallrückens bis auf 750 *m*, Heissel, S. 455) erweist das höhere Alter dieses Niveaus, das auf 880—850 *m* anzusetzen ist. Nächsttiefer ist die trogartige Mulde des heutigen Stubaitals (850 bis über 900 *m*), die bis zum Gallhof herein von jüngerer Felsschlucht zerschnitten ist. Sie entspricht jenem glazial erweiterten Muldenquerschnitt über der jungen Sillschlucht und gibt dessen Bild vor der Zerschneidung. Diese beiden Niveaus dürften dem 700 und 760 *m* Talboden im Inntal angehört haben.

Die jungen Eisrandformen lassen das allmähliche Einsinken der Eisoberfläche erkennen. Dem 1000 *m*-Stand von Schönberg entsprechen die hohen Schuttkegelreste am Sagbach (1013 *m*) bei Kreit, ferner der alte Schuttkegel des Zirkenbachs (Kante 1080 *m*). Von Schönberg her steigt man auf den Schwemmflächen der Schmelzwässer mit ihren isolierten Schotterhügeln allmählich herab auf die breite Fläche von Mieders, die einem Eisstand in 950 *m* entspricht. Die End-Ufermoränen südlich von Mieders verlangen etwas höhere Eisfüllung. Die weitere Auflösung der Eiszunge zeigen die Schuttkegel von Telfes und Plöven, die sich gegen eine Eismasse unter Telfes—Mieders und eine bei Fulpmes lehnten. (Kante 960—930 *m*). Noch weiterem Schwund entspricht die Terrasse von Fulpmes (930 *m*).

W. Heissel stellt wohl mit Recht den tiefen Gletscherhalt von Mieders zum Schlernstadium (S. 442); zieht man nun zum Vergleich die im Silltal gewonnenen Daten heran, so ergibt sich folgendes: Zu Beginn der Differenzierung des Nafisstandes vom Sillgletscher bestand noch Verbindung des Silleises mit dem Inneis. Die Oberfläche lag bei Stefansbrücke in rund 850 *m*. Dies entspricht bei 20 ‰ Gefäll einer Eishöhe von rund 960 *m* bei Telfes. Man muß, um zur Höhe der Ufermoränen von Mieders (bis 1060 *m*) heranzureichen, hier erheblich steileres Gefäll annehmen, wie es ja auch für eine noch ernährte Gletscherzunge wahrscheinlich ist.

Das Unterinntal bis zur Zillermündung.

Literatur:

- J. Blaas: Glazialformation, 1885, S. 70—72.
 J. Blaas: Erläuterungen, 1890, S. 31—2.
 J. Blaas: Notizen, 1891, S. 114—117.
 A. Penck: Alpen im Eiszeitalter, S. 322—23, 325,
 A. Penck: Ablagerungen usw., 1922, S. 216—7.
 O. Ampferer: Studien, 1904, S. 117—22, 127, 145—50.
 O. Ampferer: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte, Blatt Innsbruck-Achensee, 1924.
 O. Ampferer: Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Inntale. Zeitschrift f. Gletscherkunde, II., 1907/8, S. 31—34.
 H. Wehrli: Monographie, S. 411.

In diesem Abschnitt ist die Terrasse vor allem auf der N-Flanke breit entwickelt, überwiegend aufgebaut aus Sedimenten. Gegen O nehmen diese und damit auch die Terrasse immer mehr an Breite ab,

um schließlich am Abfall des Staner Jochs ganz zu verschwinden. Nur vor der Öffnung des Achenseetales ist ein Rest der Terrasse der Erosion entgangen. Im S sind die Terrassenformen schmal und vor allem im Fels ausgeprägt, wie hier sogar die heutige Inntalsole auf Fels übergreift (Weer). Eine Ausnahme macht nur der Abschnitt des Weerbergs, wo auch die Sedimentanlagerung größere Mächtigkeit erreicht.

Den nördlichen Terrassen fehlen Eisrandstufen fast vollständig. Sie zeigen weithin ungegliederte Steilabfälle, an deren Fuß sich eine Vorterrasse schmiegt. Die Oberfläche erreicht im Gnadenwald 2 km Breite. Sie hält sich, gegen den Berghang leicht ansteigend, in 800—860 m, zeigt die typische leichte glaziale Wellung und Grundmoränenbedeckung und wird von tiefen Gräben zerschlitzt. Sie setzt sich in der völlig gleichartigen Oberfläche des Vomperbergs (830 m) und in der ebenfalls grundmoränenbedeckten Eckfläche von Eggen-Weng (814 m) fort. Es ist kein Zweifel möglich, daß in ihr die Fortsetzung der Terrassenhauptfläche von Axams-Götzens vorliegt. Ihre Höhe als altes fluviatiles Niveau mag bei Hall zu 850, bei Schwaz zu 830—20 m angenommen werden.

Tiefere Niveaus sind angesichts der starken jüngeren Zuschneidung dieser Terrassen nicht erhalten, wohl aber einige Reste höherer Niveaus: In 1200 m am Ostsporn des Halltals und über Wald, in 1040—1050 m an der Vomperbachmündung (Eben). Die moränenbedeckte Fels-Schotterfläche von Bauhof (900 m) scheint ein in Schutzlage erhaltener Rest des höchsten Terrassenniveaus zu sein. Ihr entspricht vielleicht auch die Verebnung von Heuberg.

Auf Eisstände scheinen einige Terrassenabkantungen im Gebiet nördlich des Maria Larcher-Längstals sowie bei Lehmmoos und Schindler (nördlich Fritzens) zurückzugehen. Auch die Vorterrasse weist stellenweise 2—3 undeutliche Stufen auf in 600—650 m. Mit ihr verschmelzen die Schotterkegel der Seitengräben in ähnlicher Weise wie im Gebiet nördlich von Innsbruck. Die Längsstufung dieser tiefen, jedenfalls spätglazialen Gräben dürfte ebenfalls auf verschiedene Eisstände zurückzuführen sein.

Der Abfall des Vomperbergs zeigt zwei spätglaziale Stufen in 760 und 660 m. Hinter ihnen zieht ein steiles Tälchen herab. Ähnlich weist auch die Bauhofterrasse eine Trockenrinne auf, die einem Eisstand von 740 m entspricht.

Auf Lokalglatscherablagerungen hat wiederum O. Ampferer hingewiesen. Namentlich beiderseits der Halltalmündung bauen sich Kalkschuttmassen vor, Zeugen eines in geschützter Lage besonders tief herabreichenden Lokalglatschers der Sonnseite.

Charakteristisch für die südliche Talflanke ist die Vielzahl von Leisten, die über Schotter und Fels ziehen und in denen sich vorwürmzeitliche mit spätglazialen überkreuzen. Die Längsprofile der drei südlichen Seitentäler weisen z. T. entsprechende Stufen auf.

Westlich der Voldertalmündung haben wir eine niedrige, rundgebuckelte Felsterrasse, von Schottern dünn bedeckt und gegen W leicht ansteigend (Glaser 610 m). Auf sie geht der Boden des Zimmertals aus, dessen Bächlein schon früher zum Inn hinabstürzt. Ähnlich wie beim Ampassertal ist

hier die linke Talflanke der Unterschneidung des Inns bis auf kleine Reste erlegen. Auf der nächst höheren Felsleiste sitzt Schloß Friedberg (666 *m*). Auch diese setzt sich nach W hin ansteigend fort (Kohler 680 *m*) und geht in den Boden des Poltentals über, das auf diese Weise hängend über der Zimmertalsole ausmündet.

Die Tatsache, daß Polten- und Zimmertal auf zwei Vorwürmterrassen ausgehen, könnte verleiten, in ihnen ebenfalls Vorwürmtalungen zu erblicken. Dies ist jedoch ihrem ganzen Charakter nach, der sie in eine Linie mit den übrigen Schmelzwasserrinnen stellt, ausgeschlossen. Auch keinerlei Moränenauskleidung ist nachgewiesen.¹⁾

Es handelt sich hier um das Zusammentreffen spätglazialer Eisstände mit älteren Hangstufen, wie es auch sonst vorkommt. Auffällig ist nur, daß sich das Poltental nicht auch wie das Zimmertal (von dessen höherem Stand noch Reste erhalten sind, z. B. Kienberg) auf den tieferen Eisstand einstellte. Früheres Versiegen der Wasserspeisung ist nicht anzunehmen. Der Grund dürfte sein, daß die Mündungsstelle gerade auf Fels zu liegen kam und daher später in der Vertiefung zurückblieb. Wie denn auch sonst, wo immer im Verlauf dieser offenbar sehr rasch eingerissenen Täler Fels zutage tritt (unter Hochstraß z. B.), starke Verengungen auftreten.

Das Voldertal zeigt einen Gefällsknick in 800 *m*, der wohl der Friedberger Terrassenkante entspricht. Im Gebiet von Volderwildbad (1103 *m*) zeigt sich namentlich durch eine linke Ufermoräne ein Gletscherstand an, der auf rund 1050 *m* herabgereicht haben mag. Die zugehörige Schneegrenze berechnet sich zu 1850 *m*, was dem Schlernstadium entspricht.

Die Leisten jenseits der Volderschlucht sind stark vom Eis abgeschrägt, das hier offenbar eine aufsteigende Bewegung vollzog. Diesen Typus schräg aufsteigender Eisbearbeitung hat O. Ampferer 1904 anschaulich von verschiedenen Stellen der Inntalerrasse geschildert. So haben wir eine Leiste in 770—800 *m* (Eppenstein). Nö. darunter liegt flaches Rundbuckelgelände in zwei Stufen (740 und 700 *m*, Buggl—Halbeis). Rest eines 670 *m*-Niveaus ist die Kuppe des Wattener Steinbruchs. Mehrfach verknüpfen sich mit diesen älteren Leisten die scharfrandigen Eisrandterrassen (bei Buggl in 700 und 690 *m*, bei Schloß Aschach in 600 *m* usw.).

Zwischen Wattener und Weertal gibt es nur einige kleinere Hangstufen. Der Wattener Talgraben weist vier scharfe Knicke auf in 660, 720, 900 und 1200 *m*, die unter Berücksichtigung des Talgefälles etwa auf folgende Niveauhöhen ausgehen: 600, 680, 800 und 920 *m*. Diese Werte fügen sich gut in die Vorwürmniveaus ein.

Großartig entwickelt ist die Eisrandstufung in der trichterförmigen Mündung des Weertals. Hier haben wir zunächst die breite Niederterrasse von Merans—Lenzöder (660—640 *m*): Ein Felssockel mit dünner Decke von interglazialen Sedimenten, darüber schlecht geschichteter

1) Die schon von J. Blaas erwähnten (Glazialform. S. 71) groben Blöcke im Gebiet des Glockenhofs und der Poltentalmündung sind nur verschwemmte Geschiebe aus der Hangendmoräne und von den südlichen Lokalglaciers.

Talschutt mit Terrassenkanten, in 610, 640 und 660 *m*. Im östlichen Flügel ragt die Unterlage in Rundbuckeln durch die spätglaziale Fläche, von der ein Ast als Randgerinne über Seltsam nach O zieht. Sein Gefälle, 15‰ setzt ebensolche Neigung der eingesandeten Eisoberfläche voraus, auf die das Tälchen wiederum ausging.

Auf der nächsten Stufe steht die Ruine Rettenberg (720 *m*). Aufschlüsse zeigen N-geneigte, grobe Talschotter, auch kreuzgeschichtete Sande mit Tonlagen: Schuttkegel- und Staubildungen. Östlich der Ruine haben wir noch eine etwas tiefere Stufe, die sich jenseits der Weerbachschlucht in der Terrasse des Söltnerwaldes fortsetzt. Die moränenlose Fläche der Rettenberger Stufe zieht steil talein, von der Weerbachschlucht durch einen Hügelzug getrennt. Er besteht, nach einigen schlechten Aufschlüssen zu schließen, aus Talschottern, Moränenmaterial ist nicht zu finden. Es ist der Erosionsrest einer höheren Schuttstufe (800—760 *m*). Darüber ragt der Hotterbüchl als Rest der interglazialen Sedimente bis zur Höhe der Weerbergterrasse auf (840 *m*). Diesem Niveau scheinen auch die moränenbedeckten Verflachungen weiter talein anzugehören.

Die Oberfläche des Weerbergs entspricht nach Höhe und Charakter vollkommen der Gnadenwaldfläche. Sie zieht in ansehnlicher Breite ins Weer- und Pilltal hinein. Unter ihrer Kante verläuft in 800—780 *m* eine Eisrandstufe in Form von Eckvorsprüngen und flachen Hangmulden. Eine solche löst auch die Kuppe von St. Peter und Paul von der Hauptterrassenfläche ab. Auch tiefere Abstufungen der Sporne und Gräben des Steilabfalls sind vorhanden.

Von Pill bis über Schwaz hinaus ist die Gehängegliederung wenig ausgeprägt. Von der Pillschlucht zieht in 680 *m* eine Leiste auf andert-halb Kilometer nach O. Sonst ist wenig zu entnehmen. Bemerkenswert ist die Eckausflachung von Grafenast in über 1200 *m*.

Über Schwaz haben wir beim Holz Reste der Terrassenhauptfläche in über 820 *m*. Die glatte Riedelfläche des Anzinger (720 *m*) dürfte eine Eisrandbildung sein, sowie auch der Schuttkegelrest hoch oben bei Zintberg (Kante 1000 *m*). Abtreppungen finden sich rechts des Lahnbachs auch noch tiefer.

Deutlichere Reste finden sich zwischen Schwaz und dem Zillertal im Gebiet von Buch und Schlierbach. In rund 900 *m* liegt die breite, z. T. von Schottern und Grundmoräne bedeckte Felsterrasse von Gallzein—Schöllenberg, der auch die Leiste von Troi entspricht sowie ein weiterer Rest „Am Raffel“ über Rotholz. Felsterrassen in 820—840 *m* liegen beiderseits des Buchbachs (Hof). Zwischen Wirtshaus Felsenkeller und dem Buchbach zieht eine Leiste in 650 *m*, während bei Wahrbüchl—Weislhof Verflachungen in 760 *m* liegen. Durch schräg ansteigende Felsfurchen sind diese älteren z. T. moränenbedeckten Niveaureste abgescrängt und verschliffen (Ampferer 1904, S. 149/50). An der Kante gegen das Zillertal liegen Eckausflachungen in rund 820 und 740 *m*. In größerer Höhe haben wir die Eckfläche von Kogelmoos (1100 *m*).

Damit stehen wir bereits gegenüber der Öffnung des Achantals. Bis gegen 910 *m* steigen hier die interglazialen Deltaschotter an (A. Penck 1922, S. 217, 226), darüber legt sich Grundmoräne des Inngletschers

und z. T. lokale Schottermoräne. Am Abfall gegen das Inntal baut sich eine breite Vorstufe mit glazial gewellter Oberfläche vor, die von der diskordant herabziehenden Hangendmoräne bedeckt ist (Fischl 750 *m*). Es handelt sich hier um einen der deutlichsten Fälle eines nur leicht glazial überformten Vorwürmniveaus (der Aldranser Stufe). Wenig unter der Oberfläche dieser Vorstufe liegt eine glatte Eisrandterrasse in 720 *m*. Damals floß das Wasser des Kasbachs über Stangelgut nach O. Im Trockental von Erlach reicht die Hangendmoräne bis auf rund 600 *m* herab (Ampferer 1904, S. 123 f.), eine ältere Talrinne anzeigend. Einen höheren Eisstand dürfte die ebene Abtreppe in den Mehlsanden über Fischl in 780 *m* andeuten. Die wenigen kristallinen Blöcke auf ihr sind vom Eisrand oder aus der Hangendmoräne abgeschwemmt.

Der mächtige Schuttkegel des Kasbachs zeigt drei Abstufungen. Eine noch höhere Stufe liegt zwischen Burgeck und Tiergarten in 570 *m*. Sie senkt sich im breiten Trockental bis unter Wiesing auf 530 *m*. Es handelt sich um eine randglaziale Abflußrinne des Kasbachs.

An mehreren Stellen erkennt man, daß in dem gewaltigen Murschuttkegel der Sonnwendlahn ein Schotter-Felssockel von rund 700 *m* Höhe begraben ist. Im W ist er offenbar glazial abgeschrägt und von Grundmoräne bedeckt, im O (Bürglberg) von Murschutt aufgehöhlt.

Das Zillertal.

Literatur:

- J. Blaas: Notizen. S. 114.
 A. Penck: Alpen im Eiszeitalter, I., S. 324.
 O. Ampferer: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte, Blatt Rattenberg, Wien 1918.
 B. v. Rinaldini: Kitzbühler Alpen, S. 69.
 H. Wehrli: Monographie, S. 412.
 H. Bobek: Zillertaler Alpen, 1933, S. 74—76.

Dem Zillertal fehlen Schotterterrassen so gut wie völlig. Nur in der Gegend von Fügen und Pankrazberg zeigt die geologische Spezialkarte einen größeren Komplex, der auch schon J. Blaas bekannt war. A. Penck und von Rinaldini haben auf Schotter in der Gerlosmündung aufmerksam gemacht. Geschichtete Schuttmassen finden sich ferner in den äußeren Teilen der Mayrhofener Gründe (Bobek, 1933, S. 75).

Die Schotter des äußeren Zillertals überlagern wenig mächtig die Felsterrasse von Fügenberg (680 *m*). Bei Fügen erreichen sie jedoch den Talgrund (550 *m*) und steigen an der Finsingmündung bis über 1000 *m* empor. Moränenüberlagerung ist hier nirgends festgestellt. Die Oberfläche der Schotter ist vielfach terrassiert, wobei es sich zum größten Teil um spätglaziale Eisrandformung handelt. So verläuft eine Kante auf dem Fügenberg in rund 750 *m*; vorgelagert sind ihr eigentümliche, isolierte Längswallstücke, wohl Spaltenausfüllungen. Gegen die Ausmündung des Murbruchs von St. Pankraz und des Finsingtals steigen die Schotterleisten an. Bei letzterem liegen die Kanten eingeschachtelter Schuttkegelflächen in 1000, 960, 840, 780 und 660 *m*. Das

Material besteht aus schlammigen Finsingschottern und muß gegen einen Eiskörper im Zillertal geschüttet worden sein (vgl. Blaas, Notizen, S. 114).

Am Kupferberg konnte ich Unterlagerung der geringmächtigen Schotterdecke durch Zillertalmoräne in rund 850 *m* feststellen. Ganz ähnliche Formen wie an der Finsingmündung finden sich nördlich des Rieder Grabens. Scharfkantige Leisten finden sich auch auf der linken Talflanke gegenüber Fügen. Die ungeschichteten Schuttdecken der schönen Felsterrassen an der Märzenmündung werden auf der geologischen Spezialkarte als Blockmoränen bezeichnet. In rund 1000 *m* fand ich hier ein geringes Schottervorkommen.

In der Gerlosmündung werden von v. Rinaldini Schotter und Sande erwähnt, die bis 1100 *m* ansteigen. Doch finden sich entlang der neuen Straße ausschließlich lokale Schuttmassen, z. T. moränenartigen Charakters mit viel Kalk, die von den Stadialgletschern der Gerlosbergalm stammen. In rund 900 *m* zeigt aber ein großer Aufschluß nordwestlich von Mühlegg grobe Gerlosschotter und Sande, überlagert von Blockmoräne aus dem inneren Gerlostal. Von hier zieht sich eine Verflachung talaus zur Heinzenbergterrasse und Bichl (880 *m*), die durch Moränenbedeckung als Vorwürmniveau gekennzeichnet ist. Hier handelt es sich zweifellos um einen Rest interglazialer Terrassensedimente.

Die teilweise konglomerierten Schuttmassen des Tuxer Tals innerhalb von Persal, in denen auch gekritzte Geschiebe zu finden sind, dürften verwaschenes Moränenmaterial darstellen, vielleicht aufgestaut durch den Zemmgletscher, der die Mündung bei Finkenberg besetzt hielt, als der Tuxer Gletscher bereits weit zurückgewichen war.

Ganz entsprechend dürfte auch die Schotterterrasse im Zemmgrund innerhalb von Ginzling in späterer Zeit vom Floitengletscher aufgestaut worden sein, da der Bergsturz von Ginzling viel tiefer liegt.

Die Schutterrassen des äußeren Zillergrundes, die talein in den weiten Schuttboden von Häusling übergehen, können ebenfalls nicht alt sein. Sie dürften durch einen Schuttkegel der N-Flanke aufgestaut worden sein.

Die sicher interglazialen Schotter der Gerlosmündung lassen auch einen interglazialen Kern des Finsing-Fügener Komplexes vermuten. Über die Mächtigkeit der Schotterfüllung ist freilich bei so geringen Anhaltspunkten nichts sicheres auszusagen (vgl. Bobek, 1933, S. 75).

Die Ausräumung der Schotter muß zum größten Teil bereits zur Zeit der Vorwürmzerschneidung erfolgt sein, denn die verschiedenen Vorwürmterrassen (die sich als solche durch ihren Zusammenhang mit den entsprechenden Terrassen des Innerts zu erkennen geben) verlaufen ganz überwiegend im Fels. Sie streichen gegen das Innertal in folgenden Höhen aus: rund 900 (*G*), 800 (*H*), und 700 *m* (*J*) (Bobek 1933, S. 71). Die höhere Stufe von *J* ist am Fügenberg spätglazial, an der Märzenmündung eher *H* zuzuordnen. Dazu kommt noch ein tiefstes Niveau in rund 600 *m* (*K*). Die unmittelbare Überleitung ins Innertal vollzieht sich an der Eckterrasse des linken Talspornes, von der bereits die Rede war.

Die Terrassen zwischen Zillermündung und Brixental.

Literatur:

- J. Blaas: Notizen, S. 113.
 A. Penck: Alpen im Eiszeitalter, I., S. 319.
 J. Müllner: Die Seen des unteren Inntals usw., 1905.
 O. Ampferer: Glazialgeologische Beobachtungen, 1907/8, S. 34—51, 112—117.
 H. Wehrli: Monographie, S. 417—419.
 F. Levy: Schlierseer Berge, 1922, S. 21—23.

Die Gegend von Brixlegg ist beherrscht durch die in W—O-Richtung aus dem Inntal auftauchenden Felsrippen, die sich östlich der Alpbacher Ache zu einem steil ansteigenden Felsfurchen- und Rundbuckelgelände steigern. In die Felsbecken der ausgeräumten wenig widerständigen Gesteinsschichten sind lockere Ablagerungen verschiedener Art und Alters eingebaut.

Hinter der ersten Felsschwelle südlich Brixlegg liegt die Schotterstufe von Perchau (580 *m*), die durch Toteislöcher als spätglazial gekennzeichnet ist. Der zweite Felsrücken leitet zur nächsthöheren, breiten Schotterterrasse von Reith (657 *m*) empor. Diese ist im westlichen Teil leicht längsgewellt, wie es für glaziale Oberflächen charakteristisch ist, im östlichen dagegen glatt und von zwei tiefen Toteisgruben durchsetzt. Wir haben hier die spätglaziale Ausfüllung einer weiten, offenbar glazial ausgearbeiteten Mulde einer älteren Schotter-Felsterrasse von rund 660 *m* Höhe vor uns. Sie setzt einen Eisstand im Inntal von rund 640 *m* voraus, denselben, gegen den auch in der Furche des Alpbachs mächtige Bändertone und Sande geschüttet wurden.

Über der Reither Terrasse liegen im Fels ausgeprägt zwei höhere Stufen: Wölzenberg 850 *m* und Gschwendt 940 *m*. Beide sind auch östlich des Alpbachs ausgeprägt, besonders aber die höhere: Ramsberg 950 *m*, die breite, moränenbedeckte Fels-Schotter-Verflachung von Unterstein (930 *m*) und Burglehen, als Restsporn auch der Stadtberg (905 *m*); die untere unter Ramsberg in 850 *m*. Dieses Niveau ist aber besonders deutlich im Alpbachtal vertreten durch die breiten, vielfach grundmoränenbedeckten Terrassen der Schotter-, Sand- und Toneinfüllung: in der Leitz (920 *m*), Eggen (940 *m*), Hochkolber (960 *m*), Außeralpbach (970 *m*). Unter deren Kanten zieht noch ein tieferes Leistensystem talaus, das in den alten Talboden von Hygna (800 *m*) übergeht und mit ihm in 740 *m* über der Reither Terrasse ausmündet. Es mag sich hierbei um die Reste eines älteren Niveaus handeln (Fischlniveau), die aber jedenfalls gegen einen Eisstand von 740 *m* hin neu überspült und überformt worden sind.

Ein noch höherer Eisstand ist durch Randleisten beiderseits des Hygnabachs in 1020—1060 *m* gemarkt. Gegen den Kerschbaumer Sattel schließen sie sich zu einem kleinen Talboden zusammen, dessen Wasserlauf seinen Ursprung von jenseits des Sattels, d. h. vom Zillertaler Gletscher genommen haben mußte, der um diese Zeit also noch 1120 *m* hoch gestanden hat. Bei einer Eisoberfläche von 1020 *m* bei Hygna ergibt sich ein Gefälle um den Sporn des Reither Kogels herum von rund 16 ‰.

Südlich des Reither Kogels liegen breite Verflachungen in rund 1200 *m* als Reste eines älteren Niveaus, das auch nördlich der Gratl-

spitze durch eine Reihe von Kuppen gleicher Höhe vertreten ist. Jenseits des Maukentobels liegt eine Eckfläche in 1200 *m*. Eine tiefere Stufe scheint über Rattenberg in rund 1000 *m* vorhanden zu sein.

Bei Brixlegg tritt die Terrasse auf die linke Talseite und reicht, stark an Breite zunehmend, in zwei großen Abschnitten — Ober- und Unterangerberg — bis zur Mündung des Brixentals, wo sie wieder auf die andere Talflanke wechselt. Doch mangelt es auch der südlichen Talflanke zwischen Rattenberg und Wörgl nicht an Verebnungen und Leisten, die die Terrassenniveaus fortführen. Die südliche Parallelfurche des Innentals, die Wildschönau, bleibt hier außer Betracht.

Bei Kundl liegt die kuppige und moränenbedeckte Eckfläche von Bumberg in rund 900 *m*. Die ebenfalls moränenausgekleidete Trockentalung „Beim Fürsten“ dürfte auf ein altes Niveau in 800 *m* eingestellt gewesen sein. Östlich der Schlucht haben wir eine Ausflachung in 1000 *m* und eine schmale Leiste in 700 *m*. An den Sattel von Esbaum schließt sich eine breite, moränenbedeckte Verflachung in über 900 *m*. Am Wörgler Bach liegt ein schotterbedecktes Eck in 680 *m* (Hennersberg). Daneben gibt es in diesem Gebiet noch zahlreiche höhere Verebnungsreste in 1100, über 1200 und rund 1400 *m*, auf die hier nicht näher eingegangen sei.

F. Levy-Leyden hat aus dem Brandenberger Tal einen alten, seiner Meinung nach präglazialen Talboden auf 800 *m* ins Innental herausverfolgt. Er fügt sich unseren Vorwürmniveaus der Höhe nach ein. Ob es sich um einen älteren Talboden handelt, möchte ich meinerseits offenlassen, da ich das Tal nicht untersucht habe.

Der Angerberg besteht aus zwei Bündeln schmaler Längsrücken aus anstehender Oligozänmolasse und von unverkennbar glazialer Prägung. Zwischen ihnen liegt eine langgedehnte Mittelmulde. Die Höhe der Rücken erreicht 650 *m* an der Talseite und steigt an der Bergseite auf 760 *m*. In einer der glazialen Furchen liegt der Berglsteinersee.

Mäßiger ist die glaziale Überformung im Unterangerberg. Dessen typisch flachgewellte Oberfläche hält sich in rund 660 *m*. Wenige Drumlins steigen etwas darüber an — wohl durch Aufschüttung (vgl. auch J. Müllner, S. 159). Wir können also auf ein ursprüngliches Terrassenniveau von 660—680 *m* schließen, für die höhere bergseitige Rückengruppe des Oberangerbergs auf ein solches in 760—80 *m*.

Die Wanne des Oberangerbergs ist von jüngeren Aufschüttungen erfüllt, deren teilweise vermoorte Oberfläche sich sanft nach O senkt. Am Westende ist darin die verschlungene Toteislandschaft der Rheintalenseen eingesenkt, die den fluvioglazialen Charakter der ganzen Aufschüttung beweist. Sie hat einen See verschüttet, von dem drei höhere Spiegelstände bei Hub durch Terrassen vermarktet sind. Gegen die Ausmündung des Brandbergertals ziehen zwei ansteigende Terrassen in 600—660 und 580 bis 600 *m*. Ihre Bildung setzt entsprechende Eisstände im Innental voraus, dieselben, die bei Brixlegg durch die spätglazialen Terrassen von Reith (660 *m*) und Perchau (580 *m*) festgehalten sind.

Da der Abfluß des Oberangerberger Beckens trotz des ehemals sicher reichlichen Wasserdurchflusses nicht auf die Innentalsohle, sondern reichlich 40 *m* höher eingestellt ist, kommen wir zum Schluß, daß die gleich-

zeitige, spätglaziale Inntalsole rund 40 *m* höher als heute lag, vielleicht auch hier noch durch Vermittlung übersandeten Eises (Gefäll 10‰). Bei Breitenbach haben wir eine Terrassenstufe von 540 *m* Höhe, die sich auch erosiv über Fels zieht.

Die Oberfläche des Unterangerbergs zieht gleichmäßig über Hauptdolomitzklippen, Molassesockel und interglaziale Schotter hinweg. Die Grundmoränendecke ist sehr lückenhaft. Vom Berghang ist die Terrasse durch den langen Talzug von Mariastein geschieden, der mit sanftem Gefäll auf die niedrige Terrasse von Niederbreitenbach (518 *m*, 20 *m* überm Inn) ausgeht. Es handelt sich, wie schon A. Penck ausführte, um ein randglaziales Gerinne. Das wasserspendende Eis lag in der moränenausgekleideten Ramsauer Mulde und es muß hier noch mindestens 600 *m* Höhe erreicht haben. Am unteren Ende lag offenbar kein Eis mehr. Die 20 *m*-Terrasse von Niederbreitenbach bezeichnet vielmehr die Höhe des spätglazialen, übersandeten Inntalbodens und ist damit der niederen Vorterrasse im Gebiet von Hötting bis Hall gleichzusetzen. Einen weiteren Rest dieses spätglazialen Talbodens finden wir nördlich von Angath und vor allem an der Mündung des Brixentals, dem wir uns nun zuwenden.

Das Brixental.

Literatur:

- J. Blaas, Notizen, S. 108—111.
 A. Penck, Alpen im Eiszeitalter, I, S. 320—21.
 A. Penck — E. Richter, Glazialexkursion, S. 57—59.
 O. Ampferer, Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Inntal, 1907/8, S. 44—51.
 O. Ampferer, Über die Entstehung der Inntalterrassen, 1908/9, S. 53—54.
 B. v. Rinaldini, Kitzbühler Alpen, S. 65—69.
 H. Wehrli, Monographie, S. 420—22.

Wie im Silltal haben wir im Brixental breit erhaltene Terrassen, die sich als ältere Formelemente über Schotter und Fels ziehen, aber stark von spätglazialer Überformung betroffen worden sind. Die Moränenbedeckung ist im allgemeinen nur mehr randlich, nahe den Berghängen erhalten. Nur an der Mündung ins Inntal steigt sie stellenweise bis an die Talsole herab (bei Mayrhof). Es kann kein Zweifel bestehen, daß auch hier die interglaziale Verschüttung schon vorwärm wieder zerschnitten war.

Eine ziemlich reiche Gehängestufung erlaubt im Längsprofil (vgl. Fig. 5) einige Niveaus zu rekonstruieren, die gegen das Inntal auf folgende Höhen ausgehen: rund 1000, etwas unter 900, rund 780, rund 660 *m*. Die Übereinstimmung mit den älteren Niveaus im Inntal (vgl. Fig. 7) liegt auf der Hand.

Das 1000 *m*-Niveau ist vor allem durch die 4 *km* lange und bis 1 *km* breite kuppige Flachlandschaft des Bruggberges vertreten, ferner durch die Terrassenstufe von Juffing (1019 *m*) unter dem Paisselberg. Das 900 *m*-Niveau liegt vor in Verflachungen unter Juffing und dem Bruggberg, über Penning, westlich gegenüber Windau (Schwaigerberg und Ebenwald).

Das 800—780 *m*-Niveau hat Reste unter Juffing (Unter Stein), s.ö. über Itter, beiderseits des Grafenweger Bachs, über Hopfgarten in 850 *m*, beim Pechl, Burwegen südlich Degenmoos (859 *m*). Schließlich in höheren, von Moränenspuren bedeckten Kuppen der breiten Terrasse nw. Rettenbach. Das 660 *m*-Niveau ist aus den breiten Terrassenstufen abzuleiten, die zwar spätglazial überspült und verändert wurden (auch im Gefäll der Teilstücke), in ihrer Großform aber, wie aus der randlich fast stets erhaltenen Moränendecke hervorgeht, älterer Anlage sind. Dieses Niveau hat hier wie im unteren Inntal durchaus den Charakter des Terrassenhauptniveaus, während dieser weiter aufwärts im Inntal auf eine höhere Stufe übergeht.

Die spätglazialen Formelemente heben sich durch die üblichen Merkmale heraus. An manchen Stellen ist die Scheidung der spätglazialen Schotterdecken von interglazialen Sedimenten durch das starke Zurücktreten, wenn nicht Fehlen von Innmaterial, das in jenen eine große Rolle spielt, verhältnismäßig gut möglich (vgl. auch Fig. 9 in Penck-Richter, S. 58).

An manchen Stellen haben wir eine ganze Treppe von Eisrandstufen, so z. B. s.ö. Hopfgarten. Am stärksten tritt aber ein großes Flächensystem hervor: Es überzieht die breite Terrasse von Westendorf. Allenthalben sind hier Toteisgruben zu finden und ö. von Westendorf häufen sie sich zu einer richtigen Einschüttungslandschaft. Unverschweimte Grundmoräne fehlt vollkommen. Die Fläche senkt sich sanft gegen W und N. Zur Zeit ihrer Überspülung hatte also der Abfluß nach O bereits aufgehört. Da Reste eines größeren, O-gerichteten Terrassensystems meines Wissens nicht vorhanden sind, vollständige Zerstörung aber unwahrscheinlich ist, muß angenommen werden, daß die Ostentwässerung aufhörte, sobald das Eis von der Höhe des Kirchberger Sattels geschwunden war. Zur Zeit der Überspülung der Westendorfer Fläche füllte der Rest des Würm-Eisstromnetzes das Tal der Windauer Ache bis 770—760 *m*. Das Oberflächengefälle dieser Eismasse, die, längst nicht mehr ernährt, die Verbindung zwischen Inneis und den weit zurückgewichenen südlichen Lokalgletschern aufrecht erhielt, muß rund 12‰ betragen haben. Einer um 30 *m* tieferen Eisoberfläche entspricht die weite Sohle des Lauterbachs bei der Stockermühle in 740 *m*. Beim weiteren Tiefserschneiden geriet der Bach in den widerständigen Schwazer Dolomit, so daß sich eine Gefällsstufe erhielt. Auf der anderen Talseite und bei Hopfgarten bildete sich noch eine tiefere Stufe in 660 *m* aus.

Die Abflußbahnen der Schmelzwässer lassen sich beiderseits der tieferen Furche nach N verfolgen: Wifflberg 740 *m* — Hacher — Itter 700 *m*. Die ausgezeichnet ebene Fläche senkt sich von hier gegen NO, gegen den heutigen Sattel von Söll. Aber auch in diesem Fall ist das Wasser nicht mehr in diesem Niveau nach Söll und zur Weißbach abgeflossen. Denn die Fläche von Söll liegt mit 690—680 *m* zu hoch dafür. Die Fläche von Itterdörfel senkt sich auf 680 *m* gegen eine Eisfüllung des Mühlhals, die sich auch in der Terrasse von Lanbarting (680 *m*) widerspiegelt. Die Fläche von Söll wurde von einem höheren Eisspiegel im Brixental aus überspült, was auch damit besser übereinstimmt, daß sie selbst einen gleichzeitigen Eisstand von rund 680 *m* im Weißbachbecken —

voraussetzt. So kann auch hier die Ostentwässerung in spätglazialer Zeit nur kurz gedauert haben.

Im Mündungsgebiet zeigt sich noch ein tieferer Eisstand in rund 640—600 *m* an. Er entspricht einer Abflußrinne auf der Häringter Terrasse bei Obergasteig in 600 und 590 *m*. Eine junge Terrassenstufe in 540 *m* zieht aus dem Brixental von Untergasteig gegen Kirchbichl, indem sie in eine enge Talrinne übergeht. Eine tiefste Terrassenstufe endlich, rund 20 *m* über dem heutigen Talboden, liegt zwischen dem Grattenbergl, Gasteig und Kastengstatt (518 *m*). Ein deutliches Toteisloch beweist, daß es sich auch hier um eine spätglaziale, sanderartige Bildung handelt, die der Terrasse von Niederbreitenbach entspricht. Diese Nieder-Terrasse endet bei Unterlangkampfen in rund 500 *m*, 10 *m* über der heutigen Innsohle.

Die Terrasse von Häring und das Weißachgebiet.

Literatur:

- A. Penck: Alpen im Eiszeitalter, I, S. 318—19.
 A. Penck — E. Richter, Glazialexkursion, S. 60—65.
 O. Ampferer: 1907/8, S. 117—127.
 O. Ampferer: 1908/9, S. 54—59.
 J. Müllner: Die Seen des Unterinntals usw., 1905.
 O. Ampferer: Geolog. Führer für das Kaisergebirge, Wien 1933.

O. Ampferer hat nachgewiesen, daß die Terrasse von Häring nach Aufbau und Formengestaltung die direkte Fortsetzung des Unterangerbergs und keine Endmoränenlandschaft darstellt, wie seinerzeit A. Penck annahm. Es handelt sich hier wie dort um eine glaziale Furchenlandschaft, die sich in gleicher Weise über Fels und Schotter spannt.¹⁾ Auch die Höhe der Kuppen ist dieselbe: Ihre abgeflachten Gipfel liegen meist in 640 *m* und verraten dadurch die Vorzeichnung durch ein älteres fluviales Niveau von rund 650 *m*. Damals bildete der Felsrücken des Kufsteiner Waldes einen Inselberg. Die Moränenbedeckung der Terrasse ist ziemlich gering, nur gegen die Bergflanken hin erreicht sie größere Ausdehnung. Sie überzieht auch die spärlichen Reste höherer Niveaus: Die Schotterterrasse von Berg über Häring (770 *m*), deren Höhe im Rücken des Kufsteiner Waldes wiederkehrt und den kuppigen Felsporn der Wildschwendtalm (rund 900 *m*).

In das Kuppengelände der Terrassenoberfläche sind jüngere Schotter eingegossen, bald in schmalen, gewundenen Rinnen, bald zu breiten Feldern erweitert.

Drei Systeme kann man unterscheiden, von denen das westlichste bereits erwähnt wurde: Die Terrasse von Gasteig in 540 *m*, die sich gegen Kirchbichl (520 *m*) als schmale Rinne fortsetzt. Sie muß unmittelbar vom Eis weg ihren Ursprung genommen haben. Das zweite

¹⁾ Vgl. Bild 8.

beginnt an der schmalen Öffnung von Obergasteig in rund 600 *m*, verbreitert sich zu dem großen Häringer Feld, das vom südlichen Berghang her von rezentem Schwemmschutt überströmt wird. Bei Köttsching liegt die Fläche in 570—60 *m*. In sie ist eine vertorfte Toteismulde eingelassen. Die Fortsetzung ging durch das Engtal des Glauracher Bachs, in dem heute eine tiefere Stufe erodierend zurückgreift, die ihrerseits früher aber nicht bei Glaurach, sondern erst bei Hirnbach in 510 *m* mündete. Aus der Häringer Fläche, die vom Eis selbst ihren Ausgang nahm und offenbar gegen Eis (bei Köttsching) geschüttet wurde, kann das Gefäll der Eisoberfläche zu rund 15 ‰ bestimmt werden.

Der dritte Schotterstrang liegt im Becken von Schwoich. Er wurzelt in drei gewundenen Rinnen, die auf der Terrassenoberfläche selbst ihren Ursprung haben. Sie gleichen darin vollständig den Tälchen von Fiecht auf der Mieminger Terrasse. Wie diese setzen sie zu ihrer Bildung voraus, daß an ihren Wurzeln auf der Terrassenoberfläche noch Eis lag. So namentlich in der großen Mulde von Waldschönau, die heute gegen Häring entwässert. Folgen wir dem Schotterstrang an Schwoich vorbei, so kommen wir bei der Sägemühle und Wöhr wieder in rein glazial gestaltetes Gelände, das nicht verschüttet worden ist. Hier hat also gleichzeitig noch Eis gelegen bis zu rund 550 *m*. Auf gleiche Höhe (540 *m*) gehen die Stauschotter von Egerbach—Feisten beiderseits des Weißbachbachs aus. Es handelt sich um einen Eisstand, dessen Sander wir bei Kufstein antreffen werden. Das Gefäll der Eisoberfläche ergibt sich zu rund 20 ‰.

Nur im Vorbeigehn sei ein Blick in das Weißachtal geworfen. Hier reichen an der Kaiser-Südflanke Inntalschotter bis gegen 900 *m* empor (bei Schießling, bei Obholz—Unt. Schupfen, am Achleitnerberg u. a., vgl. O. Ampferer, 1933). Mächtige Massen von Inntalmoräne überziehen das Gehänge und die Verflachungen, die sich, wenn man von höheren absteigt, in zwei Niveaus anordnen. In über 900 *m*: das Tal des Hintersteiner Sees (892 *m*), die wellige Terrasse von Bärnstadt (920 *m*), Schießling, Steinackersporn (882 *m*), Kaisern (900 *m*). In über 800 *m*: Leiste von Ober Neuhof — Obholz—Hierzbichl (824 *m*) — Reher, Kronegg. Auf der S-Flanke ist das schotterverkleidete Gelände w. Ellmau zu sehr durch schräg nach O ansteigende glaziale Furchen zerpflegt, als daß man alte Terrassen finden könnte. Bei Söll haben wir in dem welligen Gelände von Schnapfl (Schotter und Fels) in rund 720 *m* ein altes Niveau gegeben, dem auch die Leiste von Ober Haberland in der Weißbachklamm und von Erlberg (712 *m*) am nördlichen Gehänge entspricht.

Eine Antwortung dieser Niveaus für das Inntal ist nicht ohne weiteres möglich. Wichtig ist jedoch auch hier der Nachweis einer Vorwürm-Stufung im Höhebereich der Terrasse.

Auch zwei Eisstände sind im Gebiet von Söll vermarktet: In rund 680 *m* (Söllfläche) und in rund 670 *m* (Terrasse von Baring). Zu dieser Zeit muß das gesamte Wasser bereits durch die Weißbachklamm abgeflossen sein.

Das Innquertal unter Kufstein.

Literatur:

- A. Penck, Alpen im Eiszeitalter, I., S. 141—46, 315—17.
 J. Müllner, Die Seen des unteren Inntales, 1905.
 O. Ampferer, 1908/9, S. 59—66.
 F. Levy, Schlierseer Berge, 1922.
 F. Levy — Leyden, Gliederung des alpbayrischen Spätglazials, 1925.
 C. Troll, Inngletscher, 1924, S. 92—97, Taf. IV, u. a.
 H. Wehrli, Monographie, S. 423 f.
 K. Osswald, Wendelsteingebiet, S. 289—298.
 R. v. Klebelsberg, Glazialgeologische Notizen, VI, 1923.
 O. Ampferer, Geologischer Führer für das Kaisergebirge, 1933.

Das Innquertal unter Kufstein gehört zu den schwierigsten Abschnitten unseres Untersuchungsgebiets, denn es ermöglicht, den Tatsachen- und Fragenkomplex der Inntalerrasse in direkte Beziehung zu den Erscheinungen des Alpenvorlandes zu setzen. Die bisherige Literatur, von der hier nur die wichtigsten neueren Arbeiten angeführt sind, reicht zur Aufstellung eindeutiger Beziehungen nicht aus. Leider sind auch meine Beobachtungen, die nur im Anhang an die umfangreichen Begehungen im Innlängstal durchgeführt wurden, bisher noch nicht genügend zu einer vollständig neuen und selbständigen Aufrollung der hier gestellten Probleme. Immerhin ist es möglich, zu einer Anzahl von Schlußfolgerungen zu gelangen.

Zunächst erhebt sich die Frage, ob und in welchem Umfang die Terrassensedimente des Innlängstals auch im Quertal vertreten sind. O. Ampferer und nach ihm H. Wehrli haben diese Frage in bejahendem Sinne beantwortet. H. Wehrli stellt die Oberkante der interglazialen Einschotterung zu 800 m am Gebirgsrand fest (S. 480). F. Levy nimmt wohl die Einschotterung bis zum Alpenrand an, hält jedoch u. a. das wichtigste Vorkommen von Schottern im Innquertal (Auerbachtal) für Moränenschutt (S. 114).

Die zweite Frage ist die, ob die bisher verfolgten Vorwürmzerschneidungsniveaus auch im Durchbruch zu verfolgen sind. Hiezu haben schon A. Penck, ferner F. Levy Beiträge geliefert. A. Penck läßt seinen präglazialen Talboden von etwas unter 700 m am Gebirgsrand auf etwas über 700 m bei Kufstein ansteigen (S. 290). F. Levy stellt ein interglaziales Niveau 80 m unter diesem präglazialen fest, das er für älter als die Ribvergletscherung hält. Seine Zerschneidung ist noch vor der Würmvergletscherung erfolgt, deren Hangendmoräne in die engen Schluchten hinabreicht (S. 75).

Daneben haben wir auch hier auf Überreste spätglazialer Eisstände zu achten. Auch nach dieser Richtung ist bereits vorgearbeitet. A. Penck (A. i. E.) und C. Troll (1924) haben die Terrassen des Rosenheimer Stausees bis Kufstein verfolgt. F. Levy hat die spätglaziale Entwicklung des komplizierten Talgeflechts beiderseits des Inntals aufzuhellen versucht und die Spuren eines „Walchsee-Stadiums“ festgestellt, das aber von O. Ampferer, wenigstens was die „Endmoränen“ von Walchsee—Kössen anlangt, entschieden abgelehnt worden ist (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, S. 147). Auch K. Osswald hat im

Wendelsteingebiet und im Innquertal eine große Anzahl von stadialen End- und Ufermoränen verzeichnet (1928, Karte), von deren wirklicher Existenz ich mich in einer Anzahl von Fällen aber nicht überzeugen konnte.

Die Zeller Terrasse (510 *m*) hat bereits A. Penck beschrieben und als Sander des Bühlstadiums erklärt (A. i. E., S. 319). Sie setzt sich, verschmälert und ansteigend, hart am Bergfuß talauf fort bis zu den Felsrippen von Eilfen (530 *m*). Die Hohlform von Maistall ist wie die übrigen tiefen Gruben auf Toteis zurückzuführen und weist mit ihnen auf ein nahes Gletscherende hin. Es handelt sich um denselben Stand, der die Aufstauungen im Weißbachgraben in 540 *m* und die Vorschüttung des Schwoicher Schotterfeldes bewirkte.

Die niedrige Schwemmkegelterrasse von Kufstein taucht bei Oberndorf unter die heutige Talsohle, die von hier ab vom Inn stark aufgeschüttet ist. (Die Zeichnung der Geologischen Spezialkarte ist hier auf beiden Seiten fehlerhaft, was die Umgrenzung der Schwemmkegel anlangt.)

Die Zeller Sanderterrasse setzt sich in Bruchstücken bis hinaus ins Rosenheimer Becken fort (vgl. Tafel IV bei Troll 1924). Es sind flache Schwemmkegel mit Deltaschüttung, zwischen die sich, z. T. übergreifend tonig-sandige Seeablagerungen legen. Die wichtigsten Reste finden sich bei Sparchen, Wagrein-Niederndorf, Mühlbach-Oberaudorf, Erl. Fischbach, Nußdorf, Flintsbach-Degerndorf. Die Kanten senken sich allmählich von 500 auf 476 *m*, in welcher Höhe der Seespiegel lag. Bei Flintsbach liegen Toteisgruben.

Auch einige wenige etwas höhere Terrassenreste sind als Zeugen älterer Gletscherstände vorhanden. Hieher gehören z. B. die 520 *m*-Terrasse der Schöffau (Kieferbach), die Hausbergterrasse (500 *m*) am Niederndorfer Inselberg, die Trockentalstufe nördlich Windhausen u. a. Die eigentümlichen Schutthügel nördlich der Schöffau stellen wohl Ausfüllungen von Eislöchern und Spalten eines höheren Gletscherstandes dar. Ebenso deuten die Fuchsangerstufe im Jennbachgraben (580 *m*) und die Terrasse von Bichl (560 *m*) in der Schöffau, ferner die Doppelterrasse bei Troyer und Krickl (650—60 *m*) über Wachtl auf Eisstände. Dem letzten entspricht auch die Talausfüllung von Mühlau (600 *m*), die F. Levy dem „Walchsee-Stadium“ zuordnet. Am Abfall des Tierberges gegen den Inn läßt sich eine Kante jüngerer Aufschüttungen von 570 *m* über Kiefersfelden auf 600 *m* beim Kirchlein St. Johann verfolgen. In dem ganzen Gebiet sind weniger Eisrandterrassen als lokale Aufstauungen am Eisrand gebildet worden, deren Zusammenstellung ausgedehntere Begehungen erforderte, als ich sie bisher durchführen konnte.

Wir gehen zu den älteren Formen über. A. Penck und nach ihm F. Levy haben in dem wirren Felsbuckelgelände des Tierbergs den Überrest des präglazialen Talbodens (in über 700 *m*) erblickt. In gleicher Höhe öffnet sich der breite Sattel ins Tierseetal und liegen jenseits des Inns die Flachsporne der Duxerköpfn. Im Tierseetal selbst ist bei der starken Eisüberformung kein sicherer Anhaltspunkt zu gewinnen.

An der Mündung der Walchseetalung haben wir noch einmal zweifelsfreie interglaziale Terrassensedimente zwischen Liegend- und Hangendmoräne (O. Ampferer, 1908/9, S. 59, 1933). An der Terrasse von Buchberg reichen sie bis 720 *m* empor, von Moränen überlagert. Die Hauptoberfläche liegt jedoch in 600—660 *m*. Sie zieht über Schotter und Fels, zeigt die typische wellige Form, z. T. bis zu Drumlinformen gesteigert und von mächtiger Grundmoräne bedeckt. Gegen das Inntal abgescrängt und leicht gegen O ansteigend, deutet sie auf ein Vorwürmniveau in rund 620 *m* im Inntal. Höhere Niveaus zeigen die Terrasse von Buchberg an, der verschiedene Sporne der N-Flanke entsprechen (700 *m*); ferner die Terrasse von Köllenberg (820 *m*), die aus der altquartären Durchholzener Nagelfluh geschnitten ist und die ebenfalls an der N-Flanke durch breite, wellige Hangstufen bis nach Eiberg hin vertreten ist. Auch die Flachlandschaft des westlichen Miesberges in über 800 *m* gehört hierher. Schließlich ist noch eine breite Fläche in 1180 *m* unter den Felswänden der Elferspitze zu erwähnen.

Der Niederndorferberg zählt zu den glazial am stärksten mitgenommenen Gebieten im ganzen Bereich des Inntals. Er gleicht den glazialen Prallhängen östlich Brixlegg. Trotzdem sind an ihm noch deutliche Abtreppungen wahrzunehmen. Seine kuppige Hochfläche hält sich in rund 1000 *m*. W darunter liegt eine Vorstufe in 900 *m*, eine tiefere (Eiberg) in rund 750 *m*. Sie steht mit dem 800 *m*-Niveau der Walchseetalung in Verbindung. Eine tiefste Stufe haben wir in über 600 *m*, zu der auch der Niederndorfer Inselberg gehört.

Eine ausgezeichnete Bestätigung erfahren diese Werte im Gebiet der Trockenbachmündung bei Erl (Fig. 6). Dieses trogförmige Hochtal geht auf eine breite, schotterbestreute Felsfläche in 770 *m* aus. Darunter haben wir beiderseits der Bachschlucht ein sehr stark glazial überarbeitetes Flachgelände, das in rund 630 *m* ausgeht (Kleinberg). Darunter erst liegt die Stufe von Schuster (580—600 *m*). Auch das 900 *m*-Niveau ist ausgezeichnet vertreten beiderseits der Hochmündung des Trockentals, in der alten Talrinne n. des Kienbergs u. a.

Eine weitere Sicherung dieser Niveaus ist aus dem Auerbachtal möglich (vgl. Fig. 6; hiezu auch Levy S. 39—43). Der Oberlauf dieses Tals über der Arzmoosalm ist durch den Mühlbach geköpft worden. Sein Niveau setzt sich in verschiedenen deutlichen Leisten talaus fort: Mühlbergalm 1000 *m*, Zeißacheralm 980 *m* und geht über in die Kuppenlandschaft von Regau (950 *m*). Das zugehörige Inniveau ist in rund 900 *m* zu suchen. K. Osswald stellt es noch ins Jungpliozän (S. 287). Tiefere Leisten setzen den Talboden der Unteren Arzmoosalm fort: Untere Mühlbergalm 960 *m*, Schoißer 950 *m*, Zeißach 900 *m*, Ried 874 *m* und geht mit der eisgerundeten Terrasse von Hocheck in rund 800 *m* aus. Es handelt sich hier um das Trockentalniveau, für das eine Innsohle von rund 760 *m* anzunehmen ist. Unter dieser Reihe von Leisten gibt es noch eine tiefere, die den Talboden über Tatzelwurm fortsetzt: Absteigend auf 760 *m*, Buchau 700 *m*, Wall 690 *m*, Zimmerau 680 *m*, Hödel 670 *m*. Bei Wall und Zimmerau zieht dieses Niveau, das im Inntal auf 640—620 *m* zu liegen kommt, über größere Schottermassen hinweg, die O. Ampferer wohl mit Recht auf Grund von Moränenbedeckung als interglaziale Terrassen-

schotter ansieht (dagegen Levy, S. 42 u. 110). Eine tiefste moränenbedeckte Felsstufe, der sich beim Trißl noch Lokalschotter verbauen, liegt in 560—80 *m*, was der Stufe des Schusterhofs entspricht.

Auch die Talhänge außerhalb der Seitentalmündungen liefern Ecken und Leisten in der Höhe unserer Niveaus. So namentlich die beiden Kanten des Wildbarren in 1040, 800—780, 660 und 940 *m*. Ein größeres Reliefstück des 1000 *m*-Niveaus liegt am Rehleitenkopf nahe dem Inn-talausgang (namentlich die breite Fläche Asten—Auf dem Thurm) sowie östlich vom Heuberg im Gebiet der Euzenauer Alm. Doch möchte ich hier nicht alle einzelnen Vorkommnisse zusammenstellen.

Im Gebiet von Brannenburg ist das 600 *m*-Niveau in breiter, moränenbedeckter Felsterrasse erhalten. Sie spannt sich auch über die „lokale Brecciennagelfluh“ A. Pencks (Alpen im Eiszeitalter, I. S. 148), die O. Ampferer ebenfalls zu den interglazialen Terrassensedimenten stellte und mit gleichaltrigen, talein geschütteten Innschottern bis gegen 700 *m* Höhe verfolgte (1908/9, S. 64). K. Osswald faßte sie als Reißmoräne auf (S. 290). Ich möchte mir wegen des kurzen Besuches kein eigenes Urteil erlauben. Ein 700 *m*-Niveau ist in schönen Leisten beiderseits des Förchenbachs erhalten sowie am Schweinsteig nw. von Brannenburg. Das Gebiet des Oberen Kirchbachs gehört zu einem Niveau in etwas unter 900 *m*.

Wir fassen kurz zusammen: Die Terrassensedimente sind im Inndurchbruch bis zur Mündung des Auerbachs festzustellen. Weiter hinaus nicht mehr mit Sicherheit und jedenfalls nicht mehr in größerer Masse. Ihre Oberkante liegt im Walchseegebiet bei 700 *m*, am Auerbach bei 690 *m*; am Förchenbach, wenn wir Ampferer folgen wollen, ebenso hoch.

Die verschiedenen Terrassenniveaus sind — besonders reich auch von höheren begleitet — auch im Inndurchbruch bis an den Gebirgsrand festzustellen. Sie sinken nur wenig ab. Das 640 *m*-Niveau zieht am Auerbach auch über Terrassenschotter. Da es zugleich moränenbedeckt ist, ist sein Vorwürm-Alter in unserem Sinn damit auch hier nachgewiesen. K. Osswald nimmt für die Niveaus bis einschließlich zum 900 *m*-Niveau herab noch pliozänes Alter in Anspruch, ohne freilich Beweise dafür zu bringen (S. 286—7), die hier — wenigstens vorläufig — exakt auch gar nicht zu liefern sind.

Ergebnisse I: Die Vorwürmniveaus und die jungdiluvialen tektonischen Bewegungen im Inntalgebiet.

Fig. 7 gibt eine Zusammenstellung sämtlicher vorwürmzeitlichen sowie einiger älteren Terrassenstücke. Das Vorwürmalter im engeren Sinn muß dann als bewiesen gelten, wenn die Ebenheiten einerseits Moränenbedeckung oder glaziale Überformung aufweisen, andererseits neben Fels auch riß-würm-interglaziale Terrassensedimente schneiden. Wir sehen, daß im Inntal nicht nur ein einziges Terrassenniveau schlechthin vorhanden ist, das mit dem präglazialen Talboden zusammenfällt, sondern eine Vielheit von Längsstufen, von denen erst eine, dann eine andere die Führung als „Hauptterrassenfläche“ übernimmt. Ohne merk-

bare Abgrenzung setzt sich die Terrassierung über den Raum der interglazialen Zuschotterung hinaus nach oben fort in den Bereich älterer Talbodenreste.

Es erhebt sich zunächst die Frage, wie die einzelnen Talbodenreste miteinander zu verbinden sind. Wir sind in der glücklichen Lage, in den besonders deutlichen und weithin zusammenhängenden Hauptterrassenflächen sichere Anhaltspunkte zu besitzen. Im mittleren Inntal ist auf mehr als 40 km hin in unmittelbar aufeinanderfolgenden Stücken das Niveau um 850 m erhalten, das ich Gnadenwaldterrasse oder -flur nennen möchte. An der Zusammengehörigkeit aller dieser Teilstücke kann kein Zweifel bestehen, ebensowenig daran, daß wir es hier mit einer alten fluvialen Fläche zu tun haben, die durch das Höheraufsteigen der interglazialen Sedimente als Erosionsoberfläche gekennzeichnet ist. Einzig über die ursprüngliche Höhe dieses alten Talbodens, der sich heute als sehr flach gespannter, gewellter Trogboden darstellt, könnten Meinungsverschiedenheiten bestehen. Es ist jedoch unwesentlich, ob man ihn ein paar Zehner von Metern höher oder tiefer ansetzt, da unsere Schlußfolgerungen davon nicht berührt werden.

Von Schwaz an verliert diese Oberfläche ihre beherrschende Stellung. Nach 16 km mehr oder weniger isolierter Bruchstücke beginnt mit dem Angerberg ein zweites Leitniveau in viel tieferer Lage (660—640 m), das — zwar stellenweise sehr stark glazial überformt — doch für weitere 20 km ein festes Bezugsniveau bildet.

Es läge nahe, die beiden Hauptflächen miteinander zu verbinden. Dies müßte aber mit Hilfe eines starken Gefällsbruchs geschehen, für den sonst keine Anhaltspunkte vorhanden sind. Dagegen spricht sowohl der ungestörte Verlauf der Schotteroberkante (vgl. unten), als auch mancher begleitenden Niveaus, von denen das um 900 m gerade hier recht gut vertreten ist.

Dagegen spricht aber auch der Umstand, daß in den Seitentälern dieselben beiden Hauptniveaus klar hervortreten. Im Silltal gehört der Talboden von Matri einwärts dem Gnadenwaldsystem an, während das Angerbergniveau in den Felsterrassen der äußeren Siltschlucht eine Rolle spielt. Im Wattental entsprechen beiden Talböden große Ausflachungen des Längsgefälls, weniger deutlich auch im Weertal. Im äußeren Zillertal ist das untere, im inneren das obere Niveau besser erhalten (J bzw. H nach Bobek, 1933, S. 74, Profil X). Im Alpbachtal hat das Gnadenwaldniveau seine beherrschende Stellung wahren können. Im Brixental ist dagegen der tiefere Angerbergboden vollständig als Hauptfläche durchgedrungen. In den nördlichen Seitentälern des Untertales hat Levy die Doppelung der Talbodensysteme nachgewiesen.

Wir haben es also tatsächlich mit zwei verschiedenen Hauptterrassenfluren zu tun, die sich talauf und talab unter Wahrung ihres Gefälles fortsetzen.

Die Einordnung der untergeordneten Begleitstufen ergibt sich dann von selbst.

Wir konnten die Vorwürmniveaus auch durch das Innquertal verfolgen. Dies ist nur natürlich, da auch die Terrassensedimente hindurchziehen und dieser Talweg durch das Delta von Brännenburg auch für älter-quartäre Zeit als offen nachgewiesen ist.

Das Angerbergniveau streicht in etwas über und unter 600 *m* durch den Inndurchbruch und fällt etwa mit dem von F. Levy als interglazial bezeichneten alten Talboden zusammen.

Setzt man den Gnadenwaldtalboden, dessen Reste unter Wörgl immer spärlicher werden, in gleichen Abstand vom Angerbergniveau fort, so kommen wir zu jenem System, das in den Kuppen der Eibergstufe, einem markanten Talabschnitt des Auerbachtals und im Hochtal des Trockenbaches enthalten ist. Ihm entspricht das 700 *m*-Niveau des Förchenbachgebiets und es fällt so zusammen mit jenem alten Talbodensystem, das A. Penck als präglazial angesehen hat.

Die beiden Hauptniveaus der Vorwürmzerschneidung verlaufen also gleichsinnig und fast parallel zur heutigen Inntalsole. Ihr Gefälle ist ein wenig geringer; so senkt sich der Gnadenwaldtalboden von Mötztal bis zur Brixentalmündung (92 *km*) um 100 *m*, die Inntalsole um 140 *m*. Die Angerbergterrasse von Dirschenbach bis zur Brixentalmündung (73 *km*) um 70 *m*, die Inntalsole um 100 *m*. Im Inndurchbruch ist das Gefälle ein wenig verstärkt. Talauf konvergieren die alten Talböden mit der rezenten Innsole, wie es für normale Zerschneidungsstufen kennzeichnend ist. Vom Längstal aus greifen sie auch ungestört in die Seitentäler ein.

Daraus ergibt sich, daß wir als Ursache für die Zerschneidung der interglazialen Terrassensedimente eine regionale Hebung des ganzen betrachteten Gebiets annehmen müssen.

Weitere Erkenntnisse gewinnen wir aus dem Vergleich der Vorwürmtalböden mit der Oberkante der interglazialen Talverschotterung.

Diese ist nirgends in größerer Ausdehnung erhalten geblieben. Wir sind gezwungen, aus isolierten Erosionsresten auf die ursprüngliche Oberfläche zu schließen. H. Wehrli hat diese Reste zusammenfassend verfolgt und die darauf basierte Oberkante im Längsprofil dargestellt. Danach lag sie in rund 1000 *m* Höhe von Imst bis nahe an Kufstein und fiel bis zum Alpenrand auf etwa 800 *m* ab. H. Wehrli ist bei diesen Feststellungen mit einer gewissen Weitherzigkeit vorgegangen und hat z. T. reichlich nach oben ergänzt. Außerdem hat er wie auch andere Forscher zu wenig die Tatsache der Aufhöhung der interglazialen Schotter durch früh- und vor allem durch spätglaziale Ablagerungen in Betracht gezogen.

Auf Grund einer neuerlichen Überprüfung möchte ich die Oberkante, namentlich im Unterinntal, etwas tiefer annehmen. Ab Wörgl sinkt sie im Haupttal bedeutend unter 900 *m*. An der Kaiser-Südflanke haben wir moränenbedeckte Innschotter noch bis 900 *m*, im hintern Tierseetal bis 850 *m*, in der Walchseetalung erreichen sie nur mehr 720 *m*, im Auerbachtal 690 *m*. Doch müssen sie auch im Innquertal mindestens bis zur Höhe des Gnadenwaldniveaus emporgereicht haben (700 *m* am Gebirgsrand).

Mag auch die genaue Höhe der Schotteroberkante im einzelnen nicht mit absoluter Sicherheit ermittelbar sein, ihr Verlauf im großen zeigt doch auffallende Parallelität mit den Vorwürmniveaus des Innlängstals, während sie im Quertal sich ganz offenbar steiler absenkte

(vgl. Fig. 8). Ebenso zieht die Einschotterungskante konform mit den Vorwürmtalböden oder -terrassen in die Nebentäler hinein.

Wir gewinnen daraus die wichtige Erkenntnis, daß schon seit Abschluß der großen riß-würm-interglazialen Talverschüttung das ganze Gebiet nur mehr von gleichsinnigen, blockförmigen tektonischen Bewegungen, epirogenetischen Charakters also, betroffen wurde. Es erfolgte zunächst eine Aufwölbung des Alpenkörpers um 100 bis 150 m, wodurch die Zerschneidung der Talverschüttung eingeleitet wurde (Ausbildung des Gnadenwaldtalbodens).

Der Restbetrag der zwischen 300 und 400 m betragenden gesamten Zerschneidungstiefe entfällt auf eine relative Senkung der Erosionsbasis, die außerhalb des engeren Vorlandgürtels stattfand. Ein Schnitt durch die Deckenschottersole von Ebersberg (540 m) nach Mühlau an der Leizach (700 m) illustriert diese Emporschleppung des Vorlandstreifens. Die interglazialen Liegendschotter von Rosenheim und Gars (A. Penck 1922, S. 221) sind demnach als Umlagerungsprodukte der Innterrassenschotter bei der Vorwürmzerschneidung zu deuten.

Es ergibt sich ferner, daß die jungen differenzial-tektonischen Bewegungen des Inntalgebiets spätestens mit Abschluß der großen Talverschüttung zum Erlöschen gekommen sind und daher für die Gestaltung des Inntals knapp vor, während und nach der letzten Vergletscherung auscheiden.

Darunter zählt vor allem die lokale Einsenkung des mittleren Inntals bei Innsbruck, die durch Bohrungen nachgewiesen ist (Ampferer, 1921). Daß die differenzielle Einmuldung des Inntals gegenüber Kalk- und Zentralalpen, die sich aus dem Absinken der alten Talböden des Zillertals ergab, vorher erlosch, zeigen dort auch unmittelbar die jüngsten Terrassen (H, J, K), die unverbogen auf die Vorwürmniveaus im Inntal ausgehen (Bobek, 1933).

Aber auch die Aufwölbung des von A. Penck angenommenen großen interglazialen Seespiegels im mittleren Inntal muß, wenn die Annahme zutreffen sollte, ebenfalls noch vor dem Abschluß der Talzuschotterung zu Ende gekommen sein. Die so häufig zwischen den lakustren und fluviatilen Ablagerungen sichtbare Erosionsdiskordanz legt die Annahme nahe, daß sie auch vor die Zuschotterung selbst zu verlegen ist. Doch scheinen mir die zahlreichen Seeablagerungen im Sedimentkörper der Terrasse auch außerhalb der von A. Penck gezogenen Grenzen des „großen Sees“ und in verschiedenen Niveaus (so z. B. im Silltal in 600—670 und 860—1000 m, Heissel 1932) eher gegen einen einzigen, großen und entsprechend deformierten See zu sprechen.¹⁾ Ich möchte lieber mit Ampferer u. a. eine Anzahl verschiedener Seespiegel annehmen, deren z. T. beträchtliche Tiefe mir allerdings doch für lokale Einbiegungen, die hier und dort auftraten, zu sprechen scheinen. Die verschiedenen Erosionsdiskordanzen im Körper der Terrasse könnten auf ebensolche lokale Hebungen zurückgehen.

¹⁾ Vgl. dazu auch die neuen Beobachtungen und die entsprechenden Schlußfolgerungen Machatscheks (1934, S. 241). Deltaschüttung im Bereich der interglazialen Sedimente ist z. B. auch östlich der Lanser Köpfe in 850 m Höhe erschlossen.

Doch kann die Gesamterscheinung der Zuschotterung, die schließlich alles gleichmäßig zudeckte und als regionale Erscheinung in alle Seitentäler eingriff, nur als Ausfluß einer regional einheitlichen Tektonik verstanden werden.

Es waren also Vorgänge von verschiedenem tektonischen Typus zeitweise gleichzeitig wirksam, bis die blockförmigen epirogenetischen Bewegungen schließlich allein herrschend wurden.

Offen bleibt weiterhin die Frage nach dem präglazialen Talboden im Inntal. Die Voraussetzungen, von denen A. Penck seinerzeit ausging, sind durch die seitherigen Ergebnisse der Alpenmorphologie völlig erschüttert worden. Wir können heute weder mit einem ausgeglichenen präglazialen Talbodensystem rechnen, noch angesichts der sehr lebhaften und überdies wahrscheinlich mehrsinnigen pliozän-quartären Tektonik des Gebirges auf die einfache Höhenkorrelation zwischen Oberflächen des Vorlandes (z. B. Deckenschottersohle) und zugehörigen Erosionsterrassen des Gebirges bauen.

Wenn F. Machatschek im Oberinntal eine Terrassenflur in 1200 bis 1300 *m* Höhe als Rest des präglazialen Talbodens bezeichnet (1934, S. 238), so ermangelt diese Behauptung jedes Beweises.

Ebenso willkürlich ist auch die Datierung der zwei tieferen Felsterrassensysteme (in 1000 bis 1100 *m* und 800 bis 900 *m*) als Trogsohlen der Günz- und Mindelzeit.

Die Terrassenflur in 800 bis 900 *m* geht von Mötz abwärts in das vorwürmzeitliche Gnadenwaldniveau über. Da sie aber auch im höheren Oberinntal gut vertreten ist, wo Machatschek das Vorhandensein von Sedimenten der R-W-interglazialen Talverschüttung wieder fraglich gemacht hat (1933), so erhebt sich die Frage, ob auch im Bereich der Vorwürmzerschneidung noch Reste älterer Talbodensysteme erhalten sind. Auch darüber schließen ja unmittelbar ältere Terrassenfluren an. Auf unserem Längsprofil (Fig. 7) sind zwei solche, im Oberinntal auch noch ein drittes, noch höheres deutlich zu erkennen. Sie liegen in 1350 bis 1300, 1250 bis 1200 und 1060 bis 1000 *m* und sinken talaus unter geringen Schwankungen leicht ab. Die beiden durchlaufenden entsprechen Machatscheks „präglazialen Talboden“ und seiner „Günztrogsohle“, bzw. den Niveaus *E* und *F* im Zillertal (Bobek, 1933).

An sich ist das Vorhandensein älterer Talbodenreste im Bereich der Vorwürmzerschneidung durchaus denkbar. Schon zu Beginn des M-R-Interglazials war das Inntal zumindest so tief eingeschnitten wie heute. Das beweisen die älterinterglazialen Ablagerungen. Aber diese alte Talfurche mit ihren Terrassenabstufungen mußte eine zweimalige Verschüttung und Wiederausräumung mit entsprechender Bearbeitung durch Wasser und Eis über sich ergehen lassen, die zu einer weitgehenden Verwischung des ursprünglichen Querschnitts führen mußte oder doch konnte. Die vorhandenen, sichtbaren Felsterrassen fügen sich außerdem so gut dem jüngeren Zuschnitt der R-W-interglazialen Sedimentterrassen an und ein, daß auch für sie die gleichzeitige jüngere, d. h. vorwürmzeitliche Entstehung wahrscheinlicher ist als die Wiederaufdeckung zufällig gleich hoher Felstufen, wengleich letztere in Ausnahmefällen, etwa wo leichte Niveaudifferenzen vorkommen, unterlaufen mag.

Der präglaziale Talboden kann also sehr wohl im Höhenbereich der Vorwürmzerschneidung gelegen haben, doch ist er in diesem Fall weitgehend verwischt, überprägt und jedenfalls vorläufig nicht erkennbar.

Wenn jedoch Machatschek den präglazialen Talboden relativ hoch annimmt (im Niveau *E* nach meiner Gliederung im Zillertal (1933), in 1300 bis 1200 *m*), so entspricht dies der Erkenntnis, daß das Gebirge noch im Jungpliozän energisch emporstieg und diese Bewegung auch im Altquartär fortgesetzt haben dürfte. Ein solcher Ansatz zu *E* oder *F* entspricht auch gewissen morphologischen Erwägungen, die zur Erklärung der gedrängten Ineinanderschachtelung der jüngeren Talniveaus (von *E* ab) in manchen Seitengraben der Talwurzeln zwischen-geschaltete Eisarbeit heranziehen möchten (Bobek, 1933, S. 105, 115). Freilich wird dann die für das gesamte Pliozän zur Verfügung stehende Spanne der Höherhaltung mit rund 400 *m* geringer, als es der Bedeutung dieser Periode für die Gebirgswendung der Alpen entspricht. Man wird zur Annahme gedrängt, daß im Haupttal doch schon tiefere Zerschneidungsphasen eingedrungen waren. Möglicherweise entspricht dem Präglazial überhaupt kein besonders ausgeprägtes Talbodensystem, da ein entsprechend langer Stillstand in der Gebirgshhebung vielleicht gar nicht eingetreten war.

Ergebnisse II: Die spätglaziale Formung der Terrasse und die Auflösung der Würmvergletscherung.

Die Zusammenstellung der Eisrandformen im Längsschnitt (vgl. Fig. 7) zeigt, daß ihre Zahl weit über das hinausgeht, was bisher aus der Literatur bekannt war. Stellen der Häufung lassen sich neben größeren Lücken erkennen. Die ersteren knüpfen sich an die Mündungen von Seitentälern, wo die seitlichen Schmelzwasserströme als formendes Element jeweils eine kräftige Verstärkung erfuhren. Hier wurden die Formen später auch durch die jüngeren Schwemmkegel geschützt, während sie in den dazwischen liegenden Stücken vielfach von der Seitenerosion des Inns beseitigt wurden. Manche Lücken wären auch noch durch Verdichtung der Untersuchungen auszufüllen. Ein Hauptgrund für diese Verteilung ist aber wohl auch, daß die Schmelzwasserstränge nach einer gewissen Strecke seitlichen Fließens durch Eisspalten den Weg in die Tiefe fanden und so als Randgestalter ausschieden.

Wir können folgende Haupttypen von spätglazialen Formen unterscheiden; Eisrandterrassen, die in ihrem ganzen Verlauf an das Eis gelehnt waren; es handelt sich dabei sowohl um Erosionsformen mit oder ohne Schotterstreu, die z. T. aus verwaschener Grundmoräne besteht, als auch um Aufschüttungsformen, die aber selten Mächtigkeiten von mehr als 20—30 *m* erreichen (soweit man dies bei der Gleichartigkeit des Materials beurteilen kann). Erosions- und Aufschüttungscharakter kann beim gleichen Gebilde mehrfach wechseln. Die großen Randterrassen sind oft gegen das Eis geschüttete Schwemmkegel von Seitentälern. Vielfach kommt neben normaler auch Deltaschüttung vor, was die Auffüllung lokaler Eisrandseen anzeigt. Die Größe der Formen schwankt

zwischen mehreren Kilometern Längs- und mehreren 100 m Breitenausdehnung bis zu ganz kleinen Stufenabsätzen an Spornen oder in Hangbuchten. Nicht selten haben wir Schutteinfüllungen in Mulden des glazial geformten Untergrundes, deren Öffnung durch den Talgletscher versperrt war (z. B. im südwestlichen Mittelgebirge bei Rinn).

Der ursprüngliche Eiskontakthang der Eisrandterrassen ist häufig durch spätere Unterschneidung beseitigt worden. Wo er noch vorhanden ist, zeigt er die schon mehrfach beschriebenen charakteristischen Formen der Einschüttungslandschaft in einer schmalen Zone von Kesseln und Halbkesseln, sichelartigen Vorsprüngen und isolierten Rücken bei gestörter Lagerung des Materials. Besonders schön entwickelt sind solche Einschüttungsränder im Gebiet von Grinzens—Omes und von Vill—Igls. Daneben kommen häufig auch Toteislöcher vereinzelt oder in Gruppen vor. Aus ihnen kann der spätglaziale Charakter der Aufschüttung mit Sicherheit abgeleitet werden.

Toteislöcher kennzeichnen auch eine zweite Gruppe von spätglazialen Bildungen, die nicht gegen das Eis, sondern vom Eisrand weg geschüttet wurden: Sanderflächen. Solche sind namentlich im Unterinntal in größeren Resten erhalten geblieben, da sie dort z. T. auch die niedrige Terrassenstufe überschütteten oder deren Furchen ausfüllten, wo sie vor der späteren Seitenerosion des Inns geschützt waren. Hierher gehören z. B. die große Rinne des Oberangerbergs, die Schotterstränge der Häringer Terrasse, die Zeller Terrasse. Echte Sanderreste finden sich auch weiter talauf in schmalen Stücken am Fuß der Terrasse, meist verknüpft mit seitlichen Schotterzuflüssen. So bei Ampaß—Agenbach. Genetisch sind die Eisrandterrassen nicht immer streng von den Sandern zu scheiden. Denn in manchen Fällen ist die Schüttung auch hier vom Eisrand ausgegangen (z. B. am N-Rand des Viller Moors).

Unter den Sandern tragen einige den Charakter selbständiger kleiner Talzüge, die z. T. tief in den Terrassenkörper eingeschnitten sind. Solche Rinnensysteme verknüpfen sich auch mit Eisrandterrassen. Sie gewinnen besondere Bedeutung für die Bestimmung des Gefälls der spätglazialen Eisoberfläche, wenn sie zu ihrer Funktion Eis am oberen wie am unteren Ende voraussetzen, wie z. B. das Omes- und Natterer Tal. Im folgenden gebe ich eine Zusammenstellung aller derjenigen Stellen, an denen die Neigung der Eisoberfläche bestimmt werden konnte:

Im Inntal: Pulet—Hinterbergrinne	15 ‰
Omesal	15—20 ‰
Natterertal (Edenhaus)	18 ‰
Igeler Terrassen	12—15 ‰
Zillermündung—Hygna rund	15 ‰
Häringer Schotterfläche	15 ‰
Schwoicher Schotterfläche	20 ‰
Im Silltal: St. Ursula—Tieuzens	20 ‰
St. Peter—Taxburg	20 ‰
Im Brixental: Westendorfer Terrasse	10 ‰
Wiflberg—Itter	15 ‰

die R. Foster Flint für die schwindenden spätglazialen Talgletscher der Neuenglandstaaten gewonnen hat.¹⁾ In allen diesen Fällen kamen die Forscher zu dem Schluß, daß es sich dahei um abgestorbene Teile der betreffenden Gletscher handelt oder gehandelt hat.

Daß dies auch in unserem Fall zutrifft, dafür haben wir noch weitere Anhaltspunkte und sogar Beweise. Auf weite Erstreckung lösten sich die Gletscher der Nebentäler von der Zunge des Hauptgletschers, als diese noch weit hinaus die tiefste Talfurche erfüllte. Und während für die Nebengletscher ein markanter Halt in der Nähe der Seitentalmündungen nachweisbar ist, ließ sich ein entsprechendes Stadium des Innigletschers im ganzen Untersuchungsbereich nicht auffinden. Sein Körper schmolz weiterhin ab, während die Seitengletscher in ihren stadialen Stellungen verharrten. Dasselbe Verhalten galt für die großen Nebengletscher. An der Nafismündung zeigt die Abflußrinne von Fanggenal, die nur solange in Betrieb sein konnte, als der Nafisgletscher an der Mündung des Tals lag, in mehreren Stufen das gleichzeitige ruckweise Einsinken des Sillgletschers. Es ist dasselbe Bild, das wir im Haupttal, auf der Mieminger- und auf der südlichen Terrasse bei Innsbruck mehrfach wiederfinden. Dieses widerspruchsvolle Verhalten von Haupt- und Nebengletschern war nur möglich, wenn es sich bei den Haupt-„Gletschern“ um nicht mehr ernährte Teile des alten großen Eisstromnetzes gehandelt hat, die auch während des stadialen Stilliegens der Schneegrenze weiter abschmelzen konnten.

Die einzelnen Rucke, in denen sich das Abschmelzen vollzog, sind vielleicht durch folgenden, rhythmisch wiederholten Ablauf der Vorgänge zu erklären: 1. Zunehmende Überschüttung der Eisoberfläche verursacht Abnahme der oberflächlichen Abschmelzung — es bilden sich in diesem Niveau Eisrandterrassen. 2. Die langsam wirkende Abschmelzung und Unterspülung an der Sohle der Eismasse führt zu einer Unterhöhlung und schließlich zu Zusammenbrüchen. 3. Die dadurch bedingte Zerklüftung des Eiskörpers führt zur Unterbrechung der oberflächlichen Entwässerung, zur Entschuttung der Oberfläche und damit zur vollen oberflächlichen Abschmelzung und raschen Tieferlegung der Eisoberfläche. 4. Allmählich tritt jedoch wieder Verstopfung der Eispalten ein und die Überschüttung gewinnt wieder die Oberhand, womit der ganze Vorgang in tieferem Niveau erneut eingeleitet wird.

Übereinstimmend mit dem Eisstrom des Haupttals sanken auch die Eisströme der Nebentäler in sich zusammen. Für jeden Seitengletscher kam der Zeitpunkt der Abgliederung vom Hauptstrom, sobald die ständig abnehmende Zufuhr den ständig sich vergrößernden Abstand von der einsinkenden Oberfläche des Hauptstroms nicht mehr wettmachen konnte. Bis dahin hatte trotz Verminderung der Zufuhr ein mechanisches Vorstoßen der Seitengletscher eintreten können.

Aus diesem Auflösungsprozeß heht sich der erwähnte längere, offenbar klimatisch bedingte Gletscherstand hervor, der vor allem im mittleren Inntal gut vertreten ist. Er wurde im Gebiet der Mieminger Terrasse von O. Ampferer, südlich von Innsbruck von J. Ladurner und

¹⁾ Vgl. Anm. 1 auf S. 139.

W. Heissel festgestellt, soweit er nicht schon früher bekannt war. Von den beiden letzteren wurde er dem von R. v. Klebelsberg in den Dolomiten gefundenen „Schlernstadium“ zugeordnet.

Charakteristisch für dieses Stadium ist, daß die Seitengletscher gerade noch bis an die Mündung ins Haupttal herabreichten und gewaltige Schuttkegel in dieses oder auf die Terrasse vorwarfen: Sturl-, Stettl- und Gießenbachgletscher auf der Mieminger Terrasse, Inzinger-, Tiefental-, Axamer-, Senderstal- und Stubai-, Viggar-, Arzthal- und Nafisgletscher, endlich noch der Voldertalgletscher. Diesen Stadien entspricht ein Stand der Schneegrenze rund 900 m unter dem heutigen, der südlich des Inntals in rund 2700—2800 m, nördlich davon rund 200 m tiefer zu suchen ist. Damit tritt dieses Stadium im ganzen und großen an die Stelle des alten Bühlstadiums.

Für dieses nahm man früher eine sehr mächtige Erfüllung des Innlängstals mit Eis an. Es sollte bei Kundl über 900 m, bei Jenbach weit über 1000 m¹⁾ bei Seefeld 1700—1800 m²⁾ erreicht haben. Doch ist die Grundlage für diese Annahmen, die Endmoränenlandschaft von Kirchbichl, von O. Ampferer bereits vor nunmehr 25 Jahren zerstört worden und auch in dieser Untersuchung hat sich erneut der Mangel jedes stadialen Halts des Inngletschers zwischen Alpenrand und mindestens Mötztal im Oberinntal ergeben. Darüber hinaus ergab sich ein neues Bild von dem Rückgang der Vergletscherung nach den würmzeitlichen Hochständen. Wir haben nicht schrittweisen Rückzug einer um jeden Zoll Bodens kämpfenden Gletscherzunge, sondern einen gewaltigen Zusammenbruch der Eisfront anzunehmen, die zur Preisgabe und teilweisen Abgliederung großer Toteismassen führte. Während diese abschmolzen, wurden dahinter bereits die Wälle einer neuen, stadialen Eisfront aufgeschüttet.

Wahrscheinlich haben wir den schlernstadialen Halt des Inngletschers in den von Machatschek gefundenen stirnnahen Ufermoränen von Neustarkenbergl bei Imst zu suchen (1933, S. 41; 1934, S. 219).

Dem verhältnismäßig bescheidenen Höherrücken der Schneegrenze vom Würmtiefstand um rund 300 m zum Bühl-Schlernstadium entspricht also ein ganz gewaltiger Ausschlag im Ausmaß der Vergletscherung: Der Inngletscher fällt von seiner riesigen Anschwellung auf über 2000 m Höhe im mittleren Inntal, von seiner gewaltigen Längenerstreckung bis hinaus ins Alpenvorland zurück auf einen bescheidenen Stand im Oberinntal, vielleicht bei Imst. Nur die Seitentäler sind noch bis nahe an ihre Mündungen von Gletschern besetzt, wenn man von den großen absieht, die auch schon weit hinein geräumt sind.

Dieser überraschende Rückgang ist nicht auf das Durchschreiten einer „kritischen Zone“ im Sinne von S. Morawetz³⁾ durch die Schneegrenze zurückzuführen. Denn die großen Firnfelder bleiben auch zur

1) A. Penck, Alpen im Eiszeitalter, S. 323; H. v. Wolf gibt für Jenbach rund 1300 m an (1922, S. 290).

2) A. Penck, Die Eiszeit in den bayrischen Hochalpen, Sitzungsberichte der Preussischen Akademie der Wissenschaften, physikalisch-mathematische Klasse 1925, S. 360.

3) Eiszeitliche Vergletscherung und eiszeitliches Areal in den Tauern, Zeitschrift für Gletscherkunde, 1932, S. 398.

Schlernzeit noch über der Schneegrenze. Es kommt darin vielmehr jenes Zusammenwirken von Umständen zur Geltung, das ich vor einiger Zeit in theoretischer Ableitung zu erfassen versucht habe.¹⁾ Es handelt sich darum, daß die Gletscherströme der großen Längstäler wesentlich durch die gegenseitige Aufstauung der Nebentalgletscher zu ihrer riesigen Mächtigkeit anschwellen. Sobald die Gletscher der Nebentäler einmal ins Haupttal hinaustreten und sich verbinden, genügt eine geringe Zunahme der Eislieferung, um einen großen Ausschlag zu geben. Ebenso ist es aber auch beim Rückgang der Vergletscherung. Die kritische Höhenzone der Schneegrenze liegt dort, wo geringe Zunahme der Eislieferung zum gegenseitigen Aufstau, geringe Abnahme zur Trennung der Seitentalgletscher führt. Die schlernstadiale Schneegrenze liegt im Innggebiet gerade etwas über dieser kritischen Höhenlage. Darum der gewaltige Ausschlag.

Die Annahme, daß das Inntal zur Bühl-Schlernzeit noch hoch von Eis erfüllt gewesen sei, war ein Hauptgrund für O. Ampferer, in diesen tiefen Seitengletscherständen die Vertreter eines späteren Vorstoßes, ja einer eigenen „Schlußeiszeit“ zu erblicken.²⁾ Mit dem Nachweis, daß um diese Zeit das Inntal jedenfalls bis Mötztal hinauf vom Eis geräumt wurde, entfällt dieser Grund. Erklärung fand aber auch die scheinbare Unmöglichkeit des Stillstands, ja der Verlängerung der Seitengletscher bei gleichzeitigem Abschmelzen des Hauptgletschers, die ebenfalls in der Begründung der Schlußeiszeit eine Rolle spielt.

Darüber hinaus können wir aber an mehreren Stellen den Nachweis erbringen, daß diese tiefen Lokalgletscherstände anfangs noch abschmelzendes Inneis im Talgrund vorfanden und daher keinen ganz neuen, schlußeiszeitlichen Vorstoß darstellen können.

Eine dieser Stellen liegt im Gebiet der Mieminger Terrasse. Die alte Puleit—Hinterberggrinne, die von dem stadialen Stettlbachsanderkegel ihren Ursprung nimmt, ging auf einen Eisstand von 750 m im Inntal aus. Erst nach dem Abschmelzen dieses Eiskörpers konnte der Gießbach durchbrechen und die Tieferlegung der unteren Puleitrinne erfolgen.

Eine zweite Stelle haben wir bei Grinzens. Wenn auch Ladurner nur für das Axamertal einen schlernstadialen Gletscherhalt verzeichnet, so kann doch gar kein Zweifel an der Gleichaltrigkeit des Senderstalschüttkegels bestehen. Die Oberfläche dieses Schüttkegels geht aber unmittelbar in die schöne Einschüttungslandschaft von Grinzens—Omes über, die einen Eisstand von 900 m im Inntal voraussetzt. Die erste Zerschneidung des Sanderkegels erfolgte noch nach dem Omestal hin, aber nur solange, als das Inneis an dessen oberem Ende rund 800 m hoch stand. Sobald die Eisoberfläche tiefer gesunken war, erfolgte die Ablenkung des Sendersbaches nach der tiefen Melachschlucht.

¹⁾ H. Bobek, Schlußeiszeit oder Rückzugsstadien? Petermanns Mitteilungen 1930, S. 227.

²⁾ O. Ampferer, Über die Ablagerungen der Schlußeiszeit in der Umgebung des Arlbergpasses, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1929; ferner in: Beiträge zur Glazialgeologie der westlichen Südtiroler Dolomiten; Zeitschrift für Gletscherkunde, 1928. — Vgl. ferner die Diskussion mit v. Klebelsberg, Z. f. Gletscherkunde, 1929, S. 381—386.

Einen dritten Beweisgang erlauben die Schrägtäler der südöstlichen Terrasse. Polten- und Zimmertal wurden von Schmelzwässern ausgefurcht, die schlernzeitlichen Hängegletschern der südlichen Bergflanke entstammten. Aber auch sie gehen nicht auf die Inntalsole aus, sondern auf höhere Terrassen (600 und 700 *m*) und beweisen damit die Anwesenheit von Eis im Talgrund, die übrigens auch durch Eisrandformen auf der Glaserterrasse (600 *m*) erhärtet wird.

Wir haben also in den tiefen Lokalgletscherständen des mittleren Inntals echte Rückzugsstände zu erblicken, was nicht ausschließt, daß dabei untergeordnete Wiedervorstöße infolge einer Oszillation der Schneegrenze vorkamen. Ein solcher ist z. B. beim Gießbach bei Telfs wahrscheinlich, wo Lokalmoräne bis in die Hinterberggrinne herabsteigt.

Zwischen dem mutmaßlichen schlernzeitlichen Inngletscherstand bei Imst und den tiefen Lokalgletscherständen des Rosannatals besteht kein Konflikt, denn sie gehören bereits den nächst jüngeren Stadien (Gschnitz I und II) an (vgl. Ampferer, 1929, S. 332, Machatschek 1933, S. 17).

Die pollenanalytische Untersuchung einiger Moore in der Umgebung des Lanser Sees, die z. T. alte Toteisgruben erfüllen, ergab eine kontinuierliche Vegetationsentwicklung von einer Vorwärmezeit mit vorherrschendem Föhrenwald über eine Wärmezeit mit Mischwald von Laubbäumen, später mit vorherrschendem Fichtenwald zu einer Nachwärmezeit mit Tannen- und Buchenwald, der schließlich von einer Fichten-Föhrenperiode abgelöst wird.¹⁾ Es besteht keine Möglichkeit, hier eine Schlußeiszeit unterzubringen und die diesbezügliche Ausdeutung eines unbedeutenden Vorstoßes von *Betula* und verschiedenen anderen Laubhölzern während der Föhrenzeit als eine Art Interglazial, dem dann die Schlußeiszeit während des zweiten Abschnitts der Föhrenzeit zu folgen hätte, erscheint mir nicht gerechtfertigt. Auch H. Gams will darin höchstens ein „Interstadial“ erblicken. Ich sehe gerade in der Kontinuität der Vegetationsentwicklung ein starkes Argument gegen die Annahme einer Schlußeiszeit.

Anhangsweise sei noch auf die Bedeutung spätglazialer Bodenflußerscheinungen hingewiesen. An fast allen steilen erosiven Hängen in Schottern finden sich diskordant über den horizontalen Schotterlagen bis 1 *m* mächtige, schräggeschichtete Schuttdecken, die meist der Hangneigung folgen. Am N-Hang des Ampassertals ist diese Ablagerung wegen vereinzelter Vorkommens von gekritzten Geschieben als Moräne gedeutet worden (Blaas, Glazialformation, S. 81). Daß es sich um spätglaziale Bildungen handelt, wird durch einen Aufschluß am östlichen Ende des N-Hangs des Trockentals von Seltsam bei Weer bewiesen: Hier sind diese Deckschichten durch den Prallhang der spätglazialen Rinne, die seit Abschmelzen des Eises trocken lag, von unten angeschnitten. Man muß bis in die Nähe der heutigen Schneegrenze emporsteigen, um auch heute noch solche Bodenflußerscheinungen in Bildung zu sehen.

1) S. Pankratia Feurstein, Geschichte des Viller Moores und des Seerosenweihers an den Lanser Köpfen bei Innsbruck. Beihefte zum Botanischen Centralblatt Bd. LI, 1933, Abt. II, S. 513.

Zusammenfassung.

1. Im Bereich der Inntalerrasse können wir vier Formgruppen unterscheiden:

a) Fluvial angelegte, glazial überformte Längsterrassen, die am Ende der Riß-Würm-Interglazialzeit („vorwürm“) gebildet worden sind.

b) Die glazialen Formen, die namentlich von O. Ampferer (1904) ausführlich beschrieben worden sind.

c) Die Gruppe der spätglazialen Formen, zumeist Eisrandterrassen oder Schmelzwasserrinnen (heute Trockentäler), die die interglazialen Terrassenreste schräg überkreuzen. Sie spielen eine viel größere Rolle, als bisher bekannt war.

d) Die postglazialen bis rezenten Formen.

2. Die interglazialen Zerschneidungsstufen verlaufen nahezu parallel zur Oberkante der interglazialen Zuschotterung wie zur heutigen Talsohle. Daraus ergibt sich einerseits, daß die differential-tektonischen Bewegungen im Inntal (Einmündung bei Innsbruck, lokale Einmündungen der verschiedenen interglazialen Seespiegel oder, falls seine Annahme zu Recht besteht, Aufwölbung des einheitlichen interglazialen Seespiegels) wahrscheinlich schon vor, spätestens aber vor Beendigung der Zuschotterung ihren Abschluß gefunden hatten, und andererseits, daß jedenfalls die Vorwürmzerschneidung, wahrscheinlich aber auch schon die vorhergehende Zuschotterung durch gleichmäßige, regionale Niveauschwankungen des ganzen entsprechenden Alpenteils, der Kalk- und Zentralalpen gleichmäßig einbezieht, verursacht wurde.

3. Die zahlreichen Eisrandformen, das Fehlen von Endmoränen des Inngletschers im untersuchten Gebiet, das gegensätzliche Verhalten von Haupt- und Nebengletschern lehren, daß der Rückzug der Würmvergletscherung im Inngbiet unter Abgliederung gewaltiger Toteismassen vor sich ging, die zum Teil erst während des ersten Rückzugsstadiums abschmolzen. Es ergibt sich daher auch für den Rückzug der alpinen Vergletscherung ein ähnliches Bild der Auflösung in situ, wie es für bestimmte Teile der norddeutschen und nordamerikanischen Vergletscherung nachgewiesen wurde.¹⁾

4. Das erste inneralpine Rückzugsstadium nach den randalpinen Würmhochständen liegt in den tiefen Lokalgletscherständen des mittleren Inntals vor, die mit einer Schneegrenzdepression von rund 900 m dem Schlernstadium R. v. Klebelsbergs entsprechen. Der zugehörige Inngletscherstand liegt außerhalb meines Untersuchungsgebiets im Oberinntal, vielleicht bei Imst.

5. Die enge Verbindung der tiefen Lokalgletscherstände mit abschmelzenden Resten des Inngletschers beweist, daß sie nicht einer eigenen Schlußeiszeit zugeschrieben werden dürfen.

¹⁾ R. Foster Flint, The stagnation and dissipation of the last ice sheet. Geogr. Review, 1929.

George W. White, An area of glacier stagnation in Ohio, Journal of Geol. 40, 1932.

Thomas C. Brown, The waning of the last ice sheet in Central Massachusetts, Journal of Geol. 41, 1933.

Für Norddeutschland vgl. besonders: H. G. Ost, Morphologische Studien im Drage- und Köddowgebiet. Abh. u. Berichte d. naturwiss. Abt. d. Grenzmark. Gesellschaft zur Erforschung u. Pflege der Heimat, 7. Jg., Schneidemühl 1933.

Verzeichnis öfter erwähnter Schriften.

- Ampferer O. Studien über die Inntalterrassen, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, Wien, 1904.
- Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1905.
 - Glazialgeologische Beobachtungen im unteren Inntale, Zeitschrift für Gletscherkunde II, 1907/8.
 - Über die Entstehung der Inntalterrassen, Zeitschrift für Gletscherkunde III, 1908/9.
 - Über die Bohrung von Rum bei Hall, Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt, 1921.
- Ampferer O. — Ohnesorge Th. Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Zirl—Nassereith, Wien 1924.
- Ampferer, O. Über die Ablagerungen der Schlußeiszeit in der Umgebung des Arlbergpasses, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1929.
- Geologischer Führer für das Kaisergebirge, mit geologischer Karte 1:25000, Wien, 1933.
- Blaas J. Über die Glazialformation im Inntale, Zeitschrift des Ferdinandeums, 29. Heft, Innsbruck 1885.
- Erläuterungen zur geologischen Karte der diluvialen Ablagerungen der Gegend von Innsbruck, Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1890.
 - Notizen über die diluvioglazialen Ablagerungen im Inntale, Berichte des naturwissenschaftlich-medizinischen Vereins zu Innsbruck, 1890/1.
 - Der Boden der Stadt Innsbruck, Berichte des naturwissenschaftlich-medizinischen Vereins zu Innsbruck, 1894/95.
- Bobek H. — Ampferer O. Schlußeiszeit oder Rückzugsstadien? Peterm. Mitteilungen 1930, S. 227 ff.
- Bobek H. Die Formenentwicklung der Zillertaler und Tuxer Alpen im Einzugsbereich des Zillers, Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde, 30. Bd. 1, 1933.
- Brückner E. A. Pencks neue Untersuchungen über die Eiszeit in den nördlichen Alpen, Zeitschrift für Gletscherkunde, XIII, 1924.
- Foster Flint R. The stagnation and dissipation of the last ice sheet, Geogr. Review, 1929.
- Hammer W. Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich Blatt Ötztal, Wien 1929.
- Heissel W. Quartärgeologie des Silltals, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1932.
- Katschthaler H. Neue Beobachtungen im Gelände der Höttinger Breccie, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1930.
- Klebensberg R. v., Glazialgeologische Notizen vom bayrischen Alpenrand, I.—VI., Zeitschrift für Gletscherkunde VII, VIII, XIII, 1912/13, 1913/14, 1923/24.
- Neue Aufschlüsse im Gelände der Höttinger Breccie. Zeitschrift für Gletscherkunde, XIX, 1929.
- Ladurner J. Die Quartärablagerungen des Sellrain (Stubai Alpen), Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1932.
- Levy-Leyden F. Quartäre Formenentwicklung der Schlierseer Berge und ihrer Nachbarschaft. Ostalpine Formenstudien I/2, Berlin, 1922.
- Leyden F. Die Gliederung des alpbayrischen Spätglazials. Geologische Rundschau, 1925.
- Machatschek F. Tal- und Glazialstudien im oberen Inngebiet. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft, Wien, 1933.
- Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntales. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft, Wien, 1934.
- Müllner J. Die Seen des Unterinntals in der Umgebung von Rattenberg und Kufstein. Zeitschrift des Ferdinandeums, Innsbruck, 49. Heft, 1905.
- Osswald K. Die Wendelsteingruppe. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft, München 1928.
- Penck A. — Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. I. (1902) Leipzig 1909.
- Penck A. — Richter E. Glazialexkursion in die Ostalpen, Internationaler Geologischer Kongreß. Wien 1903.

- Penck A. Die Höttinger Breccie. Sitzungsberichte der Preußischen Akademie der Wissenschaften, physikalisch-mathematische Klasse 2. Berlin 1920.
- Die Terrassen des Isartals in den Alpen. Sitzungsberichte der Preußischen Akademie der Wissenschaften, physikalisch-mathematische Klasse, 1922.
 - Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. Sitzungsberichte der Preußischen Akademie der Wissenschaften, physikalisch-mathematische Klasse. 1922.
- Richter M. Morphologie und junge Bewegungen beiderseits vom nördlichen Alpenrand. Zeitschrift für Geomorphologie, 1932.
- Rinaldini B. v., Die Kitzbühler Alpen. Ostalpine Formenstudien 2/3, 1923.
- Troll C. Der diluviale Inn- und Chiemseegletscher, Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. 24. Bd. 1924.
- Wehrli H. Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1928.
- Wolf H. v., Die Vergletscherung des Achenseegebiets. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft, München, 1922.

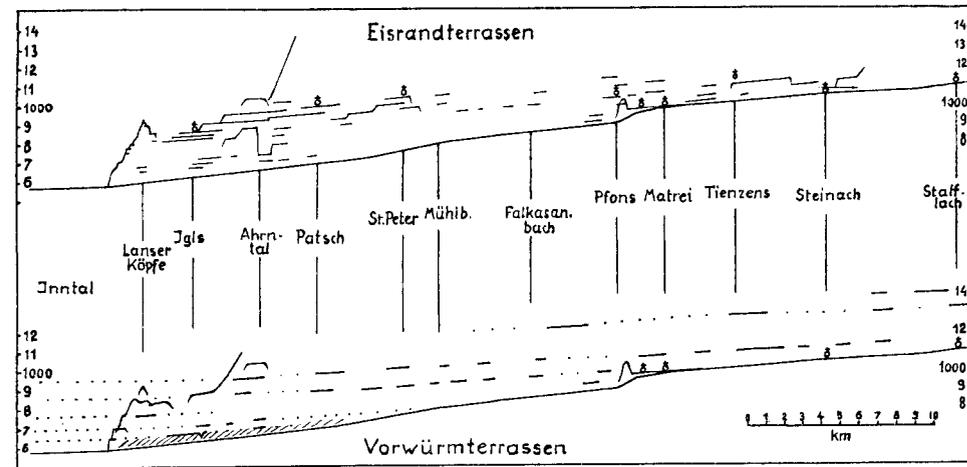


Fig. 4. Längsschnitt durch das Silltal.

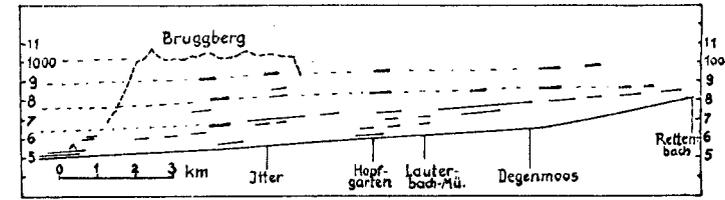


Fig. 5.

Längsschnitt durch das Brixental.

Starke Striche = Vorwürmterrassen. Schwache Striche = spätglaziale Terrassen.

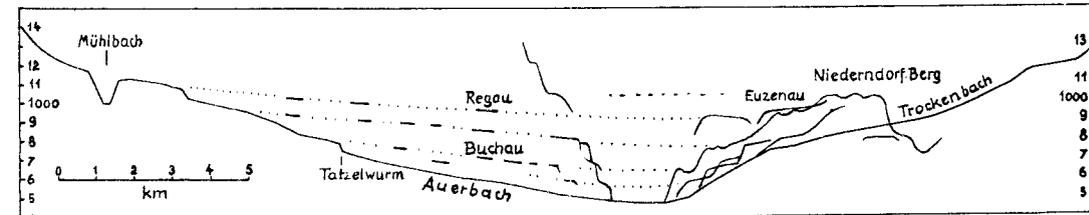


Fig. 6.

Querschnitte durch das Inntal unter Kufstein; Längsschnitte durch das Auerbach- und Trockenbachtal.

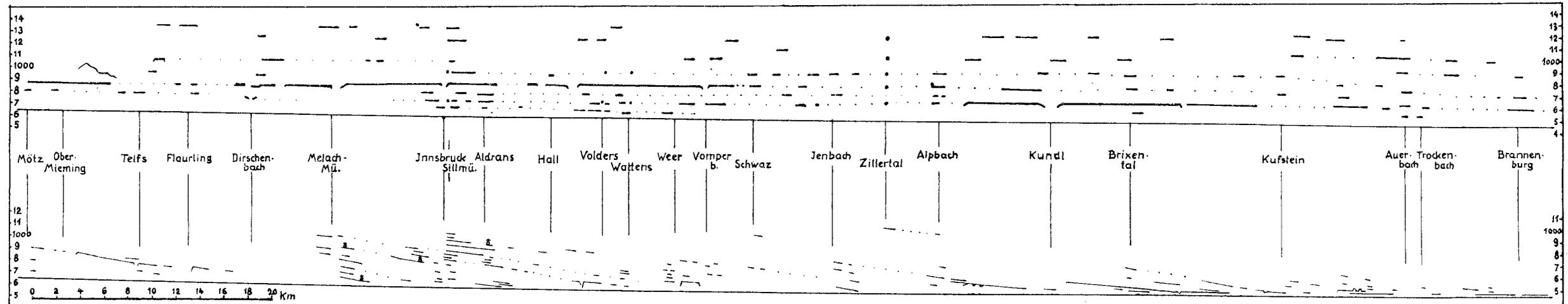


Fig. 7. Längsschnitte durch das Inntal. Oben: Vorwürm- und ältere Terrassen. Unten: spätglaziale (Eisrand-) Terrassen und Rinnenzüge. Die Punkte im Querschnitt der Zillertalmündung bedeuten von oben nach unten das E-, F-, G-, H-, I- und K-Niveau des Zillertals (Bobek 1933).

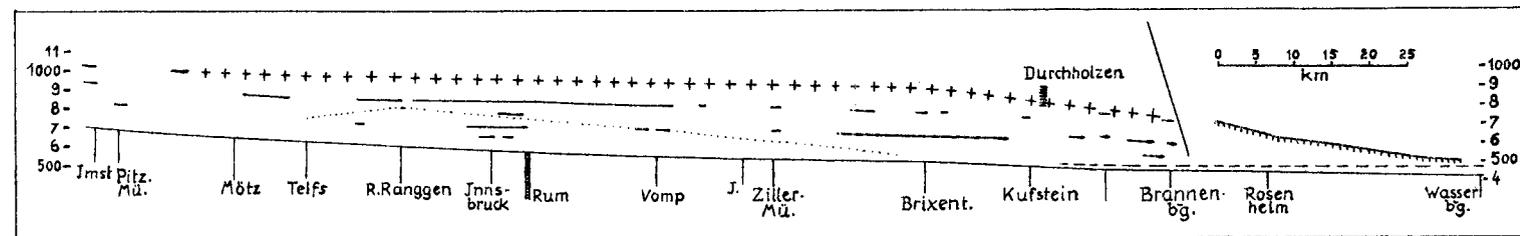


Fig. 8.

Das gegenseitige Verhältnis von Schotteroberkante, Vorwürmterrassen, deformiertem Seespiegel und Deckenschottersole. Kreuzlinie = Oberkante der R-W. interglazialen Sedimente. Punktiert = deformierter Seespiegel (nach A. Penck). Starke Striche = Vorwürmterrassen. Zahnlinie = Deckenschottersole (nach C. Troll). Gerissene Linie = Seespiegel von Rosenheim. Die Bohrung von Rum und die altquartären Konglomerate von Durchholzen sind nach ihrer Höhenlage eingetragen.



Aufn. H. Bobek.

Bild 1. Melachmündung und Tiefentalschlucht. Die Terrasse von Mayrhof (links oben) und ihr Abfall gegen die Stufe von Kammerland (rechts), die sich in der Leiste von Baumgart (Mitte des Bildes) talauf fortsetzt.



Aufn. H. Bobek.

Bild 2. Eisrandformen (Toteismulden, Sichelrücken) bei Grinzens. Die 900 m Fläche löst sich gegen die Kante der Melachschlucht (rechts) hin auf.



Aufn. H. Bobek.

Bild 3. Blick auf Melachmündung und südwestliche Terrasse. Starke spätglaziale Überprägung. — Vorn die Flächen von Oberperfuß (l.) und Kammerland (r.); jenseits der Schlucht das Trockental von Omes mit doppeltem Eingang, davor Rinne des Sendersbaches (von rechts).



Käuf. Aufn.

Bild 4. Die Sillmündung. Die spätglazial überspülte und terrasierte Terrassenhauptfläche beiderseits der Sillschlucht. Im Hintergrund die Flächen von Schönberg.



Aufn. H. Bobek.

Bild 5. Glaziale Kuppen- und Beckenlandschaft im Iglar Wald mit spätglazialer Beckenfüllung.



Aufn. H. Bobek.

Bild 6. Toteisloch nächst dem Rheintaler See (Oberangerberg).



Käuf. Aufn.

Bild 7. Typische Eisrandterrassen auf älterer Grundlage bei Steinach (Silltal), Blick talaus. Rechts oben Maurndorf und Kirchlein von St. Ursula. Beachte die glatten Oberflächen.



Aufn. H. Bobek.

Bild 8. Typisch glazial geformte Terrassenoberfläche (Häring Terrace bei Schwoich).

Quartärgeologische Untersuchungen im inneren Ötztal.

Von Hans Hanke.

Mit einem Beitrag von R. v. Sarnthein.

(1 Tafel und 2 Textfiguren.)

Vorwort.

Die Anregung zu der vorliegenden Arbeit verdanke ich meinem verehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. R. v. Klebelsberg (Innsbruck). Für die weitgehende Beratung und Unterstützung bei der Durchführung der quartärgeologischen Untersuchungen im inneren Ötztal spreche ich Herrn Prof. v. Klebelsberg meinen besten Dank aus.

Mit meinen Freunden Dr. W. Heissel (Innsbruck) und Dr. J. Ladurner (Innsbruck) hatte ich Gelegenheit zu zahlreichen Aussprachen. Besonders mit W. Heissel konnte ich viele eingehende Diskussionen über entscheidende Fragen führen. Es sei den beiden genannten Geologen an dieser Stelle herzlichst gedankt.

Herr Dr. R. v. Sarnthein (Innsbruck) hat in liebenswürdiger Weise die pollenanalytische Untersuchung eines von mir im Rotmoos-Tal gegrabenen Moorprofils durchgeführt. Ihm sei an dieser Stelle herzlichst gedankt, desgleichen Herrn Dozenten Dr. H. Gams (Innsbruck), der ebenfalls sein reges Interesse an der Mooruntersuchung bezeugte.

Auch Herrn Dr. O. Reithofer von der Geologischen Bundesanstalt (Wien) verdanke ich manche Aufklärung.

Ferner möchte ich hiemit meiner Dankespflicht dem Deutschen und Österreichischen Alpenverein gegenüber nachkommen, der mir durch eine geldliche Unterstützung die Durchführung der Arbeiten erleichterte. Zu Dank bin ich auch denjenigen im Arbeitsgebiet Hütten besitzenden Sektionen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines verpflichtet, die mir bei Benutzung der Hütten Begünstigungen gewährten. Es sind dies die Sektionen Breslau, Hamburg, Hildesheim, Karlsruhe, Siegerland und Würzburg. Auch der Besitzer des „Alpenhotels Vent“, Herr M. Scheiber, ist mir gelegentlich längeren Aufenthaltes sehr entgegengekommen, wofür ihm hiemit gedankt sei.

Infolge der hohen Druckkosten mußte die Arbeit stark gekürzt werden. Davon wurden in der Hauptsache die Moränenvorkommen in den Karen betroffen, bei denen nur Angaben über Vorhandensein und Alter gemacht werden. Dagegen wurden diejenigen Teile der vorliegenden Arbeit, in denen ganz neue Gletscherstadien beschrieben werden, sowie die Abschnitte über die Ablagerungen der Hauptgletscher mit Rücksicht auf eine lückenlose Beweisführung ungekürzt gelassen.

Mit Rücksicht auf die obengenannten Gründe muß auch hinsichtlich der Topographie der einzelnen Täler auf das vorhandene Kartenmaterial verwiesen werden.

Einleitung.

Das kartierte Gebiet liegt zum größten Teil auf Blatt 5246 (Sölden—St. Leonhard) der österreichischen Spezialkarte 1:75.000, der Südwestzipfel auf Blatt 5245 (Nauders). Bei der Durchführung der Arbeiten wurden die den genannten Blättern der österreichischen Spezialkarte 1:75.000 zugrunde liegenden Aufnahmesektionen 1:25.000 benützt.

Namen und Höhenangaben sind der Alpenvereinskarte 1:50.000 Ötztal—Stubai (in vier Blättern) entnommen.

Das Arbeitsgebiet umfaßt die Quelltäler des Ötztales, also das Gurgler und Venter Tal mit dem Söldner Becken und dem in das letztere mündende Windacher Tal. Die die genannten Täler begrenzenden Bergkämme bezeichnen auch die Grenzen des Arbeitsgebietes. Vom Zuckerhütl (3511 *m*) im Osten bis zur Weißkugel (3746 *m*) am Südwestzipfel des Gebietes bildet die über den wasserscheidenden Hauptkamm verlaufende heutige Grenze gegen Italien gleichzeitig die Abgrenzung des Arbeitsgebietes. Leider war es infolge der Grenzsperrung nicht möglich, einige sicher sehr aufschlußreiche Vergleiche mit den Verhältnissen in den nach S gelegenen Tälern zu ziehen.

Die in Klammern gesetzten Zahlen bei den angeführten Autoren verweisen auf die Nummern des Literaturverzeichnisses am Schlusse der Arbeit.

Geologische Übersicht.

Herr Dr. Schmidegg (Innsbruck), welcher in der Hauptsache die geologische Aufnahme des das vorliegende Arbeitsgebiet umfassenden Blattes Sölden—St. Leonhard durchgeführt hat, war so freundlich, mir Einblick in sein Manuskript zu gewähren, das demnächst als Abhandlung über die Tektonik des Gebietes in den Mitteilungen der Geologischen Bundesanstalt erscheinen wird (29). Ihm sei an dieser Stelle bestens gedankt. Ein kleiner Teil des Gebietes liegt auch auf Blatt Nauders, das von W. Hammer bearbeitet wurde.

Im Arbeitsgebiet herrschen Schiefergneise und Gneisglimmerschiefer vor. Abweichend davon streicht am Nordrand aus dem Pitztal Biotitgranitgneis herüber. Gegen E treten im Windacher Tal vereinzelt zweiglimmerige Granitgneise und Amphiholite auf. Letztere bedingen hier die Felsschwellen im Laubkar und Seekar. Im östlichen, vom Zuckerhütl (3511 *m*) bis zur Hochwilde (3480 *m*) ziehenden Grenzkamm streichen Marmor- und Quarzitlagen durch, die bereits z. T. in Granatglimmerschiefer und -phyllite eingelagert sind. Auch Amphiholit ist teilweise (Granatenkogel 3307 *m*) vertreten. Die Granatglimmerschiefer und Phyllite ziehen im Süden weiter bis zur Falschungspitze (3353 *m*), um von hier aus auf der E-Seite des Ramolkammes größere Mächtigkeit zu erlangen. Weiters finden wir gegen W Feldspatknottengneis (Hochjochgebiet), Muskowit (Rofen-

berg) und Staurolith (Plattei) führende Glimmerschiefer. In dem gegen NE ziehenden Weißkamm treten im Gebiet der Schwarzen Schneide (3257 *m*) wieder zweiglimmerige Granitgneise auf.

Morphologie des Grundgebirges.

Da das Gebiet zur Hauptsache in der Zone der Glimmerschiefer liegt, weisen die Bergkämme und Hänge im allgemeinen sanfte Formen auf. Infolge der leichten Verwitterbarkeit ist bis in größere Höhen ausgedehnte Vegetation vorhanden. Nur dort, wo Granitgneis (Grieskogel bei Sölden 2911 *m*), Amphibolite (Granatenkogel 3307 *m*) oder quarzitisches Lager (Hochwilde 3480 *m*) auftreten, finden wir auch schroffere Gebirgsformen.

Die in den Ostalpen im Hintergrund der Täler auftretenden mittel-tertiären Flächenreste sind auch in den inneren Öztälern deutlich sichtbar. Die Gipfel überragen sie nur um einige 100 *m*.

Für die Vereisung dürften als Firnspeicher nur die beiden älteren von drei vorhandenen Flächensystemen in Frage gekommen sein, da die jüngste Verflachung eine tiefer gehende Senkung der Schneegrenze verlangt, als dies für das in Frage stehende Gebiet erforderlich ist. Von den heute eisfreien Teilen des Gebirges lassen sich diese alten Flächenreste einwärts verfolgen bis ins Niveau der heutigen Firnfelder der großen Gletscher. Deutlich ist das im Gurgler Tal der Fall, wo sich der Boden der Küppelen- und Sonnenberg-Alm mit Unterbrechungen hinanzieht bis zum Firnfeldniveau des Großen Gurgler Gletschers. Auch das Firnggebiet des Langtaler Ferners sowie das oberste Nährgebiet des Rotmoosferners liegen auf einer solchen Verflachung. Die großen, sanftgeneigten Firnfelder der Gletscher des Nieder- und Rofentales im Venter Tal, des Schalf-, Niederjoch-, Kreuz-, Hochjoch-, Hintereis-, Kesselwand- und Vernagtferners liegen ebenfalls in der Zone mittel-tertiärer Verflachung. Im eisfreien Gebiet treffen wir ihre Reste am Plattei, auf Stablein und am Muttboden an. Diesem System dürften am Ausgang des Venter und Gurgler Tales kleine Verflachungen unter dem Naderkogel (3166 *m*) und an der Gaislacher Alm in ungefähr 2000 *m* Höhe zuzurechnen sein. Nach oben verläuft diese Zone bis gegen 3000 *m*.

Noch zwei jüngere Verebnungszonen lassen sich unterscheiden. Die erste Zone ist durch die Mündungen der Seitentäler des Gurgler Tales bestimmt, die nach Penck (21) ein nicht übertieftes Tal von 1900 bis 2100 *m* als Erosionsbasis voraussetzen. Auch die alte Mündung des Windacher Tales, die nach Penck (21) in 1700 *m* zu suchen ist, sowie die Verebnungsfläche des Hohen Nachtkogels (1855 *m*) oberhalb Zwieselstein dürften diesem System angehören.

Zur nächstjüngeren, in diesem Gebiet jüngsten, Verflachung gehören mehrere Flächenreste, die heute z. T. als Rundbuckel erhalten sind. Wir finden sie im Söldner Becken an der Mündung des Windacher Tales ungefähr in 1450 *m*. Ob die Rundbuckel von Pillberg im Gurgler Tal und die im Becken von Ober-Gurgl ebenfalls dazugehören, läßt sich mit Sicherheit nicht sagen. Im Venter Tal konnten entsprechende Vorkommen nicht festgestellt werden.

Mit den Flächensystemen steigen auch die dazugehörigen Karschlüsse gegen das Innere der Täler an. Ein typisches Beispiel bietet dafür das Windacher Tal. Hier liegt die Mündung des Laubkares über dem Tal- ausgang knapp 2400 *m* hoch, während das weiter talein gelegene Große Warnkar seine Mündung bereits bei 2600 *m* hat.

Zu erwähnen sind ferner Karschwellen, die durch härtere Gesteinslagen (Amphibolit) bedingt sind. Wir finden sie im obersten Laubkar und im Seekar im Windacher Tal. Erosionsformen, Schliffkehlen, Gletscherschliffe usw. gelangen jeweils bei den einzelnen Tälern zur Besprechung.

Die quartären Ablagerungen.

Es seien zunächst einige Bemerkungen vorausgeschickt. Bisher wurde die Einteilung der stadialen Moränenablagerungen immer in der Weise vorgenommen, daß für den Daun Stand eine Senkung der Schneegrenze um 300 *m* notwendig war, für den Gschnitz Stand eine Senkung um 600 *m*. Nun haben W. Heissel und J. Ladurner in ihren Arbeitsgebieten (10, 19) eine Gruppe von Moränenwällen festgestellt, für die eine Schneegrenzsenkung im Daun Ausmaß (300 *m*) nicht ausreichend war, die sich aber auch nicht nach Gschnitz (600 *m*) stellen ließen. Vielmehr erforderten diese Wälle durchwegs eine Schneegrenzsenkung um 400—500 *m*. W. Heissel und J. Ladurner brachten für die genannte Gruppe von Wällen die Bezeichnung Gschnitz II zur Anwendung, während das bisherige Gschnitz Stadium nunmehr Gschnitz I benannt wurde. Diese Unterteilung des bisherigen Gschnitz Stadiums konnte auch im vorliegenden Arbeitsgebiet mit großer Zuverlässigkeit zur Anwendung gebracht werden. Doch muß darauf hingewiesen werden, daß diese Neueinteilung nur für die alten Gletscherstände der Kare und kleineren Seitentäler anwendbar sein dürfte. Bei den großen Hauptgletschern werden sich Schneegrenzschwankungen um 100—200 *m* kaum in entscheidender Weise auswirken.

Das Windacher Tal.

Das Windacher Tal weist eine ganze Anzahl von hochgelegenen Karen auf, in denen zahlreiche Moränen erhalten sind. Die Schneegrenze liegt im gesamten Gebiet des Tales in einer Höhe von 3000 bis 3100 *m*. Moränen des 50er Standes finden wir im Großen Warnkar, vor dem Triebenkaarles- und Scheiblehnferner sowie bei den Kargletschern der Südseite des Windacher Tales, dem Hangenden Ferner, Kitzkampferner, Schrakkar- und Hagelkarferner. Geißkar- und Pfaffenferner endigen heute auf steilem Fels. Frührezente Wälle sind unter dem Nebelkogel vorhanden, ferner im Wannekar und Schönkar. Daunstände ließen sich im Laubkar, Seekar (auch als Kleines Warnkar bezeichnet), Großen Warnkar, Wannekar und Schönkar nachweisen. Gschnitz II Wälle kommen im Laubkar, Großen Warnkar, Schönkar und Brunnenkar vor.

Im inneren Windacher Tal sind infolge der Enge und Steilheit der Hänge nur spärliche Moränenreste erhalten geblieben.

Dagegen findet sich im äußeren Teil des Windacher Tales bei der Windacher Alm (1881 *m*) ein gut erhaltener Rest eines Uferwalles, der nach der Talsohle zu umbiegt. Es handelt sich hier um einen Endmoränenwall des Windacher Hauptgletschers. Der Wall ist begrünt, an seiner äußeren Seite stellenweise aufgeschlossen. Auf der Innenseite des Walles ist das Material etwas abgerutscht, so daß auf dieser Seite die Form nur schlecht erhalten blieb. Der Moränenkamm fällt ziemlich steil zur Talsohle ab. Der Grund hierfür ist darin zu suchen, daß das Tal etwas oberhalb des Vorkommens eine felsige Steilstufe bildet, so daß auch die Gletscherzunge hier sehr steil gewesen sein muß. Bei der Altersbestimmung dieser Moräne sind folgende Umstände zu beachten. Die Entfernung zwischen dem Wall und dem Ende der heutigen Gletscher beläuft sich auf reichlich 8 *km*. Der Höhenunterschied beträgt 820 *m*. Auf seinem Wege hatte der Gletscher noch vor dem Fiegl Wirtshaus eine breitere Talmulde auszufüllen. Das Nährgebiet ist nicht sehr groß. Die dafür in Frage kommenden Gletscher sind vor allem Pfaffen-, Triebenkaarles- und Scheiblehnerferner. Nur unbedeutende Beiträge zum Nährgebiet dürften der Hangende Ferner, Schrakkar-, Geißkar- und Warnkarferner geliefert haben. Das Hauptnährgebiet ist ziemlich stark der Sonne ausgesetzt. Die heutige Schneegrenze liegt bei 3000 *m*. Nimmt man für die damalige Zeit eine Senkung der Schneegrenze um 600 *m* an, so kommt diese unterhalb von P. 2412 der Spezialkarte zu liegen, d. h. an den Punkt, an dem sich damals der Triebenkaarles- und Scheiblehnerferner vereinigt haben müssen. Von diesem Punkt bis zur Moräne an der Windacher Alm hatte der Gletscher bei einem Höhenunterschied von 520 *m* noch einen Weg von reichlich 7 *km* zurückzulegen. Weiters liegt die Gschnitz II Moräne des Warnkargletschers in 2250 *m* Höhe noch ungefähr 300 *m* über der Talsohle. Wir kommen also zu einer Annahme einer Schneegrenzsenkung um 600 *m*. Die Endmoräne bei der Windacher Alm bezeichnet somit das Ende des Windacher Hauptgletschers zur Gschnitz I Zeit.

Als besonders schön ausgeprägte Gletscherstände sind im Windacher Tal zu erwähnen: die Daunwälle im Laubkar, Warnkar und Schönkar, die Gschnitz II Wälle in den gleichen Karen und der Gschnitz I Wall an der Windacher Alm.

Das Gurgler Tal.

Das Gurgler Tal ist der rechtsseitige Wurzelast des Ötztales. Als Zeugen der früheren Tätigkeit der Gletscher finden wir Gletscherschliffe am Ausgang des Timmeltales, bei Pillberg, auf der Hohen Mutt (2663 *m*), an der Rotmoosbrücke, auf der Gurgler Großalm, am Langtaler Eck, auf den dem Langtaler Eck gegenüberliegenden Felsen und am Westhang des Schwärzenkammes. Über den letzten Häusern von Obergurgl liegen schöne Rundhöcker.

Das Timmel Tal mündet in 1920 *m* Höhe reichlich 100 *m* über der Sohle des Gurgler Tales. In seinem innersten Teil birgt es den unbedeutenden Wurmferner. In diesem Tale finden sich nur unter der Wilden Rotspitz (2967 *m*) einige kleine Stirnwälle, die Gschnitz II Alter haben.

Am Timmel Joch (2509 m) sowie südlich davon gegen den Wurm-Ferner zu liegt Grundmoräne. Das Gelände ist hier ziemlich flach. Der Moränenschutt ist begrünt und stammt aus der Zeit, da die Südseite ebenfalls vereist war und der Timmler Gletscher mit diesem Eis im obersten Passeier noch in Verbindung stand. Der Timmler Gletscher muß zu dieser Zeit noch den Gurgler Hauptgletscher erreicht haben. Die Grundmoräne am Timmel Joch hat daher mindestens Gschnitz I Alter.

Auf der Passeier Seite des Timmel Joches, in der Gegend der Panker Alm, sind im Fernblick weit zahlreichere Moränenvorkommen zu erkennen; ihre genaue Untersuchung war infolge der Grenzsperrung nicht möglich.

Das Timmel Tal ist bei Berücksichtigung des sehr kleinen Einzugsgebietes, welches den Timmler Gletscher nähren konnte, sicher sehr früh eisfrei geworden, besonders in seiner vorderen Hälfte, die extreme V-Form aufweist und keinerlei Spuren glazialer Erosion zeigt. Das Timmel Joch ist der am frühesten eisfrei gewordene Übergang von Bedeutung im gesamten Stubai-Öztaler Hauptkamm zwischen Brenner und Reschen-Scheideck.

Im Kamm zwischen dem Timmel Tal und dem nächsten Seitental, dem Königstal, liegen mehrere Kare. Im Bereich dieser z. T. unvergletscherten Kare sind außer den 50er Moränen vor der Zunge der Gletscher auch frührezente und Daunwälle erhalten geblieben.

Das Königstal, dessen Mündung fast 500 m über der Sohle des Gurgler Tales liegt, ist mit nicht ganz 5 km Länge das kürzeste der Gurgler Seitentäler. In seinem Inneren birgt es einen kleinen Ferner, der sich an die Nordflanke des Königskogels (3027 m) anlehnt. Im Königstal sind, auch im Vorgelände des Ferners, keine typischen Moränenformen zu finden. Das steht vielleicht in Beziehung zu einer bemerkenswerten Aufzeichnung der Gurgler Chronik. Der bekannte Naturforscher und Kurat von Gurgl, Trientl (37), berichtet in der genannten Chronik im Jahre 1850, daß nach den Erzählungen alter Leute vor 60 Jahren, also ungefähr um 1790 herum, im Königstal noch kein Gletscher gewesen sei, sondern nur ewiger Schnee (genannt „beim schwarzen Schnee“). Auch Sonklar (314) schreibt 1860, daß der Übergang von Gurgl durch das Königstal nach dem Passeier „wegen überhandgenommener Vergletscherung zur Zeit ungangbar“ sei.

Dem Königstal unmittelbar benachbart ist das Verwall Tal. Mit seiner V-Form und einer Länge von 6 $\frac{1}{2}$ km ähnelt es dem Timmel Tal. Die Mündung liegt 400 m über der Gurgler Talsohle. Im Hintergrunde des Verwall Tales liegt der gleichnamige Gletscher, der heute aus zwei Teilen besteht. Die Spezialkarte vom Jahre 1873 verzeichnet ihn noch als einheitliches Gebilde; doch schon Richter (214) beschreibt hier zwei getrennte Ferner. Im Vorgelände der beiden Ferner liegen zahlreiche Moränenhügel, die auf der linken Seite z. T. wallartig ausgebildet sind. Sie weisen bereits etwas Vegetation auf. Ein Endmoränenwall ist nicht vorhanden. Die Wälle liegen in ungefähr 2550 m Höhe rund 300 m vom heutigen Gletscherende entfernt. Sie dürften aus der Zeit des 1850er Standes herrühren. Im nordöstlichen Winkel des Verwall Tales befand

sich auf der Südseite des Königskogels (3027 m) früher ein Eisfeld. Dieses ist auf der Spezialkarte von 1873 noch verzeichnet; auch Richter (234) sowie ein Bericht von G. Becker aus dem Jahre 1895 (3) melden das Vorhandensein des Eisfeldes. Heute ist es gänzlich verschwunden. Auch Wallformen, die eventuell ein Abbild dieses Miniaturgletschers zeigen würden, fehlen vollständig. Auch sonst fehlen im Verwall Tal Moränenreste. Hingegen liegt annähernd in der Mitte zwischen den Punkten 2350 und 2427 ein geringmächtiges Moor. Trientl (37) berichtet in der Gurgler Chronik, daß er um das Jahr 1858 hier noch dicke Stammstücke von *Rhododendron ferrugineum* gefunden habe. Dieses Moorkommen ist in Parallele zu setzen mit den größeren Mooren des Gaisberg- und Rothmoos Tales, von denen noch die Rede sein wird.

Das nächste Seitental, das Gaisberg Tal, birgt im Innern bereits größere Gletscher. Sie nehmen ihren Anfang an der Liebener Spitze (3395 m), am Gaisberg Joch (3300 m) und am Hohen First (3414 m). Der Hauptgletscher ist der Gaisberg Ferner, in den die anderen z. T. münden. Nur der im Kar zwischen dem Hohen First und dem Granatenkogel (3307 m) eingelagerte Fernerteil hat sich selbständig gemacht und dürfte am besten mit dem Namen Hoher-First-Ferner zu bezeichnen sein. Das Gaisberg Tal ist ungefähr 6 km lang. An seiner nördlichen Flanke ist unter der Granatenwand in ungefähr 2800 m Höhe eine deutliche Schlifflöcher sichtbar.

Die Moränenablagerungen des Gaisberg Ferners haben schon früher die Aufmerksamkeit auf sich gelenkt. Besonders Trientl (37) hat sich damit befaßt. Am östlichen Eck der Granatenwand hat sich eine kleine Seitenmoräne erhalten. Sie stammt aus der Zeit, als der Hohe-First-Ferner noch einen Zufluß des Gaisberg Ferners bildete. Eine Abbildung bei Richter (24) zeigt dieses Verhalten. Diese Moräne findet mit Unterbrechungen ihre Fortsetzung in einer wenig mächtigen Seitenmoräne des Gaisberg Ferners. Auch der Rest einer dazugehörigen Stirnmoräne ist im Vorgelände des Gletschers vorhanden. Zwischen ihr und der Gletscherzunge liegen, ebenso wie im weiteren Vorfeld des Gletschers, zahlreiche Moränenhügel. Nach Vegetation und Lage entspricht sie wahrscheinlich dem 1875er Stande. Auf der linken Seite liegt oberhalb P. 2660 unter dem Vorderen Kirchenkogel (2827 m) auf dem Eis ein kleiner Wall sehr feinen Schuttes. Er rührt vermutlich von einem früher dem Vorderen Kirchenkogel angelagerten Eisfeld her. Gleich unterhalb dieses Walles liegt die Wurzel zweier Seitenmoränen. Die innere (Nr. 1) der beiden Moränen ist die dem heutigen Gletscherstande zugehörige Seitenmoräne. Sie besteht hauptsächlich aus Marmorschutt. Die zweite (Nr. 2) hier beginnende Moräne liegt mit ihrem Kamm ungefähr 15 m über der vorigen Moräne und besteht zum überwiegenden Teil aus Glimmerschiefer. Die Horizontaldifferenz zwischen beiden Moränenkämmen beträgt im oberen Teil durchschnittlich 30 m. Von der oberen Moräne zweigt in den Zwischenraum hinein noch eine kurze Moräne ab (Nr. 3), die genau in der Mitte zwischen den beiden erstgenannten liegt. Sie besteht ebenfalls aus Glimmerschiefer und weist gleiche Höhe auf wie Moräne Nr. 1. Die äußerste, mächtige Seitenmoräne setzt sich talwärts fort, weit über das heutige Gletscherende hinaus. Es ist die 1850er

Moräne. Von ihr wird noch mehr zu sagen sein. Der zwischen der rezenten und der 50er Moräne abgelagerte kleine Moränenkamm entspricht der 75er Moräne auf der rechten Seite. Die Gletscherzunge des Gaisberg Ferners weist zwei ungleiche Enden auf, ein rechtes aperes Ende und eine linke, stark beschattete und mit Schutt bedeckte Zunge, die fast 40 m über das apere Ende hinausreicht. Weiter draußen wird das Tal durch die Stirnmoräne abgeschlossen, bei welcher der Gaisberg Ferner im Jahre 1860 sein Ende fand. Es ist ein geschlossener Stirnwall, durch den sich nur der Bach sein Bett gegraben hat, mit anschließenden Seitenwällen. Besonders der linke Seitenwall ist sehr mächtig. Er wurde bereits weiter oben als Moräne Nr. 2 erwähnt. Die Moränen weisen für einen 50er Stand auffallend fortgeschrittene Vegetation auf. Der Grund hierfür: Die Moräne ist sicher älter als der Stand von 1859, was aus ausführlichen Berichten darüber hervorgeht.

Sonklar (34) fand 1856 den Gletscher 69·5 m von der Moräne entfernt und glaubte ihn im Rückzug befindlich. Doch Trientl (38) berichtet, daß der Gletscher im Jahre 1859 die alte Moräne erreichte, „an deren Entstehung sich niemand erinnert“.

Vom Jahre 1860 ab zog sich der Gletscher von dieser alten Moräne wieder zurück, nach Angaben von Richter (24) um durchschnittlich 14·8 m im Jahr. Nach Richter betrug im Jahre 1886 die Differenz zwischen dem Gletscherende und der alten Moräne 387 m. Bis heute ist der Abstand auf 620 m angewachsen.

Da nun feststeht, daß die eben beschriebene Endmoräne ihr Entstehen bestimmt nicht erst dem sogenannten 1850er Vorstoß des Gaisberg Gletschers verdankt, taucht die Frage nach dem Alter dieser Moräne auf. Man wird da zunächst an den Vorstoß von 1820 zu denken haben, was mit den bisherigen allgemeinen Erfahrungen übereinstimmen würde. Dieser Annahme stehen aber einige andere Tatsachen entgegen.

Vom äußersten Ende des Stirnwalles einwärts gerechnet ist in einer Entfernung von zirka 180 m auf der rechten Seite der Rest eines anderen Stirnwalles erhalten geblieben, dessen Vegetation ebenfalls schon fortgeschritten ist. Daß von diesem ehemaligen Stirnwall nur noch auf der rechten Seite ein Rest erhalten blieb, kann wohl nur damit erklärt werden, daß der Gletscher bei seinem Vorstoß um die Mitte des vorigen Jahrhunderts diese Moräne durchbrach und so nur noch ein Rest übrigblieb. Dieser Rest läßt also mit Sicherheit auf den Stand von 1820 schließen.

Zu diesem Befund kommt die sehr bestimmte Angabe Trientls hinzu, der von dem Vorstoß des Gletschers bis zu der „alten Moräne“ spricht, „an deren Entstehung sich niemand erinnert“. Da nun die Angaben Trientls, welche auf mündlicher Überlieferung beruhen, an anderer Stelle (Königstal) bis ins 18. Jahrhundert zurückreichen, braucht man wohl auch hier nicht zu zweifeln, daß Trientls Angabe genau zu nehmen ist. Damit greift aber Trientls Bericht sicher über den verhältnismäßig kurzen Zeitraum von 30 Jahren — die Spanne zwischen dem 1820er und 50er Vorstoß — hinaus.

Aus den angeführten Gründen läßt sich also mit großer Wahrscheinlichkeit — wenn nicht Sicherheit — darauf schließen, daß die

große äußerste Endmoräne des Gaisberggletschers einem weit älteren Vorstoß ihr Dasein verdankt, etwa jenem um das Jahr 1716, der von Walcher (40) beschrieben wird.

Außerhalb dieses Moränenvorkommens sind im Gaisberg Tal keine typischen Moränenreste erhalten geblieben. Auf der rechten Talseite bei der Brücke bei dem Worte „Geisz“ der Spezialkarte liegt ein kleines Moor. Die Höhenlage ist 2200 *m*. Gleich darauf beginnen, zuerst auf der linken, später auf der rechten Seite, niedrige Terrassen von Moränenschutt talaus zu ziehen, um an der Talmündung in die vom Gurgler Hauptgletscher abgelagerten Ufermoränen überzugehen. Sie verdanken ihr Dasein ebenfalls dem Großen Gurgler Hauptgletscher.

Der langgestreckte Rücken der Hohen Mutt (2663 *m*) scheidet das Gaisberg Tal vom südlichsten Gurgler Seitental, dem Rotmoos Tal. Die Hohe Mutt war sicher vom Eis überflossen. Den Beweis dafür liefern die gerundete Form und die am höchsten Punkt der Hohen Mutt vorhandenen gut erhaltenen Gletscherschliffe. Sie verlaufen SE—NW.

Das Rotmoos Tal hat schöne Trogform. Nach außen wird es durch einen Felsriegel abgeschlossen. Schon Klebelsberg (14) erwähnt das Tal als Musterbeispiel zur Unterscheidung glazialer und fluviatiler Erosion. Während der Gletscher den schönen Taltrog erodiert hat, in dem sich nach dem Rückzug des Eises ein See aufstaute, haben die überfließenden Wasser des Sees, rückwärts einschneidend, die heutige Schlucht in den Felsriegel geschnitten. Das alte Seebecken wird heute von einem ausgedehnten Moor erfüllt, das eine Länge von 1200 *m* und eine annähernde Breite von 150 *m* aufweist. Es reicht auf der rechten Seite vom Bach bis fast an den Weg zum Rotmoos-Gletscher und in seiner Längserstreckung vom Felsriegel bis nahe an die 50er Moräne. Trientl schreibt in der Gurgler Chronik, daß er im Jahre 1858 im Rotmoos *Juniperus* sowie dicke Stämme von *Rhododendron ferrugineum* gefunden habe. Das Moor im Rotmoos Tal wird bis zu 4 *m* mächtig. Es mögen nun die Ergebnisse der von Dr. R. v. Sarnthein durchgeführten pollenanalytischen Untersuchungen der von mir gegrabenen Moorproben folgen:

„Die zur Untersuchung vorgelegten Torfproben aus dem Rotmoos bei Obergurgl sind einem natürlichen Aufschluß des Moores am Ufer der Rotmoos-Ache nach Abhub der Verwitterungsschichte an einer Stelle entnommen, wo die Torfmächtigkeit 180 *cm* beträgt. Im Innern soll das Moor größere Mächtigkeit erreichen. Genauere Messungen liegen bisher nicht vor, doch soll nach Kerner (Pflanzenleben der Donauländer) die Torfschicht bis zu zwei Klafter (4 *m*) Mächtigkeit erreichen.

Die Untersuchung der in Abständen von 10 *cm* entnommenen Proben erfolgte nach Aufkochen mit 10% iger Kalilauge und Zentrifugieren. Gezählt wurden per Horizont 100—150 Pollen, nur in den beiden untersten Horizonten mußte wegen Pollenarmut der lehmig-sandigen Schicht die Zählung mit 75 Pollen abgeschlossen werden.

Das untersuchte Moor ist schon in der vorstehenden Abhandlung beschrieben. Es liegt in zirka 2300 *m* Höhe, in einer Entfernung von zirka 200 *m* und mit einer Höhendifferenz von zirka 50 *m* unter dem heutigen Ende des Rotmoos-Ferners und dürfte das höchstgelegene Moor der Zentralalpen sein, das bisher der Untersuchung unterzogen wurde.

Die Oberfläche des heute toten, von zahlreichen nassen Schlenken und Erosionsgräben durchzogenen Moores, dessen Weiterbildung und Regeneration längst aufgehört hat, wird größtenteils von einem Trichophoretum bestanden. Schon seit langer Zeit wird Torf, wenn auch im bescheidenen Ausmaße, als Brennmaterial abgebaut.

Bereits R. v. Klebelsberg (a. a. O.) hat in dem Moor einen verlandeten Sandsee erkannt, und erweist sich die Richtigkeit dieser Deutung auch aus der Stratigraphie des Moores. Dieses ist durchwegs aus einem deutlich geschichteten, mehr oder weniger stark zersetzten Cyperaceen-Radizellen-Torf aufgebaut. Die Cyperaceenreste bilden von der untersten Schichte bis zum Horizont 130 weitaus die überwiegende Menge organischer Bestandteile der Torfsubstanz. Hier treten unter den Cyperaceenresten in größerer Menge Braunmoose (Amblystegiaceen) auf, die dann bis zum Horizont 70 im Caricetum wieder bis auf Spuren zurücktreten, in diesem Horizonte aber in einen Trifarietum (*Calliargon trifarium*) dominieren, das nunmehr auch reichlich Sphagna (wahrscheinlich aus der *Cuspidata*-Gruppe) aufweist. Von diesem Horizonte aufwärts sind den immerhin vorherrschenden Cyperaceenresten mehr oder minder reichlich Reste obiger Braunmoose und Sphagnen mit vielen Diatomeen (*Eunotia praerupta* oder *arcus*) beigemischt.

Da die reichlich gefundenen Samen noch nicht untersucht sind, ist eine Feststellung der Haupttorfbildner noch nicht möglich, doch dürften vor allem *Carex Goodenowii* und *rostrata* in Frage kommen. Festgestellt wurden auch Reste von *Carex magellanica* und von *Trichophorum caespitosum*.

Die wenigen in den Profilen 170 und 120 gefundenen Holzreste dürften vom Rhododendron herrühren. Holzreste von Coniferen wurden nicht gefunden. Bemerkenswert besonders in der untersten Schichte ist die große Menge von Pilzhyphen und Fruchtkörpern von *Cenococcum geophilum*.

Diese organogene Schichtenfolge ist nun in den untersten Proben bis zur Probe 160 in abnehmendem Maße von tonig-sandigem Material durchsetzt, um dann bis zur Probe 90 nahezu frei von minerogenen Bestandteilen zu bleiben. Hier beginnt als deutliche Folge wohl wiederholter Überflutungen eine zirka 15 cm starke Schicht tonig-sandigen Materials, das zwar völlig von *Carex*-Rhizomen durchwachsen, aber nahezu pollenleer ist. Diese Einschwemmungen wiederholen sich, wenn auch schwächer in den Horizonten 40 und 50.

Aus diesem Aufbau der Schichtenfolge kann wohl mit Sicherheit geschlossen werden, daß es sich um die succedane Verlandung einer nach Rückgang des Gletschers zurückgebliebenen offenen und seichten Wasserfläche handelt, die während des größten Teiles der Moorbildung mit der Rotmoos-Ache in keiner direkten Verbindung stand und durch Niederschläge und Schmelzwässer gespeist wurde. In zwei Perioden scheint das Moor jedoch größeren Überflutungen durch die Rotmoos-Ache ausgesetzt gewesen zu sein, denn die sandig-tonigen Einschwemmungen sind wohl darauf zurückzuführen.

Die heutige, wohl durch menschliche Einflüsse erniedrigte Waldgrenze im Gurgler Gebiet verläuft nach Angabe Herrn Hankes bei zirka 2000 m und steht der letzte eigentliche Waldbestand aus Fichten, Zirben, Lärchen

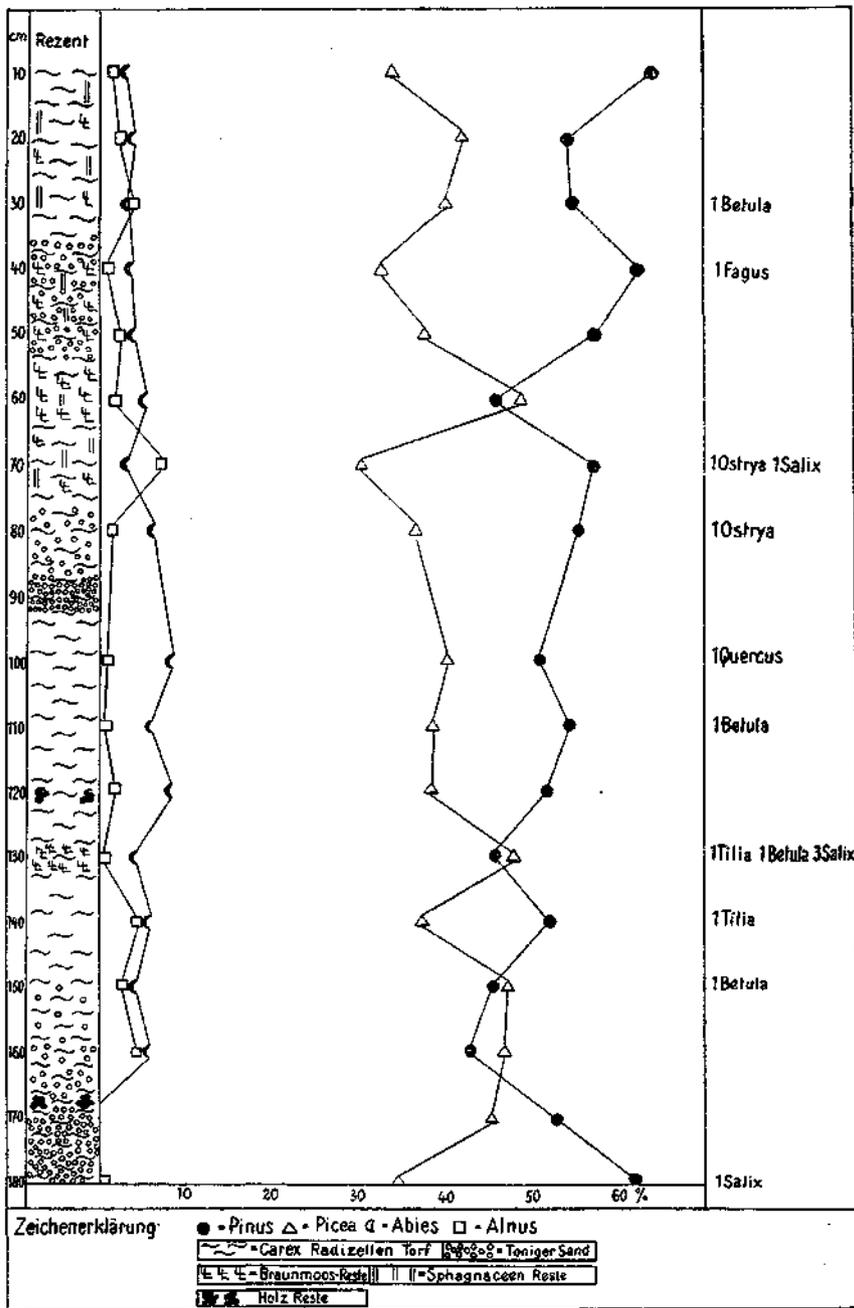


Fig. 1.

und Waldföhren am Pirschetberg unterhalb des Dorfes Obergurgl in einer Höhe von 1956 m. Die Baumgrenze liegt zwischen 2100 und 2200 m. Noch in jüngster historischer Zeit war die Waldgrenze aber bedeutend höher. Kurat Trientl schreibt in der Gurgler Chronik aus dem Jahre 1860: „In früherer Zeit hat die Vegetation weiter hinaufgereicht als im Jahre 1858. Denn es wird von einem großen Zirbenwald berichtet, der auf der Großen Alpe (2200 m) stand und von dem man 1858 noch Reste fand.“ In den Torflagern um Gurgl fand Trientl noch altes Holz und

Kohlen verschiedener Arten. Desgleichen im Rotnoos- und Verwalltal in den dortigen Torflagern dicke Stammstücke von *Rhododendron ferrugineum* und *Juniperus*. „Die Sträucher existierten damals bereits nicht mehr in der Gegend.“

Wenn nun auch in den Torfproben keine Coniferen-Reste gefunden wurden, die einen vollgültigen Beweis für die Bewaldung der Moorfläche und der Ränder ergeben hätten, so muß doch aus dem relativ hohen absoluten Pollengehalte der Mehrzahl der untersuchten Proben geschlossen werden, daß das Moor zur Zeit seiner Bildung von ausgedehnten lichten Bergwäldern umstanden war, von deren Zusammensetzung das Pollendiagramm in Fig. 1 ein Bild geben soll.

Am Beginn der Moorbildung sehen wir vorwiegend Pinusbestände, aber auch schon reichlich Fichte, die rasch an Ausbreitung zunimmt. Überraschend, wenn wir an die Höhenlage und besonders an die heutige Kontinentalität des Gurgler Gebietes denken, erscheint schon im Horizont 100 die Tanne mit 5%, um dann bis zu 8% Anteil an der Waldpollensumme zu nehmen. Bei diesem Verhältnis ist sicher, daß die Tanne in der Umgebung des Moores gewachsen ist und ihr Aufscheinen in allen Spektren des Moores nicht nur auf Ferntransport des Pollens zurückzuführen ist. Heute fehlt sie im ganzen Ötztale und tritt erst im Inntal in einer Entfernung von 50 km wieder auf. Aber auch in der Gegend von Meran tritt sie nach Della Torre und Sarnthein nur ganz vereinzelt auf.

Fichte und Tanne einerseits, Pinusarten andererseits streiten nun während der ganzen Zeit der Moorbildung um die Herrschaft, doch ist deutlich gegen das Ende ein Überwiegen der Pinusarten festzustellen.

Nach der nunmehr allgemein angewandten Methode der Aufstellung von Variationskurven auf Grund der Pollenlänge wurde versucht, die Pinusarten gegeneinander abzugrenzen. Dajedoch in den meisten Horizonten, besonders in den beiden untersten, die Pollen so zerquetscht und zerrissen waren, daß eine einwandfreie Längenmessung nur in seltenen Fällen durchführbar war, konnte nicht für jeden Horizont eine Kurve erstellt und die Verteilung auf die einzelnen Arten auch im Diagramm berücksichtigt werden. Immerhin wurden im ganzen 415 Pollen verlässlich gemessen und das Ergebnis in den in Fig. 2 dargestellten 5 Kurven festgelegt.

Die unterste Kurve umfaßt die Horizonte 180—170 der beginnenden Moorbildung, in denen Pinus noch vorwiegt und sonst nur die Fichte auftritt. Gemessen konnten hier nur 13 Pollen werden, was natürlich die Zuverlässigkeit des Kurvenbildes stark beeinträchtigt. Immerhin scheint die Mehrzahl der Pollen mit einer Größe von 63 μ auf das Überwiegen von *Pinus montana* hinzuweisen und die Tatsache, daß Pollen von 75—78 μ Größe überhaupt vorkommen, den Beweis zu liefern, daß *Pinus Cembra* bereits beim Beginn der Moorbildung anwesend war.

Die zweite Kurve umfaßt die Horizonte 160—100, einen Zeitraum der ungestörten Torfbildung, in welchen Fichte und Tanne einerseits und die Pinusarten andererseits in ungefähr gleichem Ausmaße verbreitet waren, und stützt sich auf 146 Messungen. Deutlich ist zu erkennen, daß die unzweifelhaft zu *Pinus Cembra* gehörigen Pollen von 75—78 μ Größe weitaus vorherrschen und in diesem Zeitraum *Pinus montana* eine untergeordnete Rolle spielte. Lichte Bestände aus Zirben und Wetter-

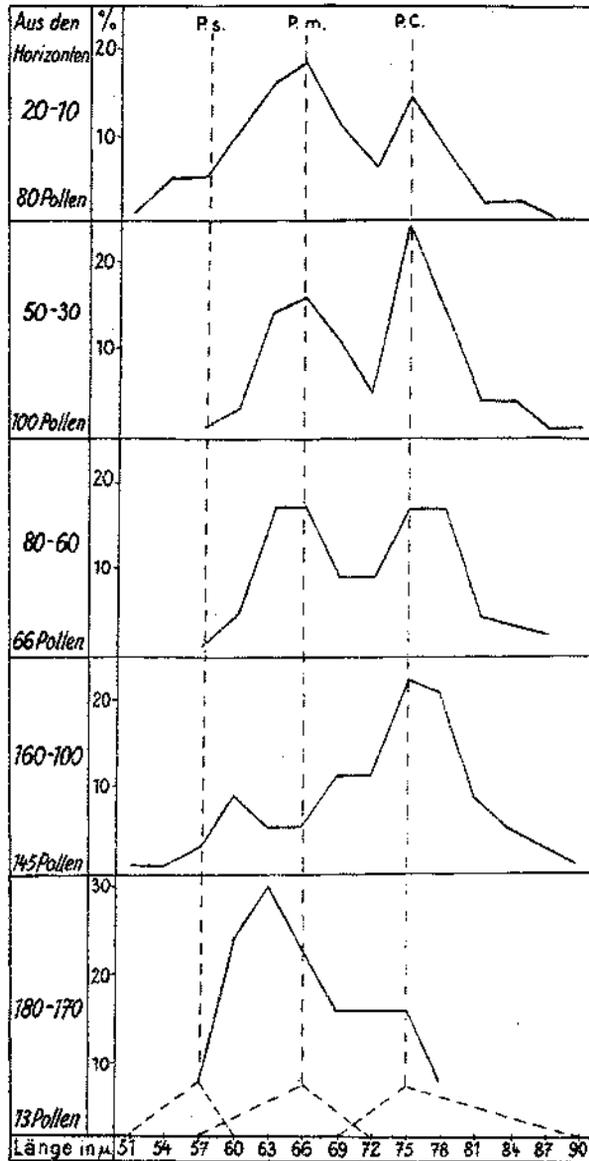


Fig. 2.

tannen, wechselnd mit dichteren Fichtenbeständen, in denen vereinzelte Tannen standen, sowie kleinere von Bergföhren und Grünerlen bestandene Areale dürften das Waldbild dieser Zeit darstellen, das natürlich durch die Lärche, die fossil nicht nachweisbar war, ergänzt werden muß.

In den Profilen 80—60 zeigt die zugehörige Kurve eine auffällige Zunahme von *Pinus montana*, die hier den Zirbengipfel erreicht. Es fällt nun auf, daß gleichzeitig im Diagramm die Fichtenkurve vorübergehend stark sinkt und mit der Legföhre auch *Alnus* — wohl die Grünerle — die sonst nur in untergeordneten Prozentsätzen auftritt, bis auf 8% ansteigt und daß diese Erscheinungen auf einen Zeitraum folgen, in welchem die organische Torfbildung durch überaus reichliche Einschwemmungen

toniger Sande gestört wurde. Die Erklärung hiefür ist wohl darin zu finden, daß größere Wetterkatastrophen im Gebiete die Waldbestände zum Teil vernichtet und sich in der Nähe des Moores vielleicht an den Bruchstellen Bergföhren- und Grünerlenbestände ansiedelten, die das Pollenspektrum dieser Horizonte vorübergehend stärker lokal beeinflussten. Auf solche lokale Beeinflussungen im Laufe der Moorentwicklung dürfte wohl überhaupt das häufige Überschneiden der Pinus- und Picea-Kurve im Diagramm zurückzuführen sein.

In der Kurve zu den Profilen 50—30, die aus 100 Pollenmessungen zusammengestellt ist, dominiert unter den Pinusarten neuerdings die Zirbe, doch behält auch die Bergkiefer größere Verbreitung bei. In diesem Zeitpunkte beginnt, wenn auch unter Schwankungen, die auf lokale Beeinflussung zurückzuführen sind, ein deutlicher Rückgang der Fichte und Tanne.

Die beiden obersten Profile 20 und 10 weisen in der auf 80 Messungen beruhenden Kurve ein deutliches Überwiegen der Bergkiefer über die Zirbe und der Pinusarten über die Fichte und Tanne auf und nähern so das Waldbild der Spektren dem der gegenwärtigen Waldgrenze. Ob die wenigen Pinuspollen in der Größe unter 57μ , die in diesen Horizonten gemessen werden konnten, der Waldkiefer zugerechnet werden können oder Kümmerlinge sind, ist wohl nicht sicher zu entscheiden, wenn ersteres mit Rücksicht auf das heutige Vorkommen dieses Baumes an der Waldgrenze auch wahrscheinlich. Bei den Messungen drängte sich überhaupt die Vermutung auf, daß die kleinen Pinuspollen in der Größelage von 50 bis 60μ weniger gut erhalten und mehr gequetscht, zerrissen und gefaltet waren als die größeren und daher weniger Pollen dieser Größe exakt gemessen werden konnten, als dem Verhältnisse des Vorkommens zu den größeren Pollen entsprach. Darin liegt vielleicht ein Fehler zuungunsten von *Pinus silvestris*.

Hinsichtlich der zeitlichen Einreihung dieser Moorbildung bestimmte Schlüsse zu ziehen, ist in Anbetracht der Isoliertheit dieses Profils wohl nicht angängig, und muß ein näheres Eingehen darauf einem Zeitpunkt vorbehalten werden, in dem mehrere Profile von Mooren aus den Zentralalpen, die in Angriff genommen wurden, vorliegen. Immerhin kann darauf verwiesen werden, daß das Profil bemerkenswerte Analogien mit den von Alfred Lorenz (Botanisches Zentralblatt, Bd. L, 1932) veröffentlichten Profilen aufweist, und zwar vom Silbertaler Winterjöchel (1980 m), dessen Bildung er in die Fichten-Arvenstufe verlegt, vom Ried am Pretschli (1940 m) und vom Plattenhorn (2000 m) bei Arosa, deren Beginn in die atlantische Zeit verlegt wird. Aber auch mehrere der kürzlich veröffentlichten hochgelegenen Südalpen-Profile, insbesondere die von Fischer und Lorenz (Zeitschrift für Botanik, 24. Bd., 1931) veröffentlichten Profile aus dem oberen Sarcatal und des von G. Dalla Fior (Memorie del Museo di Storia Naturale della Venezia Tridentina 1932) veröffentlichte Profil der Torbiera del Tonale weist im Kurvenverlauf auffallende Ähnlichkeit auf. Sofern nun im vorliegenden Falle das Profil die ersten Stadien der Moorbildung begreift und es in den angehlich tieferen Teilen des Moores nicht gelingt, durch Bohrungen noch zeitlich frühere Schichten zu erfassen, beginnt die Moorbildung, die nach

Analogie mit anderen hochgelegenen Mooren der Nordalpen frühestens in das obere Atlantikum zu verlegen wäre, in einer Zeit, in der die Fichte in diesem zentralsten Teile des Gebirges schon reichlich vorhanden war und auch die Tanne schon bald mit sich zog.

Es ist heute wohl sicher, daß am südlichen Alpenrande in mittleren Berglagen die Föhre und Fichte auch über den Talgletschern die letzte Eiszeit überdauert haben und von hier aus viel rascher — vielleicht noch vor dem Eichenmischwald der Talzonen — in die zentralen mittleren Berglagen eindringen, als ihnen dies in den Nordalpen möglich war. Es dürfte dann wohl die Vorstellung gerechtfertigt sein, daß schon in der frühen Wärmezeit die Berglagen des Meraner Kessels Föhren- und Fichtenwälder getragen haben. Zur Zeit des fast völligen Schwundes der Gletscher und der außerordentlichen Erhöhung der wärmezeitlichen Schneegrenze müssen dann wohl klimatische Voraussetzungen geherrscht haben, die der Einwanderung der Fichte in das Gurgler Gebiet über das 2500 m hohe Timmeljoch den Weg zu einer Zeit freigemacht haben, in der in den westlicheren Nordalpen und im Alpenvorlande die Fichte auf ihrer Wanderung vom Osten noch nicht eingelangt war.

Da in den Horizonten 140 und 130 je ein Tiliapollen gefunden wurde, der natürlich ebenso wie der später auftretende Pollen der Hopfenbuche und Buche nur durch Ferntransport in das Moor gelangt sein kann, würde dies für die Synchronisierung der schon fortgeschrittenen Moorbildung mit der Eichenmischwaldzeit sprechen. Es drängt sich wohl nun die Frage auf, ob nicht die Besiedlung des westlichen Teiles der Nordalpen und des Alpenvorlandes durch die Fichte vorzugsweise über die Alpenpässe von Süden her erfolgte und ob der Fichte auf diesem Wege nicht auch die Tanne gefolgt ist. Denn wir sehen letztere in den obenerwähnten Profilen südalpiner Moore, besonders deutlich im Tonaleprofil, schon bemerkenswert früh in den untersten Horizonten auftreten.

Die anzunehmende dichte Besiedlung der mittleren Südalpenlagen mit Fichtenwäldern dürfte schon in der früheren Wärmezeit wohl selbst die klimatischen Bedingungen geschaffen haben, die auch der Tanne ihren Wanderzug über die Pässe nach Norden ermöglichten. Ob dies zutrifft und ob im Zusammenhang damit auch eventuell die Annahme eines früheren Beginnes der Moorbildung gerechtfertigt wäre, muß dem Ergebnis weiterer regionaler Untersuchungen überlassen werden.

Durch Untersuchungen von Gams, Firbas und Keller wurde zuverlässig festgestellt, daß die hochgelegenen Riedmöser der Alpen, und ein solches ist auch das besprochene Moor, durchwegs fossile Bildungen der postglazialen Wärmezeit sind und stärkeres Moorwachstum ausschließlich in den letzten Abschnitten der Wärmezeit, besonders im Subboreal, stattgefunden hat. Daß zwischen dem letzten Stadium der Moorbildung im Rotmoos und der Gegenwart ein langer Zeitraum liegt, geht schon daraus hervor, daß der oberste Horizont des Profils noch reichlich Tannepollen enthält, während dieser Baum heute aus dem ganzen Ötztal verschwunden ist.

Der Übergang zum Subatlantikum mit seinen klimatischen Veränderungen wird wohl auch hier dem Moorwachstum ein Ende bereitet haben.

Dr. Rudolf von Sarnthein.“

Die gut erhaltene und ziemlich begrünzte 50er Moräne des Rotmoos Ferners liegt rund 500 *m* vor dem heutigen Gletscherende. Zwischen diesem Ferner und dem Stirnbogen der Moräne sind zahlreiche Hügel von Grundmoräne abgelagert. (Granatenfundstelle.) Auch hier kann man zweifeln, ob die Moräne wirklich erst beim 50er Vorstoß entstanden ist. Denn nach Schlagintweit (27) hat der Rotmoosgletscher um das Jahr 1847 diese Moräne erreicht. Sie muß demnach schon dagewesen sein. Und 26—30 Jahre vorher (also zwischen 1815 und 1820) soll nach Trientl (37) der Abstand zwischen dem Ende des Gletschers und der Moräne 120 bis 150 *m* betragen haben. Das würde ungefähr dem Befund im Gaisberg Tal entsprechen, wo der Abstand zwischen dem Rest der 1820er Moräne und der alten äußersten Stirn moräne des Gaisberg Gletschers gegen 200 *m* beträgt. Dazu kommt noch die Aufzeichnung Trientls (37) in den 50er Jahren, daß „seit 30 Jahren der Rotmoos Ferner um einen Scheibenschuß gewachsen“ sei. Damit scheint die alte Gaisberg Moräne ein Parallelstück gefunden zu haben, dergestalt, daß auch die äußerste Stirn moräne des Rotmoos Gletschers nicht aus dem vorigen Jahrhundert stammt, sondern ihr Dasein einem früheren Gletschervorstoß (wahrscheinlich 1716) verdankt.

Der kleine Hangerer Ferner hat nur 50er Moränen.

Am Ausgang des Rotmoos Tales, schon jenseits des abschließenden Felsriegels, ist unter der Hohen Mutt in Höhe von 2370 *m* Moränenschutt abgelagert. Er stammt noch aus der Zeit des Zusammenflusses von Rotmoos- und Großem Gurgler Gletscher.

An der Rotmoosbrücke, über die der Weg von Gurgl zur Karlsruher Hütte führt, ist ein sehr schöner Gletscherschliff zu sehen. Die Richtung der Schrammen ist, parallel den Schliften auf der Hohen Mutt, SE—NW.

Im Sattel zwischen der felsigen Kuppe von Schönwies (2338 *m*) und der Flanke des Nordwestrates des Hangerer (3021 *m*) lagert Moräne. In der Hauptsache dürfte sie eine Ablagerung des Großen Gurgler Gletschers sein, aus einer Zeit, als sich der Rotmoos Gletscher schon von jenem zurückgezogen hatte. Das Vorkommen wird noch später berührt werden.

Auf der Westseite des Hangerer—Hocheben Kammes ist das Gehänge zu steil, als daß sich Moränenreste hätten halten können. Auf dem Boden der Gurgler Groß Alm liegt bei ungefähr 2250 *m* ein größeres Moorvorkommen. Es zeichnet sich durch großen Wassergehalt aus.

Im Vorgelände des Hocheben Ferners ober dem Langtaler Eck (2450 *m*) und des Seelen Ferners sind ältere Moränenreste als die der 50er Stände nicht erhalten geblieben.

In der Höhe von 2800 *m* ist auf der rechten Seite unterhalb des Seelen Ferners Moränenmaterial abgelagert, das weder typische Form noch Vegetation aufweist. Der kleine auf der NE Seite des Schwärzenkammes unterhalb P. 3133 eingelagerte Gletscher endigt heute auf Fels.

Am Langtaler Gletscher konnten sich infolge seiner zahlreichen Vorstöße Moränen nicht ungestört erhalten. Nur die langgestreckte rechte Seitenmoräne des letzten Vorstoßes um die Mitte des vorigen Jahrhunderts ist gut ausgebildet. Sie reicht bis zur Brücke, über die der

Weg von der Neuen zur Alten Karlsruher Hütte führt. Im Boden des Langtales liegen Reste von Moränen auf den Ablagerungen des Gurgler Eissees.

Der Gurgler Eissee entstand dadurch, daß der Große Gurgler Gletscher so weit vorrückte, daß er die Mündung des Langtales versperrte. Die Abflüsse des Langtaler Ferners wurden auf diese Weise gestaut. Über den See liegen verschiedene ältere Nachrichten vor,

Schlagintweit schreibt im Jahre 1850 (27), daß sich der See „erst vor 150 Jahren“ gebildet habe. Schlagintweit bezieht sich dabei anscheinend auf Walcher (40), der von der Entstehung des Eissees im Anfang des 18. Jahrhunderts berichtet. Doch ist bei Walcher kein Anhaltspunkt dafür zu finden, daß der See nicht schon vor 1700 dagewesen sei. Nach Walcher hatte im Herbst 1716 der See eine Ausdehnung von 500 Schritt in der Breite und 1000 Schritt in der Länge. Die Tiefe wurde auf 30 Klafter geschätzt. Im darauffolgenden Jahre sei er auf eine Breite von 650 und eine Länge von 1700 Schritt angewachsen, bei einer Tiefe von 100 Klaftern. Doch kam es im Gegensatz zum Rofner Eissee niemals zu verheerenden Ausbrüchen, da der Gurgler Eissee im Gegensatz zu jenem nicht durch lose übereinandergehäufte Eisblöcke, sondern durch einen kompakten Eiskörper gestaut wurde. Der Gurgler See floß meistens durch eine Rinne im Eis oder unter dem Gletscher langsam ab. Auch 1724 und 1771 erreichte der See außergewöhnliche Ausmaße. In den dazwischenliegenden Jahren war er meistens so unbedeutend, daß man ihm weiter keine Aufmerksamkeit schenkte. Der See floß in der Regel um Johannis (24. Juni) ab. Die Situation im Jahre 1771 gibt eine Kupfertafel bei Walcher wieder. Eine Abbildung bei Schlagintweit (27) zeigt den Gurgler Eissee in den 50er Jahren des vorigen Jahrhunderts. Die Zunge des Langtaler Ferners reichte damals bis in den See hinein und „kalbte“ dort, so daß auf dem See Miniatur-eisberge umhertrieben. Seither hat sich der Gurgler Ferner allmählich so weit zurückgezogen, daß es nur noch gelegentlich zur Bildung eines sehr kleinen Sees kommen soll. Die Ablagerungen des Sees bestehen abwechselnd aus Lagen feinen Sandes und größeren Materials. Gut erhalten sind die alten Strandterrassen.

Der Große Gurgler Gletscher weist außerhalb seiner 1850er Moräne einige kleine Moränen auf, die bereits begrünt sind. Sie liegen oberhalb des Steilhanges, über den der Weg zur Alten Karlsruher Hütte führt. Sie rühren zweifellos von einem früheren Hochstand her; wahrscheinlich sind sie im 18. Jahrhundert abgelagert worden. Der Gletscher verliert immer mehr an Zuflüssen. Nach Sonklar (34) standen der Firmisankar, der Vordere und Hintere Schalfkar Ferner noch mit dem Hauptgletscher in Verbindung. Heute besteht diese Verbindung nicht mehr. Auch das Gurgler Eisjoch beginnt stark auszuapern. Die Zunge des Gurgler Gletschers liegt am Beginn der engen Klamm, die der Bach nach dem Rückzug des Gletschers erodiert hat. Die Seitenmoränen des letzten (75er) Hochstandes sind noch erhalten. Am Schwärzenkamm ist eine deutliche Schlißkehle sichtbar, die bei Penck und Brückner (21) abgebildet ist.

Auf der linken Talseite, die nur hochgelegene Kare über steilen Flanken aufweist, sind nur wenig Moränenreste erhalten geblieben. Die Gletscher endigen teils auf steilem Fels, teils findet man dort 50er Moränen. Erst im Kar unter dem Gurgler Schartl und im nördlich benachbarten Stockkar sind einige frührezente Wälle erhalten geblieben.

Als besonders schöne Moränen sind hervorzuheben: die alten Stirnmoränen des Rotmoos- und Gaisberg-Gletschers, die aus dem Anfang des 18. Jahrhunderts stammen, die frührezenten Wälle im Panker, Wild- und Stockkar und die Gschnitz II Wälle im Kar unter der Wilden Rotspitz (2967 *m*).

Das Venter Tal.

Das Venter Tal ist vom Gurgler Tal durchaus verschieden. Über seine Verästelungen und Gletscher unterrichtet ein Blick auf die Karte. Vor allem fehlen hier die im Gurgler Tal so zahlreich vorhandenen Seitentäler und auch Kare

Die postglaziale Erosion ist auch im Venter Tale deutlich sichtbar. Rofen, Niedertaler und Venter Ache haben z. T. tiefe Schluchten in den glazialen Talboden eingefressen.

Alte Talbodenreste sind unterhalb des Tiefenbach Ferners im äußeren Venter Tal am „Muttboden“ (2686 *m*), unmittelbar südöstlich ober Vent (P. 2039 *m*), unter dem Roten Karle (zirka 2800 *m*), am Plattei- (2725 *m*) und Rofen Berge (2900 *m*) erhalten geblieben.

Gletscherschliffe trifft man bei Heiligenkreuz, am Eck Schalf-Nieder Tal, Plattei und Rofen Berg. Unmittelbar hinter dem Gasthaus von Heiligenkreuz befinden sich mehrere schöne Gletschermühlen, von denen eine vollkommen freigelegt ist. Sie besitzt einen Durchmesser von 1·40 *m* am Oberrand und eine Tiefe von ungefähr 1·20 *m*.

Kleine Seen findet man auf der Gaislacher Alm, auf dem Plattei, Rofen- und Ober-Berg. Größere Moorkvorkommen wie im Gurgler Tal fehlen vollständig. Vereinzelt treten Sumpfböden auf. So auf Stablein oberhalb Vent und am Plattei-Berge.

Steinigl-, Glasair- und Gampelsferner weisen hier nur 50er Moränen auf.

Der Latsch-Ferner liefert einen Vergleichsstand zu den vom Gaisberg und Rotmoos Tal her bekannten Vorkommen von Ständen, die dort aus dem 18. Jahrhundert stammen. In der Verlängerung der linksseitigen 1850er Moräne zieht ein Moränenschuttwulst ziemlich tief abwärts. Das Ende liegt ungefähr bei 2100 *m*. Dieser gut bewachsene Wulst dürfte dadurch entstanden sein, daß die linke Seitenmoräne des früher weiter herabreichenden Latsch-Ferners nach dem Rückzug des Eises etwas gegen den Grund des engen und steilen Tälchens abgerutscht ist und so die heutige Form angenommen hat. Das Alter dieser Moräne kann sehr genau festgestellt werden. Nach Beschreibung und Abbildung bei Walcher (40) hatte der Ferner im 18. Jahrhundert die Ausmaße, wie sie durch die genannte Moräne bestimmt sind. Der Gletscher reichte damals bis nahe an die Baumgrenze heran. Auf einer Panoramazeichnung von Fr. Simony in den Mitteilungen des Öster-

reichischen Alpenvereins vom Jahre 1863 ist der beschriebene Schutt-
wulst deutlich sichtbar. Zur Zeit der Beobachtungen Walchers befand
sich der Ferner bereits im Rückzug. Für die alte Moräne des Latsch-
Ferner läßt sich also mit Sicherheit die Spanne zwischen 1716 und
1770 als Zeit der Ablagerung angeben.

Der Nordwestgrat des Großen Ramolkogels (3551 m) trennt das
Becken des Latsch-Ferner vom benachbarten Roten Karle. Dieses
kleine Kar wird von einer riesigen Stirn-*moräne* abgeschlossen. Die
Wälle erreichen eine Höhe bis zu 40 m. Heute ist von dem ehemaligen
kleinen Gletscher nur noch ein stark zusammengesunkenes, schmutziges
Eisfeld übrig. Bei dem sehr kleinen Einzugsgebiet des Ferner läßt die
außerordentliche Mächtigkeit der Wälle darauf schließen, daß an ihrer
Entstehung nicht nur die Vorstöße des vorigen Jahrhunderts beteiligt
waren, sondern daß vielleicht auch der beim Gaisbergtal beschriebene
Vorstöß von 1716 mitgewirkt hat, zumal auch die Vegetation z. T.
stark fortgeschritten ist. Vor dem Stirnwall liegt auf dem Plateau der
P. P. 2803 und 2815 eine begrünte Grund*moränen*landschaft. Sie reicht
bis zum *Spiegeltal.

In dem einem großen Kar ähnlichen Spiegeltal liegt der gleich-
namige Ferner. An seinem Oberrand hat sich der Gletscher bereits
ein bedeutendes Stück von dem ihm dort begrenzenden Ramoljoch
(3194 m) zurückgezogen. Der Spiegelferner hat auf der rechten Seite
eine sehr mächtige Ufer*moräne*, die sich nach unten in zwei neben-
einanderliegende Kämme auflöst. Der innere Wall entspricht dem 50er
Stande. Der unmittelbar danebenliegende äußere Wall weist starke
Vegetation auf. Da der bekannte Naturforscher und Maler Brizzi, der
um die Mitte des vorigen Jahrhunderts in Vent lebte und dort Natur-
beobachtungen anstellte, bereits den gleichen Tatbestand angibt, näm-
lich von der „reichen Vegetation“ des äußeren Walles spricht (4), läßt
dies den Schluß zu, daß es sich bei dem beschriebenen, äußeren
Seitenwall des Spiegel Ferner um ein Parallelstück zu der vom Gais-
bergtal und Latsch-Ferner her bekannten *moräne* aus dem 18. Jahr-
hundert handelt. Auch auf der linken Seite des Spiegel Ferner sind
zwei solche nebeneinanderliegende *moränen*kämme vorhanden. Nur
sind sie bedeutend kürzer als die Wälle auf der rechten Seite. Zur
Ablagerung einer Stirn*moräne* ist es nicht gekommen, da die Gletscher-
zunge bei dem eben beschriebenen Stande auf steilem Gehänge gelegen
haben muß.

Ähnliche Verhältnisse scheinen beim benachbarten Diemferner
zu herrschen, wo außerhalb des sehr mächtigen 50er Walles ältere, gut
bewachsene *moränen*reste liegen. Der Gletscherbach des kleinen Firmisan-
Ferner durchfließt das von den beiden *moränen*wällen gehildete
Tälchen. Der Abstand zwischen den beiden *moränen*kämmen ist in
diesem Falle etwas größer als bei den bisher erwähnten parallelen Vor-
kommen der 1850er und 1716er *moränen*. Das dürfte seinen Grund
darin haben, daß oberhalb der Stelle, wo die beiden *moränen* liegen,
der Gletscher sich durch eine enge Passage drängen muß und plötz-
lich gegen N freie Bahn hat. Eine Abbildung in der Zeitschrift für
Gletscherkunde, Bd. XVII (1929), S. 96, zeigt diese Situation. Kinzl (13)

weist auf das Moränenvorkommen hin, ohne sich mit der Altersbestimmung näher zu befassen. Noch deutlicher zeigt sich das Bestreben des Gletschers, nach N, also in der Richtung der alten Moräne, auszuweichen, auf einer Karte, die dem Werke der Brüder Schlagintweit „Untersuchungen über die physikalische Geographie der Alpen“, Leipzig 1850 (27), beigegeben ist. Die Aufnahme der Karte stammt aus den Jahren 1847 und 1848. (Der Diemferner wird hier als „Tein Gletscher“ bezeichnet.) Der in diesem Falle etwas größere Abstand zwischen der 1850er und der dem 1716er Stande entsprechenden Moräne ist also nur auf lokale Bedingtheiten zurückzuführen. Nach der genannten Karte scheint es, daß der Kleine Firmisan-Ferner schon damals, um die Mitte des vorigen Jahrhunderts, bereits ungefähr die gleichen Ausmaße besaß, die er heute noch aufweist, daß also anscheinend trotz des Vorstoßes des Diemfernens der benachbarte kleinere Firmisan-Ferner kein Anwachsen zu verzeichnen hatte.

Rechts und links der Schlucht des Diembaches sind auf einer felsigen Verflachung bei 2200 *m* Reste eines Stirnwalles erhalten, die auf der Außenseite ziemlich begrünt sind. Die Frage, ob sie mit der oben erwähnten älteren Seitenmoräne des Diemfernens in Verbindung zu bringen sind, läßt sich mit ziemlicher Sicherheit bejahend beantworten. Denn erstens hing nach Schlagintweit die Zunge des Ferners bereits beim 50er Stande ziemlich tief in die Schlucht herein, so daß schon ein geringes Anwachsen des Gletschers die Zunge bis zu der genannten Stirn- moräne vorrücken lassen würde. Zweitens fand nach Abbildung und Beschreibung bei Walcher (40) ein dem Diemferner gleichartiger Gletscher, der schon oben genannte Latsch-Ferner, im 18. Jahrhundert sein Ende ungefähr in der gleichen Höhe, nahe der damaligen Baumgrenze. Die ältere Seitenmoräne und die Reste des Stirnwalles gehören also zusammen und geben mit großer Wahrscheinlichkeit, wenn nicht Sicherheit, die Größenverhältnisse des Diemfernens in der ersten Hälfte des 18. Jahrhunderts wieder.

Wir kommen nun zu den Gletschern des Talhintergrundes. Der Schalfferner hat heute sein nördliches Nährgebiet verloren. Der kleine, nun selbständige Gletscher im Kar zwischen Schalkkogel (3510 *m*) und Kleinleitenspitze (3483 *m*) wird als Schalkkogel-Ferner bezeichnet. Er weist sehr mächtige Seitenmoränen auf, die noch aus der Zeit seiner Vereinigung mit dem Schalfferner herrühren. Nach Abbildung und Karte bei Schlagintweit (27) war das noch um die Mitte des vorigen Jahrhunderts der Fall. Am Schalfferner selbst sind außer den 50er Seitenmoränen in Höhe von 2800 bis 2900 *m* moränenähnliche Schuttreste erhalten. Sie sind zum größten Teil nicht begrünt. Über ihr Alter läßt sich nichts Bestimmtes sagen. Da sie keine ausgesprochenen Kämme bilden, ist es möglich, daß es sich hier nur um Gehängeschutt handelt, der am Ufer des Ferners zur Ablagerung gelangt ist. Der Schalfferner hat sich heute von dem früher mit ihm zusammenfließenden Marzell-Ferner zurückgezogen. In seinem Vorgelände hat sich ein seichter See gebildet.

Auch die Verbindung zwischen Mutmal Ferner und Marzell-Ferner ist verschwunden. Nur noch eine schmale Zunge hängt steil herab.

Der Marzell-Ferner hat in letzter Zeit auch stark an Masse verloren. Die Moränen des 50er Standes sind gut erhalten. Im Vorgelände ist, allerdings nur auf der linken Seite, Moräne des vereinigten Marzellschalf Ferners erhalten geblieben. Es lassen sich zwei kleine Wälle unterscheiden, die auf geringfügige Schwankungen hinweisen. Auf der rechten Seite zeugen nur die glattpolierten Felsen von der Höhe des Eisstandes.

Der Niederjoch Ferner weist außerhalb der 50er Moräne, auf der linken Seite, in der Nähe des Weges von der Samoar Hütte zum Niederjoch, gut bewachsene Wallreste auf. Schon Kinzl hat sie erwähnt (13), ohne auf eine nähere Altersbestimmung einzugehen. Die nahe Lage der 50er Stände läßt sie als Parallelstücke zu den bereits beschriebenen 1716er Ständen erscheinen.

Im Vorgelände des Kleinen Sai-Ferners ist Moränenschutt ohne bestimmte Form abgelagert.

Auch unterhalb des Ausganges des Kreuzspitz-Kares liegt Moränenschutt ohne bestimmte Form.

Der Rotkar Ferner hat 50er Moränen.

Das Eck Niedertal—Rofen Tal bildet die 3407 m hohe Thalleit Spitze. Ihr sind nordseitig zwei Kare angelagert, die kleine Gletscher bergen. Auf der A. V.-Karte werden sie beide als Thalleit Ferner bezeichnet. Auf der Karte der Brüder Schlagintweit dagegen (27) trägt nur der östliche der beiden Ferner diesen Namen. Nach Schlagintweit hat sich der westliche Gletscher erst zu Beginn des 19. Jahrhunderts gebildet. Vorher seien dort nur unbedeutende Firnlager gewesen. Auch der Pfarrer Gerstgrasser, ein früherer Seelsorger von Vent, hat nach Schlagintweit dieses Kar noch fast schneefrei gekannt. Moränen sind im Vorgelände beider Ferner nur unbedeutend abgelagert. Heute gehen beide Gletscher wieder zurück. Das Rofental weist heute noch zahlreiche Gletscher auf. Der erste Ferner ist der Eis-Ferner im Kreuzkamm. Er hat schöne 50er Moränen.

Es folgen mehrere Gletscher, die unter dem Namen Kreuz-Ferner zusammengefaßt sind. Auch in ihrem Vorgelände sind nur 50er Stände vorhanden. Ältere Stände sind infolge der Steilheit des Gehänges nicht erhalten.

An den Kreuz-Ferner schließt der Hochjoch Ferner an. Er ist ein sehr flacher Gletscher, der zu dem früher viel benutzten Übergang über das Hochjoch (2846 m) ansteigt. Infolge der Flachheit des Gletschers fuhr man über denselben früher sogar mit Schlitten. Der Gletscher scheint im allgemeinen verhältnismäßig geringfügigen Schwankungen in der Längserstreckung unterworfen gewesen zu sein. Denn schon im Jahre 1847 endigte nach der Karte Schlagintweits (27) der Ferner fast in der gleichen Gegend wie heute. Nur die bis zu 15 und mehr Metern Höhe reichende Vegetationslosigkeit des begrenzenden Gehänges liefert den Beweis dafür, daß auch hier ein starker Schwund an Masse stattgefunden hat. Die Moränen des 50er Standes sind mäßig mächtig. Über eine frühere geringere Ausdehnung des Hochjoch Ferners macht Schlagintweit interessante Angaben. Er glaubt, um die Mitte des vorigen Jahrhunderts in der Nähe des Gletschers Reste eines alten Saumweges

gefunden zu haben, der damals unter dem Gletscher verschwand. Seine Breite sei 6 Fuß gewesen. Auch habe man damals in der Nähe der Almhütte am Rofenberg zwei alte Hufeisen gefunden. Der alte Saunweg stammt aus einer Zeit, als man noch aus den südlichen Tälern viele Lebensmittel ins Ötztal herüberschaffte. Nähere Angaben, wann dies der Fall gewesen ist, fehlen.

Dagegen war die Zunge des früher vereinigten Hinter-Eis und Kesselwand Ferners ein ziemliches Stück ins Rofental herabgestiegen. Die schon mehrfach erwähnte Karte Schlagintweits gibt diesen Zustand wieder, der noch um das Jahr 1850 andauerte. Eine Abbildung bei Hess (11), S. 380, zeigt die Ausdehnung des Moränengebietes. Es handelt sich hier nur um die 50er Moränen. Heute sind Hinter-Eis- und Kesselwand Ferner getrennt. Am Rofenberg sind in 2700 *m* Höhe Moränenreste aus älterer Zeit als 1850 erhalten geblieben. Es sind z. T. gut begrünzte Reste von Ufermoränen. Über ihr Alter wird später noch einiges zu sagen sein.

Wir kommen nun in das Gebiet des Vernagt Ferners. Da über diesen Gletscher schon reichlich Literatur vorliegt, in der sämtliche Fragen und Probleme bis ins einzelne ausführlich behandelt werden, erübrigt sich hier eine Besprechung des Gebietes. Es seien nur kurz die vorhandenen Moränen erwähnt. Am Vernagt- und Guslar Ferner liegen mächtige 1850er Seitenmoränen. Am Rande des alten Bettes findet sich auf der rechten Seite ein niedriger Seitenwall, der am Eck Vernagt—Rofental nach S umbiegt. Auch an der der Mündung des Vernagttales gegenüberliegenden Zwerchwand hat sich eine kleine blockige Ufermoräne erhalten. Einen guten Einblick in die Verhältnisse zur Zeit der Stauung des Vernagtsees gibt die Karte von Schlagintweit aus dem Jahre 1847 sowie eine Abhandlung von Heß (12), der das Gebiet des Vernagtsees kartiert hat und genaue Angaben über die Größenverhältnisse macht. Die Angaben von Heß und Schlagintweit nähern einander, wenn auch Schlagintweits Höhenangaben nicht so genau sind wie bei Heß. Für den Seeinhalt gibt Heß beim letzten Hochstand eine Wassermenge von 3·03 Millionen Kubikmeter an. Im übrigen sei hiemit auf die reichhaltige Literatur verwiesen.

Es folgen nun eine Reihe von gletschererfüllten Karen.

Das erste ist das Patteikar, dessen Ferner heute stark eingeschrumpft ist. Die Verhältnisse sind ähnlich wie im Roten Karle im Ramolkamm. Es ist eine riesige Stirnmoräne vorhanden, die ihr Entstehen wohl nicht nur dem 1850er Vorstoß zu verdanken hat. Da im Arbeitsgebiet, wie schon an anderen Orten (Gaisbergtal) festgestellt wurde, der Vorstoß von 1820 hinter dem von 1850 zurückgeblieben und bei kleinen Kargletschern anscheinend kaum durch einen Vorstoß in der Längsrichtung zum Ausdruck gekommen ist, wird man hier wieder an den Vorstoß in der ersten Hälfte des 18. Jahrhunderts zu denken haben. Im Vorgelände des Plattei Kares sind noch ältere Stände erhalten. So zieht auf der rechten Seite ein Wall abwärts, der zum Stirnwall einbiegt. Sein Ende liegt bei P. 2718. Die heutige Schneegrenze liegt in diesem Gebiet ungefähr bei 3150 *m*. Für den beschriebenen Gletscherstand ist mit einer Senkung der Schneegrenze um 150 *m* das Auslangen zu finden. Der Wall

ist demnach als frührezent zu bezeichnen. Unterhalb dieses Vorkommens ist die Gletscherzunge vollständig durch Seiten- und Endmoränen abgebildet. Das Ende der Moränen, die z. T. gut bewachsen sind, liegt bei 2300 *m*. Sie bezeichnen ein höheres Daun-Stadium.

Dem Plattekar ist nördlich das Mitterkar benachbart. Die geschlossene Moräne des 1850er Standes ist prachtvoll erhalten. Außerhalb der 50er Moräne zieht auf der Nordseite von den Felsen des Urkundgrates ein begrünter Moränenkamm abwärts gegen die Stirn des 50er Walles. Er findet hier ebenfalls sein Ende. Eine sichere Zeitbestimmung ist für diesen Wall nicht zu finden. In der Literatur wird nur das Anwachsen dieses Gletschers und seiner Nachbarn in der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts gemeldet. [Schlagintweit (27), Brizzi (4), Sonklar (34).] Die starke Begrünung und die Größe des Gebietes, das der Wall umschließt, läßt, nachdem der 1820er Vorstoß, wie schon mehrfach bemerkt, in diesem Gebiete nicht über den 1850er Stand hinausgereicht hat, auf den Vorstoß von 1716 schließen, zumal da die parallele Lage dieses älteren Walles zur 50er Moräne schon mehrfach ein Merkmal für den Stand von 1716 bildete. Unterhalb des von den eben beschriebenen Wällen eingeschlossenen Gebietes sind auf der linken Seite noch weiter abwärts ziehende, gut begrünte Wallreste zu erkennen. Ihr Alter dürfte als frührezent oder hoch Daun anzunehmen sein.

Der Südostgrad des höchsten Gipfels der Ötztaler Alpen, der 3774 *m* hohen Wildspitze, trennt das Mitterkar vom nächsten Kar, dem Rofenkar. Der Rofenkar Ferner endet heute fast ganz auf steilem Fels. Zwischen dem Wege zur Breslauer Hütte und dem heutigen Gletscherende liegt auf der linken Seite ein Moränenkamm, der von der 50er Seitenmoräne nach der Mitte des Karbodens abzweigt. Seine Vegetationslosigkeit und das frische Aussehen gegenüber der 50er Moräne lassen ihn als 1875er Stand erscheinen. Die 50er Moränen sind als geschlossener Wall sehr gut erhalten. Das Ende liegt am Ausgang des Rofenkares an der Wurzel des Rofengrabens. Dicht außerhalb der 50er Moräne zweigt auf der linken Seite ein kleiner Moränenkamm in den Rofengraben hinein. Er ist begrünt. Parallel zu dem Vorkommen im Mitterkar dürfte er aus dem 18. Jahrhundert herrühren, da nach den Angaben von Schlagintweit (27), Brizzi (4) usw. diese Gletscher im Weißkamm in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts kleinere Ausmaße aufwiesen. Dicht unterhalb dieses Walles beginnt linksseitig ein größerer Moränenkamm talwärts zu ziehen. Er ist begrünt, nur auf der Bachseite aufgeschlossen. Er endet mit Einbiegen gegen die Mitte des Grabens bei 2420 *m*. Da für diesen Stand des Gletschers mit einer Schneegrenzsenkung um reichlich 150 *m* das Auslangen zu finden ist, kann der Wall als frührezent bezeichnet werden. Ein weiterer Wall, dessen Wurzel nicht weit von der des vorigen Walles liegt, zieht auf der linken Seite weiter abwärts gegen Rofen. Sein Ende liegt bei ungefähr 2150 *m*. Eine Schneegrenzsenkung um rund 300 *m* würde genügen, um den Gletscher bis hierher vorrücken zu lassen. Der Wall hat demnach Daun-Alter.

Der nördlich benachbarte Gletscher des Taufkares, der auf älteren Karten und in früheren Berichten als „Büchelkahrferner“ bezeichnet wird, soll nach Brizzi (4), Sonklar (34) usw. überhaupt erst in jüngerer

Zeit entstanden sein. Nähere Angaben fehlen allerdings. Außerhalb der 50er Moräne sind noch ältere Wälle vorhanden. So ziehen rechts und links zwei Moränenkämme abwärts, die z. T. stark begrünt sind. Ihr Ende liegt ungefähr bei 2100 *m*. Für diesen Stand des Gletschers ist mit einer Senkung der Schneegrenze um rund 300 *m* das Auslangen zu finden. Die Wälle entsprechen demnach dem Daun Stande. Außerhalb der rechten Moräne liegt bei 2600 *m* der Rest eines ausgesprochen blockigen Seitenwalles. Über sein Alter läßt sich nichts Sicheres feststellen.

In den folgenden weiter talaus gelegenen Karen, die heute noch vergletschert sind, finden sich nur 50er Moränen. Die Ferner, um die es sich hier handelt, sind der Südliche, Mittlere und Nördliche Weißkar Ferner, Tiefenbach Ferner, Seiterferner, Nördliche und Südliche Petznerferner.

In dem kleinen unter der Schwarzen Schneide (3257 *m*) gelegenen Kar, das heute nicht mehr vergletschert ist, sind mehrere kleine Wälle erhalten, der oberste Stirnwall liegt bei 2900 *m*. Da für seine Entstehung eine Schneegrenzsenkung um knapp 200 *m* als ausreichend angesehen werden kann, ist er als frührezent zu bezeichnen. Bei 2800 *m* liegen nochmals drei kleine Wälle. Bei diesen dürfte es sich um höher gelegene Daun Wälle handeln.

Die zur Ablagerung gelangten Ufer- und Endmoränen des Venter Hauptgletschers werden später ausführlich beschrieben.

Als besonders schöne Moränen sind hervorzuheben: die 1716er Stände am Latschferner, Spiegelferner, Diemferner und Mitterkarferner und die Daun Wälle im Kar unter der Schwarzen Schneide.

Das Söldner Becken.

Das Gebiet des Söldner Beckens reicht von den Ausläufern des Grieskogels (2911 *m*) im Norden bis zum Felsriegel, der das Söldner vom kleinen Zwieselsteiner Becken trennt. Es weist nur wenige Kare sowie auf der Westseite ein kleines Seitental, das Rettenbachtal, auf. Von Eher mündet das Windacher Tal ein, daß sich bis zum wasserscheidenden Stubai Hauptkamm erstreckt. Der Boden des Söldner Beckens ist durchwegs flach bis auf mehrere Rundhöckerreihen, die im Mündungsgebiet des Windacher Tales liegen. Sie streichen in der Richtung des Ötztales schräg nach abwärts. Auf der dem Becken zugewandten Seite weisen die Rundhöcker Steilwände auf, eine Tatsache, auf die bereits Burchardt (7) hingewiesen hat. (Vergl. S. 72.) Am Heimbach bei Leithen liegt ein ganz geringmächtiges Vorkommen von Grundmoräne, das von groben und feinen Schottern überlagert ist. Reithofer (22) hat das Vorkommen eingehend beschrieben. Bei den erwähnten Schottern handelt es sich um umgelagertes Moränenmaterial eines älteren Gletscherstandes. Das gleiche ist wohl für die Schotter anzunehmen, die hinter dem Gasthaus „Alpenverein“ unmittelbar neben dem Rettenbach in mäßiger Mächtigkeit aufgeschlossen sind. Das Söldner Becken ist heut so weit zugeschüttet, daß der Felsboden nirgends mehr zutage tritt.

Auf dem Boden von Grünwald, unter dem Breitlehner (2801 *m*) und am Rotkogel (2948 *m*) liegen kleine Seen.

Hoch über dem Ausgang des Söldner Beckens ist im Ostgrat des Kreuzkogels (2650 *m*) in ungefähr 2550 *m* eine deutliche Schriffkerbe sichtbar.

Es gelangen zunächst die Moränen der Kare und des Rettenbachtals zur Besprechung.

In dem vom Ostgrat und Nordostgrat des Gaislacher Kogels (3051 *m*) eingeschlossenen Kar liegt ein z. T. gut begrünter Stirnwall bei 2300 *m*. Die Schneegrenze liegt in diesem Gebiet bei ungefähr 3100 *m*. Um hier einen kleinen Gletscher entstehen zu lassen, ist eine Senkung der Schneegrenze um 600 *m* notwendig. Der Wall hat demnach Gschnitz I Alter.

Jenseits des Nordostgrates des Gaislacher Kogels liegt das Gaislacher Kar. In ihm finden sich mehrere Moränenwälle. Drei kleine Wälle liegen nebeneinander in 2400 *m* Höhe. Für sie kann ein Sinken der Schneegrenze um rund 300 *m* angenommen werden. Sie haben Daun Alter. Ein weiterer Wall, der z. T. begrünt ist, liegt bei 2300 *m*. Bei dem geringen Einzugsgebiet, das für diesen Wall in Frage kommt, muß eine Schneegrenzsenkung um 600 *m* angenommen werden, was auf einen Gschnitz I Stand schließen läßt. Dem gleichen Stadium kann ein Stirnwall zugerechnet werden, der bei 2170 *m* liegt. Er ist zum großen Teil begrünt. Die Schneegrenze muß hier um reichlich 600 *m* gesunken sein. Es handelt sich also um einen tiefen Gschnitz I Wall.

Nach W öffnet sich nunmehr ein kleines Seitental, das Rettenbachtal, in dessen Hintergrund der gleichnamige Ferner liegt. Sein linker Zufluß, der vom Pitztaler Jöchel (2995 *m*) herabkommt, hat sich heute selbständig gemacht. Im Vorgelände des Ferners sind die 50er Moränen gut erhalten. Bei der unteren Rettenbachalm (1881 *m*) sind Reste von Seitenmoränen erhalten, die sich zu einem Stirnwall zusammenschließen. Sie sind fast ganz begrünt (Weide) und nur am Bach aufgeschlossen. Zur Altersbestimmung dieser Wälle ist folgendes zu sagen: Das Einzugsgebiet des Gletschers ist ziemlich klein, das Firngebiet sehr sonnig. Die heutige Schneegrenze liegt bei 3100 *m*. Die Entfernung des Stirnwalles vom heutigen Gletscherende beträgt 4-6 *km* bei einem Höhenunterschied von 650 *m*. Nimmt man eine Senkung der Schneegrenze um 600 *m* an, so kommt sie fast an das Ende des heutigen Gletschers zu liegen. Von hier hatte der Gletscher noch einen Weg von 5 *km* zurückzulegen mit einem Höhenunterschied von fast 700 *m*. Dazu kommt noch, daß im benachbarten Gaislacher Kar Gschnitz I Wälle bei 2170 *m* und 2300 *m* liegen. Wir kommen hiemit zur Annahme einer Schneegrenzsenkung um 600 *m*. Die Endmoräne an der Rettenbachalm hat demnach Gschnitz I Alter.

Im Gebiete der Heimbachalm (2283 *m*) sind mehrere schöne Moränenwälle erhalten geblieben, die Gletscherzungen abbilden. Im ganzen lassen sich fünf Moränenkämme unterscheiden. Davon gehören die drei südlichsten zusammen. Von diesen bilden die zwei äußeren Wälle die Gletscherzunge ab. Auf dem linken Wall liegt das Gasthaus „Heimbachalm“. Das Ende der Gletscherzunge lag bei knapp 2000 *m*. Der mittlere Wall, der kürzer und niedriger ist, dürfte nicht in seiner heutigen Form zur Ablagerung gelangt sein. Es ist anzunehmen, daß es sich hier vielleicht um Grundmoräne handelt, die von einer Mittelmoräne überlagert wurde. Die heutige Form entstand erst als Folge der Bacherosion.

Nördlich von diesem Vorkommen liegt nochmals das Abbild einer etwas kleineren Gletscherzunge. Das Ende liegt bei ungefähr 2050 *m*. Das gesamte Gebiet dieser eben beschriebenen Wälle ist heute Weide. Es ist im oberen Teil ziemlich flach. Die Moränenkämme sind scharf ausgeprägt. Das Einzugsgebiet der Gletscherzunge ist nicht groß und sehr sonnig. Die Durchschnittshöhe des begrenzenden Kammes beträgt 2800 *m*. Die heutige Schneegrenze liegt bei reichlich 3100 *m*. Für die beschriebenen Gletscherstände bedarf es eines Sinkens der Schneegrenze um 600 *m*. Demnach haben die Wälle Gschnitz I Alter.

Ein begrünter Stirnwall schließt das kleine Kar unter dem Grieskogel (2911 *m*) in 2450 *m* ab. Das geringe Einzugsgebiet und die sonnige Lage lassen eine Schneegrenzsenkung um ungefähr 450 *m* annehmen. Der Wall bezeichnet demnach einen Gschnitz II Stand.

Als besonders schöne Wälle sind im Söldner Becken hervorzuheben: der Gschnitz II Wall unter dem Grieskogel und die Gschnitz I Wälle im Rettenbachtal und im Gebiete der Heimbachalm.

Die Ablagerungen der Hauptgletscher.

Bisher sind nur die Moränen der Nebentäler und Kare besprochen worden. Aber auch die Gletscher der Haupttäler, der Gurgler, Venter und der aus der Vereinigung beider hervorgegangene Ötztaler Hauptgletscher, haben z. T. recht deutliche Zeugen ihres Daseins und ihrer Tätigkeit hinterlassen. Die hier in Betracht kommenden Zeugen sind in der Hauptsache Ufer- und Endmoränen. Rundhöcker, Gletscherschliffe und Schlickföhren können nur allgemein Zeugnis von dem Vorhandensein der Gletscher geben oder etwas über die Höhe des Eisstandes besagen. Auf Grund vorhandener Moränen dagegen können wir bestimmte Angaben über Lage und Alter früherer Gletscherstände machen. Deshalb gelangen nunmehr die Moränen der Hauptgletscher, die im behandelten Gebiete vorhanden sind, zur Besprechung. Es sei vorausgeschickt, daß für den Gurgler und Venter Gletscher die Daun-Stände und für den gemeinsamen Ötztaler Hauptgletscher sein Ende zur Gschnitzzeit festgestellt werden konnten.

Manche der Ufermoränen, von denen später die Rede sein soll, sind bereits von Burchardt (7), Penck (21) und Simony (31) kurz erwähnt worden. Von diesen Ufermoränen lassen sich die wenigsten zu den Daunständen stellen. Vielmehr sind sie in einer Zeit abgelagert worden, als die vereinigten Hauptgletscher des Gurgler und Venter Tales noch im Söldner Becken ihr Ende fanden. Zunächst gelangen die Moränen der den heutigen Gletschern näher gelegenen Gletscherstände zur Besprechung.

Im Gurgler Tal liegt zwischen Unter-Gurgl und Ober-Gurgl gegenüber dem Weiler Poschach eine Stirnmoräne des Gurgler Hauptgletschers. Die Höhenlage ist 1814 *m*. Unmittelbar vor der Stirn der Moräne mündet von E her der Königsbach in die Gurgler Ache. Die Höhe des Stirnwalles beträgt 10—15 *m*. Der Wall liegt genau in der Mitte des Talbodens. Bach und Weg durchschneiden ihn in der Talrichtung. Auf der linken Hälfte des Walles ist ein Schuttkegel aufgelagert,

der sich, da er eine kleinere Fläche bedeckt, deutlich von der Moräne abhebt. Diese selbst ist weitgehend bewachsen, stellenweise aber gut aufgeschlossen. Geht man von der rechten Hälfte der Moräne talein, so ist östlich vom Gurgler Wege aus ein Seitenwall sichtbar, der ans Gehänge angelagert ist. Obwohl noch nachträglich Gehängeschutt dazukam, der die Mulde zwischen Wall und Hang ausfüllte, ist der Wall noch deutlich zu erkennen. Eine Fortsetzung des Seitenwalles ist weiter drinnen am Hang hinter Hotel Gurgl (1960 *m*) sichtbar. Der Weg ins Verwalltal kreuzt ihn dort. Dieser Seitenwall gehört zur Stirnmoräne von Poschach. Ein weiterer annähernd entsprechender Rest von Ufermoränen liegt unterhalb der Mündung des Gaisbergtales in 2440 *m* Höhe. Sonstige zugehörige Moränenreste ließen sich nicht feststellen.

Vor der Moräne erstreckt sich bis zur Felsschwelle von Pillberg der fast ebene Talboden von Unter-Gurgl. Er dürfte als der Sander anzusehen sein, der zum Poschacher Ende des Gurgler Hauptgletschers gehörte.

Für die Altersbestimmung der Endmoräne von Poschach sind folgende Umstände zu beachten: Die Entfernung von der Moräne bis zum heutigen Gletscherrande beträgt ungefähr $7\frac{1}{2}$ *km*, der Höhenunterschied 400 *m*. Als Nährgebiet kamen für diesen Stand des Gletschers in der Hauptsache nur die Bereiche des Langtaler und Großen Gurgler Ferners in Frage. Kleinere Beiträge dürften noch die Seelenferner geliefert haben. Ob der Rotmoosferner damals auch noch in Verbindung mit dem Hauptgletscher stand, ist mit Sicherheit nicht festzustellen. Doch scheint ein Moränenrest ohne typische Form in 2250 *m* Höhe am Hang der Hohen Mutt (2663 *m*) darauf hinzudeuten. Die Schneegrenze liegt in 3000—3300 *m* Höhe. Nimmt man für die damalige Zeit eine Senkung der Schneegrenze um 300 *m* an, so kommt diese ungefähr in 2800 *m* am Nordende des Schwärzenkammes zu liegen, d. h. an den Punkt, an dem sich damals der Große Gurgler und Langtaler Ferner vereinigt haben dürften. Für die Gletscherzunge ergibt sich unter diesen Umständen eine Länge von 8 *km* bei einem Talbodengefälle von 450 *m*. Für diese Länge der Gletscherzunge kann das beschriebene Nährgebiet als ausreichend angesehen werden. Wir kommen also zur Annahme einer Schneegrenzsenkung um 300 *m*. Die Endmoräne von Poschach bezeichnet demnach das Ende des Gurgler Hauptgletschers zur Daun Zeit. Innerhalb des durch den eben beschriebenen Gletscherstand gekennzeichneten Gebietes sind noch Reste von Moränenschutt aus der Zeit des späteren Rückzuges des Gletschers erhalten geblieben. So ist im Sattel von Schönwies (2338 *m*) Moräne abgelagert, die wahrscheinlich als Rest eines Uferwalles des Hauptgletschers dieser Zeit anzusehen ist. Nördlich der Mündung des Rotmoosbaches in die Gurgler Ache liegt ebenfalls Moränenschutt, der keine typische Form aufweist. Über das Alter dieser Moränenvorkommen läßt sich nichts Näheres sagen. Sie sind jedenfalls jünger als Daun.

Entsprechend den Verhältnissen im Gurgler Tal ließ sich auch im Venter Tal das Daun-Stadium für den Venter Hauptgletscher nachweisen. Außerhalb Vent ist am Wege talaus auf der linken Seite nördlich des Murenbaches in 1850 *m* Höhe der Rest eines Seitenwalles erhalten, der sich gegen die Talmitte neigt. An einer Stelle ist der 8—15 *m*

hohe Wall unterbrochen. Er ist zum größten Teil begrünt. Der Wall kann nur auf das Ende des Hauptgletschers bezogen werden, und zwar wahrscheinlich in einer Zeit, als hier die noch vereinigten Zungen des Rofen- und Niedertales lagen. Zu diesem Gletscherstande dürfte ein Vorkommen von Ufermoränen am Rofenberge in 2700 *m* Höhe gehören. Zur Altersbestimmung der Moräne ist folgendes zu sagen: Die Entfernung zwischen der Moräne und dem Ende der heutigen Gletscher beträgt im Rofental 10 *km*, im Niedertal 8 *km*. Der Höhenunterschied beträgt 550, bzw. 450 *m*. Als Nährgebiet kamen für den Gletscherarm des Rofentales die Bereiche des Hochjoch-, Hintereis- und Kesselwand-Ferners in Frage sowie das Vernagt Gebiet. Den Gletscherarm des Niedertales speisten Schalf-, Marzell- und Niederjoch-Ferner. Die Schneegrenze liegt in 3000—3300 *m* Höhe. Bei der Annahme einer Schneegrenzsenkung um 300 *m* für den damaligen Stand des Gletschers kommt diese im Rofental dorthin zu liegen, wo sich damals wahrscheinlich Hochjoch-, Hintereis- und Kesselwandferner bei etwa 2850 *m* vereinigt haben dürften; im Niedertal lag sie am Nordende des Marzellkammes, wo sich der Niederjoch- und Marzellferner vereinigt haben müssen, sowie am gegenüberliegenden Eck des Mutmalkammes, dem Vereinigungspunkt von Marzell- und Schalfferner. Das geht aus der Kartenskizze hervor, in welche die Daun-Schneegrenze eingezeichnet wurde. Für das Zehrgebiet, also die Gletscherzungen, ergibt sich dabei im Rofental eine Länge von 11 bis 12 *km* bei einem Höhenunterschied von 500 *m*, im Niedertal eine Länge von 8 bis 9 *km* mit einem Höhenunterschied von 550 *m*. Bei dieser Länge der Gletscherzungen erscheint das Nährgebiet als ausreichend. Wir kommen daher zur Annahme einer Senkung der Schneegrenze um 300 *m*. Die Moräne außerhalb Vent bezeichnet also das Ende der vereinigten Rofen- und Niedertalgletscher zur Daun Zeit.

$1\frac{1}{2}$ *km* einwärts von der beschriebenen Moräne sind am Fuße der Thalleitspitze (3407 *m*) am Vereinigungspunkt von Rofen- und Niedertal in 1960 *m* Höhe drei kleine Moränenwälle erhalten geblieben. Sie bezeichnen einen Haltepunkt des Daungletschers bei seinem Rückzug. Zu diesem Vorkommen gehören noch Moränenreste auf der linken Seite des Rofentales in 2000 *m* Höhe oberhalb P. 1953 und bei den Spiegelpillen im Niedertal bei P. 1999.

Außer den eben beschriebenen Daun-Ständen des Gurgler und Venter Gletschers läßt sich im Arbeitsgebiet auch ein Stand des aus der Vereinigung der beiden genannten Eisströme hervorgegangenen Ötztaler Hauptgletschers nachweisen. Leider fehlt ein Endmoränenwall, der die genaue Lage des Gletscherendes bezeichnen würde. Doch sind genügend Anzeichen vorhanden, die auf ein Ende des Gletschers ungefähr am Ausgang des Söldner Beckens hinweisen.

Da sind zunächst die schon S. 63 erwähnten Rundhöckerreihen am Ausgang des Windacher Tales. Die Rundhöcker, die nördlich der Mündung der Windacher Ache liegen, weisen auf ihrer der Söldner Talsohle zugewandten Seite Steilwände auf. Die Erklärung Burchardts (7), daß neben der Verwitterung auch fließendes Wasser bei der Entstehung der Steilwände mitgewirkt habe, dürfte manches für sich haben. Es sei dies in der Weise geschehen, daß die Windacher Ache, die dem

bei der Windacher Alm endigenden Windacher Gletscher entströmte, sich am Rande einer im Söldner Becken liegenden Gletscherzunge einen Abfluß verschaffte und dabei die beschriebenen niedrigen Steilwände schuf. Hätte der Öztaler Gletscher weiter talaus geendigt, dann hätte die das Windacher Tal sperrende kompakte Eisbarre zur Bildung eines Stausees führen müssen. Hiefür sind jedoch nicht die geringsten Anzeichen vorhanden. Es bleibt also nur die zuerst angegebene Auffassung einer Lage des Endes des Öztaler Gletschers im Söldner Becken übrig.

Ungleich wichtiger jedoch als dieser Beweis für einen Söldner Stand des Hauptgletschers sind die im Gurgler und Venter Tal abgelagerten Ufermoränen, die z. T. schon Penck (21) erwähnt hat. Mit Hilfe dieser Ufermoränen läßt sich gut das Bild des damaligen Hauptgletschers rekonstruieren. Die Moränen sind nicht fortlaufend erhalten geblieben. Die vorhandenen Restteile sind folgende: Im Gurgler Tal finden sich auf der rechten Seite die ersten Reste nördlich der Mündung des Gaisberg Tales unter dem Festkogel (3041 *m*) in 2540 *m* Höhe. Südlich und nördlich der Mündung des Verwall Tales liegen die Moränenreste bereits 2460—2480 *m* hoch. Nördlich des Ausganges des Königs-tales finden wir sie in großer Ausdehnung im Gebiete der Unteren Gurgler Weide. Sie sind hier mit Unterbrechungen in verschiedenen Höhenlagen erhalten geblieben. Die Hauptstufen, die sich dabei unterscheiden lassen, liegen in 2460—2350 *m* und 2250 *m* Höhe. Im allgemeinen wird es sich hier um Schwankungen in der Mächtigkeit des gleichen Eisstandes handeln. Doch dürfte die unterste Stufe bereits aus der Zeit des Rückzuges des Hauptgletschers nach dem Söldner Stadium stammen. Der nächste Ufermoränenrest liegt nördlich des Ausganges des Timmel-Tales schon in 2000 *m* Höhe; südlich der Mündung des Windacher Tales finden wir einen Rest von Ufermoräne in 1540 *m* Höhe. Auf der linken Seite des Gurgler Tales liegen die Ufermoränen im Gebiete der Küppelen- und Sonnenberg-Alm. Die Obergrenze verläuft von 2560 *m* auf der Küppelen Alm über 2490 *m* an der Sonnenberg Alm bis zu 2450 *m* unterhalb des Nöderkogels.

Im Venter Tal liegen die obersten Ufermoränen auf der rechten Seite südlich (2580 *m*) und nördlich (2550 *m*) der Mündung des Spiegeltales. Weiter talaus haben sich auf der rechten Seite des Venter Tales wohl infolge der Steilheit des Gehänges Moränenreste nicht erhalten. An der linken Talflanke treten die Moränen an den Mähdern von Stablein (2560 *m*), im Gebiet der Sonnenberg Alm (2530 *m*), am Mutt-hoden unterhalb des Tiefenbachferners (2420 *m*) und unterhalb des Petzner Kares (2300 *m*) auf. Oberhalb der Mündung des Venter Tales ins Zwieselsteiner Becken finden wir die linksseitige Ufermoräne bei der Gaislacher-Alm bereits in 1919 *m*, parallel dem gegenüberliegenden Vorkommen in 2000 *m* Höhe über der Mündung des Gurgler Tales. Die beigegebene Skizze vermittelt am besten ein Bild der gesamten Ablagerungen.

Im Söldner Becken ist auf der linken Seite unmittelbar bei Sölden ebenfalls eine Moräne erhalten geblieben. Der Oberrand des Vorkommens liegt an seinem Südende 1500 *m*, am Nordende ungefähr 1440 *m* hoch.

Eine ausgesprochene Wallform fehlt. Muren und Hochwässer haben dazu beigetragen, daß alle typischen Formen verwischt wurden.

Das Ende des Gletschers dürfte gegen den Ausgang des Söldner Beckens zu gelegen haben, worauf das gleichmäßige Absinken der Ufermoränen hinweist. Es taucht nunmehr die Frage nach dem Alter dieses Gletscherstandes auf.

Schon Penck (21) hat diese Frage kurz gestreift. Er gibt für den Söldner Stand Daun-Alter an mit der Begründung, daß die weiter talein ziehenden Ufermoränen nicht über der Gschnitzschneegrenze gelegen haben könnten. Penck nimmt dabei an, daß auch die obersten Ufermoränen am Rofenberge in 2700 *m* zum Söldner Stadium gehören. Wie wir aber weiter oben gesehen haben, gehören diese Moränen zum Venter Daun Stadium. Die höchsten für den Söldner Stand in Frage kommenden Ufermoränen liegen im Gurgler Tal bei 2550 *m*, im Venter Tal bei 2580 *m*. Da die heutige Schneegrenze in diesem Gebiet gegen 3200 *m* hoch liegt, kommt die Gschnitz Schneegrenze auf 2600 *m* zu liegen. Das steht mit den angegebenen Ufermoränen nicht im Widerspruch. Weiters sind bei Annahme einer derartigen Schneegrenzsenkung noch folgende Punkte zu beachten: Die Entfernung zwischen dem Gletscherende im Söldner Becken und dem Ende der heutigen Gletscher beträgt im Gurgler Tal rund 20 *km* bei einem Höhenunterschied von 1000 *m*, im Venter Tal 28 *km* mit einem Höhenunterschied von 1200 *m*. Der Abstand vom Söldner Stadium zu den Daun Ständen beträgt im Gurgler Tal 12½ *km* (Höhenunterschied 500 *m*), im Venter Tal 18 *km* (Höhenunterschied 500 *m*). In der Hauptsache kamen als Einzugsgebiet für den Gurgler Eisstrom Rotmoos-, Seelen-, Langtaler- und Großer Gurgler Ferner in Frage. Den Venter Hauptgletscher nährten insbesondere Schalf-, Marzell-, Niederjoch-, Kreuz-, Hochjoch-, Hintereis-, Kesselwand und Vernagt Ferner. Unter diesen Umständen ergibt sich für das Zehrgebiet, also die Gletscherzunge, im Gurgler Tal eine Länge von 18 *km* (Talbodengefälle rund 1000 *m*), im Venter eine Länge von 22 *km* (Talbodengefälle rund 1200 *m*). Nähr- und Zehrgebiet stehen auf diese Weise in einem guten Verhältnis zueinander (Siehe auch die Kartenskizze). Dazu kommt, daß die Gschnitz I Moräne des Windacher Ferners 3½ *km* von der Mündung des Windacher Tales entfernt liegt. Weiters liegen im Bereich des Söldner Beckens Gschnitz I Moränen im Gaislacher Kar, an der Mündung des Rettenbachtals und auf der Heimbachalm. Außerdem hat Reithofer (22) am Ausgang des Breitlehn- und Leckbaches westlich Huhen am Südennde des Längenfelder Beckens Moränen des Schlern Standes des genannten Seitentalgletschers nachgewiesen. Der Abstand dieser Schlernwälle vom Gschnitz Stande im Söldner Becken beträgt 9 *km* bei einem Höhenunterschied von nur knapp 200 *m*. Wir kommen also zur Annahme, daß der aus der Vereinigung des Gurgler und Venter Hauptgletschers hervorgegangene Ötztaler Hauptgletscher sein Ende zur Gschnitz (I) Zeit im Söldner Becken gefunden hat.

Sehr aufschlußreich ist auch ein Vergleich des Söldner Gschnitz (I) Stadiums mit Pencks Original-Gschnitz (I) Moräne bei Trins (siehe auch die Kartenskizzen). Schon W. Heissel, der das Gschnitztal quartärgeologisch aufnahm (10), hat in seiner Arbeit Zweifel geäußert, daß die Endmoräne

von Trins das Ende eines Hauptgletschers bei einer Schneegrenzdepression von nur 600 *m*, also im Gschnitz I Ausmaß, darstellen sollte. Grund zu diesem Zweifel gab dem genannten Autor die zu geringe Ausdehnung des Nährgebietes des Gschnitz Gletschers bei einer 600 *m* Schneegrenzdepression. Erst eine Depression der Schneegrenze um 900 *m* (Schlern Ausmaß) gibt ein genügend großes Nährgebiet für den verhältnismäßig tief gelegenen großen Gletscher des Gschnitz Tales. Ein Vergleich mit dem Söldner Stadium, für welches Gschnitz (I) Alter (600 *m* Depression) nachgewiesen werden konnte, unterstützt Heissels Annahme durchaus. Zahlreiche, eingehende Diskussionen mit W. Heissel über diese Frage, genaue Vergleiche der Nähr- und Zehrgebiete im Gschnitz und Ötztal sowohl auf dem Kartenblatt wie auch — von meiner Seite aus — im Gelände führten notwendig zu dem Schluß, daß, nachdem für das Söldner Stadium eine 600 *m* Schneegrenzdepression (Gschnitz I) festgestellt werden konnte, dies für den Gschnitz Gletscher, der bei der Stirnmoräne von Trins sein Ende fand, nicht zutrifft. Der Gschnitz Gletscher, der bei Trins sein Ende fand, erfordert vielmehr, zumal bei der tiefen Lage seiner Gletscherzunge (Trins 1214 *m*, Sölden 1377 *m*), eine Schneegrenzsenkung um 900 *m*. Das entspricht dem Schlern Stadium.

Zusammenfassung.

Die wichtigsten Ergebnisse der vorliegenden Arbeit seien kurz zusammengestellt.

Wir können mehrere Gruppen von Gletscherständen unterscheiden.

Nur sehr selten sind Moränen des 1875er Vorstoßes vertreten.

Im Gegensatz dazu finden wir in einer zweiten Gruppe die im Arbeitsgebiet sehr zahlreich vorhandenen 1850er Stände.

Es folgen die 1820er Stände, die erkennen lassen, daß im vorliegenden Gebiete der Vorstoß von 1820 durchwegs hinter dem von 1850 zurückblieb.

Eine vierte Gruppe bilden die Moränen, die ihr Dasein dem Vorstoß in der ersten Hälfte des 18. Jahrhunderts verdanken. Für diese Moränengruppe dürfte nach dem zuerst entdeckten und mit am besten erhaltenen Vorkommen im Gaisberg Tal der Name Gaisberg Stand angebracht sein. Es sei noch bemerkt, daß dieser Stand vereinzelt (Gaisberg Tal) die gleichen Ausmaße aufweist wie der 1850er Vorstoß. Die Gaisberg Stände fanden sich meistens bei den Gletschern der Seitentäler sowie bei größeren Kargletschern. Sie konnten im Gaisberg- und Rotmoos Tal, am Latsch-, Spiegel- und Diemferner sowie am Mitterkar- und Rofenkargletscher festgestellt werden.

Eine nächste Gruppe von Moränen gehört dem Daun Stande an. Wir finden sie vor allem in den Karen des Windacher und Gurgler Tales. Außerdem konnten aber auch für den Gurgler und Venter Hauptgletscher ihre Stände zur Daun Zeit nachgewiesen werden. Besonders die Daun Moräne des Gurgler Hauptgletschers ist schön erhalten.

Die sechste Gruppe umfaßt die Wälle, für deren Entstehung eine Schneegrenzdepression um 400—500 *m* erforderlich war. Sie gehören dem von W. Heissel und J. Ladurner eingeführten Gschnitz II Stande

an. Das Verbreitungsgebiet dieser Moränen ist fast das gleiche wie das der Daun Wälle. Eine Ausnahme bilden dabei immer nur die Haupttal- und größeren Seitentalgletscher, für die eine Unterteilung des Gschnitz Standes nicht durchführbar ist.

Endlich kommen wir zur letzten Gruppe von Wällen, die im Arbeitsgebiet gleichzeitig die ältesten vorhandenen Gletscherstände darstellen. Es sind die Moränen des Gschnitz Standes, nunmehr Gschnitz I benannt. Sie konnten im Windacher Tal, Rettenbachtal, auf der Gaislacher und Heimbach Alm nachgewiesen werden. Auch der Gschnitz (I) Stand für den Ötztaler Hauptgletscher am Ausgang des Söldner Beckens ließ sich nachweisen.

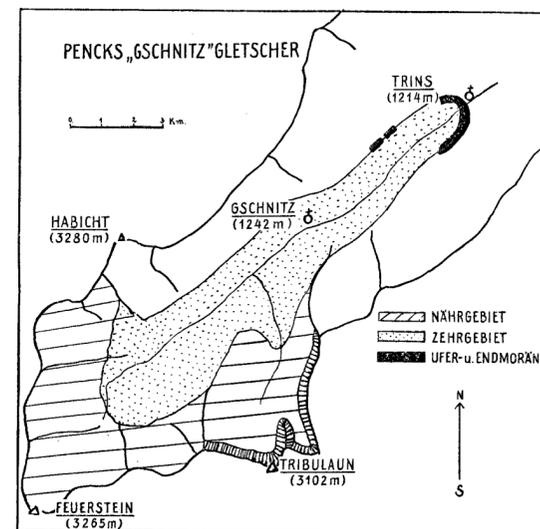
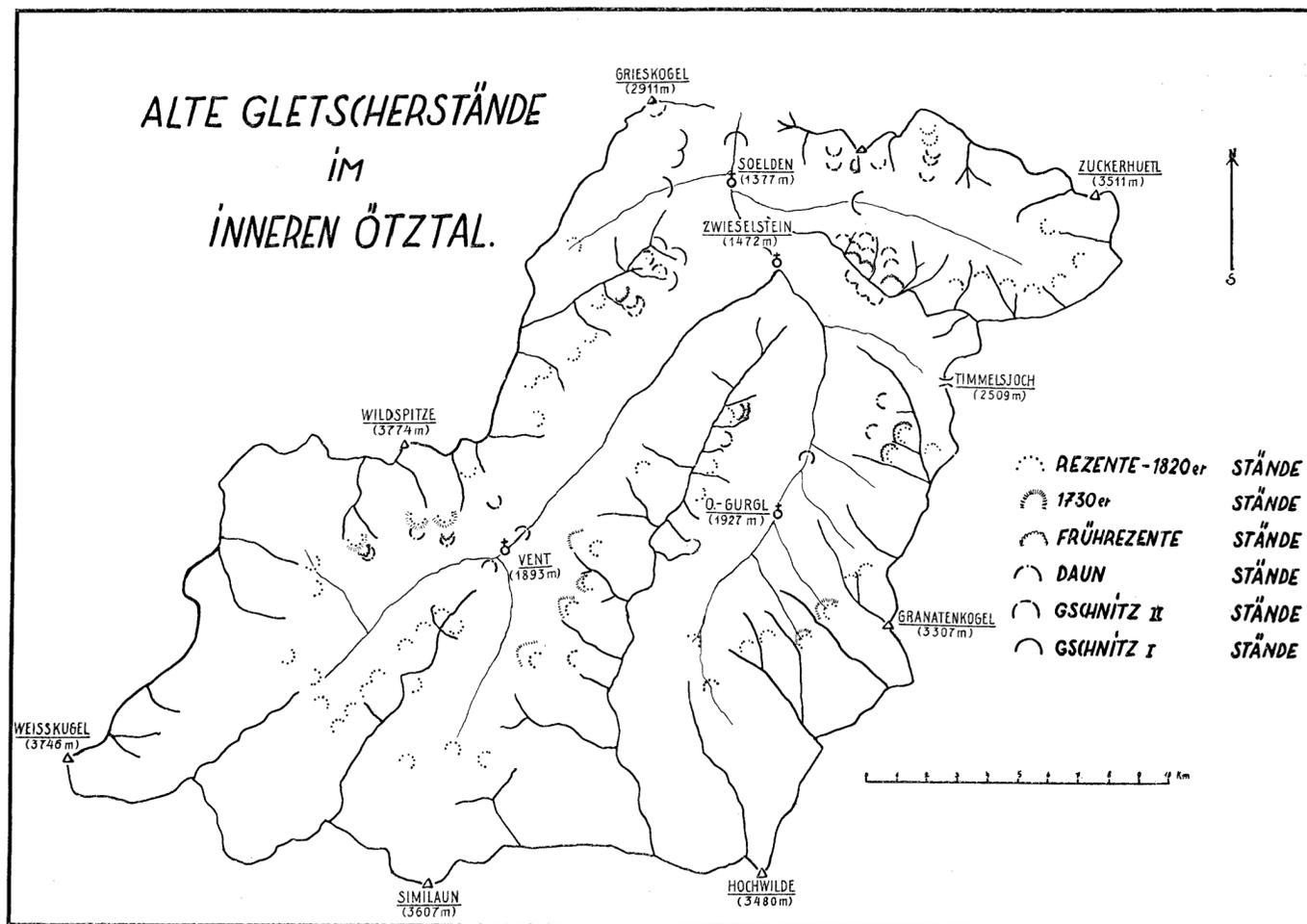
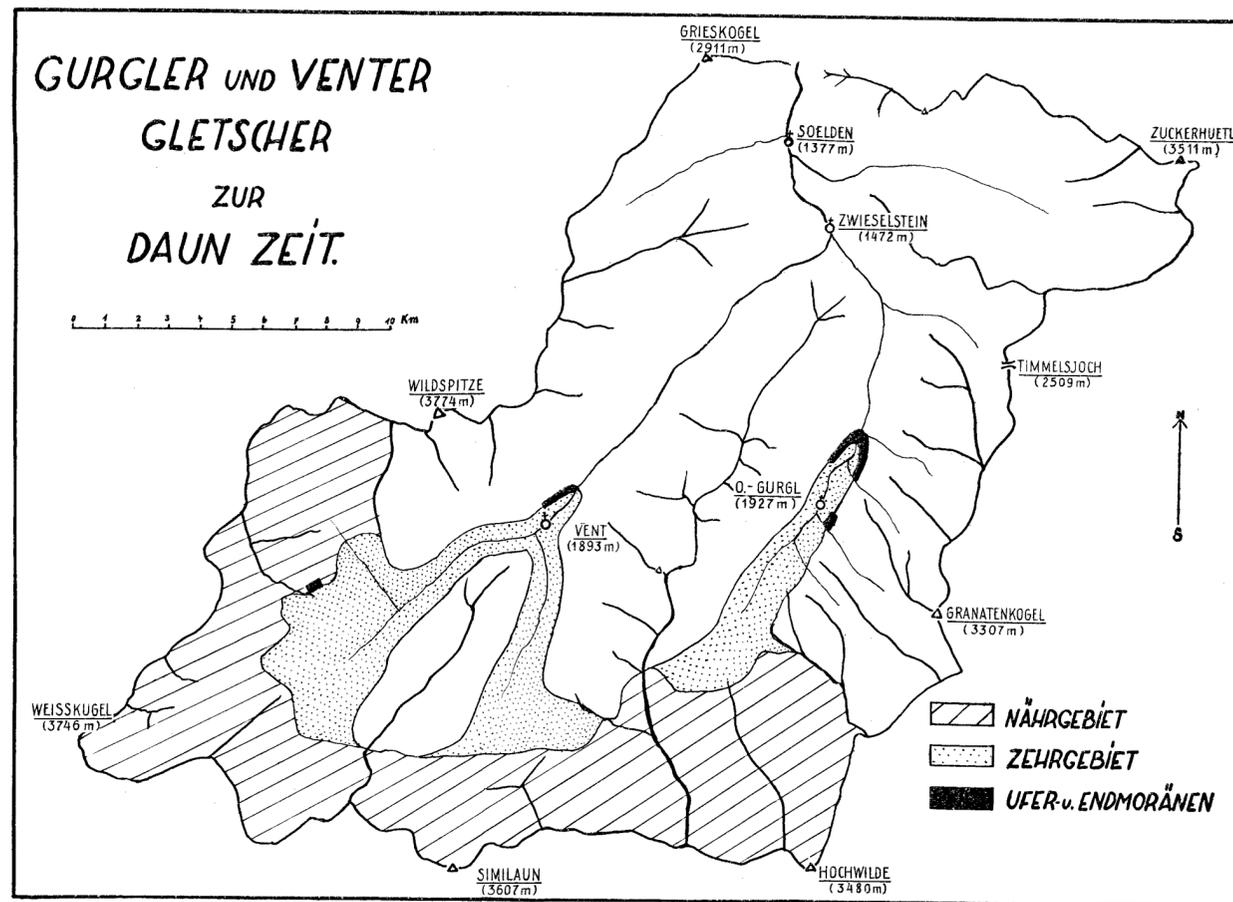
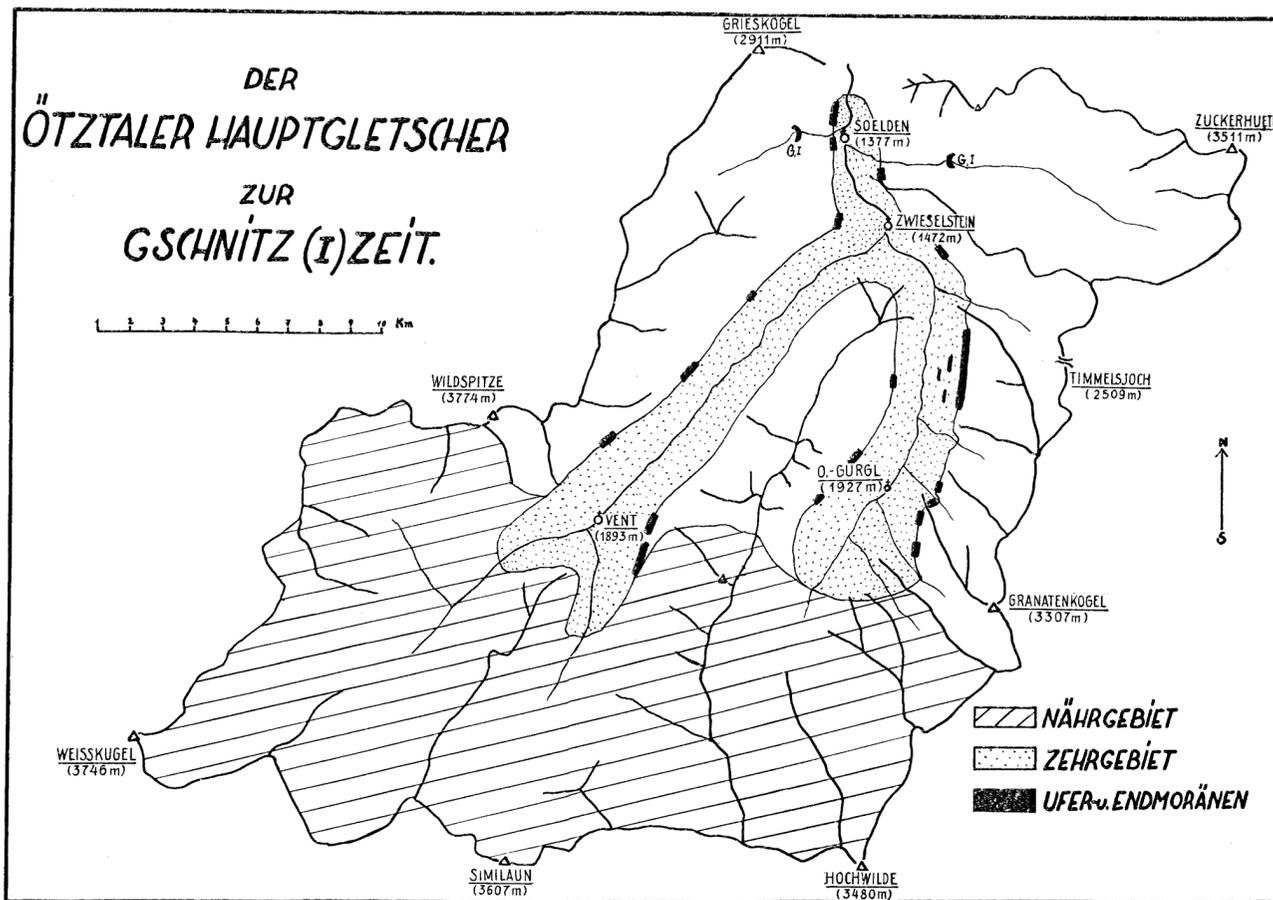
Ein weiteres wichtiges Ergebnis zeitigte ein Vergleich des Söldener Gschnitz (I) Stadiums mit Pencks Original-Gschnitz (I) Moräne bei Trins, wobei sich ergab, daß für letztere die Aufrechterhaltung einer 600 m Schneegrenzdepression kaum möglich sein dürfte.

Zu diesen Ergebnissen aus der Kartierung der Moränen treten noch die Erkenntnisse hinzu, die aus der Untersuchung des Moores im Rotmoos gewonnen werden konnten. Es handelt sich hier um ein wärmezeitliches Moor, dessen Pollengehalt auf lichte Bergwälder hinweist, in denen Fichte und Tanne vertreten waren, während heute das Rotmoos Tal jeden Baumwuchses, ja jeden niederen Gesträuches bar ist und die Tanne nur noch in einer Entfernung von 50 km im Inntale auftritt.

Benutzte Literatur.

1. Ampferer O. Über die Entstehung der Hochgebirgsformen in den Ostalpen. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines, Bd. 46, Wien 1915.
2. Ampferer O. und Klebelsberg R. v. „Rückzugsstadien“ oder „Schlußeiszeit“. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. 17, Berlin 1929.
3. Becker G. Der Gurgler Kamm. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines, Bd. 27, Graz 1896.
4. Brizzi C. Naturwissenschaftliche Beobachtungen aus den Ötztaler Alpen. Ca. 1865. (Hektographisches Manuskript in meinem Besitz.)
5. Burchard B. Neue Erkenntnisse zum Stufenbau der Alpentäler, besonders im Öztal. Petermanns Geographische Mitteilungen, Bd. 69, Gotha 1923.
6. Burchard A. Das Gurgler Tal. Festschrift zum 50jährigen Bestehen der Sektion Hamburg des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines. Hamburg 1925.
7. Burchard A. Formenkundliche Untersuchungen in den nordwestlichen Ötztaler Alpen. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde, Bd. 35, Stuttgart 1927.
8. Finsterwalder S. Der Vernaglferner. Wissenschaftliche Ergänzungshefte zur Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines, Bd. I, 1. Heft, Graz 1897.
9. Hammer W. Geologische Spezialkarte der Republik Österreich nebst Erläuterungen, Blatt Nauders, Wien 1923.
10. Heissel W. Quartärgeologie des Silltales. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 82. Bd., Wien 1932.
11. Heß H. Die Gletscher. Braunschweig 1904.
12. Heß H. Der Sausee des Vernaglferners im Jahre 1848. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. 11, Leipzig 1920.
13. Kinzl H. Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. 17, Berlin 1929.
14. Klebelsberg R. v. Südtiroler geomorphologische Studien. I. Teil. Zeitschrift des Ferdinandeums, III. Folge, 56. Heft, Innsbruck 1912.
15. Klebelsberg R. v. Die eiszeitliche Vergletscherung der Alpen. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines, Bd. 44, Wien 1913.

16. Klebelsberg R. v. Die Haupt- und Oberflächensysteme der Ostalpen. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt. Wien 1921—22.
17. Klebelsberg R. v. Das Antlitz der Alpen. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 77, Berlin 1926.
18. Kögel. Einige Beobachtungen über Jungformen aus Ötz- und Pitztal. Zeitschrift für Geomorphologie, Bd. VI, Leipzig 1931.
19. Ladurner J. Die Quartärablagerungen des Sellrain (Stubai Alpen). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 82. Bd., Wien 1932.
20. Penck A. Der Brenner. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines, Bd. 18, München 1887.
21. Penck A. und Brückner C. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909.
22. Reithofer O. Neue Untersuchungen über das Gebiet von Koefels im Ötztal. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 82. Bd, Wien 1932.
23. Richter E. Zur Geschichte des Vernagtgletschers. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines, Bd. 8, München 1877.
24. Richter E. Die Gletscher der Ostalpen. Stuttgart 1888.
25. Richter E. Geschichte der Schwankungen der Alpengletscher. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines, Bd. 22, Wien 1891.
26. Ruthner A. v. Aus Tirol. Wien 1869.
27. Schlagintweit A. und H. v. Untersuchungen über die physikalische Geographie der Alpen. Leipzig 1850.
28. Schmidegg O. Geologische Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Sölden—St. Leonhard. Wien 1932.
29. Schmidegg O. Neue Ergebnisse aus den südlichen Ötztaler Alpen. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt. Wien 1933.
30. Senn F. Der Vernagtgletscher im Venter Tale. Innsbruck 1846.
31. Simony F. Beitrag zur Kunde der Ötztaler Alpen. Mitteilungen des Österreichischen Alpenvereines, Bd. I, Wien 1863.
32. Sölch J. Zur Entwicklungsgeschichte der Brennergegend. Deutsche Rundschau für Geographie, Bd. 24, 1912.
33. Sonklar K. Das Ötztaler Eisgebiet. Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft. Wien 1857.
34. Sonklar K. Die Ötztaler Gebirgsgruppe. Gotha 1860.
35. Stotter M. Die Gletscher des Vernagttales in Tirol und ihre Geschichte. Innsbruck 1846.
36. Trientl A. Kurze Berichte über Gletscherbeobachtungen in Gurgl. Jahrbuch der Zentralanstalt für Meteorologie. Wien 1859.
37. Trientl A. Gurgler Chronik. 1860.
38. Trientl A. Übersicht der Witterung in Österreich. Wien 1861.
39. Urkunden über die Ausbrüche des Vernagtferners. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde, Bd. VI, Stuttgart 1892.
40. Walcher J. Nachrichten von den Eisbergen in Tyrol. Wien 1773.



Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe II.

Von Otto Reithofer.

(Mit 6 Textfiguren, 1 Profiltafel und 1 Karte).

Die hier folgende Abhandlung stellt die unmittelbare Fortsetzung zu den Beiträgen zur Geologie der Ferwallgruppe I¹⁾ dar, die im Jahrbuch 1931 erschienen sind. In der genannten Arbeit gelangte der kristalline Anteil des Blattes Stuben zur Besprechung, der zwischen der Ostgrenze der Karte und einer von Stuben über Albona Alpe—P. 2406—Albonkopf—Hintergrund des Maroitales—Gstansjoch—Pfluntal—Trostberg—Silbertaler Winterjöchl—Wannenköpfe—Valschavielkopf verlaufenden Linie liegt. In der folgenden Untersuchung wird der W anschließende Teil der Ferwallgruppe besprochen, der im S durch den Bergzug Valschavielkopf—Fanesklakopf—Schwarze Wand—Madererspitz—Tollespitz—Lutterseeberg—Dürrekopf—Roßberg—Pizzeguter Grat—Scheimerscheer oder Geisterspitz und den Zamangbach und gegen W bzw. SW durch die Ill begrenzt wird. Die Nordbegrenzung wird durch die Grenze zwischen den nördlichen Kalkalpen und dem Kristallin dargestellt.

Die Kartierung dieses Teiles der Ferwallgruppe erfolgte in den Jahren 1930—1934 im Maßstabe 1:25.000. Die Aufnahmsarbeiten wurden durch das besonders im westlichen Teil der Ferwallgruppe häufig herrschende schlechte Wetter ganz außerordentlich verzögert.

Herrn Hofrat Dr. W. Hammer erlaube ich mir, für manchen Rat meinen herzlichen Dank auszudrücken.

Die orographischen Verhältnisse des Pflun- und Maroitales und der Südseite des Kloostertales zwischen Stuben und Dalaas wurden schon in der Arbeit „Glazialgeologische Untersuchungen in der Umgebung südlich des Arlbergpasses“ (15, S. 173) kurz umrissen. Das lange Silbertal, das das bedeutendste Längstal der Ferwallgruppe ist, beginnt am Silbertaler Winterjöchl, das ganz nahe an das Schönferwalltal herangerückt ist, und mündet bei Schruns ins Montafontal. Nur in seinem oberen Teil ist es ein typisches Längstal. Es gabelt sich bei der Unteren Gaflunaalpe. Der nördliche Ast, das Gaflunatal, zieht zum Gafluner Winterjöchl. An dieses reicht von O das bei der Vorderen Branntweinhütte ins Ferwalltal mündende Pfluntal heran. Die durch das Silbertal ziehende Litz umfließt zwischen der Gieselnalpe und Schruns in einem fast halbkreisförmigen Bogen die Hochjoch—Kapelljochgruppe, die G. A. Koch (12, S. 29) Zamangstock benannt hat. Dieser Gebirgsstock wird auf der Südostseite durch den bei St. Gallenkirch in die Ill mündenden Tramosa- oder Zamangbach und den unterhalb der Gieseln-

¹⁾ Die Zahlen beziehen sich auf die Nummern des Literaturverzeichnisses.

alpe in die Litz fließenden Gieselbach begrenzt. Von dem O anschließenden Höhenzug ist der Zamangstock durch das ziemlich tief eingeschnittene Grasjoch getrennt und erlangt dadurch einige Selbständigkeit. Als bedeutendstes Nebental des Silbertales ist noch das Wasserstubental zu erwähnen, das vom Starken Eck nach NNO zur Unteren Wasserstubenalpe zieht, dort allmählich gegen O umbiegt und von der Oberen Wasserstubenalpe an die Richtung gegen SSO einschlägt. Die heiden schönen großen Seen am Westfuß des Hoehjochs werden durch den Teufelsbach entwässert, der nahe der Bannwaldbrücke S von Unterbuchen in die Litz stürzt. Von den zahlreichen Tobeln des Gebietes sind vor allem der Frattner Tobel N von Gortniel (NW St. Gallenkirch), der Vermaltobel SO von Innerberg und der Fritzentobel zu erwähnen, dessen Schutt nach längeren Regenperioden immer wieder die Montafoner Straße bei Gantschier vermurt.

Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer.

Die Grenze zwischen den nördlichen Kalkalpen und dem Kristallin ist zwischen Stuben und Außerwald, wie schon früher erwähnt (14, S. 308) wurde, nirgends aufgeschlossen. Die Gesteine der Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer (hier kurz Phyllitgneise genannt) treten hier an mehreren Stellen auf größeren Strecken von S her bis ans Ufer der Alfenz heran. Nur O von Danöfen finden sich einige Schollen von Phyllitgneisen mit Feldspatknotten und von Amphibolit N der Alfenz zwischen P. 1037 und P. 1046. Beim kleinsten Amphibolitvorkommen handelt es sich vielleicht nur um einen großen Block. Im Aufschluß an der Straße ist der Amphibolit stark gestört. Auf starke Störungen läßt auch das große Schwanken von Streichen und Fallen in den benachbarten Aufschlüssen schließen. Das Streichen ist meist WNW—OSO bis NW—SO mit mittelsteilem Einfallen gegen SW oder NO. Nur eine Scholle streicht NO—SW und fällt nach SO ein. O. Ampferer weist darauf hin (2, S. 34), daß diese Schollen in keinem regelrechten Verbands zu dem gleich W benachbarten Verrukano stehen können.

Die Beziehung des Verrukanovorkommens O P. 1007 bei Innerwald zum Kristallin ist durch Schutt verhüllt. In den Originalaufnahmssektionen wird dieses Vorkommen fälschlich als „Gneis“-Steinbruch bezeichnet. S von Außerwald finden sich am linken Ufer der Alfenz zwei größere Vorkommen von teils steil N, teils steil S fallendem Verrukano (rote Sandsteinlagen mit Geröllen und weiße Quarzite). Am Ostrande des östlichen Vorkommens sind in einem etwa 2 m hohen Aufschlusse um 50° S fallende Phyllitgneise derart mit Verrukano verschuppt, daß an ihrer Grenze eine aus beiden Gesteinen bestehende Mischzone entstanden ist. Etwas W davon, SSO P. 964 (alle Ortsangaben beziehen sich auf die Originalaufnahmssektionen) folgen S des mehr oder weniger saiger stehenden Verrukanos von N nach S zunächst graue bis dunkelgraue, graubraun verwitternde Porphyroidschiefer mit feinen Pyritkriställchen, graue mit ähnlichen Farben anwitternde Sandsteine mit einzelnen Einschlüssen von Phyllitgneisstücken und zuletzt Konglomeratlagen, deren

Gerölle und Bindemittel aus aufgearbeitetem Kristallin bestehen. An dieser Stelle ist die Grenze gegen die Phyllitgneise nicht aufgeschlossen.

W dieser beiden Verrukanovorkommen reichen die Phyllitgneise wieder bis Edle Au an die Alfenz heran. S ober P. 853 O von Dalaas steht flach nach S einfallender Verrukano an (Prof. 6). Die untersten Lagen des darüberliegenden Phyllitgneises sind stark diaphoritisch. W davon werden die beiden Gesteine durch eine große Moräne (15, S. 187) und durch Gehängeschutt verhüllt.

S von Dalaas an läßt sich die Grenze zwischen den nördlichen Kalkalpen und dem Kristallin mit nicht allzu großen Unterbrechungen bis ins Montafon verfolgen. Sie zieht zunächst gegen WSW (Tafel XI und 2, S. 38, Fig. 8) und biegt N des Sattels von Kristberg ganz plötzlich gegen SSW ab. NNW ober der Ortschaft Silbertal schwenkt der Grenzverlauf wieder ziemlich plötzlich auf eine Strecke von etwa 500 m in die OW-Richtung, um dann neuerdings wieder auf einer Strecke von rund 750 m in die NO-SW-Richtung abzubiegen. Den angeführten Zeichnungen sind die zwei großen Ausbuchtungen der Grenze gegen NW deutlich zu entnehmen. Die weitere Fortsetzung verläuft dann ziemlich genau in der OW-Richtung über Innerberg, Filters, N von P. 1381 vorbei zu P. 1434 (N Bartholomäberg) und zieht dann geradlinig über Außerfritzentobel ins Montafon S von Außerböden hinab. Der Teil der nördlichen Kalkalpen auf der Südseite des Klostersales und W des Kristbergsattels gehört orographisch der Davennagruppe an. Die vorhin erwähnte Grenze senkt sich von 1486 m am Sattel von Kristberg auf 1040 m O von Innerberg, wo sie auf eine Entfernung von rund 600 m an die Litz herangerückt ist, um sich gegen W zu wieder beträchtlich zu entfernen und neuerdings bis auf 1434 m am Fritzensee anzusteigen.

Bemerkenswert ist hier das Auftreten von grauen bis dunkelgrauen Sandsteinen und schwarzen Tonschiefern längs der ganzen Grenze von Verrukano und Kristallin zwischen Dalaas und dem Montafontal. NO und NNO unter dem Kristbergsattel stehen an der Grenze gegen das Kristallin Konglomerate mit kleinen bis über faustgroßen Geröllen und Sandsteine an. Gerölle und Bindemittel bestehen aus aufgearbeitetem Kristallin. In dem östlichsten Seitengraben N ober P. 987 OSO Falba stehen in zirka 1300 m fast papierdünne blätterige Lagen eines schwarzen, ganz flach nach NO einfallenden Schiefers an (gegen 6 m aufgeschlossen), dem einige dünne Lagen eines grauen, braun anwitternden Sandsteines eingeschaltet sind. Darunter folgen über 20 m mächtige Sandsteine aus aufgearbeitetem Kristallin mit einzelnen Geröllagen mit 4—5 cm großen und einzelnen bedeutend größeren, meist gut gerollten Stücken von Muskowitaugengneis und mehr weniger quarzitischem Phyllitgneis. Darunter folgen stark gestörte Phyllitgneise.

In dem Graben O P. 1225 S Falba findet sich auf der östlichen Seite über dem stark mitgenommenen Phyllitgneis eine mächtige Konglomeratlage mit den gleichen Geröllen, die bis zu 40 cm Durchmesser erreichen (kopfgroße Stücke herrschen vor). Die obersten Konglomeratlagen, die mit grauen Sandsteinlagen wechsellagern, sind feiner. Darüber finden sich noch gröbere Sandsteine mit einzelnen bis einige Zentimeter

großen kristallinen Geröllen. Im Hangenden folgen sehr mächtige dunkelgraue bis schwarze Schiefer und graue Sandsteine, die z. T. sehr reich an feinen Muskowitschüppchen sind. Bei beiden Vorkommen treten auch einzelne kleinere Quarzgerölle auf, während sichere Schiefergneisstücke und Gerölle aus anderen Gesteinen nicht vorkommen. Das meist ziemlich grobe Bindemittel besteht aus aufgearbeitetem Kristallin. Seine Korngröße schwankt etwa zwischen 1 mm und 1 cm. Die Muskowitaugengneisgerölle unterscheiden sich nicht von den hier in der Umgebung vorkommenden Muskowitaugengneisen.

Auch am Weg O von Innerberg bestehen die untersten Lagen der Grauwacke aus aufgearbeitetem Kristallin. Bei Filters stehen ähnliche nur feinkörnigere Konglomerate an, und beim Fritzenssee finden sich graue Mergel. Diese grauen bis schwarzen Mergel und Sandsteine wurden W der Ill von den Schweizer Geologen zum Karbon gerechnet. Ida Peltzmann (13, S. 160/161) gelang N von Bartholomäberg in Lyditzügen der Fund von Graptolithen, durch die das Vorhandensein von Obersilur nachgewiesen wird. Die begleitenden Sandsteine und Tonschiefer stellen in Analogie mit den Karnischen Alpen wahrscheinlich Karbon vor.

Die früher erwähnten Mergel, Sandsteine und Konglomerate der Grauwackenzone unterscheiden sich sehr deutlich von den Sandstein- und Konglomeratlagen des Verrukanos. Die Grenze zwischen dem Kristallin, den Grauwackengesteinen und dem Verrukano ist hier überall stark gestört. Vielfach sind diese Gesteine an der Grenze miteinander verfaltet und verschuppt. Dafür sprechen auch die großen Mächtigkeitschwankungen der Grauwackenzone. O von Dalaas wurden die Grauwackengesteine völlig ausgewalzt, wohl aber finden sie sich wieder, wie früher ausgeführt wurde, zwischen den Phyllitgneisen und dem Verrukano S von Außerwald. Es ist dies das östlichste Vorkommen von Grauwacke im Klostertal.

In etwa 2060 m O unter dem Arlensattel am Steißhach (NNO ober St. Christof) steht einen Meter von der Grenze gegen den Verrukano entfernt in dem stark diaphoritischen Phyllit eine etwa 10 cm mächtige Einlagerung eines steil N fallenden feinkörnigen dichten schwarzen Schiefers mit kleinen Pyriten an (14, S. 307/308). Ganz die gleichen Gesteine wurden später in der Grauwacke zwischen Dalaas und dem Montafon gefunden, und so kann es wohl kaum einen Zweifel geben, daß es sich hier um das östlichste Vorkommen von Grauwacke in der früher geschilderten Ausbildung handelt. Auch hier ist der Verrukano mit dem Phyllit an der Grenze ganz verschuppt.

Die Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer, deren Gestein die unteren Gehänge auf der Südseite des Klostertales aufbaut (14, S. 313), läßt sich vom Arlberg über Stuben, Langen, Klösterle, Wald und Dalaas auf den Kristbergsattel verfolgen, von wo sie, den ganzen Bartholomäberg zwischen Silbertal und Zwischenbach aufbauend, ins Gampadelztal und Gauertal nach S und SW weiterzieht. Auch OSO von Silbertal reichen diese Gesteine bis S von Unterbuchen gegen O, wo sie auch ein wenig auf das linke Ufer der Litz übergreifen, wie dies auch O und NO von Schruns der Fall ist.

Nicht immer stoßen aber die Phyllitgneise an die Gesteine der nördlichen Kalkalpen. SW ober Dalaas, NO ober Bartholomäberg und SO und S von Lutt grenzen Muskowitaugengneise und Muskowitgranitgneise gegen N an die Gesteine der Grauwackenzone (ober P. 1039 SO Lutt grenzt diaphoritischer Granitgneis an dunkelgraue feine Mergel). Wahrscheinlich wurden die hier im Liegenden N der Granitgneise anstehenden Phyllitgneise beim Vorschub nach N abgeschert.

Von besonderem Interesse sind tektonische Einschaltungen von Gesteinen der Grauwackenzone und von Verrukano mitten in der Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer N ober Silbertal. Sie treten hier in drei Gräben zutage. Im Graben N der Kirche von Silbertal sind die obersten Lagen des Phyllitgneises in etwa 1080 m stark gestört. Hier finden sich in den Phyllitgneisen einzelne bis ein paar Dezimeter lange und einige Zentimeter dicke ganz ausgewalzte Verrukanolinsen. Die Grenze

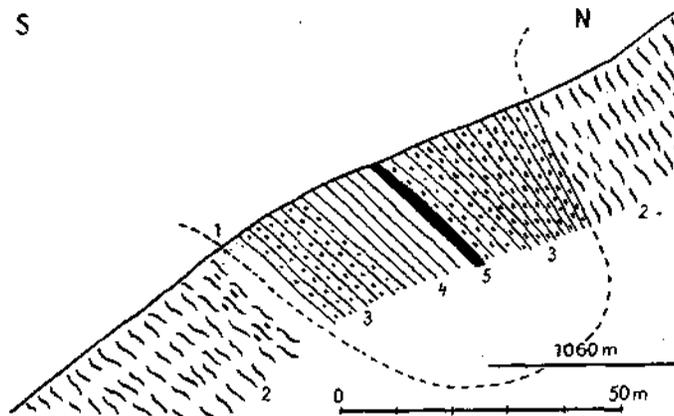


Fig. 1. Profil durch einen Teil des Grabens N der Kirche von Silbertal.

1 = Schutt; 2 = Phyllitgneis; 3 bis 5 = Grauwackengesteine.

gegen die darüber anstehenden grauen und gelbbraunen Konglomerate (Fig. 1,3) mit Zwischenlagen von Sandsteinen und Spuren von phyllitischem Material ist nicht aufgeschlossen. Die gut geröllten, aus den verschiedenen kristallinen Gesteinen bestehenden Stücke haben Größen von wenigen Millimetern bis ein paar Dezimeter. In den Konglomeratlagen sind auch Spuren von Verrukano anzutreffen, der nur auf tektonischem Wege dorthin gelangt sein kann. Dann folgen gröbere graue und gelblichgraue Sandsteine mit einzelnen Geröllern (4), gegen 1 m mächtiger typischer feiner Karbonsandstein (5) und wieder Konglomerate, die ziemlich konkordant von Phyllitgneis überlagert werden, der höher oben zwischen 1160 und 1260 m stark gefaltet ist.

Im nächsten W davon gelegenen Graben stehen zwischen 1100 und 1120 m um 10° N fallende, miteinander wechsellagernde Sandsteine und Konglomerate der Grauwackenzone an, denen in etwa 1105 m Höhe wieder gegen 1 m mächtiger, typischer, schwärzlicher Karbonschiefer zwischengeschaltet ist. Der darunterliegende Phyllitgneis ist hier stark gefaltet und gestört und fällt z. T. steil, z. T. ganz flach nach N ein. Die Grauwackengesteine der beiden Gräben gehören sicher der gleichen tektonischen Einschaltung an.

Im Graben W P. 1217 steht zwischen 1220—1240 *m* Verrukano an, dessen Liegendes nicht aufgeschlossen ist, aber wohl nur Phyllitgneis sein kann. Über den Verrukanosandsteinen und -konglomeraten (mit kristallinen Geröllen) folgen Grauwackenkonglomerate bis 1260 *m*, und darüber steht noch einmal die gleiche Schichtserie Verrukano und Grauwacke an, wobei bei letzterer weiter oben hauptsächlich Sandsteine vorherrschen. Wahrscheinlich fallen die hier schlecht aufgeschlossenen Schichten flach nach N ein. Im Schutt liegen hier auch Stücke aus den typischen Karbonschiefern umher. Schon die bedeutend höhere Lage läßt darauf schließen, daß es sich in diesem Graben um eine weitere selbständige tektonische Einschaltung von Gesteinen der Kalkalpen und der Grauwackenzone mitten im Kristallin handelt, die außerdem noch tektonisch verdoppelt wurde.

OSO vom Kristbergsattel, NW P. 1446 findet sich ein größeres Vorkommen von Verrukano, der hier, wie nur die nördlichsten Lagen erkennen lassen, um 45° N fällt. Seine tektonische Stellung (Profil 8) ist wegen der schlechten Aufschlüsse nicht sicher zu klären, doch dürfte es sich auch hier wie bei den übrigen Vorkommen um eine tektonische Einschaltung in die Phyllitgneise handeln.

Diese tektonischen Einschaltungen entsprechen denen auf Blatt Landeck. An der Thialspitze SSW ober Landeck sind, wie die Aufnahmen von W. Hammer (5) ergeben haben, zwischen die Phyllitgneise im Liegenden und die Schiefergneise im Hangenden nicht allzu steil S fallende Verrukanozonen zwischengeschaltet. Tektonische Einschaltungen von Verrukano in die Phyllitzone von Landeck trifft man NO von Strengen, bei und unter Tobadill S von Pians, am Perfuchsberg SW von Landeck und bei der Unteren Vennetalm SW der Station Imst. O ober der Pontlatzer Brücke im Oberinntal N von Prutz ist Verrukano und untere Trias den Quarzphylliten zwischengeschaltet, die im N an die Phyllitgneise grenzen und gegen S an die Schiefergneise der Ötztal-Silvrettadecke stoßen (8).

Das Verrukanovorkommen OSO vom Kristbergsattel, bei dem das vollständige Fehlen aller Schichtglieder der Grauwacke auffällt, ist auch aus einem anderen Grunde bemerkenswert. In seinem südlichen Teile steht ein Konglomerat an, dessen Gerölle meist einem Muskowitaugengneis mit deutlich rötlichen Feldspatungen angehören. Ein ähnliches Gestein konnte bisher in der ganzen Ferwallgruppe nirgends anstehend gefunden werden. Die meist gut kantengerundeten Stücke haben Größen von einigen Zentimetern bis $\frac{1}{2}$ *m*. Etwa 300 *m* W von P. 1431 (= Kristberg) liegen oberhalb des Weges zwei mehrere Kubikmeter große Blöcke von Muskowitaugengneisen mit denselben rötlichen Feldspatungen. Es wäre nicht ausgeschlossen, daß diese Blöcke von dem früher erwähnten Vorkommen stammen und durch den Gletscher hierher gebracht wurden.

Ähnliche Gesteine treten aber nach den Angaben von W. Hammer (6, S. 20 und 4, S. 696/697) im Bereich der Blätter Nauders und Glurns und Ortler auf. Am Rand des Granitgneises gegen den Verrukano ONO von St. Valentin auf der Heide sind die Feldspatungen hellrot gefärbt und ebenso am Südrand des Hennesiegelspitzes (hier kein Verrukano) auf der Nordseite des Langtauferertales ONO vom Reschenpaß und auch

im mittleren Schlinigtal NW von Glurns. Eine besondere Eigenart dieser Gesteine ist, daß sie fast immer von Verrukano überlagert werden. Vielleicht hängt die Rotfärbung der Feldspat-Augen damit zusammen.

Etwa 250 m W P. 1446 tritt in zirka 1420 m in zwei ganz kleinen Aufschlüssen grobes Verrukanokonglomerat zutage. Es läßt sich nicht entscheiden, ob es sich um Anstehendes handelt oder um herumliegende Blöcke.

Verschiedentlich treten in den Phyllitgneisen und Glimmerschiefern Zonen mit Feldspatknottenbildungen auf, deren genaue Kartierung, besonders in der Längserstreckung (im Streichen), wegen der schlechten Aufschlüsse meist nicht durchführbar ist. Größere solche Vorkommen finden sich im unteren Teil des Vermaletobels bei Danöfen und an einigen Stellen am Bartholomäberg, vor allem in der Umgebung des Klosters Gauenstein. S ober P. 1339 (Burtschen, S Klösterle) verwittern die an Feldspatknotten freien Lagen viel stärker, wodurch der Berghang hier ganz getreppert erscheint.

An zahlreichen Stellen treten in den Phyllitgneisen Zonen mit Granaten auf, z. B. im Schrottwald OSO von Langen und am Albonabach um 1300 m. Im Graben O P. 1206 (SW Klösterle) sind die Phyllitgneise z. T. stark quarzitisch. Im Graben W Schattenberg werden die Phyllitgneise über 1320 m durch das stärkere Zurücktreten der mehr phyllitischen Lagen und das häufigere Auftreten quarzitischer, meist dünn gebankter Lagen untypischer. Biotit kommt in den unteren und oberen Partien vor. Die quarzitischen Lagen streichen auch nach W in den nächsten Graben hinüber und wittern dort auf den Klüften rostbraun an. Auch am Wege außerhalb der Hölle NO von Schruns treten im biotithaltigen Phyllitgneis reichlich quarzitische Lagen auf. Im zweiten Graben O P. 987 (NW Silbortal) finden sich in den Phyllitgneisen Lagen, die ziemlich reich an Biotit sind.

Bei den Muskowitgranitgneisen handelt es sich in der Ferwallgruppe fast immer um Muskowitaugengneise, die sich meist nur durch das Fehlen von Biotit von den zweiglimmerigen Augen- und Flasergneisen unterscheiden. Lagen ohne Feldspatknotten kommen nur ganz untergeordnet, öfters auch an den randlichen Teilen der Granitgneismassen vor. Auch in stark geschieferten und mitgenommenen Zonen fehlen die Feldspat-Augen. Im folgenden wird die Bezeichnung Muskowitgranitgneis nur mehr für die ganz feinkörnigen sauren Granitgneise verwendet. Als Einlagerungen treten in den Phyllitgneisen (Tafel XI) Muskowitaugengneise im Moos- und Schrottwald (S und SO von Langen) O, S und SW ober Dalaas, N und NW ober Silbortal, S und W von Innerberg, OSO von Filters (hier flach N fallend), bei Filters und in großer Ausdehnung W davon (schon von G. A. Koch erwähnt [10, S. 202], aber in der Karte nicht ausgeschieden), O und N von Bartholomäberg, N Inner- und bei Außerfritzentobel und unter dem Kloster Gauenstein auf. Das kleine Vorkommen an der Arlbergstraße WSW P. 1352 gehört noch dem großen Muskowitaugengneiszug S von Stuben an. In etwa 1690 m am Grat N P. 2048 (S Schneckenwald, SO Klösterle) findet sich eine ganz dünne Zwischenlage von Muskowitgranitgneis in den Phyllitgneisen. N ober P. 897 (OSO Silbortal) steht stark gestörter und zerrütteter

Muskowitaugengneis an. Auch die beiden kleineren Vorkommen O (dieses wird von Amphibolit unterlagert) und ONO davon gehören noch diesem Gesteinszuge an. Bei dem kleinen Vorkommen N ober P. 897 läßt sich nicht sicher entscheiden, ob es noch in der Phyllitgneiszone liegt oder schon der Silvrettadecke angehört.

Als weitere Einlagerungen sind geringmächtige Amphibolite SSO und SO ober Dalaas und S ober Klösterle zu erwähnen. Der Amphibolit unter Dickewald ist ziemlich stark von Verwerfungen durchsetzt. An einer etwas größeren ist der östliche Teil etwas abgesunken. Am Bartholomäberg ober Schruns stehen nirgends Amphibolite an. G. A. Koch wurde wahrscheinlich durch die dort herumliegenden, aus der Silvretta stammenden erratischen Amphibolitblöcke (einige davon mit schönen Pseudotachyliten) zu der irrigen Annahme verleitet.

S unter der Kirche von Innerberg steht in etwa 1050 m ein dunkelgraues, sehr hartes diabasisches Ganggestein an. Das stark zerklüftete Gestein wittert auf den Klüften rostbraun an.

Im zweiten Graben O des Albonabaches sind die Phyllitgneise mit Ausnahme der untersten steil einfallenden Lagen ziemlich flach gegen S gerichtet. Zwischen dem Albonabach und dem Nenzigastal (Profil 2) und auch W davon ist das Einfallen durchwegs steiler gegen S gerichtet. Im Vermalentobel fallen die Phyllitgneise nur zwischen etwa 1100 und 1300 m flacher nach S ein. W davon ist das Einfallen der Gesteine bis zum Kristbergsattel fast durchwegs ziemlich flach (Profil 6 und 8). Die kleine Falte im Phyllitgneis in Profil 6 läßt sich bis NO von P. 1083 nach O verfolgen. Während in den Phyllitgneisen O des Kristbergsattels das Einfallen größtenteils mehr oder weniger steil gegen S erfolgt, tritt in der Phyllitgneiszone S dieses Sattels und W von Unterbuchen fast ebenso häufig mehr oder weniger steiles Nordfallen auf (Profil 8 und 11). Im großen Graben N P. 987 (SO Falba) fallen die Phyllitgneise 20—30° N, beginnen aber über 1100 m steil gegen S einzufallen. Im Graben S unter P. 1322 (W Innerberg) erfolgt das Einfallen z. T. sehr flach gegen N.

Die Begehung des Vermalentobels S von Danöfen zeigt in klarer Weise, daß wir in den Phyllitgneisen einen ausgezeichneten Bewegungshorizont vor uns haben (14, S. 312). In 1370 (in einer Falte), 1390 und 1420 m finden sich dünnere Mylonitlagen (Fig. 2), in 1430 und 1440 m je eine mehrere Meter dicke. In zirka 1450 m folgt eine gegen 15 m mächtige Mylonitzone und nach Zwischenschaltung weniger Meter Phyllitgneise eine weitere ebensolche. Die Mylonite sind hier ein ganz schwarzes, leicht zerbröckelndes Gestein mit hellen weißen linsenförmigen oder ziemlich gerundeten Quarzknuern. In 1460 m streichen die Phyllitgneise etwa NS und fallen um 55° O. Die hier stark gestörten Schichten sind ziemlich unvermittelt aus dem OW-Streichen in ein NS gerichtetes umgeschwenkt. In etwa 1480 m mündet auf der rechten Seite ein kleiner Nebenbach ein, in dessen unterem Teil die Schichten OW streichen, während sie im Hauptbach NS streichen (auch die Streckachsen). Hier kann man das Umbiegen deutlich verfolgen. Etwas oberhalb stoßen in dem stark gestörten Gebiete wieder OW streichende Schichten an eine NS verlaufende Mylonitzone, die sich durch den westlichen Graben bis

auf 1620 m verfolgen läßt. Den darüberfolgenden Phyllitgneisen (OW streichend) sind zwei mächtigere Mylonitlagen parallel zum Streichen zwischengeschaltet. Darüber folgt geringmächtiger diaphthoritischer Muskowitaugengneis, der um 50° S fällt, im östlichsten Nebengraben aber viel mächtiger ist und dort wie die darüberfolgenden Gesteine ganz steil S fällt. Auf den zuoberst ganz mylonitischen Phyllitgneis ist eine mächtige Muskowitaugengneismasse aufgeschoben, die in den unteren

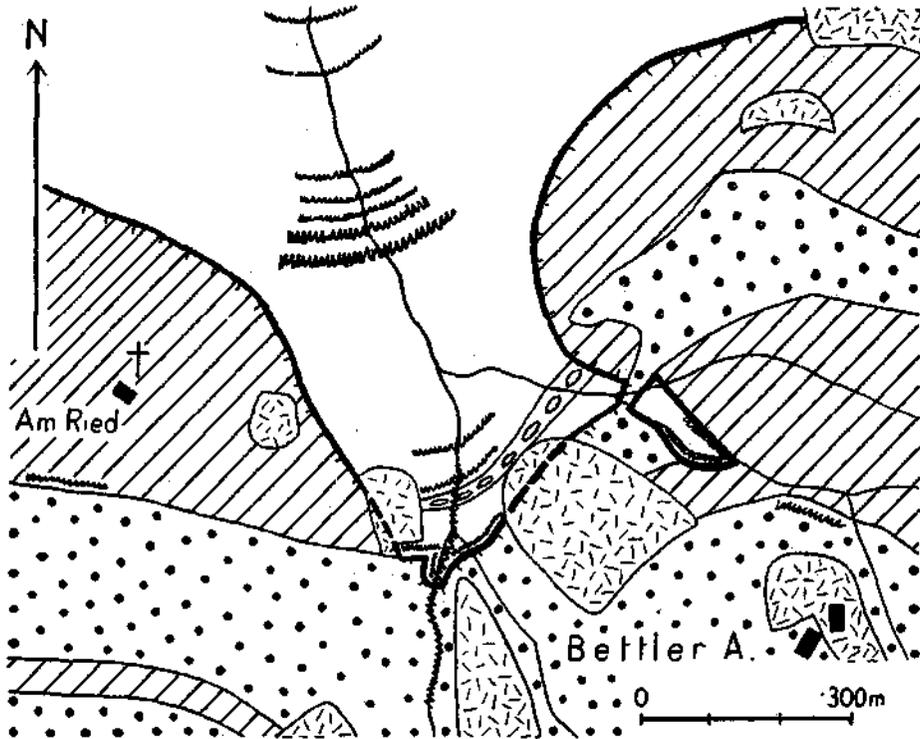


Fig. 2. Geologische Karte der Überschiebung der Silvrettadecke auf die Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer im oberen Teil des Vermaletobels zwischen der Büntenhütte „Am Ried“ und der Bettler Alpe.

Weiß = Phyllitgneise und Glimmerschiefer, nahe dem Schubrand der Silvrettadecke (= dicke Linie) eine Zone Muskowitaugengneise; schräg schraffiert = Schiefergneise; große Punkte = Muskowitaugengneise; gezahnte Linien = Mylonitzonen; gestrichelt = Moränen der Schlußvereisung.

Lagen stark diaphthoritisch ist. Erst von 1580 m an aufwärts ist das Gestein wieder weniger stark mitgenommen. An der Überschiebung sind die beiden Gesteine ganz verquetscht und z. T. miteinander verschuppt. Der nördliche Teil der Muskowitaugengneismasse keilt gegen NO z. T. in die Schiefergneise aus. Ein schmaler Streifen hängt aber mit der eigenartig geformten Granitgneismasse N unter der Bettler Alpe (Fig. 2 und 3) zusammen, die auf ihrer N- und Südseite ganz von Schiefergneisen umgeben ist. Das schmale Verbindungsstück kann den Phyllitgneisen im östlichen Nebengraben nur aufgelagert sein, da S davon wieder Phyllitgneise zutage treten, die auf der Westseite des Grabens

von den Granitgneisen und auf der Ostseite von den Schiefergneisen überlagert werden. Wir haben hier ein ganz kleines tektonisches Fenster vor uns. Die Phyllitgneise unter der Überschiebung sind ungemein stark gefaltet und gestört. Das erwähnte schmale Verbindungsstück wurde wohl etwas in die Phyllitgneise hineingefaltet. S davon fällt die Schubfläche auf der linken Bachseite zwischen 1580 und 1600 *m* ziemlich steil nach W ein, darüber liegt sie dann fast flach.

Die früher erwähnten Mylonitzonen konnten wegen der schlechten Aufschlüsse nirgends über den Vermaletobel hinaus verfolgt werden. Mylonitzonen treten wohl auch in den anderen Teilen des Gebietes auf, sind aber im Vergleich zu denen des Vermaletobels ganz bedeutungslos, da sie meist nur wenige Dezimeter, selten 1 *m* Mächtigkeit erreichen.

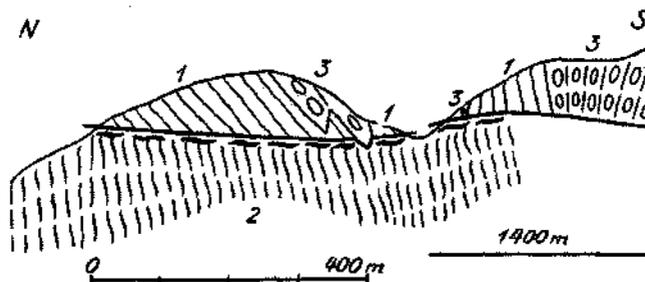


Fig. 3. Profil durch einen Teil des östlichsten Nebengrabens des Vermaletobels O der Büntenhütte „Am Ried“.

1 = zweiglimmeriger Schiefergneis; 2 = Zone von Phyllitgneis und Glimmerschiefer; 3 = Muskowitaugengneis. Unter der Schubfläche sind die Gesteine diaphthoritisch und mylonitisch.

Mylonitisches Material findet sich ziemlich reichlich auf den verschiedenen Bergbauhalden der Phyllitgneiszone. NO ober P. 889 (Silbertal) ist in etwa 1030 *m* eine Halde mit graphithaltigen Mylonitstücken.

Auch stark gestörte und gefaltete Zonen sprechen für intensive Durchbewegung. Solche finden sich z. B. am Albonabach um 1300 *m*, im Graben O P. 1102 (N Dürrer Wald) zwischen 1080 und 1110 *m*, im Graben O P. 1195 (Dalaaser Gemeindewald) zwischen 1350 und 1410 *m*, bei P. 1018 (S Unterbuchen), im Graben SW unter P. 1446 (O Silbertal) um 1120 *m* (hier auch steil N gerichtete muldenförmige Falte), im untersten Teil des zweiten Grabens W P. 889 (Silbertal), unter P. 1095 (O Innerberg), beim Schluchteingang ins Silbertal, WNW unter Kloster Gauenstein und an vielen anderen Stellen. Es war aber auch hier nirgends möglich, diese Zonen im Streichen weiter zu verfolgen.

Die Lage der eingemessenen Streckachsen der Phyllitgneiszone ist der beigegefügteten Tafel XI zu entnehmen. Außerhalb des Klosters Gauenstein, im Graben W P. 1176 (S Unterbuchen) um 1020 *m* und um 1560 *m* SO ober P. 1398 (Dürrer Wald) sind die Streckachsen leicht verbogen. Im Graben N P. 987 (SO Falba) ist der Phyllitgneis stark gestört und die Streckachsen sind auf wenige Meter derart verbogen, daß sie nicht mehr eingemessen werden können.

Die Grenze zwischen der Phyllitgneiszone und der Silvrettadecke.

Im S der Phyllitgneise folgen fast auf der ganzen Strecke zwischen Arlberg und Montafon die mehr oder weniger mächtigen Schiefergneise der Silvretta. N unter P. 2083 (Bludenzer Alpe) gehen die Phyllitgneise wie weiter O (14, S. 314) allmählich gegen S in die Schiefergneise über. Zwischen dem Albonabach und dem Nenzigastal und an den Nordabhängen des Birtschakopfes überlagern sich die beiden Gesteine konkordant. Im tief eingeschnittenen Graben des Vermalentobels läßt sich, wie früher ausgeführt wurde, die Überschiebung der Muskowitaugengneismasse auf die stark mitgenommenen Phyllitgneise gut beobachten. Die Überschiebung läßt sich aber auf beiden Seiten des Tobels nur auf eine verhältnismäßig kurze Strecke verfolgen. Auch aus der Lage der N unter den Granitgneisen liegenden Schiefergneise allein, die zu beiden Seiten des Tobels ziemlich weit nach N reichen, müßte auf eine Überschiebung geschlossen werden. Die Phyllitgneise lassen sich, von der Nordgrenze der Schiefergneise zu beiden Seiten des Tobels an gerechnet, bis über 500 m nach S verfolgen. Die eingezeichnete Grenze zwischen den Phyllitgneisen und den der Silvrettadecke angehörenden Schiefer- und Granitgneisen (Fig. 2) entspräche hier ziemlich genau der Grenze zweier fast söhlig liegender Gesteine. Da aber die Schiefergneise und die Phyllitgneise etwa mittelsteil nach S einfallen, ist die Überschiebung auch auf diese Weise bestätigt. Auch die beobachteten Mylonitzonen weisen auf die Überschiebung hin. Die ziemlich söhlig liegende Schubfläche durchschneidet hier schräg die Schiefergneise, die O der Büntenhütte am Ried um 55° S fallen und durch die Schubfläche getrennt ganz flach S fallende Phyllitgneise überlagern.

Auch nach W ist in dem allerdings größtenteils stark bewaldeten Gebiet von der von S nach N erfolgten Überschiebung der Schiefergneise und Granitgneise der Silvretta auf die Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer nichts zu sehen und die Trennung der Phyllitgneise und Schiefergneise sehr schwierig durchzuführen. Vom Arlberg bis zum Kristbergsattel war der Verlauf der Nordgrenze der Silvrettamasse ziemlich genau OW. Nur im Nenzigastal und im Tal des Albonabaches war die Grenze dem mittelsteilen bis steilen Einfallen entsprechend nach S ausgebuchtet. Am Sattel von Kristberg reichen die Schiefergneise der Silvrettadecke bis auf etwa 150 m an die Grenze zwischen den nördlichen Kalkalpen und dem Kristallin (Phyllitgneiszone) heran. Auf der Südseite W des Sattels reicht Grauwackenmaterial etwas über die Grenze nach O. Aber nur ohne Berücksichtigung der am Nordabhang gelegenen Aufschlüsse könnte man veranlaßt werden, die Grenze etwas weiter O zu ziehen.

Hier am Sattel von Kristberg ändert sich die Richtung des nördlichen Grenzverlaufes der Silvrettadecke völlig. Die Grenze zieht in NW-SO-Richtung ins Silbertal hinab und verläuft knapp ober dem linken Ufer der Litz entlang nach Schruns und von hier zum Ausgang des Gampadelztales.

Das Verrukanovorkommen OSO vom Kristbergsattel in unmittelbarer Nähe der Muskowitaugengneise und Schiefergneise erweckt unser be-

sonderes Interesse. Es läßt nämlich erkennen, daß hier die Mächtigkeit der Schiefergneise der Silvrettadecke nur ganz gering sein kann, da sonst für die Phyllitgneiszone ein noch stärkeres Relief vor der Überschiebung durch die Silvrettadecke vorausgesetzt werden müßte, was wenig wahrscheinlich ist (Profil 8). Ursprünglich wurde der Verrukano sicher durch diese Decke ganz überlagert und erst später durch die Erosion wieder freigelegt. Der weiter S darunter anstehende Schiefergneis hängt mit der großen Schiefergneismasse O davon zusammen und zeigt uns wahrscheinlich deren heutiges Westende. Das Verrukanovorkommen mit den es auf der N-, O- und Südseite umgebenden Schiefergneisen und Granitgneisen stellt ein, wenn auch ziemlich schlecht aufgeschlossenes und erhaltenes tektonisches Halbfenster vor, da der Fensterrahmen auf der Westseite ganz wegerodiert wurde. Die Überschiebung der Silvrettadecke am Sattel von Kristberg ist eine deutliche Reliefüberschiebung (Profil 8). S des kleinen Schiefergneisvorkommens W P. 1446 verläuft die Grenze der hier spitzwinklig gegen NW reichenden Silvrettamasse, da nur etwa 30 m tiefer, durch Moränenschutt getrennt, die obersten Phyllitgneise zutage treten. Gleich O davon muß die hier leider nirgends aufgeschlossene Schubfläche ganz steil gegen O einfallen, da im nächsten O davon gelegenen Graben (SW unter P. 1446) der Schiefergneis um fast 100 m tiefer hinab reicht. Hier wird er von Amphibolit unterlagert, unter dem sich das schon früher erwähnte kleine Muskowitaugengneisvorkommen findet, das wohl noch zur Silvrettadecke gehört. Gleich darunter, nur durch einen schmalen Streifen Moränenschutt von den Phyllitgneisen getrennt, muß die Schubfläche durchgehen, die von hier an gegen O schwach ansteigt, da etwa 150 m O davon, zirka 15 m unter der Fortsetzung des schon genannten schmalen Amphibolitzuges noch ein kleines Vorkommen von Phyllitgneis aufgeschlossen ist. Gegen SO ist die Fortsetzung der Überschiebung bis W von Oberbuchen durch einen großen Bergsturz und O davon durch Gehängeschutt verhüllt. Erst NW von P. 1176, SO von Unterbuchen an ist die Überschiebung bis zur Litz hinab O von P. 1018 ganz gut aufgeschlossen (Profil 7). Die obersten Phyllitgneislagen sind hier ganz mylonitisiert. Die Schubfläche hat sich vom Kristbergsattel bis hier um 460 m gesenkt und sinkt bis Schruns um weitere 320 m.

Am linken Ufer der Litz ist die Überschiebung erst wieder W des Teufelsbaches auf einer Strecke von etwa 250 m aufgeschlossen. Hier sind die Phyllitgneise und Schiefergneise an der Grenze intensiv gefaltet und gestört und auch z. T. miteinander verschuppt. Recht kompliziert sind die geologischen Verhältnisse in der Umgebung W von P. 897 (OSO Sibertal). Im ersten Graben W dieses Punktes steht zwischen 930 und 960 m um 50° S fallender Schiefergneis an (Profil 8). Darüber ist in 1080 m Phyllitgneis aufgeschlossen, der in den unteren Partien sehr stark gefaltet ist. Nach oben erfolgt hier ein scheinbar allmählicher Übergang in die Schiefergneise. Etwas W des zweiten W P. 897 liegenden Grabens steht von N nach S in ungestörtem Verbande geringmächtiger Muskowitaugengneis (Fig. 4), Amphibolit und Schiefergneis an, die alle um 65° S fallen. Man wäre zunächst geneigt, dieses kleine Granitgneisvorkommen mit dem viel größeren auf dem rechten Ufer der Litz zu verbinden. Aber nicht

nur, abgesehen von der völlig anderen Lage ist das Gestein des kleinen Vorkommens viel fester, feinkörniger, auch gar nicht zerrüttet und ohne Spuren von Phyllitgneis im Gegensatz zu dem des größeren Vorkommens. S über dem Schiefergneis folgt um 70° N fallender stark gefalteter Phyllitgneis, der weiter oben von mittelsteil S fallendem Schiefergneis überlagert wird. Bei den beiden Muskowitaugengneisen handelt es sich um zwei ganz verschiedene Vorkommen, da der Granitgneis, Amphibolit und Schiefergneis in den beiden Gräben W P. 897 eine tektonische Einschaltung der Silvrettamasse in die Zone der Phyllitgneise darstellt.

Erst W vom Vermaltobel an ist die Grenze zwischen den Phyllitgneisen und Schiefergneisen wieder teilweise aufgeschlossen, aber meist schwer zu erkennen. WSW von Brif (NO Schruns) scheint der Muskowit-

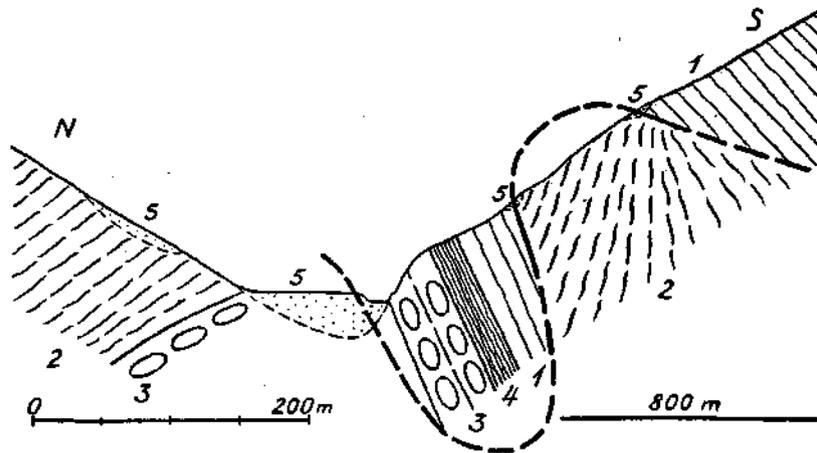


Fig. 4. Profil durch die untersten Abhänge des Silbertals zirka 350 m W P. 897 (OSO Silbertal).

1 = zweiglimmeriger Schiefergneis; 2 = Zone von Phyllitgneis und Glimmerschiefer; 3 = Muskowitaugengneis; 4 = Amphibolit; 5 = Talschotter und Gehängeschutt.

augengneis an der hier nicht aufgeschlossenen Schubfläche gegen W abzuschneiden. Die Mylonitbildungen am rechten Ufer des Gampadelztales S von Bühel zeugen vom Weiterstreichen der Überschiebung gegen S.

M. Richter gibt an (16, S. 498/499, 502), daß die Phyllitzone von Landeck bereits am Arlberg unter dem Altkristallin der Silvretta untergetaucht sei und daß die Phyllitgneise und Glimmerschiefer im Rells- und Gauertal zweifellos die Fortsetzung der wiedererstandenen Landecker Phyllitzone seien. In Wirklichkeit lassen sich aber die Phyllitgneise (wie gezeigt wurde und worauf ich schon im Jahre 1931 [14, S. 313] verwiesen habe), die im weiteren Sinne auch zur Landecker Phyllitzone gehören, ausgezeichnet und in stets ziemlich gleichbleibender Mächtigkeit von St. Anton über den Arlberg durchs Klostertal nach Dalaas und ins Montafon verfolgen. Nirgends tritt hier das Altkristallin der Silvrettamasse unmittelbar an die nördlichen Kalkalpen heran, wie es noch die tektonische Karte der westlichen Ostalpen von M. Richter (16, T. 30) verzeichnet. In der Strukturkarte der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn desselben Autors (17, T. 1) wurde die Phyllitzone nicht gesondert aus-
geschieden.

Die Einschaltung von Verrukano und Grauwackengesteinen in die Phyllitgneise kann nur vor der von S nach N erfolgten Überschiebung der Silvrettamasse stattgefunden haben. Auch auf Blatt Landeck kommt, wie W. Hammer ausführt (2, 5), ein allmählicher Übergang von Phyllitgneisen in Schiefergneise vor. Leider ist die Phyllitzone von Landeck keineswegs überall so scharf gegen das Altkristallin der Ötztal- und Silvrettamasse abgegrenzt, wie M. Richter (16, S. 498) angibt. Trotzdem die Grenze zwischen Landecker Phyllitzone und den Silvrettagneisen nicht den Charakter einer einheitlichen großen Schubfläche besitzt, so muß man doch wenigstens mit einem kleinen Vorschube der Silvrettamasse auf die Phyllitzone von Landeck rechnen. Solange die Überschiebung W des Arlberges nicht bekannt war, konnte man mit einem Ausklingen der Überschiebung gegen W rechnen. Ein nur stellenweises Vorgehen der hangenden Silvrettamasse etwa auf jenen Strecken, auf denen sich die Überschiebung sicher nachweisen läßt, über die Phyllitzone ist sehr unwahrscheinlich. Ein solcher Bewegungsvorgang wäre auch außerordentlich kompliziert. Eine einheitliche Bewegung der ganzen Silvrettamasse gegen N ist unbedingt viel wahrscheinlicher. Da aber die ganze Phyllitzone einen Bewegungshorizont darstellt, wäre es vielleicht auch möglich, daß sich die Überschiebung stellenweise nicht deutlich genug ausprägte. Da die Überschiebungsgrenze wenigstens auf Blatt Stuben durch ein größtenteils schlecht aufgeschlossenes Gelände zieht, ist zu berücksichtigen, daß parallel zum Streichen liegende Mylonitzonen wegen ihrer häufigen Bewachsung leicht der Beobachtung entgehen.

Die verschiedenen Vorkommen von Muskowitgranitgneisen und Muskowitaugengneisen innerhalb der Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer auf Blatt Stuben sind primär und können nicht als tektonische Einschaltungen der Silvrettadecke aufgefaßt werden.

Die Silvrettadecke.

Der nördliche Teil der Silvrettamasse besteht aus sehr mächtigen Schiefergneis- und Biotitfleckengneiszügen, denen meist parallel zum Streichen mehr oder weniger mächtige Orthogneiszüge zwischengelagert sind. Von St. Anton a. A. zieht eine Schiefergneiszone nach W, die zwischen Maroijöchl und Albonkopf noch große Mächtigkeit besitzt. W dieses Kopfes verschmälert sich die Zone aber bedeutend, und zwischen Albonabach und Nenzigasttal hat sie bereits nur mehr die Hälfte ihrer Mächtigkeit (Profil 2). Auf der Westseite des Nenzigasttales baut sie den Gipfel des Burtschakopfes (Profil 5) auf. Dann verschmälert sich die Schiefergneiszone weiter und vom Vermalentobel zieht sie nur mehr als ganz schmaler Streifen (Profil 6 und 8) zum Sattel von Kristberg, wo sie in die Luft austreicht.

Staurolith findet sich im Schiefergneis W von P. 2529 (SW Maroijöchl), ober der großen Felsstufe des Albonabaches in 1900 m, am Kristbergsattel und W P. 1548 (Dalaaser Gemeindewald) an der Hangendgrenze gegen die Muskowitaugengneise. Hier ist auch eine kleine Zone mit Feldspatagen. In größerer Ausdehnung ist eine solche O von „Am

Ried* anzutreffen. Weiter W ist der z. T. hier ziemlich wenig typische Schiefergneis stark diaphoritisch. NNO unter P. 1912 (Dürrer Wald) ist der quarzische Schiefergneis um 1700 *m* ganz gestengtelt.

Als Einlagerungen kommen in diesem Gesteinszug außer einem ganz kleinen Vorkommen von migmatitischem Granitgneis S P. 1875 (Bludenzer Alpe) geringmächtige Quarzite N unter P. 2017 (Bludenzer Alpe), am Kamm unter P. 2183 (Satteinser Alpe) und N unter P. 1912 (W von Am Ried) vor. Etwa 1 *km* W davon steht wenig mächtiger Amphibolit an. NO unter P. 1726 (NO Bettler Alpe) ist sehr harter, fester Amphibolit aufgeschlossen. Beim Quarzitvorkommen auf der linken Seite des Nenzigastales N P. 1361 läßt sich nicht entscheiden, ob es noch den Phyllitgneisen angehört oder bereits den Schiefergneisen.

Das Einfallen der Schiefergneise (Profil 2, 5, 6 und 8) erfolgt größtenteils mehr oder weniger steil S. W unter P. 2292 (WMaroijöchl) sind die Schiefergneise stark gestört, liegen aber ziemlich flach. Auch in der Umgebung des Joches—P. 2457 (NNO Albonkopf) sind die quarzischen Schiefergneise stark gefaltet, doch sind die Faltenachsen hier durchwegs schwer erkennbar. Der oberste Teil des Gipfels des Burtschakopfes wird von meist steil N-fallendem, intensiv gefaltetem diaphoritischem Schiefergneis aufgebaut. Eine einheitliche Lage der Faltenachsen ist hier nicht erkennbar. Von 1970 *m* an abwärts ist das Gestein weniger stark mitgenommen.

S P. 2406 (Maroijöchl) ist dem Schiefergneis ein schmaler Muskowitaugengneiszug zwischengelagert, dessen Gestein etwas Biotit enthält. Der über 2.7 *km* lange Gesteinszug reicht W des Albonabaches ONO P. 2325 bis auf 2120 *m* hinauf. Der Schiefergneis darüber ist stark gestört und gefaltet. Diese Störungen sind aber weniger auf das Auskeilen des schmalen Granitgneises zurückzuführen als vielmehr auf das ziemlich unvermittelte Auftreten einer mächtigen Muskowitaugengneismasse, die bei P. 2325 in eigenartiger Weise mit den Schiefergneisen verzahnt ist (Taf. XI). An der N- und S-Grenze fallen die ziemlich OW streichenden Granitgneise steil S, während sie an der NO-Grenze größtenteils an einer über 700 *m* langen und ziemlich ebenen Grenze die Schiefergneise diskordant überlagern und z. T. WNW—OSO streichen und um 50° S fallen. Dieser eigenartige Grenzverlauf ist darauf zurückzuführen, daß wir hier das Ende einer nach O sich aus den Schiefergneisen heraushebenden, in die Luft austreichenden Granitgneismasse vor uns haben. Als ihre Fortsetzung gegen W kommen die beiden Granitgneiszüge N der Nenzigastalpe in Betracht, von denen sich der mächtigere südliche bis auf 1900 *m* auf die linke Talseite hinauf verfolgen läßt, wo er in eigenartiger Weise in die Schiefergneise (Taf. XI) auskeilt. Beim Zusammenfluß der beiden kleinen Bäche S P. 1835 ist der Granitgneis und der Schiefergneis stark gestört und diaphoritisch. N davon zieht etwas außerhalb der Alm—P. 1835 ein Muskowitaugengneiszug steil aus dem Tal herauf. Die mitunter darin vorkommenden Biotite sind z. T. chloritisiert. Das Vorkommen N unter dem Burtschakopf ist wohl eine Fortsetzung dieses Gesteinszuges. Im Gebiet der Satteinser Alpe treten wenig mächtige Muskowitaugengneise bei P. 2183 und W darunter, O P. 1823 auf.

Da sich das früher beschriebene große Muskowitaugengneisvorkommen auf der rechten Seite des Nenzigastales gegen W rasch wieder ver-

schmäler, treten in der Umgebung der Nenzigastalpe an seine Stelle wieder Schiefergneise, die N unter Platten- und Glattingrat zum Wasserstuben- und Silbertal hinüberziehen.

S unter dem Burtschakopf zieht ein mächtigerer, ein dünner und ein sehr mächtiger Muskowitaugengneiszug (Taf. XI und Profil 5) durch. Der mächtige südliche teilt sich am Grat gegen O durch Zwischenschaltung von Schiefergneislagen in zwei Teile, von denen besonders der südliche weit gegen O hinabzieht. Nach W streicht der Muskowitaugengneis zur Oberen Wasserstubenalpe hinab und baut noch W davon den ganzen Abhang unter P. 2056 auf. Ob die Granitgneismasse bei „Im Mutt“ ihre Fortsetzung nach W darstellt, ist wegen der Verhüllung durch den Schutt des Wasserstubentales nicht zu entscheiden. N ober der Oberen Wasserstubenalpe ist der Granitgneis mit dem Schiefergneis verzahnt und ONO davon ist die Grenze zwischen den beiden Gesteinen in eigentümlicher Weise eingebuchtet. In diesem Granitgneis finden sich dünne Einschaltungen von Schiefergneisen S P. 2164 und O und OSO ober der Unteren Wasserstubenalpe. NNO P. 2164 ist ein kleines, mehr gangförmiges Vorkommen eines grünlichgrauen, stark zerklüfteten, ganz mylonitischen Gesteins. S davon am Gipfel—P. 2417 ist der Muskowitaugengneis von der Grenze des Schiefergneises an gegen N in einer Mächtigkeit von 20 m ganz normal entwickelt. N davon wird das Gestein ganz feinkörnig und sehr stark zerklüftet. Sehr viele Klüfte stehen mehr oder weniger senkrecht auf die Streckachse. Durch das Hinzutreten von ziemlich feinem Biotit wird das Gestein mehr den Biotitgranitgneisen ähnlich, unterscheidet sich aber auch von diesen. Diese über 80 m mächtige Zone reicht am Grat bis auf etwa 2340 m hinab. Darunter ist das Gestein wieder normal entwickelt.

Der Granitgneiszug S P. 2183 hat eine Länge von etwa 700 m und keilt gegen O und W ziemlich rasch aus. Mit dem schmalen Granitgneiszug W P. 2183 hängt er wohl nicht zusammen. Der schmale südliche Gesteinszug vereinigt sich wohl N P. 2165, O unter dem Grat, mit großer Wahrscheinlichkeit mit dem nördlichen Ast der vorher erwähnten Muskowitaugengneismasse (Taf. XI). In der beigegebenen Tafel XI sind die verschiedenen Granitgneise und der Amphibolit unter Weglassung des Schuttes und der Moränen durchgezeichnet. Dabei wurden aber nirgends unsichere Verbindungen hergestellt. Solche Stellen wurden dann immer weiß gelassen. Sie sind auf Tafel XI daran leicht zu erkennen, daß hier die Gesteinsgrenzen fehlen. Nach W hängt der schmale Gesteinszug wohl mit der großen zwischen der Bettler Alpe und dem Wasserstubental liegenden Muskowitaugengneismasse zusammen. Diese Masse ist durch ein schmales Verbindungsstück, wie früher beschrieben wurde, mit der eigenartig geformten Granitgneismasse W von „Am Ried“ (Fig. 2) verbunden. NO P. 1862 tritt nahe dem Nordrande der Muskowitaugengneise ein schmaler Zug von Schiefergneisen auf, der sich NW dieses Punktes bedeutend verbreitert. Durch diese Zwischenschaltung wird von der Granitgneismasse ein langer schmaler Arm abgespalten, der bis NW unter P. 1948 reicht. S P. 1768 und P. 1948 ist ein weiterer Schiefergneiszug zwischengeschaltet, der im östlichen Teil viel mächtiger ist, im westlichen ganz dünn wird und ONO P. 1893 auskeilt. Durch diesen

Schiefergneis wird die Muskowitaugneismasse der Bettler Alpe von der mächtigen Masse des Mittagsteins getrennt. Erst NW vom Mittagstein haben wir eine einheitliche große Granitgneismasse vor uns, die hier die beträchtliche Breite von zirka 1·7 km erreicht. An der NS verlaufenden Grenze von Schiefergneis und Granitgneis S P. 1768 sind die beiden Gesteine diaphoritisch. Der schmale Schiefergneisstreifen SO P. 1768 stellt wohl die Fortsetzung des Schiefergneises gegen O dar. W und WNW von „Im Mutt“ ist die große Granitgneismasse mit den Schiefergneisen verzahnt. Hier sind auch die Granitgneise an den randlichen Partien z. T. stark zerrüttet, daß Streichen und Fallen nicht mehr erkennbar ist.

O des Mittagsteins hängt die Granitgneismasse wahrscheinlich mit der auf der linken Seite des Wasserstubentals N unter P. 2056 zusammen, die ihrerseits vielleicht mit der der Bettler Alpe verbunden ist. W des Burtschakopfes treten die Schiefergneise an Ausdehnung zugunsten der Muskowitaugneise stark zurück, deren Kartenbild hier dem einer großen Linse ähnlich ist.

Am neuen Weg O ober P. 1779 (= Obere Wasserstubenalpe. Diese Zahl sollte richtig 1719 heißen!) finden sich in dem mitunter etwas biotithaltigen Muskowitaugneis zwischen 1840—1880 m, der Südgrenze ziemlich nahe gelegen, wenig deutlich gebankte Partien eines massig aussehenden feinkörnigen Granitgneises, der auf seinen zahlreichen Klüften rostbraun anwittert. Im O davon liegenden Tal stimmt die topographische Karte teilweise nicht.

S unter dem Muttjöchle sind dem z. T. stark gefalteten Schiefergneis drei geringmächtige Muskowitaugneislagen und zwei schmale Amphibolitzüge zwischengeschaltet (Taf. XI). Der ziemlich mächtige Amphibolit W ober der Unteren Wasserstubenalpe keilt gegen W rasch aus. An der Grenze gegen die Schiefergneise im S tritt ein grünlich-graues, hartes, massiges, stark zerklüftetes, ganz mylonitisches Gestein mit zahlreichen Harnischen auf.

Die große Muskowitaugneismasse S unter dem Muttjöchle keilt gegen W rasch aus und ist auf der Ostseite O P. 1862 z. T. mit dem Schiefergneis verzahnt. Die nördlichen Lagen fallen steil gegen S, weiter unten bei „Im Mutt“ liegen die Granitgneise bereits ziemlich flach und tauchen an der Südgrenze wieder steiler unter die sie überlagernden Schiefergneise hinab. S darunter ist N und S von „Wilde Ried“ je eine dünnere Granitgneismasse dem Schiefergneis flach aufgelagert (Profil 6). NW „Wilde Ried“ ist gefalteter Muskowitaugneis (mehrere Meter große Falten) ganz flach dem Schiefergneis zwischengelagert. Am Kamm SSW „Auf der Platte“ tritt im Schiefergneis wenig mächtiger Quarzit und darunter ebensolcher Granitgneis auf.

Auch der Schiefergneis ist teilweise sehr stark gefaltet, so z. B. am neuen Weg zwischen P. 1446 und der Quelle N von Oberhuchen. Staurolith findet sich hier SO und OSO von P. 1446 und NW P. 1176 bei Unterhuchen. OSO P. 1176 ist der Schiefergneis ziemlich stark zerrüttet.

Während der N Platten- und Glatingrat durchgehende Schiefergneiszug zwischen Nenzigasttal und Wasserstubental durchwegs ganz steil N oder S fällt, kann man im Graben O ober P. 1451 in 1500 *m* eine fast söhliche Lage dieses Gesteins beobachten. Auf der Ostseite des unteren Teiles des Wasserstubentales haben die Schiefergneise etwas Ähnlichkeit mit den Glimmerschiefern. Auf der westlichen Talseite fallen die Schiefergneise meist ziemlich flach gegen S ein. Sie sind aus der fast saigeren Lage auf der Ostseite in eine ziemlich flache Lage auf der Westseite des Tales gebracht worden (Profil 5 und 6).

SW des Albonkopfes stehen granat- und staurolithführende Glimmerschiefer zwischen P. 2575 und P. 2705 an, die dem nördlichen Ast einer weiter östlich ziemlich mächtigen Gesteinszone (14, S. 317) angehören. N P. 2398 sind die Glimmerschiefer von den Schiefergneisen durch eine dünne Lage Muskowitaugengneise getrennt. W dieses Punktes nehmen die Glimmerschiefer beträchtlich an Mächtigkeit ab, und etwas NO P. 2080 am Weg zur Reutlinger-Hütte ist das Westende dieser Gesteinszone. Die S davon folgenden zweiglimmerigen Augengneise (darin kleiner Diabasgang S P. 2705 || zum Streichen), die die Umrahmung des Kaltenberggletschers gegen NW und N bilden (14, S 318), keilen ebenfalls gegen W stark aus (Profil 2) und hängen nur bei P. 2080 mit einem ganz schmalen Streifen (Taf. XI) mit denen W darunter zusammen. Die nördlichsten Lagen dieses Gesteins sind arm an Feldspatäugen und Biotit. Von der großen Augengneismasse zieht etwa 100 *m* N P. 2533 ein schmaler Gesteinszug bis S P. 2265 nach W. Der den Schiefergneisen konkordant zwischengelagerte zweiglimmerige Augengneis fällt hier 85° N, während sein Fallen weiter O mit den umgebenden Schiefergneisen durch Hackenwerfen steil gegen S erfolgt. N und S dieses schmalen Gesteinszuges überlagert der mächtige Granitgneis die Schiefergneise und die S P. 2533 folgenden Biotitfleckengneise größtenteils diskordant. Bei P. 2080 sind die Granitgneise gegen O und gegen W mit den Schiefergneisen verzahnt. Vom Nenzigasttal ziehen die zweiglimmerigen Augengneise im S der früher beschriebenen Schiefergneise in einer bis zu 700 *m* mächtigen Zone über den Platten- und Glatingrat N Hochburtscha vorbei zur Einmündung des Wasserstubenbaches in die Litz. Die dünnen Granitgneislagen SW unter P. 2080 (ganz arm an Biotit) sind wohl auch mit der Granitgneismasse auf der linken Seite des Nenzigasttales zu verbinden, die weiter W, N P. 2029 (Eisental) mit dem Schiefergneis verzahnt ist.

N P. 1826 (SW Nenzigastalpe) liegt ein kleines mehr linsenförmiges Vorkommen von diaphoritischem Schiefergneis mitten in der Granitgneismasse. W unter P. 2174 (NO Gritsch Alpe) treten im Augengneis zwei ganz weiße, quer zum Streichen verlaufende Quarzgänge auf. Am Glatingrat ist das starke Hackenwerfen des Augengneises (Profil 5) besonders auffällig. Stellenweise ist der Biotit dieses Augengneiszuges ganz chloritisiert.

W unter der Gritsch Alpe ist der Augengneis mit dem Schiefergneis N davon verzahnt. N „Starke Eck“ ist dem Augengneis Schiefergneis zwischengelagert, der S des ersten Nehrgrabens S P. 1441 auskeilt. Der unter dem Schiefergneis liegende Teil des hier stark gefalteten

Augengneises und seine Fortsetzung gegen NW ist fast ohne Biotit, gehört aber doch noch dem großen Gesteinszuge des zweiglimmerigen Augengneises an. Der z. T. äußerst stark gefaltete Schiefergneis ist teils ganz mylonitisiert, teils stark diaphoritisch. Im vierten Nebengraben S P. 1441 steht zwischen 1240—1280 m ein intensiv wirr gefaltetes völlig mylonitisiertes Gestein an, das wahrscheinlich die Fortsetzung des vorher erwähnten Schiefergneises gegen S ist. Nur durch diese Lagebeziehung kann man schließen, daß es sich hier um mylonitisierten Schiefergneis handelt. Vielleicht ist hier der Schiefergneis auch z. T. mit ebenso mitgenommenem Augengneis verschuppt. W unter der Gritsch Alpe sind die Grenzlagen zwischen dem Augengneis und dem S davon anstehenden Biotitfleckengneis stellenweise stark diaphoritisch. Durch den N „Starke Eck“ ziehenden Graben streichen einige meist gekrümmt verlaufende Verwerfungen hinab. Die Klüfte sind hier teils mit Quarz, teils mit Kalzit verheilt. Um 1470 m ist hier der Augengneis ganz wirr gefaltet.

SO von „Starke Eck“ stehen Muskowitaugengneise an, denen W dieses Ecks dünner Schiefergneis zwischengelagert ist und die S P. 1398 mit dem Schiefergneis verzahnt sind (Taf. XI). Der mittlere Ast dieses Granitgneises hängt mit dem bei P. 1591 zusammen und der südliche vielleicht mit dem WNW der Hinteren Kapellalpe. Dieser hier nicht mehr so geschlossene Granitgneiszug, der N und WNW dieser Alpe ganz auskeilt, stellt wahrscheinlich die Fortsetzung des großen zweiglimmerigen Augengneiszuges gegen W dar, der sich in dem W der Litz gelegenen Teil nur dadurch unterscheidet, daß er hier fast frei an Biotit ist.

N davon werden die unteren Abhänge auf der Südseite des Silbertales von Schiefergneisen aufgebaut, denen teils dünnere, teils sehr mächtige Muskowitaugengneiszüge zwischengelagert sind (Taf. XI). Sehr mächtig sind diese N und W von Ganlättsch, W von „Beim Schulhaus“ (SO Schruns) und zwischen Kampieschen, Dörfle und Stiefen entwickelt, wo sie ziemlich flach gegen S einfallen. In großer Mächtigkeit zieht ein Granitgneiszug S von Unterbuchen über Rauh Bertle zu P. 1175 S Brif (ein Teil davon zieht weiter zu P. 1081), der besonders im Vermaltobel SSO von Innerberg mehrfach mit den Schiefergneisen verzahnt ist. Die O ober Schruns zwischen den Granitgneisen anstehenden, meist schlecht aufgeschlossenen Schiefergneise wurden von G. A. Koch (9, S. 321) z. T. übersehen. Deshalb ist die Granitgneismasse auf seiner Karte auch S der Litz so überaus mächtig.

Amphibolite finden sich S ober Lutzer, W von Ganlättsch, S P. 1635 und N unter der Vorderen Kapellalpe, außerdem stehen noch drei Amphibolitzüge N unter Sauerbleis und je einer W und O P. 1591 an. Ferner treten nicht besonders mächtige Biotitgranitgneise bei Hof (O Schruns) und bei Plates (OSO ober Schruns) auf.

Von besonderem Interesse ist hier das Vorkommen eines festen, harten, vielfach nicht gebankten Gesteins, das durchwegs, wie auch alle Schliffe zeigen, diaphoritisch bis mylonitisch ist. Dieses graue bis grünlich-graue, teils geschieferte, teils massige Gestein (letzteres meist stark zerklüftet), das lagenweise auch ziemlich grobkörnig ist, hat äußerlich und

auch im Dünnschliff die größte Ähnlichkeit mit den Granodioritgneisen des Ötztales (6). Nur ist das Gestein, wie die noch nicht abgeschlossenen Untersuchungen gezeigt haben, hier meist viel stärker mitgenommen. Solche vorläufig als Granodioritgneise bezeichnete Gesteine treten in zwei langen Zügen N. unter der Hinteren Kapellalpe (Taf. XI) auf. N. unter P. 1398 kommen darin einzelne ganz dünne Schiefergneislagen vor. Bei P. 1591 ist dieses Gestein mit dem Muskowitaugengneis verzahnt. Weitere Vorkommen sind O dieses Punktes, NNW unter Sauerbleis (hier stark gefaltet), N. unter der Vorderen Kapellalpe, bei P. 1567, bei Plates und S. ober der Kirche von Silbertal in 1110 *m* und in 1340 *m* Höhe zu erwähnen.

Im Vermaltobel treten auch noch innerhalb der Schiefergneise einzelne den Phyllitgneisen ähnliche Lagen auf, z. B. in 1210 *m* und darüber in 1500 *m* im vierten Graben W P. 1501 (hier in zirka 1495 *m* 2 *m* Quarzit, in etwa 1530 *m* ein paar Meter mächtige Amphibolitlinse. Von 1590—1630 *m* ist der Granodioritgneis ganz mylonitisch). Ähnliche Lagen finden sich um 1330 *m* am Weg von Ganlatsch zur Hinteren Kapellalpe und N. unter P. 1398 unter 1250 *m* in etwas größerer Mächtigkeit zwischen mylonitischen Lagen.

Der Granodioritgneis bei P. 1398 und der Muskowitaugengneis SW darüber sind stark gefaltet. N. darunter ist der ganz plötzlich auskeilende Granitgneis O der kleinen Verwerfung O des Teufelsbaches diaphoritisch. Im Vermaltobel sind die Gesteine zwischen 1020—1060 *m* stark gefaltet und gestört. In diesem Tobel sind die Granitgneise stellenweise feinkörnig bis grobkataklastisch zertrümmert. Die Klüfte der meist dichten feinkörnigen Amphibolite sind hier häufig mit Epidot verheilt. Im Tobel W P. 1501 treten im Schiefergneis über 1560 *m* einzelne Lagen eines Muskowitglimmerschiefers auf. Am Weg von der Hinteren Kapellalpe nach Ganlatsch wittern die härteren Lagen der Schiefergneise vielfach wallförmig heraus.

An diesem Weg findet sich in etwa 1540 *m* W P. 1591 ein wenigstens 3 *m* mächtiges Vorkommen eines ganz dichten, fast schwarzen Gesteins, das auf den Klufflächen gelbbraun anwittert. Das mit den umgebenden Schiefergneisen gleichfallende Gestein kann im Streichen nur wenige Meter verfolgt werden. Die stark geschieferte Grundmasse dieses Gesteins zeigt im Schliff eine gewisse Ähnlichkeit mit der einzelner Porphyroidschiefer des Waldviertels. Die noch nicht abgeschlossene Untersuchung hat aber ergeben, daß es sich hier weder um Mylonite noch um Pseudotachylite handeln kann. Ungefähr S. darüber liegen in etwa 1570 *m* im Schutt wieder Stücke dieses schwarzen Schiefers umher. In zirka 1340 *m* am Weg am linken Ufer des Teufelsbaches (in der Karte nicht angegeben) ist ein 8 *cm* dicker ebensolcher Schiefer konkordant dem Granodioritgneis zwischengelagert.

Gleich ober Stiefen steht auf der Südseite des kleinen Baches feinkörniger schwarzgrüner Amphibolit an. Im Graben O darüber, S P. 1422, sind die Schiefergneise besonders um 1100 *m* herum ungemein dickbankig. Dabei sind die mehrere Meter dicken Lagen nur wenig quarzitisch und bilden hier dennoch schroffe Wände wie die Orthogneise. Der darunter anstehende diaphoritische Muskowitaugengneis taucht

gegen S längs des Baches unter die hier etwas gestörten Schiefergneise unter, in welche er gegen O und W auskeilt. In ganz gleicher Weise verhält sich auch das ebenso kleine Granitgneisvorkommen N davon im Graben N von Limat zu den Schiefergneisen. O darüber kleines Amphibolitvorkommen.

Die Fortsetzung der mächtigen Muskowitaugengneise S P. 1421 (N Limat) gegen S und N ist durch Moränenschutt verhüllt. Die Granitgneise des großen Vorkommens bei P. 1811 (Vordere Kapellalpe) und des kleinen NW davon keilen gegen O und gegen S ziemlich rasch aus. Die O unter dem Mittagsjoch die Schiefergneise überlagernden, größtenteils ziemlich flach S fallenden Muskowitaugengneise sind NW ober P. 1790 an einer fast NS verlaufenden Verwerfung, längs der die östlichen Parteien einige Meter abgesunken sind, in große Blöcke zertrümmert. An einer mehr OW verlaufenden Verwerfung schneiden die Granitgneise etwas am Schiefergneis ab. Die bis S von Sauerbleis auftretenden Granitgneiszüge stellen wohl die Fortsetzung des ziemlich mächtigen Granitgneises gegen W dar. NO unter Sauerbleis steht ebenfalls Muskowitaugengneis an.

Über den etwas biotithaltigen Muskowitaugengneisen N unter dem Mittagsjoch folgt eine mächtige Zone von Biotitfleckengneisen, die den oberen Teil des Mittagsjoches und Hochjoches, das Kapelljoch und das Kreuzjoch aufbaut. S Sauerbleis gehen die südlichsten Lagen des Schiefergneises N des Muskowitaugengneises in Biotitfleckengneise über. Die Grenze zwischen Biotitfleckengneis und Schiefergneis zieht von der Vorderen Kapellalpe über Limat N P. 1180 vorbei zum Ostrand des Muskowitaugengneises SO ober Stiefen. Längs dieser Grenze gehen die Schiefergneise allmählich in Biotitfleckengneise über. O unter dem Mittagsjoch gehen die Biotitfleckengneise in der ganzen Ausdehnung zwischen dem vorher genannten Granitgneiszug im N und dem mächtigen W ober der Gieselnalpe anstehenden Amphibolit im S unter etwa 1700 m gegen das Tal hinab allmählich in Schiefergneis über. Darunter stehen am westlichen Talhang auf der erwähnten Strecke zwischen etwa 1500 m und dem Gieselnbach nur mehr Schiefergneise an, während eigentümlicherweise am Talboden zwischen Gieselnalpe und „Im Reh“ (= Rain) Biotitfleckengneise bis auf 150 m an die Schiefergneise auf der linken Talseite heranreichen.

Die S des zweiglimmerigen Augengneiszuges anstehenden Biotitfleckengneise, die zwischen dem Nenzigasttal und dem Silbertal die Östliche und Westliche Eisentaler Spitze, Silbertaler Lobspitze und Fellmännle (Profil 4 und 5) aufbauen, gehen im Silbertal zwischen „Starke Eck“ und Gieselnalpe in ihrer ganzen Mächtigkeit im Streichen in Schiefergneise über. Im südlichen (aufgeschlossenen) Teil erfolgt dieser Übergang sogar sehr rasch. Vom „Starken Eck“ bis zum Nenzigastbach grenzen die Biotitfleckengneise gegen N unmittelbar an die Granitgneise. Nur N P. 2029 reicht ein langer schmaler Streifen von Schiefergneisen weit in die Granitgneise gegen O hinein. O dieses Punktes ist der Biotitfleckengneis auf der Nordseite des Eisentalbaches quarzitisches und erst S des Baches ist dieses Gestein ganz typisch. Auf der rechten Seite des Nenzigasttales reichen die Schiefergneise viel weiter gegen S hinauf,

bis 1800 *m*. Die hier schon beträchtlich schmäleren Biotitfleckengneise reichen bis N unter den Kaltenberg nach O.

Auf der Südseite des Eisentalles ist den Biotitfleckengneisen bei P. 2146 ein mächtiger zweiglimmeriger Augengneis zwischengelagert, dessen schmale Fortsetzung auf der Ostseite des Nenzigastales teils in Schiefergneise, teils in Biotitfleckengneise auskeilt. S ober P. 2146 ist der Biotitfleckengneis zwischen 2220—2240 *m* stark quarzitisch. In 2380 *m* S darüber trifft man eine kleine Amphibolitlinse an und darüber bis 2400 *m* noch einige ebensolche. Einige Meter darüber findet sich ein 4—5 *m* mächtiges und längeres, ebenfalls mehr linsenförmiges Amphibolitvorkommen. Eine größere Amphibolitlinse ist den Biotitfleckengneisen unter P. 2600 zwischen 2490—2530 *m* zwischengelagert. In 2500 *m* tritt in dem stark gestörten Amphibolit über 1 *m* mächtiger verkneteter Glimmerschiefer auf, der reich an bis über 2 *cm* großen Granaten ist. Darüber kommen am rechten Rand des Gletschers um 2680 *m* einzelne Andalusitkristalle vor. Auch auf der Südseite zwischen Eisentalersp. und P. 2614 treten in diesem Gestein in Quarzknuern gar nicht selten Andalusit- und Disthenkristalle auf.

OSO unter dem Gipfel der Eisentalerspitze finden sich in 2660 *m* einige Granat und Staurolith führende Lagen mit Feldspatknoten. Ebenso finden sich einzelne Lagen mit bis zu 2 *cm* großen Granaten am Felsrücken W dieser Spitze, und in 2680 *m* NO P. 2741. Solche Granaten sind auch im Schutt bei Hochburtscha und über 2300 *m* NO ober P. 2202 (Obere Gafunaalpe) und anderen Orten anzutreffen. An letzterer Stelle liegen im Schutt auch Stücke mit bis zu 5 *cm* langen und 1 *cm* dicken Hornblenden umher. O P. 1977 (NO Fellimännle) stehen im Biotitfleckengneis einige dünnere, ganz helle, hauptsächlich aus Quarz und kleinen Granaten bestehende Lagen an. Stücke dieser Gesteine finden sich im Schutt gar nicht selten, z. B. auf der großen Blockhalde SO ober Stiefen (hier mit z. T. biotitisierten großen Hornblenden). Besonders am Grat zwischen Kapelljoch und Zamangspitz und auch am Kreuzjoch enthalten die Biotitfleckengneise dünne Lagen dieses quarzitischen Gesteins, die mitunter sehr reich an kleineren oder größeren Hornblenden sind.

Gering mächtiger Amphibolit steht unter dem Gipfel der Eisentalerspitze und NW darunter in zirka 2460 *m* an. Hier ist in dem fast saiger stehenden Biotitfleckengneis eine kleine sattelförmige Falte aus Amphibolit mit einer dünnen Lage größerer Granaten und darüber eine ganz dünne Amphibolitlage zu bemerken. Am Felsrücken O Hochburtscha, S P. 2169 steht in zirka 2210 *m* eine $\frac{1}{2}$ — $\frac{3}{4}$ *m* dicke Lage von Biotit-amphibolit zwischen den Biotitfleckengneisen an. Mächtige Amphibolite treten in dieser Gesteinszone aber erst W der Litz auf.

Der mächtige Amphibolitzug N unter dem Hochjoch (Taf. XI) wurde schon von G. A. Koch z. T. richtig eingezeichnet (9, S. 322), ebenso der auf der Nordseite des Zamangspitz, der teils feinkörnig, teils grobkörnig und gabbroid ist. Das Amphibolitvorkommen S unter dem Mittagsjoch ist wohl noch mit dem Gesteinszug des Hochjochs zu verbinden, während das W der Gieselnalpe nicht mehr damit in Zusammen-

hang gebracht werden kann. Der mächtige Amphibolit W unter dem Kapelljoch keilt sowohl gegen NO als auch gegen SW rasch aus.

Unter dem Hochjoch sind dem Amphibolit häufig helle ein paar Millimeter bis 1 cm dicke Marmorlagen zwischengelagert. O davon, S ober P. 2275 ist das Gestein meist dicht, feinkörnig und grünschwarz. Im Kar auf der Ostseite des Grates S P. 2280 finden sich im Amphibolitschutt einzelne mittelgroße helle Marmorstücke, die auf den Klüften mitunter etwas Bleiglanz führen. SO P. 2280 nimmt der Amphibolit plötzlich bedeutend an Mächtigkeit ab. Am Kamm S dieses Punktes ist er im obersten Teil aus seinem O-W-Streichen und Südfallen in ein N-S-Streichen mit Westfallen (bis 60°) gedreht worden. Auch der N angrenzende Biotitfleckengneis ist stark gefaltet. Starke Faltung ist auch weiter N, am Weg WNW P. 2022 (sollte richtig wohl 2082 heißen!) zu beobachten.

Besonders am Hochjoch und zwischen diesem und dem Kreuzjoch enthalten die Biotitfleckengneise immer wieder einzelne Lagen von Biotitschiefern. Im Eisental sind diese Gneise N P. 2549 und O P. 2203 ganz zerrüttet. N davon ist dieses Gestein unter dem nach W auskeilenden Sporn des zweiglimmerigen Augengneises stark gestört und gefaltet. In gleicher Weise wurden W davon auch die unteren Lagen dieses Granitgneises mitgenommen. Beim Frattner Tobel sind die intensiv rostbraun verwitternden Biotitfleckengneise teilweise stark geklüftet und gestört.

Der moränenähnliche Rücken N P. 765 bei Gortniel besteht, soweit es die schlechten Aufschlüsse erkennen lassen, in seinem östlichsten Teil aus Biotitfleckengneis, in seinem westlichen aus Amphibolit. Dieses Gestein tritt auch bei P. 765 zutage. Infolge der ganz einförmigen Zusammensetzung der kleineren und größeren Blöcke kann es sich hier unmöglich um einen Moränenwall handeln. Die eigenartige Form dieses Rückens wiederholt sich in diesem Talstück am linken Ufer der Ill noch öfters, so z. B. NW P. 721 und N Mauren. Diese beiden Rücken bestehen einwandfrei aus anstehendem Gestein.

Im S der Biotitfleckengneise zieht von der Gieselnalpe ein Muskowitaugengneiszug gegen O, der sich SO unter P. 2741 in zwei Äste teilt. Der nördliche keilt W der Eisentalerspitze und der südliche S dieser in die Schiefergneise aus. S davon treten wieder zwei Muskowitaugengneiszüge auf, die bis N unter P. 2267 nach O reichen. Am Südgrat der Eisentalerspitze sind die Schiefergneise über und unter den auskeilenden Granitgneisen stark gestört und z. T. etwas miteinander verschuppt. Nahe der Südgrenze treten in den Biotitfleckengneisen einzelne Schiefergneislagen auf und an der Grenze gegen die Granitgneise selbst sind die Biotitfleckengneise zugunsten der Schiefergneise ganz zurückgetreten.

N ober P. 2202 (Obere Gaflunaalpe) ist der Muskowitaugengneis zunächst arm an Feldspatäugen, die aber gegen oben immer häufiger werden. In den mittleren Partien tritt auch etwas Biotit hinzu. In geringer Menge tritt Biotit hier auch NW unter P. 2267, S unter P. 2531 (und W davon) und S unter Fellimännle auf. In der Umgebung des kleinen Sees SSO unter P. 2741 finden sich im Granitgneis einzelne Turmaline.

S ober der Gieselnalpe verbreitert sich der Muskowitaugengneiszug ganz unregelmäßig in eigenartiger Weise (Tafel XI). W der Bärenalpe ist er durch Zwischenschaltung von Biotitfleckengneis (Prof. 7) und einer dünnen Amphibolitlage in zwei Äste geteilt. Der nördliche keilt wohl S unter der Platinaalpe aus. Als Fortsetzung des südlichen gegen WSW ist das Vorkommen am Grasjoch und die große Granitgneismasse am Zamangspitz (Prof. 9), die schon G. A. Koch bekannt war (9, S. 323), aufzufassen. WSW ober der Gieselnalpe überlagert der Granitgneis diaphtoritischen Biotitfleckengneis. Etwas W davon folgt die Grenze der beiden Gesteine dem Lauf des Gieselnbaches aufwärts. Wahrscheinlich geht hier längs des Baches eine größere Störung durch, an der die Granitgneise vielleicht etwas abgesunken sind. Die beiden Gesteine sind hier teils diaphtoritisch, teils mylonitisch. Auch der Amphibolit N davon ist noch stark mitgenommen.

N vom Zamangspitz zieht ein zunächst schmaler Amphibolitzug, der sich bald durch Zwischenschaltung von Biotitfleckengneisen in zwei Äste gabelt und mächtiger wird, nach Gortniel und Battmund hinab. Besonders im Gebiet der Livina Maiensäss (N St. Gallenkirch) erlangt dieses Gestein große Mächtigkeit (Tafel XI). NO darüber sind eigenartige Verzahnungen gut zu beobachten. Von der von SW nach NO hinaufziehenden Amphibolitmasse setzen sich nur die nördlichsten und südlichsten Lagen weiter fort, während im mittleren Teil sich mehrere keilförmige Zungen mit den Biotitfleckengneis- und Schiefergneislagen verzahnen. O davon keilt eine schmale Schiefergneislage gegen N und S in die Granitgneise aus, weiter O, W der Zamangalpe keilt eine schmale Granitgneislage in gleicher Weise in die Schiefergneise aus. S darunter ist der weiter nach S hinabreichende Amphibolit am Nordende mit dem Granitgneis verzahnt, während der breitere nach O reichende Arm wohl mit der großen Amphibolitmasse N, O und S der Zamangalpe zusammenhängt. S unter P. 1849 keilt der südlichste Teil dieser Masse ziemlich plötzlich gegen W in die Biotitfleckengneise aus. Bei der Zamangalpe tritt an zwei Stellen Muskowitgranitgneis unter dem Moränenschutt zutage.

An den Gehängen auf der rechten Seite des Tramosabaches S Zamangspitz herrschen die Biotitfleckengneise bei weitem vor. Nur an der Grenze gegen die Muskowitaugengneismasse des Zamangspitzes treten z. T. Schiefergneise auf. Besonders aber die in diese Masse auskeilenden Lagen sind gewöhnliche Schiefergneise. Ebenso ist das große Vorkommen W P. 2163, das kleinere N davon und die an drei Stellen unter dem Moränenschutt hervortretenden Gesteine N und NW Grasjoch zu den Schiefergneisen zu rechnen. Kleinere Vorkommen von Amphibolit finden sich noch S P. 1019 (bei Battmund), NW vom Grasjoch und NNO darunter.

Das Einfallen der Gesteinsgruppen erfolgt hier meist mehr oder weniger steil gegen S. SO unter dem Zamangspitz ist eine kleine Verwerfung, die sich durch eine 4 m breite grabenförmige Einsenkung bemerkbar macht. Am Zamangbach ist der Biotitfleckengneis N P. 1241 stark gefaltet. Darüber ist dieses Gestein zwischen 1500—1600 m etwas weniger typisch entwickelt. Zwischen 1780—1820 m ist das z. T. diaphtoritische Gestein stark ge-

faltet und gestört. Der wirr kleingefaltete Granitgneis streicht SW unter dem Grasjoch etwa SW—NO und fällt steil S, während er ganz oben W des Joches NNW—SSO streicht und nach NO (unter die Schiefergneise) einfällt. Die obersten Lagen des an dieses Gestein heranreichenden Amphibolites sind stark mitgenommen. Wahrscheinlich geht auch längs des Zamangbaches eine größere Störung durch, ohne daß sich dieselbe deutlicher zu erkennen gibt.

N P. 2762 (N Kaltenberg) sind die Biotitfleckengneise ebenso wie die sie z. T. etwas diskordant überlagernden Augengneise (Profil 2) in der Nähe ihrer Grenze teilweise so stark gestört, daß Streichen und Fallen kaum mehr erkennbar ist. N dieses Punktes steht ein schmalerer Zug zweiglimmerigen Augengneises an, der zunächst fast saiger steht, dann immer flacher gegen S einfällt (Profil 2) und ONO P. 2900 wieder steil S fallend bis nahe an P. 2448 nach W reicht. Im westlichen Teil liegt dieses Gestein, dessen Biotite S P. 2380 chloritisiert sind, ziemlich parallel zu den beiden früher erwähnten Muskowitaugengneiszügen N Wildebene. W unter P. 2762 ist das hier durch starkes Hackenwerfen auffallende Gestein mit dem darunterliegenden teilweise mylonitisierten Schiefergneis verzahnt. Bei P. 2762 selbst ist eine weitere Zone von demselben Gestein mit ungefähr ähnlicher Lage, die auch noch von dem nur durch dünne Schiefergneislagen getrennten porphyroblastischen Biotitgranitgneis S davon eingenommen wird. Zwischen den beiden Augengneiszügen unter P. 2762 liegen teils diaphoritische Schiefergneise mit Lagen von Biotitfleckengneisen, deren Biotite mitunter chloritisiert sind. Diesen Paragneisen sind noch SW dieses Punktes zwei dünne Muskowitaugengneislagen zwischengeschaltet. Am Ostrand des Kaltenberggletschers ist von den Granitgneisen nichts mehr zu sehen. Die hier anstehenden Schiefergneise bauen auch den Gipfel des hekannten Kaltenbergs auf. Die O darunter, im obersten Teil des Maroitales zwischen P. 2365 und P. 2462 anstehenden, etwas biotithaltigen Muskowitaugengneiszüge keilen O unter P. 2652 völlig aus.

Die zwischen P. 2762 und dem Gafluner Winterjochl anstehenden Schiefergneise gehören dem südlichen Teil der weiter O in die Glimmerschiefer auskeilenden Schiefergneiszone (14, S. 317) an. Sie lassen sich zwischen dem langen Muskowitaugengneiszug im N und dem Gaflunabach und der Litz im S bis WNW der Unteren Gaflunaalpe verfolgen, wo sie im Streichen allmählich in Biotitfleckengneise übergehen. Diesen Schiefergneisen sind auf der ganzen Strecke teils schmälere, teils mächtigere Granitgneiszüge zwischengeschaltet.

S unter dem Kaltenberg steht steilstehender gefalteter Muskowitaugengneis (Profil 2) mit etwas Biotit (z. T. chloritisiert) an, der sich W unter dem Gipfel ungemein stark verbreitert, dann ebenso plötzlich wieder an Mächtigkeit abnimmt und als schmälere Lage diskordant die steilstehenden Schiefergneise durchbricht. SW davon tritt in den Schiefergneisen am Verbindungskamm zwischen dem Kaltenberg und den Pflunspitzen eine dünne Lage migmatitischen Granitgneises auf. An den Pflunspitzen selbst stehen mehrere z. T. ziemlich mächtige porphyroblastische Biotitgranitgneiszüge an (Taf. XI und Profil 2), die mehrfach mit den Schiefergneisen verzahnt sind. Diesen granitischen Lagen ver-

danken auch die Pflunspitzen ihre schönen schroffen Formen. Auf ihrer Südseite folgt noch einmal migmatitischer Granitgneis und darunter mächtiger Biotitgranitgneis.

Dieser Biotitgranitgneis reicht nach O bis N P. 2029 (Pfluntal). N davon stehen hier in großer Ausdehnung und Mächtigkeit porphyroblastische Biotitgranitgneise (Profil 1) an, denen im unteren Teil nur zwei ganz dünne Schiefergneislagen zwischengelagert sind. Von den höher oben zwischengeschalteten Schiefergneiszügen keilt der südliche SO unter P. 2753 aus und der nördliche verschmälert sich gegen O beträchtlich. S unter diesem Punkt folgen über der obersten mächtigeren Granitgneislage (Profil 1) noch vier meist nur ein paar Meter mächtige Lagen, die in der Karte nur mit der breiteren zusammen ausgeschieden werden konnten. Diese keilen W vom Gstansjoch in die Schiefergneise aus. Die Granitgneise zwischen P. 2670 und P. 2447 sind mit den Glimmerschiefern verzahnt. Besonders die über P. 2447 streichenden Lagen reichen weit nach O bis S unter den Gstanskopf hinüber. S dieses Punktes stehen Schiefergneise an, die gegen O mit den Glimmerschiefern verzahnt sind, in die sie auch im Streichen allmählich übergehen (14, S. 318). Ihre Beziehung zu den von W nahe an sie heranreichenden Granitgneisen ist durch Moränenschutt der Beobachtung entzogen. S dieser Schiefergneise zieht ein Streifen von den S des Gstanskopfes in großer Ausdehnung anstehenden Glimmerschiefern bis zu P. 2266 nach W. Als Fortsetzung des Schiefergneiszuges des Gaiskopfes (14, S. 319) ist noch ein kleines Vorkommen OSO P. 2220 zu erwähnen. Der S des Gaiskopfes anstehende Biotitgranitgneis läßt sich bis NO P. 2029 nach W verfolgen, doch treten hier innerhalb dieses Gesteins einzelne Lagen von porphyroblastischem Biotitgranitgneis auf. Die den unteren Teil der Südabhänge des Pfluntales 700 m W des Gaiskopfes und NO P. 2029 bedeckenden Biotitgranitgneise, Schiefergneise und Glimmerschiefer sind bis auf 2220 m hinauf wohl stark zerrüttet (14, S. 322), können aber doch noch voneinander getrennt werden. W P. 2220 und SSO dieses Punktes sind die Glimmerschiefer nicht gestört. Die Glimmerschiefer sind hier teils noch ganz typisch, teils aber schon stark quarzitisch und den Schiefergneisen ähnlich. Innerhalb der Glimmerschiefer treten im gestörten Bereich einzelne Lagen von migmatitischem und porphyroblastischem Granitgneis auf, deren Kartierung aber wegen der starken Zerrüttung nicht durchführbar ist. Im Kar S des Kaltenberges treten auf der Westseite über 2380 m in den Schiefergneisen einzelne dünne Glimmerschieferlagen auf.

S unter P. 2670 sind in einem bis über 350 m breiten Streifen die anstehenden Gesteine stark zerrüttet. In gleicher Weise ist auch der Biotitgranitgneis SSO unter P. 2916 (Pflunspitzen), O und SO unter P. 2648 zerrüttet. Weiter W, zwischen P. 2339 und P. 2426 erreichen diese Biotitgranitgneise wieder große Mächtigkeit. Die N davon folgenden Schiefergneise, der südlichste Zug von etwas weniger typischem porphyroblastischem Granitgneis und auch die südlichsten Lagen des Schiefergneises N davon sind z. T. stark diaphoritisch, ganz verquetscht und vielfach feingefaltet. Weiter N sind dann die Gesteine wieder lange nicht mehr so stark mitgenommen. Die Einzeichnung der N darunter in den

Schiefergneisen auftretenden migmatitischen und porphyroblastischen Granitgneise mußte trotz der guten Aufschlüsse auf der eisüberschliffenen Wildebene (Taf. XI und Profil 3) etwas schematisch erfolgen, da diese Gesteinszüge viel zu unregelmäßig sind, vielfach plötzlich auskeilen und immer wieder kleinere Schiefergneislagen enthalten.

Bei der Reutlinger Hütte auf der Wildebene enthält der weniger stark mitgenommene porphyroblastische Biotitgranitgneis nur ganz feine Biotite, die teilweise chloritisiert sind. Daneben kommen reichlich ganz kleine Feldspatauge und zahlreiche Quarzknuern vor. Auch S ober dem Pflunsee, wo sich die beiden Granitgneiszüge vereinigen, treten innerhalb dieser einzelne sehr dünne Schiefergneislagen auf, die sich aber im Streichen nur auf ganz kurze Strecken verfolgen lassen.

Die Schiefergneise der Wildebene führen auch die von H. P. Cornelius ausführlich beschriebenen Andalusite (3). Diese finden sich an den Abhängen W der Reutlinger Hütte, in der Umgebung des Pflunsees und N unter den Pflunspitzen ziemlich häufig. Einzelne Andalusitkristalle treten auch in dem Gebiet W davon nicht allzu selten auf, so z. B. SSO unter der Oberen Gaflunaalpe um 1860 m. Etwas N unter der Reutlinger Hütte steht am Wege in zirka 2380 m in den Schiefergneisen eine ganz dünne Amphibolitlage mit Brauneisen an. ONO ober P. 2398 wurde in 2430 m eine Kluffüllung aus Gneisstückchen mit großen Kalzitkristallen als Bindemittel beobachtet.

N P. 2266 und N Gafluner Winterjöchl sind nicht mehr alle Lagen des Biotitgranitgneises ganz typisch. Auch die teilweise Chloritisierung der Biotite trägt dazu bei. Häufig treten hier ganz dünne Lagen auf, die dem porphyroblastischen Granitgneis schon recht ähnlich sehen. Trotzdem muß man hier das Gestein als ganzes noch als Biotitgranitgneis bezeichnen. Gegen den Ostrand des Kares „Schaffali“ (SSO Eisentalerspitze) kommen besonders in den mittleren Partien Lagen vor, denen der Biotit fast fehlt. Dafür treten die Lagen von porphyroblastischem Biotitgranitgneis häufiger auf. SSW unter P. 2426 sind die typischen Biotitgranitgneislagen schon fast restlos verschwunden. Das Gestein ist hier im Streichen gegen W allmählich in einen porphyroblastischen Biotitgranitgneis übergegangen. Dieser baut hier die unteren Abhänge auf der Nordseite des Pfluntales auf und keilt bei der Putzkammeralpe aus. W davon ist ein weiterer kleiner solcher Gesteinszug, der im westlichen Teil im Liegenden und Hangenden von migmatitischem Granitgneis umgeben wird. Auch hier sind die Verzahnungen dieser Gesteine miteinander (Taf. XI) gut zu erkennen. Im östlichen Teil spaltet sich der porphyroblastische Biotitgranitgneis in zwei Äste, die gegen 500 m nach O ziehen und z. T. diskordant den Schiefergneisen zwischengelagert sind.

Am Südgrat der Eisentalerspitze (Profil 4) sind den Schiefergneisen mehrere porphyroblastische Biotitgranitgneiszüge zwischengelagert. Auch im Gebiet W davon bis zur Unteren Gaflunaalpe treten noch mehrfach diese Gesteine innerhalb der Schiefergneise (Taf. XI) auf. Im dritten Graben O der oberen Alpe enthält dieses Gestein reichlich kleine, etwas dickere Biotite. O P. 2202 steht geringmächtiger Biotitgranitgneis an. Im ersten Graben W dieses Punktes trifft man in 2040 m einen 1 m und in 2050 m einen mehrere Meter mächtigen migmatitischen Granitgneis. Diese beiden

Vorkommen mußten in der Karte als eine Lage ausgeschieden werden. Dieses Gestein tritt hier auch NW, N und NO der Unteren und NW der Oberen Gaflunaalpe auf. Im zweiten Graben W der oberen Alpe treten zuunterst unter den etwas granathaltigen Schiefergneisen noch einige Lagen von Biotitfleckengneisen auf. Im nächsten Graben W davon steht um 1840 *m* ein sehr feinkörniger zweiglimmeriger Augengneis mit nur wenige Millimeter großen Feldspatäugen an. W davon ist noch ein ganz kleines Vorkommen dieses Gesteins. S und SW der Oberen Gaflunaalpe verwittern die Schiefergneise ganz wallförmig. Die vielfach langen, schmalen und steilen Wälle, die im obersten Teil meist von Moränenschutt bedeckt werden, bestehen, wie gute Aufschlüsse erkennen lassen, aus anstehendem Schiefergneis.

Der von der Unteren Gaflunaalpe durch das Gaflunatal in den obersten Teil des Pfluntales hinüberziehende zweiglimmerige Augengneis ragt an verschiedenen Stellen deutlich als Hügelzug über den Talboden empor. Dieser Gesteinszug kann aber nicht mit dem Augengneisvorkommen N davon bei P. 2266 in Verbindung gebracht werden. Von dem N anschließenden Biotitgranitgneis bzw. porphyroblastischen Biotitgranitgneis (weiter im W) ist der Augengneis teilweise durch eine dünne Lage von Schiefergneisen getrennt. SO unter P. 2053 N „Am Mutt“ tritt zwischen den Schiefergneisen und den Augengneisen erzhaltiger Amphibolit auf, an dem sich Spuren eines alten Bergbaues erkennen lassen. Im Graben N der Einmündung des Gaflunabaches in die Litz finden sich im Augengneis einzelne schwarze Turmaline.

S davon folgt jene Zone von Biotitfleckengneisen, die weiter O in großer Mächtigkeit den Höhenrücken Trostberg—Muttberg (14, S. 320) aufbaut, nach W zu aber viel an Mächtigkeit verliert, besonders W der Unteren Dürrwaldalpe. W davon baut sie den Hang zwischen Ronnen- und Alpgueßalpe auf, zieht über den Augstenberg, wo ihr ONO unter P. 2114 wenig mächtiger Muskowitaugengneis zwischengeschaltet ist, zum Grasjoch und von hier gegen SW hinab und vereinigt sich weiter unten mit den N ober St. Gallenkirch in großer Ausdehnung anstehenden Biotitfleckengneisen.

Die nördlichsten Lagen des Biotitfleckengneises sind zwar noch etwas quarzitisches, unterscheiden sich aber dennoch ganz gut von den Schiefergneisen. Bei P. 1900 (Fanesklaalpe) findet sich ein kleines Amphibolitvorkommen in diesem Gestein. Den Biotitfleckengneisen sind nicht selten dünne Biotitschieferlagen zwischengeschaltet. Ober dem kleinen See (N P. 1879) bei der Freschalpe findet sich ein nur ein paar Dezimeter dicker weißer feinkristalliner Marmor. Dieser See wird von der Bevölkerung als „Pfannensee“ bezeichnet, während der Pfannensee der Spezialkarte „Langer See“ genannt wird.

O P. 2045 (O von „Am Mutt“) geht ein bis 3 *m* mächtiger NNW-SSO streichender und 55° O fallender Gang von weißem Quarz quer durch die Biotitfleckengneise. Auch der Quarzit N unter dem Lutterseeberg in 1880 *m* streicht ähnlich quer zu den Gneisen. Zwischen P. 2400 und P. 2045 verwittern die Biotitfleckengneise am Bergrücken N der Litz unter 2300 *m* bis tief hinab deutlich wallförmig. Die Wälle lassen sich mitunter einige 100 *m* weit verfolgen. Mitunter häufen sich an diesen

Wällen auch heruntergefallene Blöcke an. Es handelt sich dabei aber nicht um Moränenwälle, da Erratika nur ganz vereinzelt vorkommen. Auch N der Freschhütte und NNO ober P. 1711 in 1840 *m* handelt es sich nicht um Moränenwälle, wie man der Form nach vielleicht schließen könnte, sondern um anstehendes Gestein.

S zwischen P. 2121 und dem Gafluner Winterjöchel ändert sich das Streichen und Fallen sehr stark, da die Biotitfleckengneise hier teilweise heftig gefaltet sind. Zwischen 2500 *m* N des Kammes und P. 2653 ist das Gestein durchwegs so intensiv gefaltet, daß nur mehr die Faltenachsen meßbar sind. Dies ist noch an vielen anderen Stellen, besonders am Kamm W davon der Fall. Am Mutzberg fallen die Biotitfleckengneise, soweit eine Bankung erkennbar ist, um 60° S. Am Kamm zwischen Trostberg und P. 2653 ist eine mächtige Falte zu sehen, deren Achse ziemlich parallel zum Gratverlauf streicht und um 30° W fällt. N ober der Freschalpe fallen die stark gefalteten Biotitfleckengneise z. T. ziemlich flach N, S der Alpe stehen sie durchwegs sehr steil (Profil 2 und 5). Im Graben N unter der Käfernalpe sind die Biotitfleckengneise um 1740 *m* und im zweiten Graben O davon um 1780 *m* und 1520 *m* stark gefaltet und gestört. N unter P. 2037 (NNW Wannenköpfe) ist das Gestein etwas diaphoritisch.

Nach S schließt an die Biotitfleckengneise zwischen dem Schönferwalltal und der Oberen Dürrwaldalpe unvermittelt die mächtige Zone der Biotitgranitgneise an (14, S. 322), die den Valschavielkopf und den Kamm der Schwarzen Wand aufbaut. Auch W des Madererspitzes bilden die Biotitgranitgneise mit den Gipfeln Dürrekopf, Roßberg, Pizzeguter Grat und Geisterspitz wieder den Hauptkamm. Zwischen P. 2037 (N Eisernes Tor) und P. 1798 fallen die Granitgneise an ihrer Nordgrenze meist steil N (Profil 2), weiter W davon fast durchwegs mehr oder weniger steil S (Profil 5 und 7). Am Augstenberg treten zwischen den Biotitfleckengneisen und den Biotitgranitgneisen mächtige zweiglimmerige Augengneise auf, denen an ihrem Nordrande eine dünnere Biotitgranitgneislage zwischengeschaltet ist. Diese Augengneise reichen in großer Mächtigkeit bis zur Käfernalpe und keilen O davon rasch aus. Im Liegenden der Augengneise steht bei dieser Alpe Biotitgranitgneis an, der an die Biotitfleckengneise N darunter grenzt. Bei P. 1964 SO dieser Alpe reichen die Biotitfleckengneise viel weiter nach S hinauf und grenzen hier wie auch N unter dem Lutterseeberg an den Biotitgranitgneis. W der Oberen Dürrwaldalpe ist den nördlichen Lagen des Biotitgranitgneises zweiglimmeriger Augengneis zwischengelagert. S des Pizzeguter Grates ist dem Biotitgranitgneis ein mächtiger zweiglimmeriger Augengneis zwischengelagert, der NW unter dem Dürrekopf gegen O ganz auskeilt. Hier und auch W des Sees NW unter P. 2412 sind die beiden Gesteine z. T. stark diaphoritisch. Auch am Lutterseeberg ist dem Biotitgranitgneis zweiglimmeriger Augengneis zwischengelagert, der aber etwas arm an Biotit ist. Während die Biotitgranitgneise sonst fast immer gut gebankt sind, ist der hier S davon folgende bis weit nach S hinauf ungebankt, aber ziemlich stark gefaltet. Am Geisterspitz ist dieses Gestein teilweise sehr stark geschiefert. Auch an der Südgrenze der Biotitgranitgneise stehen zweiglimmerige Augengneise an, die im S gegen die Amphibolitmasse des Madererspitzes

grenzen. An der Nordgrenze der Amphibolite wechsellagern mit diesen einige dünne Schiefergneislagen mit Feldspatknotten und einige dünne Augengneislagen, die hier aber ziemlich reich an Biotit sind. Der Tolle-spitz ist nicht 2514 m hoch, sondern eher 2574 m, da er P. 2559 deutlich überragt.

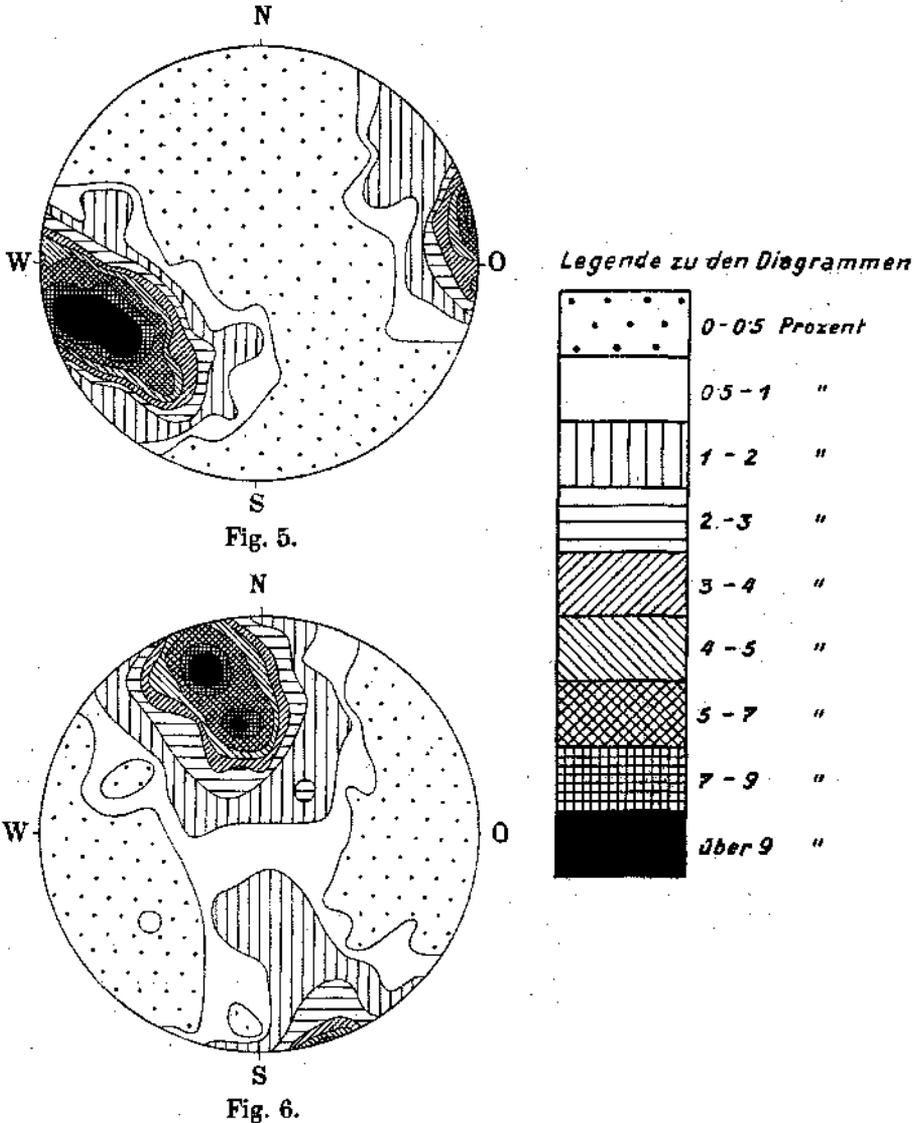
Der Biotitgranitgneis, in dem auch S der Litz mitunter Lagen mit chloritisierten Biotiten vorkommen, enthält N P. 2544 (NO Madererspitze) in 2360 m eine nur wenige Zentimeter dicke ganz grobfaserige Lage. Etwas W unter P. 2311 (NO Eisernes Tor) wurden in 2240 m im Schutt Biotitgranitgneisstücke mit kleinen Einschlüssen von Graphit beobachtet.

An jüngeren Störungen ist neben vielen kleineren Verwerfungen das Abrutschen der Biotitfleckengneise N unter der Bärenalpe zu erwähnen. Von dem in großer Mächtigkeit O der Bärenalpe anstehenden Muskowitangengneis ist W des Waldrandes nur mehr ein wenige Dezimeter breiter Streifen eines ganz mylonitisierten Gesteins zu sehen, das aus grauem zähem Lehm besteht, der nur mehr ganz verquetschte helle Quarzstücke enthält. Dieser Lehm wird von zerrüttetem Biotitfleckengneis unter- und überlagert. Die großen Blöcke bei der Bärenalpe gehören wohl keiner Blockmoräne an, sondern sie stellen den obersten Teil der zerrütteten Biotitfleckengneismasse dar, die mindestens 200 m weit nach N über die Muskowitangengneise abgerutscht ist und diese auf einer größeren Strecke bedeckt. N ober der Oberen Wasserstubenalpe ist eine größere Schiefergneismasse gegen S abgerutscht. Das Gestein der abgerutschten Scholle ist wohl stark zerrüttet, hat aber gleich wie der Biotitfleckengneis unter der Bärenalpe seinen Zusammenhalt noch teilweise bewahrt. Hier ist der Abrutschrand noch ganz gut erkennbar.

Die an den Gesteinen der Silvrettadecke eingemessenen Streckachsen sind auf Tafel XI dargestellt. Ober P. 2306 (SO Albonkopf), W vom Gafuner Winterjöchl, SO P. 2398 (Wildebene), an der Straße beim Fratner Tobel und an anderen Stellen ist ein stärkeres Pendeln der Streckachsen zu beobachten. S unter P. 2525 (Muttberg) sind die Achsen um 2250 m leicht wellig verbogen und fallen hier flach O. Am rechten Ufer des Nenzigastbaches um 1750 m fallen die Achsen am östlichen Hang weiter oben ziemlich flach und weiter unten steiler gegen W ein. Hier kann man ein ziemlich stark bogenförmiges Abbiegen der Achsen gegen den Bach hinab deutlich erkennen. Im dritten Graben O P. 1866 (Käfernalpe) sind die Streckachsen um 1520 m schon auf Strecken von wenigen Metern stark verbogen.

Am Zamangbach sind die Streckachsen in 1660 m stark geknickt, indem die zunächst flach S fallenden Achsen plötzlich steil gegen S abbiegen und nach einer ganz kurzen Strecke ebenso unvermittelt wieder ihre frühere Lage einnehmen. Um 1700 m treten wieder mehr OW streichende Achsen auf. Darunter sind die Biotitfleckengneise stark gestört. Auch mylonitisches Material liegt hier herum. Darüber sind in 1720 m zwei Systeme von Streckachsen (= B-Achsen) zu beobachten, die in einer etwa N 46° O corr. streichenden und 53° S fallenden Schieferungsebene liegen. Auf Taf. XI sind solche Achsen als sich kreuzende Pfeile hervorgehoben.

SO ober der großen Felsstufe des Albonabaches findet sich in 1970 *m* im Schiefergneis eine Stelle mit zwei *B*-Achsen. Die Schieferungsfläche streicht hier N 78° O corr. und fällt 75° S. SO unter P. 2531 (WSW Eisentalersp.) sind im Muskowitaugengneis in 2330 *m* an einer größeren Felswand sehr deutlich zwei Systeme von *B*-Achsen wahrzunehmen. In einer N 73° O corr. streichenden und 75° S fallenden Schieferungs-



ebene liegt eine Streckachse, die 50° W fällt, und eine Faltenachse, die 10° O fällt. Das Gestein wurde hier || zur Faltenachse leicht gewellt.

Am Gstansjoch wurden im Glimmerschiefer ganz undeutliche *B*-Achsen beobachtet, die gegen 70° W fallen. Im Graben W Rauh Bertle fallen die *B*-Achsen um 1100 *m* noch ziemlich flach gegen W ein, unter 1060 *m* wird das Einfallen aber immer steiler gegen W.

Nachdem die eingemessenen *B*-Achsen auf Taf. XI eingetragen waren, wurden sie auch mit Hilfe der flächentreuen Azimutalprojektion darge-

stellt. Bei den folgenden Diagrammen ist zu beachten, daß es sich um die Darstellungen einer unteren Halbkugel, von innen gesehen, handelt. Das Diagramm Fig. 5 wurde durch einprozentige Auszählung der Durchstichpunkte von 231 *B*-Achsen gewonnen.

Zunächst wurden die *B*-Achsen aus der Phyllitgneiszone und die aus dem hier besprochenen Teil der Silvrettadecke gesondert eingetragen. Dabei ergab sich, daß die *B*-Achsen der Phyllitgneiszone im Streichen ungefähr gleich stark pendeln wie die übrigen Achsen, daß sie aber durchwegs flacher, meist zwischen 0 und 30° einfallen. Auffällig ist auch noch, daß von der beträchtlich geringeren Zahl der Achsen aus der Phyllitgneiszone fast ebenso viele gegen 0 einfallen wie von den Achsen aus der Silvrettadecke. Nachdem sich keine größeren Abweichungen der beiden Diagramme ergeben hatten, wurden sie vereint. In dem Diagramm Fig. 5 tritt nur ein sehr starkes Maximum (13%) ungemein deutlich hervor. Dieses Maximum entspricht *B*-Achsen, die N 50° O bis N 80° O corr. streichen und O bis 40° W fallen. Hier bestätigt sich wieder die schon beim Kartieren gemachte Beobachtung, daß die *B*-Achsen meist um so steiler gegen W einfallen, je stärker sie von der O-W-Richtung gegen die N-S-Richtung hin abweichen.

Auch die gemessenen Schieferungsflächen wurden mit Hilfe derselben Projektion dargestellt. Das Diagramm Fig. 6 wurde durch einprozentige Auszählung der Normalen-Darstellung von 425 Schieferungsflächen gewonnen. Auch hier wurden zunächst die Schieferungsflächen aus der Phyllitgneiszone getrennt von denen der Silvrettadecke dargestellt. Da sich aber keine Abweichungen ergaben, wurden die beiden Diagramme wieder vereint. Auch in dem Diagramm Fig. 6 tritt nur ein sehr ausgeprägtes Maximum auf, das im Fallen etwas auslappt. Dieses Maximum entspricht Schieferungsflächen, die N 64° O bis N 96° O corr. streichen und zwischen 90 und 32° S fallen. Dabei sind die Lagen zwischen 76 und 60° S und zwischen 45 und 40° S noch etwas häufiger.

Zusammenfassung.

In der vorliegenden Arbeit werden die Aufnahmesergebnisse in dem W der Grenze zwischen Tirol und Vorarlberg liegenden Teil der Ferwallgruppe vorgelegt, der im S durch eine vom Valschavielkopf nach St. Gallenkirch verlaufende Linie begrenzt wird. Zunächst wird der Verlauf der Grenze zwischen den nördlichen Kalkalpen und dem Kristallin zwischen Stuhem am Arlberg und dem Montafon beschrieben, dann die S davon folgende Zone der Phyllitgneise und Glimmerschiefer mit ihren tektonischen Einschaltungen von Grauwackengesteinen und Verrukano. Hierauf folgt die Beschreibung der Grenze zwischen den Phyllitgneisen und den Gesteinen der Silvrettamasse. An einigen Stellen konnte hier eine Überschiebung der Silvrettadecke auf die Gesteine der Phyllitgneiszone, die noch zur Landecker Phyllitzone im weiteren Sinne gehören, nachgewiesen werden. In der Umgebung etwas O vom Kristbergsattel ist die Überschiebung als eine deutliche Reliefüberschiebung zu erkennen. In dem hier untersuchten Teil der Silvrettadecke haben wir isoklinale Gesteinszonen vor uns, die O—W bis WSW—ONO streichen und deren

Fallen größtenteils mittelsteil bis steil S gerichtet ist. Daneben findet sich aber auch steiles Nordfallen. Im Gebiet W des Wasserstubentales kommen größere Schwankungen im Streichen vor und hier ist auch stellenweise viel flacheres Einfallen gegen S und auch gegen N zu beobachten. Die größten Schwankungen im Streichen und Fallen machen sich in der näheren und weiteren Umgebung der mehr linsenförmigen Vorkommen von Muskowitaugengneisen bemerkbar. Die Abweichungen im Streichen von der O-W-Richtung sind sicher bedeutend größer als G. A. Koch (11, S. 115) annimmt. Ofters stoßen hier auch granitische Massen diskordant an die sie umgebenden Schiefergneise, die dann in der Nähe der Granitgneise meist stark gestört sind. Von besonderem Interesse ist auch die hier häufiger auftretende magmatische Durchtränkung der Schiefergneise und die Verzahnungen der Granitgneise mit den Schiefergneisen.

Bei Betrachtung des Kartenbildes erhält man den Eindruck, daß die große Muskowitaugengneismasse im Wasserstubental SO von Dalaas daran mitbeteiligt war, daß das weiter O mehr OW gerichtete Streichen der Gesteinsserien im westlichen Teil einen WSW—ONO gerichteten Verlauf nahm. Die Richtung der allenthalben verbreiteten Streck- und Faltenachsen ist der Taf. XI und dem Diagramm Fig. 5 zu entnehmen. Dabei ist allerdings zu beachten, wie die angeführten Beispiele mit den zwei verschiedenen *B*-Achsen an einer Stelle zeigen, daß auch die übrigen *B*-Achsen nicht alle einem und demselben System angehören werden. Vielleicht sind darauf die mitunter beträchtlichen Schwankungen der *B*-Achsen im Streichen und Fallen zurückzuführen, da sich im untersuchten Gebiet wenigstens zwei Systeme von *B*-Achsen nachweisen lassen.

Die eigenartigen Ausbuchtungen der Grenze zwischen dem Kristallin und der Grauwackenzone gegen NW N vom Kristbergsattel und NW von Silbertal und die Verstellung der Schollen von Phyllitgneis und Amphibolit im Klostertal O von Danöfen führt O. Ampferer (2) auf die viel jüngere von O gegen W erfolgte Überschiebung der Silvrettamasse zurück, wobei es zu einer randlichen Überfahrung der Lechtaldecke im Rätikon gekommen ist. Auf diese Bewegung ist wohl auch die starke Verbiegung der Schiefergneise und der umgebenden Muskowitaugengneise zwischen Bettler Alpe und Ob. Wasserstubenalpe und das eigenartige Umbiegen des Amphibolits am Grat N der Wormser Hütte (N Kapelljoch) zurückzuführen.

Benutzte Literatur.

1. Ampferer O. und Hammer W. Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Landeck, Wien 1924.
2. Ampferer O. Zur Großtektonik von Vorarlberg. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1932, Bd. 82.
3. Cornelius H. P. Über ein neues Andalusitvorkommen in der Ferwallgruppe (Vorarlberg) und seine regionalgeologische Bedeutung. Zentralblatt für Mineralogie etc., Stuttgart, Jahrgang 1921.
4. Hammer W. und John C. Augengneise und verwandte Gesteine aus dem oberen Vintschgau. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1909, Bd. 59.

5. Hammer W. Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1918, Bd. 68.
6. Hammer W. Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Nauders, Wien 1923.
7. Hammer W. Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal, Wien 1929.
8. Hammer W. Zur Umgrenzung der Ötztaler Alpen als Schubdecke. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1931.
9. Koch G. A. Reisebericht Nr. 1: Aus dem Montafon. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1876.
10. Koch G. A. Ein Beitrag zu den geologischen Aufnahmen im Rätikon und in der Silvrettagruppe. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1877.
11. Koch G. A. Zur Geologie des Montafoner Tales. (Separatabdruck aus Otto Pfister's „Das Montafon mit dem oberen Paznaun“. Lindau und Leipzig 1882).
12. Koch G. A. Die Abgrenzung und Gliederung der Silvrettagruppe. Wien 1884.
13. Peltzmann I. Silurnachweis durch einen Graptolithenfund in der Grauwacke Vorarlbergs. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1932.
14. Reithofer O. Beiträge zur Geologie der Ferwallgruppe I. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1931, Bd. 81.
15. Reithofer O. Glazialgeologische Untersuchungen in der Umgebung südlich des Arlbergpasses. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1933, Bd. 83.
16. Richter M. Der ostalpine Deckenbogen. Eine neue Synthese zum alpinen Deckenbau. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1930, Bd. 80.
17. Richter M. Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart 1930, Beilagebd. 63, Abt. B.

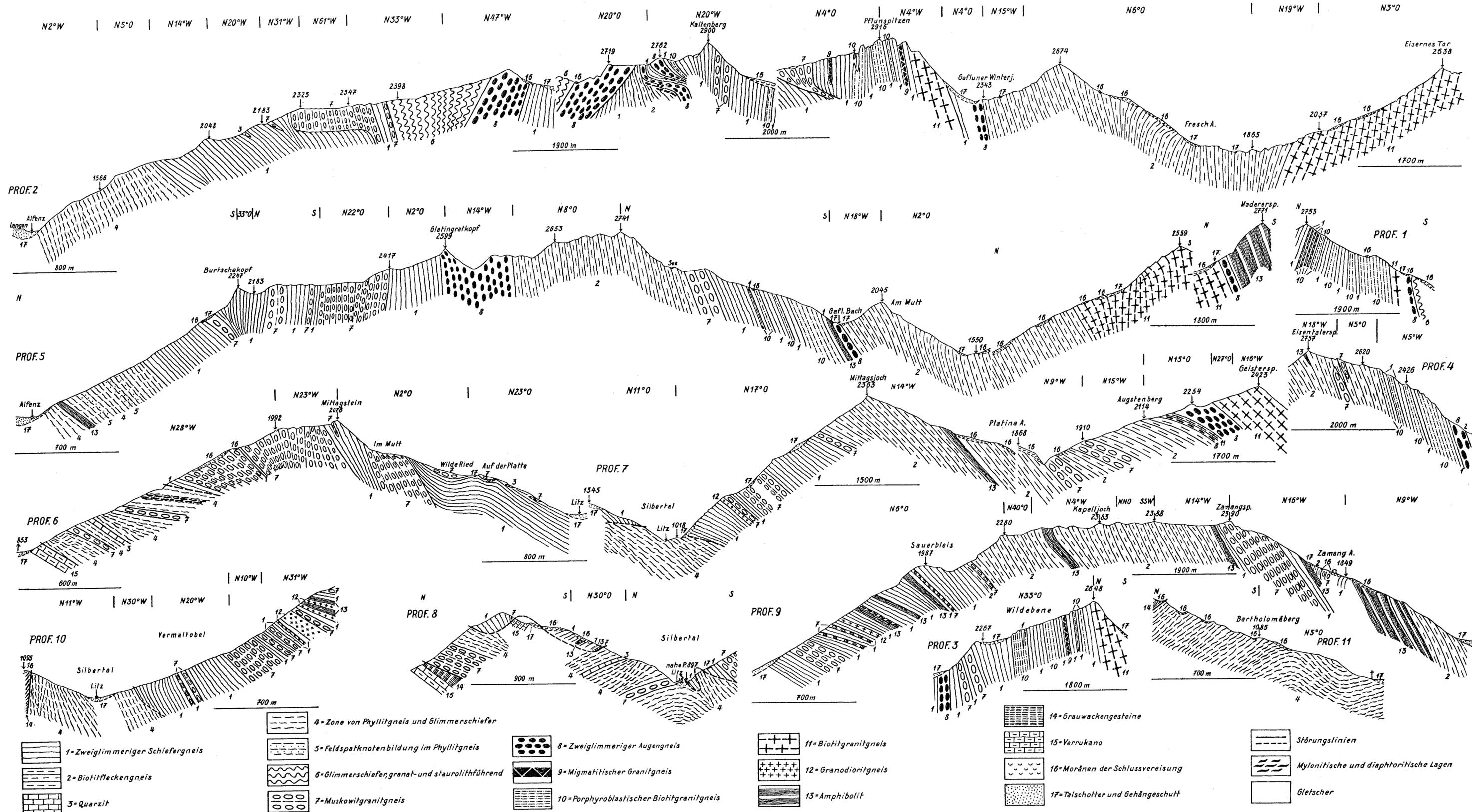
Geologische Profile aus der Ferwall-Gruppe.

Maßstab 1:25.000.

Aufgenommen von O. Reithofer 1930—1934.

Tafel X.

Otto Reithofer: Geologie der Ferwall-Gruppe II.



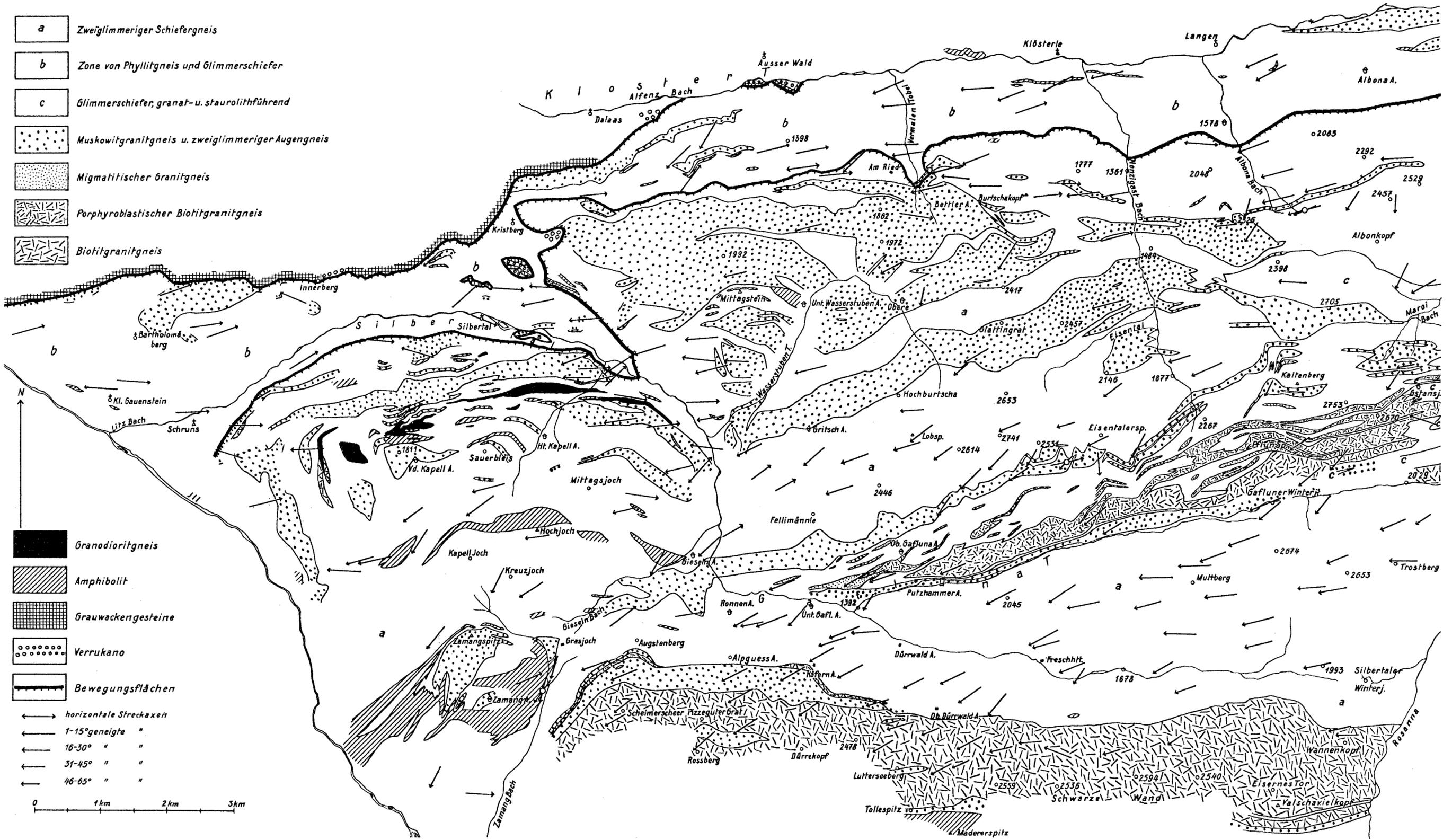
Geologische Karte der westlichen Ferwall-Gruppe.

Maßstab 1:50.000.

Aufgenommen von O. Reithofer 1930—1934.

Otto Reithofer: Geologie der Ferwall-Gruppe II.

Tafel XI.



Ganggesteine der Kalireihe aus dem nieder- österreichischen Waldviertel.

Oskar Hackl und Leo Waldmann.

(Mit zwei Textfiguren.)

Vor einigen Jahren hat A. Köhler (1928) darauf hingewiesen, daß die bisher aus dem Waldviertel bekanntgewordenen Tiefengesteine und ihre Ganggefölgenschaft sich im Differentiationsverlauf merklich von der pazifischen Reihe (in der Fassung P. Niggli) gegen die mediterrane hin entfernen. Dieses Abschwenken wird noch mehr betont durch das Auftreten von mikroclinreichen Minetten und ihnen sich eng anschließenden Gesteinen syenitischer bis granitischer Zusammensetzung, die in ziemlich beträchtlicher Menge eigentümliche Alkalihornblenden, ja sogar Ägirin enthalten.

Solche Felsarten sind verbreitet im Raume zwischen Karlstein—Raabs—Edlitz (Kartenblatt Drosendorf). Diese Gegend baut sich auf aus stark gefalteten, oft gestreckten, im Streichen wiederholt geknickten Gföhler Gneisen mit allen ihrer Übergängen in geaderte und migmatitische Schiefer- und Perlgneise; ihnen eingelagert sind Linsen von Porphyroiden und ihren Abkömmlingen. Alle diese Gesteine liegen scheinbar muldenförmig der marmorreichen Gabbroamphibolitgranulitgruppe von Karlstein—Riegers auf. An der Mährischen Thaya zwischen Piesling und Alberndorf tauchen unter dieser männigfaltigen Gruppe Cordieritgneise derselben Art auf, wie sie die großen Granitmassen des westlichen Waldviertels begleiten. Granite sind wohl auch hier in geringer Tiefe anzunehmen, zumal das Grundgebirge unserer Gegend von einem reichentwickelten Ganggefölg durchtrüert wird. In dieser Arbeit werden aber nur die Alkaliminetten und deren syenitischen bis granitischen Verwandten besprochen.

Unterstützt haben diese Arbeit durch freundliche Überlassung von Vergleichsproben die Herren Professoren O. H. Erdmannsdörfner (Pyroxensyenite im Harz), G. Klemm (Quarzminette vom Sonberg und von Hemsbach im Odenwalde), A. Lacroix (Torendrikit von Ambatofinandrahana und Marovoalavo, Madagaskar) und J. de Lapparent (Minette von Wackenbach im Elsaß), ferner durch Einsicht in die ihnen unterstellten Sammlungen die Herren Professoren A. Himmelbauer und H. Michel. Frau Prof. Dr. Hilda Gerhardt gab bereitwilligst Auskunft über das Vorkommen von Ganggesteinen in der Umgebung von Raabs. Ihnen allen sei hier nochmals gedankt. Die chemischen Analysen wurden von dem einen der Verfasser (O. Hackl), die geologisch-petrographischen Untersuchungen im engeren Sinne vom anderen durchgeführt.

Unsere Kenntnis solcher Ganggesteine im Waldviertel geht auf Hilda Gerhardt (1911, S. 111) zurück; sie entdeckte in einer dieser Felsarten nördlich von Thures eine arfvedsonitische Hornblende. Dieses Vorkommen gehört einem etwa 2 km langen nahezu OW (N 80° O) streichenden Gange (scheinbare Mächtigkeit bis 30 m) an, in dem einst nahe der Straße Thures—Wetzles hart am Waldrande (O ♦ 566) und am Feldweg südlich der Brühlhäuser kleine Schotterbrüche angelegt waren. Von diesen mehr syenitischen Spielarten weicht der Inhalt des bedeutendsten etwa 5 km langen schwächtigen Ganges ab, er streicht parallel zum Thureser Gang, nördlich der Linie Fünfhaus (Karlstein)—Breitenmoos, er enthält eine Fülle ausschließlich saurer abwechslungsreicher Glieder. Weitere hierher gehörende Typen, z. B. hydrothermal verändert, fanden sich am Nordrande des Galgengrabens bei Göpfritzschlag. Sämtliche aufgezählten Gänge durchbrechen den Gföhler Gneis. Ihnen schließen sich noch die basischen Gesteine (Alkaliminetten) an; Hilda Gerhardt hat bereits Proben von ihnen am linken Ufer der Deutschen Thaya NW von Raabs nahe ♦ 445 (Spittelholz) und aus dem Bronzitolivinfels am rechten Ufer der Mährischen Thaya, W Bergfeld, südlich von Alberndorf aufgesammelt. Die Aufschlüsse in den alkalireichen Ganggesteinen sind fast durchwegs schlecht, die Grenze gegen die Nachbarschaft ist außer bei den Minetten nirgends freigelegt.

Die sauren Ganggesteine¹⁾ sind blaugrau bis graugrün, auch rötlich, gelblich, meist flaserig und führen einzelne größere Alkalifeldspate und Alkalihornblenden (Thures, Karlstein—Breitenmoos: kalireiche Hornblendesyenite, Karlsteinite); die Minetten (reich an porphyrischem Biotit) sind schwärzlichbraun (Raabs, Alberndorf). Infolge der örtlichen Bedingungen erleiden vor allen die sauren Ganggesteine oft eines und desselben Vorkommens mannigfache Abänderungen in Mineralbestand und Struktur, sei es durch das Auftreten von Diopsid und Ägirin oder durch die veränderlichen Eigenschaften der Hornblende, sei es im Gefüge, bedingt durch den meist jähen Wechsel körnigflaseriger bis dünnstiefriger Ausbildungsweise bei porphyrähnlichen Erstarrungsformen oder gar durch das Zustandekommen kristalloblastischer Strukturen.

Ganggesteine von Thures.

Die Hornblendesyenite von Thures (Thuresite) sind in der Regel mittelkörnige Gesteine mit reichlich blaßrötlichem Alkalifeldspat, umschwärmt von graugrüner Hornblende, mitunter sind sie gebändert durch mittel- und feinkörnige feldspat- und hornblende reichere wie auch porphyrische, scharf abgesonderte Lagen, bald massig, bald kräftig grob- und dünnflaserig und dann fürs freie Auge gneisartig. Die großen dicktafeligen Mikrokline (Karlsbader und Manebacher Zwillinge) schließen sich zu einem eng versparrten Gebälk zusammen, dessen Zwischenräume Albit und Quarz füllen. Alkalihornblende, Diopsid, Apatit, Titanit und der spärliche dunkle Glimmer werden vom Kalifeldspat umschlossen. Er grenzt gegen den breitlamellierten nicht selten auch

¹⁾ Ursprünglich ebenfalls zu den Minetten gerechnet (1933).

schachbrettartigen Albit ($\perp [100] : -16^\circ Pa', +, v > \rho$) mit zerfressenen Rändern, während dieser sich mit gut entwickelten Kanten in die Lücken hineingewachsen hat. Doch ist das Verdrängen des Mikroklin durch den Albit nicht über den Beginn hinausgekommen. Die wahre Heimat des Schachbrettalbites sind die sauren bis intermediären Alkaligesteine, aus denen er wiederholt beschrieben worden ist. In kristallinen Schiefen, in denen ihn F. Becke zuerst erkannt hat, tritt er seltener auf und auch da nur in besonderen Typen. Der nicht entmischte Kern des unscharf zonaren Mikroklin (Natronmikroklin) hat einen kleineren Achsenwinkel und auch eine kleinere Auslöschung ($\perp \beta : 3^\circ - 4^\circ M\alpha'$) als die

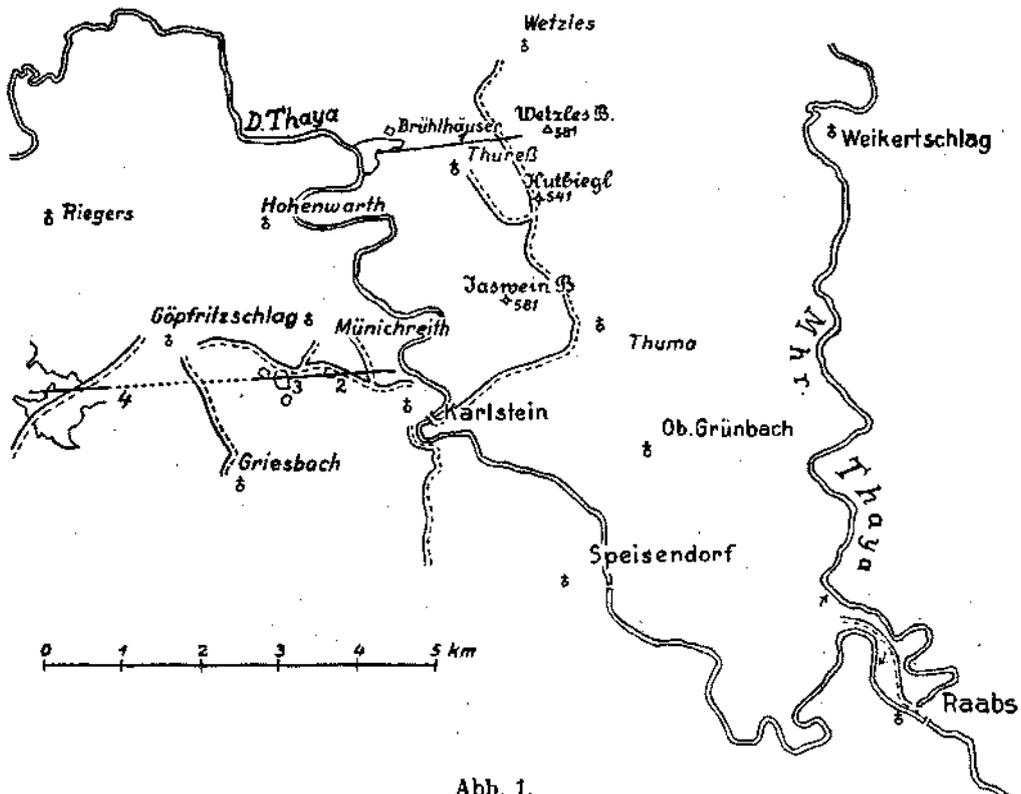


Abb. 1.

schwach perthitische Mikroklinhülle ($\perp \beta : 15^\circ - 16^\circ M\alpha'$). Der Quarz füllt als das zuletzt ausgeschiedene Mineral die winzigen Lücken, Mandeln und Nester zwischen dem scharfumrissenen Feldspat und der Hornblende. Noch vor der Hauptmasse des Mikroklin kristallisierte die zonare oder fleckige Alkalihornblende. Im Kern hat sie prismatischen Umriß, ihre Hülle wird nach außen schilfig-faserig.

Sehr selten ist der Kern blaß, kaum pleochroitisch mit $c\gamma : 17^\circ \rightarrow 34^\circ$ gegen außen, $\gamma - \alpha : 0.020 \rightarrow 0.016$; an ihn schließt sich oder, wie es gewöhnlich der Fall ist, die blasse Kernhornblende ersetzend, ein tief gefärbter Streifen, in ihm sinkt $2V$ auf 0° , gegen außen öffnen sich wieder die Achsen, aber senkrecht (010) bis zu mittleren Werten; $v \geq \rho$ um α ($b = \beta$)

$\rho \gg \nu$ um α ($b = \gamma$), $c\gamma$ bzw. $c\beta$: $39^\circ \rightarrow 58^\circ$, $c\beta_{\text{blau}} > c\beta_{\text{rot}}$ in den normalsymmetrischen Anteilen: $\perp \alpha$: horizontale, $\perp \gamma$: gedrehte Dispersion (kein Kreuz, sondern nur dimetrische Farbenverteilung). Deutliche Dispersion des Pleochroismus: (a): oliv-bräunlichgelb \ll (c): tief-gelblichgrün bis grasgrün ($b = \beta$), tiefbläulichgrün ($b = \gamma$) $<$ (b): schwankend: tiefbraunviolett, blauviolett, tiefgraublau bis schwarz; $\beta - \alpha$: $0.005 \rightarrow 0.008$, $\gamma - \beta$: $0.002 \rightarrow 0.004$. Nach außen zu werden die Farben blasser: (a): bräunlichgelb $<$ (c): bläulichgrün, die Lichtbrechung steigt, $c\beta$: $32^\circ \rightarrow 30^\circ$, $\beta - \alpha$: 0.006 . Diese blasse Zone wechselt manchmal mit der tiefgefärbten; auch die Tracht ändert sich: der Kern besitzt (010), (110), (001), ($\bar{1}01$), die blasse Zone nur (110) und ($\bar{1}01$) nach der Aufstellung von G. Tschermak. Die in der (c) Achse sich öffnenden Sektoren der übrigens seltenen Anwachspyramiden löschen mit ($c\beta$: $45^\circ \rightarrow 58^\circ$) aus, die quer zur (c) Achse mit ($c\beta$: $38^\circ \rightarrow 43^\circ$). Die blasse normalsymmetrische Zone fehlt mitunter. Auf die blasse normalsymmetrische Zone folgt unvermittelt eine schmale, ebenfalls blasse, aber parallelsymmetrische mit niedrigerer Lichtbrechung: $c\gamma$: $23^\circ \rightarrow 17^\circ$, $\gamma - \alpha$: $0.009 \rightarrow 0.015$, $\beta - \alpha$: $\rightarrow 0.011$, $\gamma - \beta$: $\rightarrow 0.004$, α : sehr blaß gelblichgrün bis farblos $<$ β : blaß graugrün = γ : blaßblaugrün, $\nu \gg \rho$ um α . Zuletzt schließt sich noch eine faserige gemeine Hornblende als Hülle an mit $c\gamma$: $20^\circ \rightarrow 25^\circ$, $\gamma - \alpha$: $0.020 \rightarrow 0.023$, großem $2 V\alpha$, geringerer Lichtbrechung, $\nu \gg \rho$ um α , α : blaßgelblichgrün $<$ γ : bläulichgrün. Da die Auslöschungen in allen Zonen nach derselben Seite erfolgen, so liegen sie offenbar im stumpfen Winkel (β). Die optischen Eigenschaften der dunklen normalsymmetrischen Hornblende nähern sich denen des von A. Lacroix beschriebenen Torendrikits: $b = \gamma$ (A. Lacroix, A. N. Winchell), α : 1.65, γ : 1.67 (A. Lacroix), β : 1.665 (N. A. Winchell), (a) hellgrünlichgelb (c): seegrün (b): grauviolett (E. Denaeyer) $c\beta$: $\sim 40^\circ$ (A. Lacroix), $2 V\alpha$: groß (A. Lacroix). Am Torendrikit von Ambatofinandrahana wurden folgende Werte gefunden:

Spaltblättchen: α' : 1.657, γ' : 1.667, (blasse Zonen γ' : 1.657) $c\gamma'$: 83° (blau), $c\gamma'$: 75° (rot).

Im Schliß; $b = \gamma$. $\perp \alpha$: horizontale Dispersion mit $\rho \gg \nu$, $\perp \gamma$: gedrehte Dispersion, $2 V\alpha$ im Kern klein, in der Hülle groß $c\beta_{\text{rot}}$: Kern $33^\circ \rightarrow$ Hülle 82°

$c\beta_{\text{blau}}$: Kern $49^\circ \rightarrow$ Hülle 90° , demnach $c\beta_{\text{blau}} \gg c\beta_{\text{rot}}$.

Pleochroismus in leuchtenden Farben: (a): hellgelb \ll

(c) Kern: bläulich- bis grasgrün $<$ (b) Kern: grauviolett
Hülle: blaugrün bis grünlichblau Hülle: rötlichviolett

Die Farbtöne der Thureser Alkalihornblende sind stumpfer, noch mehr ähnelt aber die des Karlsteiner Hauptganges dem madagassischen Torendrikit. Der Torendrikit wurde von A. Lacroix (1920) in den kalireichen Alkalisyeniten (Finandraniten) Madagaskars entdeckt; später beschrieb ihn E. Denaeyer (1924) aus albitreichen Nephelinsyeniten von Tiné und aus einem Nephelintrachyt des Djebel Marra in Mittelafrika, D. L. Reynolds aus einem Vogesit der South Bay in Irland und endlich Y. Brière aus Quarzgängen in einem madagassischen Granit.

Hornblenden mit ähnlichen Eigenschaften hat kürzlich N. J. Nakownik aus den Kursker Magnetitquarziten untersucht (1934).

Die fahle schilfige Hornblende der Außenzone strahlt mit kristallographischen Umrissen in die Albitisierungsflecken und in die Quarznester hinein; weiterhin entwickelt sie sich zusammen mit Alkalihornblende auf Kosten des langprismatischen, farblosen Diopsids ($c\gamma:40^\circ$, $B:\rho > \nu$, $\gamma-\alpha:0.026$), sie umwächst auch die Stücke von zerbrochenem Augit und der Alkalihornblende. Demnach reicht die Umwandlung des Diopsids noch in die Zeit vor der völligen Verfestigung zurück. Die Alkalihornblende schied sich zum Teil auf Kosten des Augits bereits mit dem Mikroklin aus. Von den übrigen Gemengteilen sind Orthit und Rutil (ϵ : schwarzbraun $> \omega$: graubraun) sehr selten, reichlich aber der prismatische Apatit und der gelbliche Titanit. Sie alle sind älter als die Hornblende und der Mikroklin. Diesem Mineralbestand gesellt sich vereinzelt, in manchen Proben häufiger und dann gleichmäßig verteilt, Biotit hinzu, bald in gut umrissenen Blättern im Kalifeldspat eingebettet, bald umwachsen von einem dichten, pilitartigen Gemenge von Alkalihornblende; phlogopitischer Kern des Glimmers: α : farblos $< \gamma$: blaßbraun; Hülle: α : blaßbräunlichgelb $\ll \gamma$ schmutzigbraun, $\gamma-\alpha:0.053$. Kies fehlt fast ganz. Der jüngste Gemengteil ist der spärliche Quarz. Er füllt die Lücken zwischen den älteren Gemengteilen aus. Dieses fremdartige Gestein soll Thuresit genannt werden (Analyse 1).

Gegen die Brühlhäuser zu, tritt in den Syeniten eine andere, tiefgefärbte, äußerlich katophoritische Alkalihornblende auf. Sie ist parallel-symmetrisch mit γ : oliv $< \beta$: kupferrot $\gg \alpha$: blaßgelb, $c\gamma:12-13^\circ$ ($\gamma-\beta$): ~ 0.004 , ($\beta-\alpha$): ~ 0.013 , $\gamma-\alpha:0.017$, $2\sqrt{\alpha}$: mittelgroß, $\nu \gg \rho$. Die Mikroklinperthite greifen unregelmäßig ineinander, nur gegen die spärlichen Quarznester sondern sie sich mit Kristallumrissen deutlich ab. Die Alkalihornblende ist im allgemeinen nur wenig besser ausgebildet, gegen den Quarz zu gehen die Farben für β in Grün, also in die einer gemeinen Hornblende, über; große bestäubte Apatite, etwas Titanit und Erz vervollständigen den Mineralbestand dieser Abart.

In den Übergängen in die gewöhnlichen kalireichen Syenite fehlt die Alkalihornblende völlig, an ihre Stelle tritt die gemeine grüne Hornblende. Daneben ziemlich reichlich diopsidischer Augit und Biotit, doch herrscht auch hier durchaus der Mikroklin mit Albitkränzen; Quarz als Lückenfülle. Viel Titanit und Apatit.

In den Vorkommen knapp südlich der Brühlhäuser (Schottergrube am Waldrand) ist die Alkalihornblende fast völlig von der fahlen schilfigen gemeinen Hornblende ersetzt. Nahe verwandt und wohl demselben Magmenherde entstammend ist das Gestein des Hauptvorkommens von Alkaligesteinen:

Ganggesteine von Karlstein—Edlitz.

Die sauren Alkaligesteine (Karlsteinite) des Hauptganges Karlstein—Edlitz sind in ihrer großen Mannigfaltigkeit auffälliger. Je nach dem Farbton der Hornblende und an manchen Stellen auch nach ihrem Mengenverhältnis mit Ägirin wechselt, oft streifenweise, die Farbe des Gesteins zwischen

Fahlgrün in den östlichen, Lebhaftgrün in den mittleren, Graublau, Gelblichgrün, Hellgelbgrün bis Grünlichgelb in den westlichen Teilen des Ganges. Die schwankende porphyrische Ausbildung einzelner Gemengteile, wie Hornblende, Feldspat, Biotit, oder das straffe (trachytische) Fließgefüge nicht selten mit ausgeprägter Streckung, die lagen- und putzenweise Anreicherung einzelner Minerale erzeugen eine ausgezeichnete Bänderung des Gesteins. Während der Fließbewegungen zerbrachen häufig die porphyrischen bis $\frac{1}{2}$ cm langen Hornblendestengel, sie wurden weiters oft noch zerzaust und zerschnitzelt; die Bruchstellen verheilten durch schichtweises ungestörtes Weiterwachsen. Fast unversehrt blieben die bis 1 mm großen Einsprenglinge des Alkalifeldspates mit ihrer auffälligen Folge von scharfkantig umrissenen stärker lichtbrechenden Zonen. Dieser Zonenbau wird noch mehr verdeutlicht durch die eingelagerten Hornblendefitter. Die Hauptmasse der Alkalihornblende umflasert lidartig die kristallographisch wohlausgebildeten Feldspatzonen, während sie im „Streckungshof“ in den breiten Außensaum des Feldspates poikilitisch eingewachsen ist, offenbar weil mit der Ausbildung der Hülle in solchen Fällen das stetige Fließen — unter Regelung der Feldspate und der Hornblende nach der Korngestalt — im wesentlichen abgeschlossen war. Gegen den stets reichlich vorhandenen Quarz zu sondert sich auch dieser Saum mit wohlausgebildeten Flächen ab. Daß die Bewegungen im Gefüge noch nicht völlig erloschen waren, zeigt die Regelung des Quarzes und sein Zerfall in Felder; der Feldspat selbst blieb davon verschont. Die Feldspate der kleinerkörnigen Zwischenmasse gleichen in ihren Eigenschaften der äußeren Zonenfolge der Einsprenglinge. Der Feldspat ist durchwegs Mikroklin und Natronmikroklin im Sinne W. C. Bröggers, Albit fehlt gänzlich. Abgesehen von der Gitterung verzwillingen sich die größeren Feldspate nach dem Karlsbader (verwachsen nach (100) oder (010)), Manebacher, Bavenoer sehr selten nach dem (201)-Gesetz; Doppelzwillinge, knäueiförmige Durchwachsungen werden mitunter häufig. Unter den Flächen herrschen (001), (010), (110) vor, in den nur gegitterten tritt besonders die Zone [100] stärker hervor. Die kleinen Kristalle zeigen fast nur die Gitterung. Kern und Außensaum der größeren Feldspate haben die Eigenschaften des Mikroklin: $\alpha' = 1.523$, $\rho > \nu$, $\perp\beta : 13-15^\circ$ gegen (010) α' , $2V\alpha : > 75^\circ$; die Zonen aber die des Natronmikroklin: $\perp\beta : 2-5^\circ$ gegen (010) α' im selben Sinne, $2V\alpha$ beträchtlich kleiner sinkt manchmal sogar auf 0° , ja mitunter öffnen sich anscheinend die Achsen etwas quer zur ursprünglichen Lage. Solche Zonen verhalten sich dabei in der Regelstellung unter dem Gipsblättchen entgegengesetzt zu den anderen Zonen. Offenbar nähern sich diese abweichenden Zonen in ihrer optischen Orientierung der des Albits.

Auch die Alkalihornblende baut sich aus Zonen auf, und zwar besitzt sie als Einsprengling in der lebhafte tiefgrünen Gesteinsabart (südlich Münchreith) im Kern mitunter die Eigenschaften einer blassen gemeinen Hornblende: $c\gamma : 17^\circ \rightarrow 22^\circ$ (der Pfeil zeigt die Änderung der Werte an vom Kern gegen die Hülle), $(\gamma - \alpha) : 0.028 \rightarrow 0.022$, $\alpha : \text{hlaßgrün} < \gamma : \text{schmutziggrün}$. Sie geht in eine blasser, katophrische Hornblende über, die gewöhnlich den Kern allein zusammensetzt: $c\gamma : 21^\circ \rightarrow 33^\circ$, $(\gamma - \alpha) : 0.022 \rightarrow 0.012$, $A : \nu \gg \rho$, $\alpha : \text{sehr blaßoliv bis farblos}$

γ : blaßgelblichgrün \ll β : blaßrötlichviolett. Mit der gegen außen zu weitersteigenden Auslöschungsschiefe werden die Farben tiefer, $2V\alpha$ sinkt auf 0° , (a): blaßoliv \ll (c): olivgrün \ll (b): tiefrötlichviolett, $v \gg \rho$, von $2V\alpha = 0^\circ$ an öffnen sich wieder die Achsen bis zu mittleren Werten, aber senkrecht zu (010), $\rho \gg v$, $c\beta: 40^\circ \rightarrow 75^\circ$, $(\beta - \alpha): 0.010 \rightarrow 0.005$, $(\gamma - \beta): \geq 0.003$, $c\beta_{bl} \gg c\beta_r$, (a): oliv bis weingelb \ll (c): lebhaftgrün bis seegrün \ll (b): tiefrötlichviolett, tiefgrauviolett, blaugrau bis schwarz, Spaltblättchen $\alpha': 1.657$, $\gamma': 1.661$ bei $c\alpha': 1^\circ - 6^\circ$: am Rande gegen die aplitischen Adern steigt $c\beta: \rightarrow 83^\circ$, in diesem Falle: (a): oliv \ll (c): lebhaft blaugrün \ll (b): blaugrau. An die dunkle Zone schließt sich oft noch eine blasse an mit abweichender Tracht [kein (010)!], diese Hornblende verheilt auch die Bruchstellen der Kerne; $c\beta$ nimmt nun ab bis auf 42° , $(\beta - \alpha)$ steigt $\rightarrow 0.015$, $\alpha': 1.633$, $\gamma': 1.650$, (a): blaßoliv \ll (c): blaßbläulichgrün, \ll (b): blaßblaugrau; nicht selten wiederholen sich die blasse und die dunkle Zone. Den Alkalihornblenden der Zwischenmasse fehlt der parallelsymmetrische Kern. Häufig verwächst feinstengelige Alkalihornblende mit ziemlich blassem Glimmer zu pilitähnlichen Gemengen, in diesen Pseudomorphosen hat sie leuchtendere Farben (a): oliv bis grünlichgelb \ll (c): lebhaft smaragdgrün \ll (b): tiefgrauviolett, $c\beta: 57^\circ \rightarrow 65^\circ$, $c\beta_{bl} \gg c\beta_r$, $(\beta - \alpha)$: etwa 0.005, $2V\alpha$: ziemlich groß, $\rho \gg v$; der Glimmer dieser Pilit hat sehr kleinen Achsenwinkel, α : blaßbräunlichgelb \ll γ : goldgelb, $(\gamma - \alpha): 0.054$, außerhalb dieser Gebilde ist der Biotit recht spärlich. Andere Formen dieser Art setzen sich aus wirrgelagerter stengelig faseriger Alkalihornblende, Titanit und vor allem aber aus mit Erz verwachsenem honiggelbem Rutil zusammen, der in derben Körnern wie auch geballt zu wolkenartigen Haufen den Hornblendefilz durchwirkt. Im Inneren dieses Gemenges steckt gerne Ägirin, gewöhnlich in einem größeren, gut umrissenen Kerne, selten in mehreren wohl ausgebildeten Kristallen: (α): smaragdgrün $>$ (β): gelbgrün $>$ (γ): zitronen- bis honiggelb, der Außensaum ist entweder farblos oder (β) = (γ) weingelb, $c\alpha$: klein, $(\gamma - \beta)$: etwa 0.015, $(\gamma - \alpha)$: etwa 0.051, $2V\alpha$: mittlere Werte, Augitspaltbarkeit, $b = \beta$. An der Grenze gegen den Ägirin oder gegen das Erz wird die Alkalihornblende recht dunkel (riebeckitisch), die Lichtbrechung wird stärker: $c\beta: 78^\circ \rightarrow 86^\circ$, $c\beta_{bl} \gg c\beta_r$, $\rho \gg v$, $(\beta - \alpha)$: < 0.009 , (a): tiefolivgrün \ll (c): tiefgrünlichblau bis tintenblau \ll (b) = γ : stahlblau bis blauviolett; es ist dies die Orientierung des Osannits von C. Hlawatsch.

Wo nun die äußere Form dieser Ägirin führenden Pseudomorphosen ungestört ist, ahmt sie (110) und (100) des Augitkernes nach, während die in der Pseudomorphose gut entwickelte (010)-Fläche am Ägirin zurücktritt.

Dieses fragliche Mineral hat während der Erstarrung den Ägirin umschlossen und damit vor der magmatischen Aufzehrung bewahrt. Außerhalb der Pseudomorphosen fehlt er ganz, in anderen Proben auch in den Pseudomorphosen. Später hat sich das ursprüngliche Mineral in Alkalihornblende, Rutil, Erz und etwas Titanit umgewandelt. Der gefelderte Quarz reichert sich häufig in länglichen fürs freie Auge rauchgrauen Flecken und Mandeln an, von denen aus er sich im Gestein verästelt. Er ist erfüllt von kleinen, wohl ausgebildeten Natron-

mikroklinen, zarten Nadeln von Alkalihornblende, zerhacktem Erz und Rutil. Unter den Bewegungen formten sich die Quarzmassen zu ausgezeichnet geregelten Strähnen um, die Feldspate blieben aber verschont. Der honiggelbe Rutil ballt sich mit Vorliebe zu langgestreckten Wolken feinsten Nadelchen und Körner in den Pseudomorphosen wie auch im Quarz zusammen, da und dort neigt er zur Entwicklung größerer zonarer Kristalle in sternförmigen Gruppen. Oft gesellt sich zu ihm etwas blasser Titanit. Reichlich ist prismatischer Apatit ($\omega - \epsilon : 0.003$) vorhanden, ihm gegenüber tritt Zirkon meist zurück (Analyse (3): ägirinfrei).

In den fahlgrünen Felsarten (Gebüsch nahe der Anhöhe südlich der Straße Karlstein—Göpfritzschlag, unweit Karlstein) wird die kräftig gefärbte Alkalihornblende durch eine fürs freie Auge blaßgraue seidenglänzende ersetzt. In den anderen Eigenschaften gleichen sie einander durchaus. Der protoklastische katophoritische Kern ist blaß, und zwar α : fast farblos $< \gamma$: blaß gelbgrün $< \beta$: blaßrötlichviolett, $c\gamma : 16^\circ \rightarrow 20^\circ \rightarrow 35^\circ$, $\nu \gg \rho$, $(\gamma - \alpha) 0.02$, der Achsenwinkel um α sinkt von mittleren Werten auf 0° . Die normalsymmetrische Hauptzone ist etwas kräftiger gefärbt mit (a) : sehr blaß oliv $< (c)$: eigentümlich blaß bläulichgrün $< (b)$: blaß grau(rötlich)violett, $c\beta : 40^\circ \rightarrow 53^\circ$, $\rho \gg \nu$, $c\beta_{bl} > c\beta_r$, $(\beta - \alpha) : 0.011 \rightarrow 0.008$, $\gamma' = 1.645$. Der blasse normalsymmetrische Außensaum gleicht dem in den tiefgrünen Spielarten. Sehr auffällig sind dünn prismatische diablastische Gemenge von Mikroklin und tiefbraunem Glimmer mit blaßgelbem phlogopitischem Kern, umsäumt von einem dichten nadeligen Pelz von blasser Alkalihornblende. Die Formen erinnern an ein Augitmineral. Die dichtgemengten Pseudomorphosen von Alkalihornblende sind ägirinfrei. In allem übrigen stimmt dieser Typ mit dem vorigen überein. Biotit als freier Gemengteil in größeren Schuppen macht sich nur flecken- und schlierenweise etwas mehr geltend: γ tiefbraun $\gg \alpha$ blaßbraun. Quarz als jüngster Gemengteil als Fülle oder in parkettierten Mandeln. Da umschließt er scharf geschnittene Mikroklino, Titanit und insbesondere Rutilwolken. Rutil sammelt sich gerne auch zu sternförmigen Gemengen (Analyse 2). Die westlichen Gangteile weichen von den östlichen stärker ab: äußerlich schon in der Farbe, im Mineralbestand zum Teil durch einen beträchtlichen Ägiringehalt oder durch eine eisenreiche Hornblende.

Die feinkörnigen blaugrauen Abarten (Göpfritzschlag—Edlitz) führen nämlich eine arfvedsonitische Hornblende mit $c\beta_{bl} : 38^\circ \rightarrow 70^\circ \gg c\beta_r : 31^\circ \rightarrow 55^\circ$, $(\beta - \alpha)$: sehr schwach, $\rho \gg \nu$, (a) : bräunlichgelb $\ll (c)$: tief grünlichblau bis blaugrün $< (b)$: tief grauviolett. Die Biotit- und Ägiringemenge fehlen. Die Kristallformen von Feldspat und Hornblende sind hier schlecht ausgebildet. In manchen hiehergehörigen Gesteinstypen gesellt sich zur dunklen Alkalihornblende ($c\beta : \sim 75^\circ$, $c\beta_{bl} > c\beta_r$, $2V\alpha$: groß, (a) : weingelb $\ll (c)$: tief bläulichgrün $< (b)$: tief grau- bis schwärzlichviolett, $\rho \gg \nu$) etwas blasser Ägirin (mit tiefgrünem Kern) in zierlichen Säulchen.

Je mehr der Ägirin an Menge zunimmt, um so lichter werden die Gesteine. Die hellgelbgrünen Felsarten sind feinkörnig ausgesprochen schiefrig. Der zonare leistenförmige Alkalifeldspat gleicht durchaus dem des tiefgrünen Hauptgesteins. Die dünnsäulige Alkalihornblende

($c\beta_{bl}$: $66^\circ \rightarrow 86^\circ > c\beta_r$: $63^\circ \rightarrow 81^\circ$, $\rho \gg \nu$, (a): oliv bis grünlichgelb \ll (c): blaugrün bis grünlichblau $<$ (b): blauviolett bis blaugrau, ($\beta - \alpha$): 0.006 \rightarrow 0.009, ($\gamma - \beta$): 0.004) und der blaßgrünlichgelbe stäbchenförmige Ägirin wechseln der Menge nach lagenweise, ihre Formen sind im allgemeinen schlecht entwickelt. Die übrigen Gemengteile, wie Rutil, Titanit, Apatit und Quarz unterscheiden sich in ihrem Auftreten nicht wesentlich von dem in den anderen Abarten. In den blaßgrünlichgelben feinkörnigen Proben nimmt der stäbchenförmige hellgrüne Ägirin überhand, die tiefgrüne fetzige Alkalihornblende tritt fast ganz zurück, sie heftet sich gerne an die Ägirine. Sehr häufig sind feinkörnige Pseudomorphosen von Titanit, die einzelne Mikrokline poikilitisch umschließen, örtlich beteiligen sich noch daran große Zirkone und etwas honiggelber Rutil. Solche Gesteine erinnern sehr an die Grorudite W. Bröggers, nur fehlt unseren der Albit (Analyse 4). Für alle beschriebenen Gesteine dieses Ganges wird der Name Karlsteinit vorgeschlagen.

In manchen Gesteinsabänderungen des Hauptzuges bildet der Quarz helle rauchgraue, rundliche bis elliptische Flecken von 2—3 mm Größe, die sich im Gestein oft wie Perlen in einem Muster anordnen. Stets sind sie durchspickt von den dünnen, wohlumrissenen Leisten des Natronmikrokin, ferner von Erz, wolkigen Zusammenballungen von Rutil, endlich von Titanit, nadeliger Alkalihornblende, Zirkon, seltener auch von winzigen Biotitflittern. Diese Gebilde erinnern an die Kügelchen und Mandeln, die wiederholt aus Ganggesteinen beschrieben worden sind (G. Linck [1884], F. Rinne [1904], Delesse [1856], Pauly [1863], P. J. Beger [1913], Read [1926], G. Klemm [1921], D. L. Reynolds [1931]). Infolge der Beanspruchung zerfällt der Quarz dieser Mandeln wie auch der Adern in Streifen parallel ϵ , während der Feldspat unversehrt blieb. An der Grenze von solchen Quarzkörnern, die stark in ihrer Orientierung voneinander abweichen, tritt gerne ein feiner Kornzerfall auf infolge Umkristallisation. Die seltenen nur vereinzelt gehäuften hohlen Blasenräume (Thureser Gang) werden von Quarz, Natronmikrokin und faseriger blaßgrüner gemeiner Hornblende umrahmt. Ihrem Gefüge nach unterscheiden sich beide Formen nicht von der Zwischenmasse des Wirtes, nur tritt in den Kügelchen die Hornblende gegenüber den Letztabscheidungen etwas zurück, unter Änderung ihrer Eigenschaften.

Die Erstarrung muß demnach in den quarzreichen Mandeln, Flecken, und Streifen sowie in ihrer Umgebung ziemlich gleichzeitig vor sich gegangen sein. Sehr gerne verästelt sich der Quarz. Zwischen dessen Zweigen und Mandeln und dem weißen bis rötlichen Geäder aplitischer Zusammensetzung gibt es alle Übergänge. Fleckenweise, oft nur auf einzelne Handstücke beschränkt, häufen sich solche helle Äderchen, sie schwellen rasch an, keilen unvermittelt aus oder verschwimmen in der Nachbarschaft als feinste flammige Durchtrümmerungen. Dort wuchern dann Porphyroblasten und Gemenge von Alkalifeldspat. Das Bild einer solchen Durchmischung wird um so vollkommener, je lebhafter die Gesteine sich durchbewegt haben. Solche Adern sind in allerdings lamprophyrischen Felsarten mehrmals beobachtet worden z. B. von Ch. Barrois (1902), P. J. Beger (1913), G. Klemm (1929), man faßt sie als Nach-

schübe des sauren Schmelzrestes auf, der sich sonst im Muttergestein auf die Mandeln und Drusen verteilt. Diese Deutung trifft trotz des Fehlens von Aufschlüssen wohl auch in unserem Falle zu. Diese Adern umschließen nicht selten kleine Brocken ihres Muttergesteines, des Karlsteinites. Sie sind nicht selten in verschieden hohem Grade verändert.

In solchen umgewandelten Einschlüssen besitzen die einsprenglingsartigen Kalinatronfeldspate oft noch gute Umrisse, in der Regel sind sie aber in gekörnten Mikroklin umgestanden unter Beibehaltung der äußeren Form. Dieses Korngemenge ist durchwirkt von winzigen Biotit-schüppchen, Ägirin, etwas Alkalihornblende und Erz, vor allem gegen die Zwischenmasse, einem feinkörnigen biotitreichen Gemenge von Mikroklin, Erz und Quarz, das unter anderem an die Stelle der einstigen Alkalihornblende getreten ist. In diesen tritt nun als Porphyroblast neben Pyrit vor allem poikiloblastisch durchlöcherter blasser Ägirin auf, angereichert besonders gegen das Adergestein. Erst am Rande selbst stellt sich eine neugebildete blasse Alkalihornblende mit Ägirin in dichten Gemengen ein, die den Einschluß gegen weitere Einflüsse von außen schützen.

Erbsengroße biotitreiche Putzen mit gekörnten Alkalifeldspaten in den dickeren Adern im Karlsteinit zwischen Karlstein und Münichreith sind ebenfalls metasomatisch völlig veränderte Karlsteiniteinschlüsse.

In den Putzen selbst ist der Biotit grobblättrig mit $\alpha : \text{oliv} \approx \gamma$: schwärzlich grünbraun infolge Erzausscheidung, sonst zeigt er $\alpha : \text{grünlichgelb} < \beta : \text{bläulichgrün} \leq \gamma : \text{rehraun}$.

In den vollkommen resorbierten Einschlüssen verliert der Biotit seine Rolle gegenüber der Alkalihornblende und dem Ägirin. Zufuhr von Kaliverbindungen führten demnach zunächst zu einer Neubildung von Biotit auf Kosten der älteren Alkalihornblende, das freigeworden Natron und andere Verbindungen reichern sich am Rande an im neugebildeten Ägirin und in der jüngeren Alkalihornblende. Die weiteren Veränderungen machen sich erst bei der völligen Aufzehrung der Einschlüsse geltend.

Über die Art und den Einfluß der Austauschvorgänge zwischen einem Gestein und einem Magma vergleiche insbesondere die Untersuchungen von E. Tröger (1930) und Nockolds (1933).

Die stärkeren bis zu 1 dm dicken aplitischen Adern bestehen wesentlich aus einem unruhig mittelkörnig flaserigen Gemenge von Quarz, Mikroklin, Apatit, Zirkon, Flittern von Biotit, älterem Ägirin und neugebildeter Alkalihornblende. In einem Falle wurden Granat und Disthen gefunden, sie stammen wohl aus dem durchbrochenen Nebengestein, dem Gföhler Gneis. Jüngerer Ägirin, Alkalihornblende, z. T. auch Biotit entwickeln sich aus den Stoffen der basischeren Einschlüsse. Trotz der nachträglichen Körnung an den Rändern ist das schlierige Aussehen der Adern meist erhalten geblieben. Es wechseln gröbere und feinkörnige Streifen, getrennt voneinander durch einen Filz von Alkalihornblende und Ägirin. Gegen den Wirt zu sind die Adern arm an dunklem Glimmer, im Innern aber durchstreut von grobblättrigem Biotit. Der große unregelmäßig begrenzte Mikroklin ist gern gefeldert, fleckenweise gekörnt, seine Umrisse heben sich dann nur schattenhaft von seiner Nachbarschaft ab. Dabei umgibt er sich häufig mit einem mehr oder weniger senkrecht auf seiner Begrenzung stehenden radiafaserigen

oder blumenkohlartig blättrigen Kranz von neugebildetem Mikroklin (Licht- und Doppelbrechung, großer Achsenwinkel, Gitterung im Kern und im Saum übereinstimmend) und winzigen Flittern von etwas Alkalihornblende und Ägirin. Vielfach tritt an die Stelle des ursprünglich einheitlichen Alkalifeldspates zur Gänze ein derartiges Korngemenge, das mitunter noch die ursprüngliche Kristallform des Ausgangsfeldspates wiedergibt, zumal sich an der einstigen Grenze reichlich Ägirin und Alkalihornblende ansiedeln. Sie sondert sich damit ziemlich scharf ab von der vermutlich nachträglich feinkörnig gewordenen Mikroklinzwischenmasse mit ihren großen Apatiten, dem dunklen Glimmer, Ägirin und der Alkalihornblende. Solche Gebilde sehen den von W. Brögger (1894) beschriebenen Pseudomorphosen von Albit, Alkalihornblende u. a. nach Kalinatronfeldspat recht ähnlich, nur fehlt in unseren der Albit völlig, seine Bestandteile wurden wohl zur Bildung von Ägirin und Alkalihornblende aufgebracht. Der Grad der Verdrängung des ursprünglichen Feldspates wechselt von Ort zu Ort. Außer dem neugebildeten Ägirin gibt es noch einen älteren tiefgefärbten in größeren Körnern, und zwar eingeschlossen zusammen mit etwas Biotit in unversehrtem Natronmikroklin. Mit Vorliebe sammeln sich die jüngeren Ägirine und Alkalihornblendenden um stark veränderte Einschlüsse des Muttergesteins (seltener in einzelnen größeren von Mikroklin poikilitisch durchwachsenen porphyroblastenartigen Individuen), aber auch in kleinen aderartigen Bewegungs- und Körnungszonen. Der Ägirin besitzt hohe Doppelbrechung, $c\alpha:2^\circ-3^\circ$, α : tiefbläulichgrün (leuchtend) $> \beta$: gelblichgrün (in den blassen Zonen auch grünlichgelb) $> \gamma$: weingelb, —, $\rho \gg \nu$, außer den spitzen Pyramidenflächen noch (100), (110). Die Alkalihornblende in den mikroklinreichen Anteilen ist zonar, und zwar im blassen Kern mit (a): sehr blaß grünlichgelb \ll (c) grün bis bläulichgrün $< (b)$: schmutzigviolett bis rauchgrau und blaß graublau, $c\beta:48^\circ \rightarrow 70^\circ$, $(\beta-\alpha):0.010 \rightarrow$ abnehmend, $c\beta_{bl} > c\beta_r$. Die Eigenschaften ähneln denen der Hornblende des Wirtes. Mitunter schließt sich daran eine Zone riebeckitischen Aussehens: (a) blaßgrünlichgelb bis weingelb \ll (c) tief blaigrün bis stahlblau $< (b)$: tief tintenblau bis schwarz, tief grauviolett, $c\beta:70^\circ \rightarrow 80^\circ$, $(\beta-\alpha): \rightarrow 0.005$, +, $2V\gamma$: ziemlich groß.

Von den eigentümlich gegliederten granoblastischen Mikroklinfeldern lösen sich Adern, Linsen und Streifen von Quarz scharf ab, sie sind gut geregelt (ω || dem Fließgefüge), örtlich umschließen sie dichte Schwärme von honiggelbem Rutil, Erz oder etwas blaßrötlichem Titanit. Gegen die Feldspate reichern sich in den Quarzadern Apatit und Rutil an. Solche fürs freie Auge rauchgraue Massen, vergesellschaftet mit der dicknadeligen tiefgefärbten riebeckitischen Hornblende füllen auch die spitzwinklig sich treffenden Spalten im Hauptgesteine selbst, wie auch in den geaderten Teilen. In den Quarzschnüren der graublauen Gesteine sammelt sich der Titanit an den Grenzen an, im Innern ersetzt ihn unter Erhaltung der äußeren Form eine Gemenge von tiefbraunem Rutil und Quarz mit etwas Alkalihornblende, dabei liegt (c) des Rutil in der Symmetrieebene des Titanits.

Die meist nur wenige Zentimeter mächtigen schlierig differenzierten im Innern grobkörnigen Adern, Streifen und Flecken innerhalb unseres

Ganggesteins gehören dem während der Erstarrung des Magmas abgesonderten besonders kalireichen Schmelzreste an und entsprechen bis zu einem gewissen Grade der dem Ausquetschen entgangenen Füllmasse zwischen den Hornblenden und den zonaren Alkalifeldspaten. Die Heftigkeit der mit dem Ausquetschen und dem örtlichen Anreichern der sauren Restlösungen verbundenen Fließbewegungen geht aus der ausgezeichneten Regelung, Streckung und Protoklase der Hornblende der Alkalifeldspate und des Quarzes in den Karlsteiniten hervor. Während der lang anhaltenden Spannungen wird der zähe feldspatreiche Schmelzbrei der aplitischen Nester in die aufreißenden Fugen des Wirtes eingepreßt und mit der weichen noch nicht völlig erstarrten Nachbarschaft umgeformt, aber auf verschiedene Weise wegen ihres abweichenden mineralogischen Aufbaues. Diese mechanischen Umgestaltungen überdauern noch die Verfestigung.

Gewöhnlich läuft das Flußgefüge in Wirt und Ader gleichförmig mit der Grenze, nicht selten aber schwenkt die Parallelstruktur in der Ader vom Kontakte ab, wobei dann die parallelen Flächenscharen immer mehr aneinander treten, mitunter geht sie auch in die Ader hinein unter Körnung der Feldspate, erlischt aber rasch nach wenigen Millimetern. Stellenweise durchsetzen zahlreiche oft spitzwinkelig aufeinanderstoßende Bewegungsflächen den Aplit quer zur Kontaktfläche, an ihnen ist das ältere Parallelgefüge geknickt, geschleppt, nicht selten abgeschert, doch gehen diese Flächen gewöhnlich nicht oder nicht weit in das Hauptgestein hinein, auch wenn sich beide Gesteine kantig abgrenzen. In solche einspringende Winkel der zerrissenen Aplit zwängt sich die dunkle bildsamere Felsart hinein, dabei knickt und staucht sich ihr engschariges Fließgefüge flexurartig. Solche Unstetigkeitsflächen zerlegen und zersplittern oft das flaserige Adergestein in spitzkantige Scherhen und Stücke, die wie fremde Einschlüsse in einer dunklen Masse von Karlsteinit schwimmen, es sind aber der Hauptsache nach tektonische Brekzien. Während sich die un stetigen Bewegungen in dem feinschiefrigen Wirte kaum bemerkbar machen, herrschen ihre Spuren in dem spröderen gröberkörnigen Adergesteine vor. Dabei werden die Quarze umgeregelt, zu feinverzahnten Flammen umgeformt, Hornblende und Ägirin zerrissen und zerschnitzelt, in Streifen und Schmitzen angeordnet, Apatit zerstückelt, der Glimmer zerflattert. Da der Quarz den größten Teil der Bewegungen auf sich nimmt, so erhält sich der Mikroklin länger in Form von Augen bis auf die randliche Körnung und Felderteilung. Zuletzt zerschneiden als Jüngstes dünne, sich verzweigende Trümer von rauchgrauem Quarz und riebeckitischer Hornblende das Gestein. Alle diese mit- bis nachkristallinen Vorgänge gingen ohne merkliche rückschreitende Veränderung vor sich. Die übrigens seltenen Zersetzungserscheinungen an Ägirin und Alkalifeldspat (Limonit und farbloser Glimmer) gehören nicht hieher.

Wo die aplitische Selbstdurchaderung der Karlsteinite während der scherenden Bewegungen besonders innig war (z. B. Göpfritzschlag—Edlitz), entstanden eigentümliche, linear gestreckte fleckenweise recht einheitliche Augen- und Stengelgneise mit durchaus kristalloblastischem Grundgewebe. Ihrem Gefüge nach erinnern sie an die von A. Osann (1902),

A. Lacroix (1928), H. v. Keyserling (1903) beschriebenen Alkaligneise. Der reine Karlsteinit selbst blieb auch hier bis auf spärliche verquarzte Bewegungszonen ziemlich unversehrt (Regelung der Quarze), die Bewegungen spielten sich vorzugsweise in der Grenzzone ab unter Umschleifen der Schieferungsflächen des Migmatits in den Kontakt.

In den weitgehend ausgeplätteten Aderstreifen ist der oft noch zonare Alkalifeldspat (Hülle natronreicher Mikroklin) zu Augen umgeformt, er zeigt dann etwas Entmischung, untergeordnet auch Schachbrettalbit. Randliche Körnung ist weit verbreitet. Einzelne größere von den Adern her injizierte porphyroblastische zonare Alkalifeldspate in den migmatitischen Teilen umschließen oft noch scharf geschnittene Leisten von stärker lichtbrechendem Natronmikroklin (β Na-Mikroklin $\cong \gamma$ Mikroklin, $2V\alpha$: klein), gut umrissene dicke Blätter von Biotit (γ : schwarzbraun, $\cong \alpha$: oliv), Apatit, dicksäuligen Ägirin, in den gekörnten Teilen außer neugebildeten Ägirinstäbchen auch noch Alkalihornblende. Zerrissene Mikrokline haben ihre Bruchstellen durch Ansatz einer kristallographisch ausgebildeten Na-reicheren Hülle und von Quarz ausgeheilt. In anderen Fällen sieht der Feldspat gebogen aus, verlöscht aber auf einmal. Unter dem Einfluß der Bewegungen wandelt sich die Zwischenmasse um in ein blastomylonitisches, feinkörniges Mikroklinquarzbiotitgemenge, das die Augen lidförmig umflasert. Die Feldspatknotten wurden dabei mehrfach durchschoren, die Bruchstücke verdreht und verschleppt und ziehen einen langen Schwanz von mehr oder weniger umkristallisiertem Trümmerwerk und Neubildungen, wie etwas Albit, vorwiegend Quarz, Ägirin und Alkalihornblende, hinter sich nach. Die bei der Wälzung der größeren Feldspate aus dem Druckschatten kommenden Quarze löschen größeren wogend aus, während die in der Nähe der Augen verbliebenen soeben aus der Lösung ausgeschiedenen unverletzt blieben.

Durch die schrittweise zunehmende Körnung und Zermahlung wurden schließlich die aplitischen Adern in feine weiße Lagen und Linsen ausgewalzt, die Alkalihornblende und der Ägirin in ihnen zu blaugrauen bis gelblichgrünen Streifen und Schmitzen zerrieben, leicht untermengt mit Biotitflittern, die Apatite zu flachen Nestern zerdrückt, der Quarz der Form und seiner optischen Orientierung nach ausgezeichnet geregelt.

Umkristallisation in den injizierten Teilen führte zur Entwicklung großer gut umrissener Porphyroblasten von Alkalihornblende mit (110), (010); sie ist durch- und verwachsen mit Apatit, Titanit und Mikroklin, im Kern meist etwas blasser als in den normalen Karlsteiniten: (a): hellgrünlichgelb < (c): grün bis seegrün < (b): bräunlich- bis grauviolett, $c\beta: 45^\circ \rightarrow 56^\circ$, $c\beta_{bl} > c\beta_r$. ($\beta - \alpha$): $\rightarrow 0.009$, $\rho \gg \nu$ die tiefgefärbte Hülle aber (a): gelblichgrün \ll (c): tief meergrün bis bläulichgrün < (b): tief bläulichviolett bis blaugrau, $c\beta: \rightarrow 74^\circ$, ($\beta - \alpha$): $0.009 \rightarrow 0.005$, ($\gamma - \beta$): ~ 0.001 , $\alpha': 1.662$. In den Mischzonen haben die kleineren derben Hornblendenden die Eigenschaften der Hülle. Der Ägirin ist gekörnt, meist fleckig, mit (a): tiefgrasgrün im Kern, bläulichgrün in der Hülle $> (\beta)$: grün, bzw. gelblichgrün $> (\gamma)$: bräunlichgelb, bzw. zitronengelb, $c\alpha: 4^\circ - 5^\circ$, ($\gamma - \alpha$): ~ 0.051 .

Gänge von Raabs.

Den sauren und mehr intermediären Alkaligesteinen schließen sich einige dunkelgraubraune Minette-artige Typen aus der Umgebung von Raabs an der Thaya an, sie unterscheiden sich von jenen durch das Fehlen des Quarzes und durch ihren Reichtum an Biotiteinsprenglingen, dagegen bleibt die Alkalihornblende meist auf die kleinerkörnige Zwischenmasse beschränkt. Derartige Gesteine wurden bereits von Hilda Gerhart aufgesammelt.

a) Linkes Ufer der Deutschen Thaya NW \diamond 445 (Spittelholz): der in der Karte dort eingezeichnete große dioritporphyritische, saigere Gang besteht aus zwei nur wenige Meter voneinander entfernten parallelen Zügen, die die flachliegenden stark gefalteten Perlgneise und Amphibolite durchbrechen. Die eine Minette steckt zwischen den beiden schmalen Dioritporphyritgängen und keilt gegen den Hang rasch aus, eine zweite knapp nördlich des oberen. Soweit es die Aufschlüsse erkennen lassen, scheint die zweite Minette den nördlichen Dioritporphyrit zu durchschneiden. Beide Minettegänge streichen ONO bis OW bei saigerem Einfallen. Die Mächtigkeit beträgt meist nur $\frac{1}{2}$ —1m. Im Innern sind sie sehr reich an grobschuppigem Biotit, stark gestaucht, randlich feinkörnig porphyrisch durch etwas Biotit und vor allem durch die Pseudomorphosen nach Olivin. Die kräftigen Flußbewegungen bedingen die schlierenweise Anreicherung der dunklen Gemengteile. Im Wesen stimmen beide überein.

Der Mikroklin in gleichmäßig großen dicken, oft büschelförmig angeordneten Leisten (Karlsbader Zwillinge) beginnt frühzeitig sich auszuscheiden und drängt dabei die älteren Gemengteile zunächst heisseite, umschließt sie aber dann in seinen Ränderteilen und übernimmt schließlich so die Rolle des fehlenden Quarzes als Lückenfülle. Der parallelsymmetrische Biotit ist im Kern phlogopitisch mit α : sehr blaß gelblichbraun γ : sehr blaß braun, in den äußeren Zonen stärker doppelbrechend mit α : sehr blaß braun $\leq \beta$: tief dunkelrötlich braun $\geq \gamma$: tief graubraun. Soweit der Glimmer nicht zerknittert ist, besitzt er gute Umriss. In den körnigen Teilen scheint er zu fehlen. Pilitartige Gemenge von tremolitischer Hornblende im Innern und Biotit in der Hülle oder Pseudomorphosen von chloritischen und talkartigen Mineralen vertreten den Olivin. An den Salbändern tritt gerne ein prismatisch geformter farbloser Diopsid auf, nicht selten umwachsen von dunkler Alkalihornblende; in den inneren Teilen der Gänge wird er verdrängt durch blassen fahlen Uralit. In den körnigen Arten fehlt Augit. Die ziemlich kräftig gefärbte Alkalihornblende siedelt sich mit Vorliebe in den Randteilen der Feldspate oder zwischen ihnen in kleinen Prismen, gerne gruppiert sie sich auch in sternförmigen Gebilden, umwächst pelzförmig gemeinsam mit dem Glimmer den Olivin, ja sie drängt sich auch entlang den Spaltflächen in die zerknitterten Biotitblätter. Sie ist stets parallelsymmetrisch. Der Kern zeigt α : blaß oliv $< \gamma$: gelblichgrün bis grünlichgelb $< \beta$: braunviolett bis kupferrot, $c\gamma$; 20° — 25° , $v \gg \rho$, $2V\alpha$ mittel bis groß, Dispersion der Auslöschung nicht merklich, anomale Interferenzfarben fehlen, flecken- oder zonenweise werden die Farben

kräftiger α : blaß oliv $< \gamma$: olivgrün $< \beta$: bräunlichviolett, $\nu \geq \rho$
 $2V\alpha: \rightarrow 0^\circ$, $c\gamma$: steigt auf 34° , die Lichtbrechung wird stärker, α' : 1.64—
 1.645, $(\gamma - \alpha)$: $\sim 0.015 - 0.018$, mitunter setzt sich eine schwächer licht-
 brechende sehr blasse Außenzone an mit: α : fast farblos $< \beta$: bläulich-
 grau = γ bläulichgrün, $c\gamma$: 19° , $2V\alpha$: nahe an 90° , die Doppelbrechung
 ist höher als die der Alkalihornblende. Unter den Übergangsteilen sind
 besonders reichlich vertreten der Apatit, etwas weniger der Titanit,
 sehr untergeordnet Eisenerz und Kies. Die vereinzelt rundlichen
 Einschlüsse von Kalksilikatfelsen zeigen nur Spuren von Umkristallisation.

Sehr nahe verwandt und ebenfalls quarzfrei ist das zweite Vor-
 kommen von Alkaliminette:

(b). am rechten Ufer der Mährischen Thaya zwischen Raabs und
 Alberndorf etwa 250 m südlich der Bachmündung gegenüber dem
 Bergfeld (westlich \diamond 496); zwei Gänge im Bronziterpentin, der eine
 streicht ONO, fällt saiger und keilt rasch aus, der andere knapp daneben
 fällt unter mittlerem Winkel gegen NNO. Beide sind nur wenige Dezi-
 meter mächtig. Der Unterschied gegen das Vorkommen an der Deutschen
 Thaya besteht, abgesehen vom Zurücktreten des Olivins, im wesent-
 lichen bloß in dem Vorkommen einer normalsymmetrischen Alkalihorn-
 blende, die die parallelsymmetrische fast ganz ersetzt: α' : $\sim 1.66 - 1.67$,
 (a): hell olivbraun $< (c)$: tief olivgrün $< (b) = \gamma$: tief braunviolett,
 $c\beta$: $\sim 25^\circ - 30^\circ$, $\gamma - \alpha$ geringer als bei der parallelsymmetrischen,
 $\rho \geq \nu$, $2V\alpha$: klein bis mittelgroß. Hier und da schließt sich in der Nähe
 der Biotite an den dunklen Kern eine ebenfalls normalsymmetrische
 mit (a): blaßgelb $< (c)$: blaßgraugrün $< (b)$: rötlichviolett.

Als Außensaum tritt häufig eine uralitische gemeine Hornblende
 auf (α' : ~ 1.63).

Die parallelsymmetrische Alkalihornblende stimmt gut in ihren
 optischen Eigenschaften mit einer von O. H. Erdmannsdörffer unter-
 suchten aus gewissen Hornblendeproxensyeniten des Radautales, die
 normalsymmetrische schließt sich äußerlich dem Anophorit W. Freuden-
 bergs (1912) an.

Verwandte Ganggesteine außerhalb des Waldviertels.

Nach den Angaben von F. E. Sueß (1901, S. 70—71) durchbricht eine
 $1\frac{1}{2}$ m mächtige „Hornblendeminette“ den Cordieritgneis südlich von
 Startsch bei Trebitsch in Mähren. Einige Ergänzungen seien seiner Be-
 schreibung hinzugefügt. Das Gestein sieht trotz seiner dunkelgrau-
 braunen Farbe dem hellen Thuresit im Schiffe recht ähnlich. Im Kern
 ist die Hornblende blaßgraugrün mit $\gamma > \beta \geq \alpha$, parallelsymmetrisch,
 darauf folgt eine einachsige schließlich normalsymmetrische Zone mit
 nach außen ablassenden Farbentönen: (a): oliv $< (c)$: tiefgrasgrün
 bis bläulichgrün $< (b)$: tiefrotlichviolett, in den blassen Zonen (b): blaß
 graublauviolett: $c\gamma$ bzw. $c\beta$: $33^\circ \rightarrow 50^\circ$, $c\beta_{bl} \geq c\beta_r$, $\nu \geq \rho$ ($b = \beta$),
 $\rho \geq \nu$ ($b = \gamma$), $2V\alpha$: $0^\circ \rightarrow$ klein ($b = \gamma$); gerne umwächst noch ein
 parallelsymmetrischer uralitischer Saum die Alkalihornblende: $c\gamma$: 19° ,
 $\nu > \rho$, α : oliv $< \beta$: schmutziggrün $< \gamma$: blaßblaugrün. Der Alkalifeld-
 spat ist auch hier perthitischer Mikroklin, nicht selten umwachsen von

unscharfen Zonen von Natronmikroklin. Gegen die Zwickel umgibt sich der Kalifeldspat mit einem unregelmäßigen, gegen die mit Quarz ausgefüllten Zwickel aber gut umrissenen Saum von Albit, doch greift dieser auch noch schachbrettartig in den Mikroklin hinein. Um die wenigen goldgelben Biotitblätter lagern sich dünne Stengel und Fasern von Alkalihornblende. Pilitähnliche Pseudomorphosen bestehen im Kerne aus Biotit, blaßgrüner gemeiner Hornblende und am Rande aus einem Pelz von Alkalihornblende. Chlorit fehlt diesem Gesteine völlig. Geologisch liegt dieses Vorkommen am Westrande des Trebitscher Hornblende-granitits und in der südlichen Fortsetzung des Iglauer Pyroxensyenits.

In dieselbe Gruppe gehört vielleicht ein dunkles, ziemlich grobkörniges minettenartiges Gestein, das A. Rosival in Nordmähren zwischen Janauschendorf und Hosterlitz (Blatt Freiwaldau), südlich Hannsdorf gefunden hat. Es besteht aus einer Füllmasse von Kalifeldspat, darin eingebettet eine normalsymmetrische Hornblende, ähnlich der von Raabs, Diopsid, Ägrin, Titanit und reichlich Biotit, ursprünglich auch Olivin; Neubildung von Albit. Die nähere Beschreibung wird anderwärts veröffentlicht.

Chemischer Teil.

Analyse 1 (O. Hackl).

Schottergrube an der Straße von Thures nach Wetzles:

	Gew. Prozent	Mol. Zahlen			Norm
SiO ₂	58.78	9787	al	25.6	q 2.11
TiO ₂	0.88	110	fm	34.3	or 46.52
Al ₂ O ₃	13.47	1321	c	15.7	ab 22.03
Fe ₂ O ₃	2.35	147	alk	24.4	an 1.79
FeO	1.87	260			
MnO	0.04	6	si	189.7	di 11.74
MgO	4.89	1213	qz	— 7.9	en 6.82
CaO	4.54	810	k	0.66	ilm 1.67
Na ₂ O	2.61	421	mg	0.68	mt 3.40
K ₂ O	7.88	836	ti	2.13	ap 2.05
H ₂ O < 110°	0.52		p	1.17	
H ₂ O > 110°	0.88				CIPW: II. 5. 1. 2 ¹¹
P ₂ O ₅	0.86	61	ξ	50.0	Mineralbestand: Alkalifeld-
CO ₂	0.06	14	η	41.3	spat, Alkali- + gemeine
S	Spur		ζ	40.1	Hornblende, diopsid, Augit,
					Quarz, etwas Biotit, Apatit,
					Titanit.
	99.63				
Dichte:	2.70	(A. Köhler)			

Das Auftreten der Alkalihornblende ist demnach wohl gebunden an die frühzeitige Ausscheidung fast des gesamten CaO im Augit und der dadurch bedingten Anreicherung von Alkalien, Wasser und RO in der Restschmelze.

Das Ausmessen und die Errechnung der chemischen Zusammensetzung des Thuresites mit der braunen katophoritartigen Hornblende ergab folgende Werte:

	Vol. Prozent	Gew. Prozent		Gew. Prozent		Gew. Prozent			
Alkalifeldspat	72.24	68.65	SiO ₂	61.73	CaO	3.32	al	26	k 0.68
Hornblende	23.11	26.46	TiO ₂	0.86	Na ₂ O	2.91	fm	30	mg 0.73
Quarz	1.88	1.83	Al ₂ O ₃	13.34	K ₂ O	9.29	c	16	
Äpatit	1.68	1.92	Fe ₂ O ₃	0.93	H ₂ O	0.48	alk	28	CIPW: II. 5. 1. 2.
Titanit	0.87	1.09	FeO	1.63	P ₂ O ₅	0.81	si	201	
Biotit	0.22	0.25	MgO	4.70			qz	-5	

Analyse 2 (O. Hackl).

Schottergrube südlich der Straße von Karlstein nach Göpfritzschlag (SO Münichreith):

	Gew. Prozent	Mol. Zahlen			Norm
SiO ₂	61.49	10238	al	17.34	q 15.94
TiO ₂	2.11	664	fm	45.24	or 45.30
Cr ₂ O ₃	0.05	3	c	9.73	
Al ₂ O ₃	8.30	814	alk	27.71	ac 9.47
Fe ₂ O ₃	3.27	205			na-sil 1.04
FeO	1.30	181	si	218.1	k-sil 3.01
MnO	0.07	10	qz +	38.4	enst 15.81
MgO	6.14	1523	k	0.71	cr 0.04
CaO	2.56	457	mg	0.78	ilm 2.85
Na ₂ O	1.80	290	ti	14.14	tit. 1.30
K ₂ O	9.50	1009	p	2.09	rutil 0.32
H ₂ O < 110°	0.30				ap 3.29
H ₂ O > 110°	0.97		ξ	45.1	fl 0.96
P ₂ O ₅	1.39	98	η	27.1	
CO ₂	0.15	34	ζ	37.4	
S	0.005				
F	0.30	158			
	99.70				CIPW: (II.) III. 4. 1. 1.
O für F	-0.13				Mineralbestand: Alkalifeldspat, Alkalihornblende, Quarz, etwas Biotit, Äpatit, Rutil, Titanit
	99.57				

Dichte: 2.76 (O. Hackl)

Das Fluor steckt wohl der Hauptsache nach in der Alkalihornblende, im Äpatit und im Biotit; die Hornblende ist reich an MgO, arm an FeO und ziemlich frei von CaO.

Der eigentümliche grüne Ton der Hornblende ist wahrscheinlich eine Folge des Cr-Gehaltes.

Analyse 3 (O. Hackl).
Südlich Münichreith:

	Gew. Prozent	Mol. Zahlen			Norm
SiO ₂	67.25	11197	al	35.6	q 23.26
ZrO ₂	0.07	6	fm	35.6	z 0.11
TiO ₂	2.19	274	c	6.0	or 51.47
Al ₂ O ₃	9.59	941	alk	32.8	ab 0.84
Fe ₂ O ₃	2.75	172			
Cr ₂ O ₃	0.015	1	si	304.3	di 0.45
FeO	1.34	187	qz +	94.7	ac 7.94
MnO	0.02	3	k	0.76	na-sil 1.17
MgO	3.13	776	mg	0.59	enst 7.61
CaO	1.20	214	ti	7.45	cr 0.02
BaO	0.11	7	p	0.68	ap 0.84
Na ₂ O	1.76	284			ilm 2.82
K ₂ O	8.71	925	ξ	58.4	fl 0.52
H ₂ O > 105°	1.27		η	31.6	
H ₂ O < 105°	0.41		ζ	38.8	
CO ₂	0.06	14			
P ₂ O ₅	0.36	25			
F	0.14	74			
säurelösl. Cl	Spur				
S	Spur				
	100.37				
ab O für F	0.06				
	100.31				
Dichte.	2.72				

CIPW: II. 4. 1. 1.

Mineralbestand: Alkalifeldspat, Alkalihornblende, Quarz, Titanit, Rutil, Apatit.

Das stärkere Hervortreten des Eisens bedingt wohl den tieferen Farbton der Alkalihornblende im Vergleich zu (2).

Analyse 4 (O. Hackl).

Straße von Göpfritzschlag nach Edlitz a. d. Thaya:

	Gew. Prozent	Mol. Zahlen			Norm
SiO ₂	68.40	11389	al	33.94	q 21.27
ZrO ₂	0.16	13	fm	22.74	z 0.24
TiO ₂	1.32	165	c	8.20	or 58.60
Al ₂ O ₃	11.37	1115	alk	40.12	ab 3.25
Fe ₂ O ₃	3.51	220			
FeO	0.43	60	si	346.7	ac 9.38
MnO	0.03	4	qz +	105.—	enst 2.48
MgO	0.98	243	k	0.80	ilm 0.79
CaO	0.59	105	mg	0.38	tit 1.67
Na ₂ O	1.64	265	ti	5.02	rutil 0.22
K ₂ O	9.92	1053	p	0.18	häm 0.27
H ₂ O < 110°	0.49		ξ	74.1	Pyrit 0.09
H ₂ O > 110°	0.57		η	37.1	ap 0.20
P ₂ O ₅	0.08	6	ζ	43.3	
CO ₂	0.11	25			
S	0.05	16			
	99.65				
Dichte:	2.67 (O. Hackl)				

CIPW: (I.) II. 4. 1. 1.

Mineralbestand: Alkalifeldspat, Ägirin, etwas Alkalihornblende, Titanit, Quarz, Apatit, Rutil, Zirkon, Pyrit.

Die Folge des kleinen mg und des geringen Wassergehaltes ist das reichliche Vorkommen von bestandfähigem Ägirin.

Die verwendeten Methoden der Silikat-Gesteins-Analyse.

(O. Hackl.)

Betreffs der Analysenmethoden sei berichtet, daß es im wesentlichen dieselben sind, welche auf Grund meiner bezüglichen Untersuchungen und Verbesserungen, resp. Neuausarbeitung schon seit Jahren angewendet werden und hauptsächlich auf den amerikanischen Methoden (bes. Hillebrands) beruhen. In kurzen Grundzügen:

Soda-Aufschluß, zweimalige Verdampfung mit Salzsäure (mit erster Filtration dazwischen) zwecks Vervollständigung der Kieselsäureabscheidung (in Platin). Nach Wägung erfolgte Verflüchtigung der Kieselsäure mit Flußsäure und wenig Schwefelsäure zwecks Korrektur. Aus dem Filtrat des zweiten Kieselsäureanteils erfolgte Ausfällung der Sesqui-Oxyde usw. samt Mangan durch Ammoniak und Wasserstoffsuperoxyd, nach Filtration Auflösen und Wiederfällung, Veraschen und Wägung mit dem Rückstand von der Kieselsäure-Verflüchtigung. Aus dem Filtrat Gewinnung der noch vorhandenen Aluminium- und Eisenreste, Filtration derselben, und Vereinigung mit der Hauptmenge der Sesqui-Oxyde durch gemeinsame Veraschung. Dann zweimalige Calcium-Fällung mit Oxalat, Wägung als Oxyd, und zweimalige Magnesium-Fällung mit Wägung als Pyrophosphat.

Die Sesqui-Oxyde wurden nun durch Pyrosulfat-Aufschluß und nach meiner Methode¹⁾ weiter verarbeitet zwecks Bestimmung von Titan (kolorimetrisch), Gesamt-Eisen (titrimetrisch) und Mangan (kolorimetrisch). Nach eventueller Separatbestimmung auch der übrigen hier noch vorhandenen Bestandteile (wie in diesem Fall Phosphorsäure, Zirkonsäure und Chromoxyd), ergibt sich Aluminiumoxyd als Differenz.

Die Alkalien wurden in Separat-Portion durch Aufschluß nach Smith bestimmt. Die Trennung der gewogenen Chloride erfolgte nach der Platin-Methode.

Die Eisenoxydul-Bestimmung erfolgte nach dem Verfahren von Washington, aber mit der Verbesserung eines Borsäure-Zusatzes vor der Titration.

Das Gesamtwasser wurde im Rohr ausgetrieben und in Chlorcalcium gewogen.

Die Kohlensäure-Bestimmung wurde mit dem Apparat von Fresenius-Classen ausgeführt.

Zur Phosphorsäure-Bestimmung wurde nach Soda-Aufschluß einer Separatportion und Salpetersäure-Abscheidung der Kieselsäure gefällt und als Phosphormolybdänsäure-Anhydrid gewogen.

Die Bestimmung von Schwefel und Chrom erfolgte in einer Portion nach Soda-Aufschluß, anschließender Kolorimetrie des Chromats und darauf Fällung des Sulfats.

Zur Zirkonbestimmung kam im wesentlichen die Methode von Hillebrand in Anwendung, nur wurde die Trennung vom Titan durch Fällung

¹⁾ welche voraussichtlich in der Zeitschrift für analytische Chemie erscheinen wird; siehe übrigens die Jahresberichte des chem. Laboratoriums für 1925 und 1926 in den Verhandlungen der Geolog. Bundesanstalt.

mit Phosphat in saurer Lösung unter Wasserstoffsperoxyd-Zusatz mehrmals wiederholt. — Auch Baryum wurde nach Hillebrand bestimmt.

Das Fluor wurde nach meinem Verfahren (Zeitschrift für analytische Chemie, Band 97, Seite 254) kolorimetrisch bestimmt.

Eine größere Zahl von Bestimmungen wurde wiederholt und gab gute Übereinstimmung.

Um ein Bild von der ungefähren Zusammensetzung der Raabser Gänge zu bekommen, wurde der Mineralbestand zweier Proben von dem Vorkommen an der Deutschen Thaya ausgemessen und daraus die vermutliche chemische Zusammensetzung errechnet. Für die Alkalihornblende wurden die Werte der mit ihr optisch übereinstimmenden Alkalihornblende aus den Pyroxensyeniten des Radautales eingesetzt. Beim Olivin wurde eine mittlere Zusammensetzung angenommen. Der Mikroklin wurde in dem einen Falle als natronreich, im zweiten als natronfrei angesehen. Dem Biotit wurde die Zusammensetzung desjenigen aus der Minette von Weinheim im Odenwalde (Z. Weyberg 1909) zugeschrieben.

	Vol. Prozent	Gew. Prozent	Vol. Prozent	Gew. Prozent
Alkalifeldspat . . .	40.45	35.97	35.14	31.13
Alk-Hornblende . . .	55.92	60.07	29.77	31.83
Apatit	1.81	1.94	2.95	3.24
Biotit	0.83	0.85	23.32	23.71
Titanit	0.99	1.17	1.27	1.39
Olivin	—	—	6.26	7.34
Strahlstein	—	—	1.29	1.36

	Gew. Prozent	Ab-frei	Ab-frei	Gew. Prozent	Ab-frei	Ab-frei	
SiO ₂	57.60	56.88	al 12.7 12.3	SiO ₂	51.76	50.98	al 13.1 13.0
TiO ₂	1.41	1.41	fm 53.6 54.2	TiO ₂	1.87	1.87	fm 60.1 60.3
Al ₂ O ₃	8.27	7.99	c 15.9 16.0	Al ₂ O ₃	9.63	9.54	c 11.6 11.5
Fe ₂ O ₃	2.13	2.13	alk 17.8 17.5	Fe ₂ O ₃	1.65	1.65	alk 15.2 15.2
FeO	3.71	3.71	si 149.2 148.6	FeO	4.59	4.59	si 119.5 118
MgO	10.72	10.80	qz — 7 — 6	MgO	14.09	14.09	qz — 35
CaO	5.73	5.75	k 0.39 0.69	CaO	4.48	4.48	k 0.53 0.80
Na ₂ O	4.37	2.21	mg 0.77 0.77	Na ₂ O	3.16	1.35	mg 0.80 0.80
K ₂ O	4.13	7.17		K ₂ O	5.53	8.21	
H ₂ O	1.10	1.10		H ₂ O	1.62	1.62	
P ₂ O ₅	0.82	0.82		P ₂ O ₅	1.37	1.37	

Beide Gesteine fallen daher in die lamproitische Magmengruppe (Typus Murcia) P. Niggli.

	si	al	fm	c	alk	qz	k	mg	ti	p
Thures	189.7	25.6	34.3	15.7	24.4	—	7.9	0.66	0.68	2.13 1.17
Raabs	118	13	60.3	11.5	15.2	—	35	0.80	0.80	
	148.6	12.3	54.2	16	17.5	—	6	0.69	0.77	
O Karlstein-Münch- reith	218.1	17.3	45.2	9.7	27.7	+	38	0.78	0.71	14.1 2.09
↓ S Münchreith	304.3	25.6	35.6	6.0	32.8	+	94.7	0.76	0.59	7.4 0.68
W Edlitz	346.7	33.9	22.7	3.2	40.1	+	104.7	0.80	0.33	5.0 0.18

Am Karlstein-Edlitzer Gange läßt sich in großen Zügen eine Reihe von Gesetzmäßigkeiten erkennen: von O gegen W ändert sich die Zusammensetzung stetig, wie man leicht aus der Tabelle entnehmen kann. Die basischen Glieder dieser Differentiationsreihe würden, nach dem Verlauf der Kurven zu schließen, Werte haben, ähnlich den errechneten der Raabser Minetten (Deutsche Thaya), noch basischer dürften die Minetten von der Mährischen Thaya sein. Saurer als das Edlitzer sind wohl die Gesteine am Westende mit den dunklen eisenreichen Alkalihornblenden, al und alk dürften noch größer sein auf Kosten von c und fm, mg ist sicherlich noch kleiner als bei Edlitz, ti und p nehmen wahrscheinlich ebenfalls ab. Der Unterschied (alk—al) scheint auf der sauren und auf der basischen Seite kleiner zu sein als in den mittleren Teilen der Reihe, ganz entsprechend den wohlbekannten Erscheinungen in atlantischen Folgen. Die allmähliche stoffliche Veränderung in der Zusammensetzung wird auch von den CIPW-Symbolen gut wiedergegeben.

Die Reihe der Waldviertler Haupttypen unter den Erstarrungsgesteinen: Gabbro—Diorit—Kristallgranit—Mauthausnergranit — Eisgarnergranit (A. Köhler 1931) verläuft ähnlich, doch ist stets $al > alk$; fm und c sind niedriger als bei den Karlstein-Raabser Felsarten, doch nähern sich die Werte einander in den sauersten und basischen Teilen beider Reihen.

Im Vergleich zu der großen Mannigfaltigkeit der Karlsteinite sind die Felsarten des Thureser Ganges, die Thuresite, scheinbar nur wenig differenziert, schwankend ist fast nur das Massenverhältnis der Gemengteile

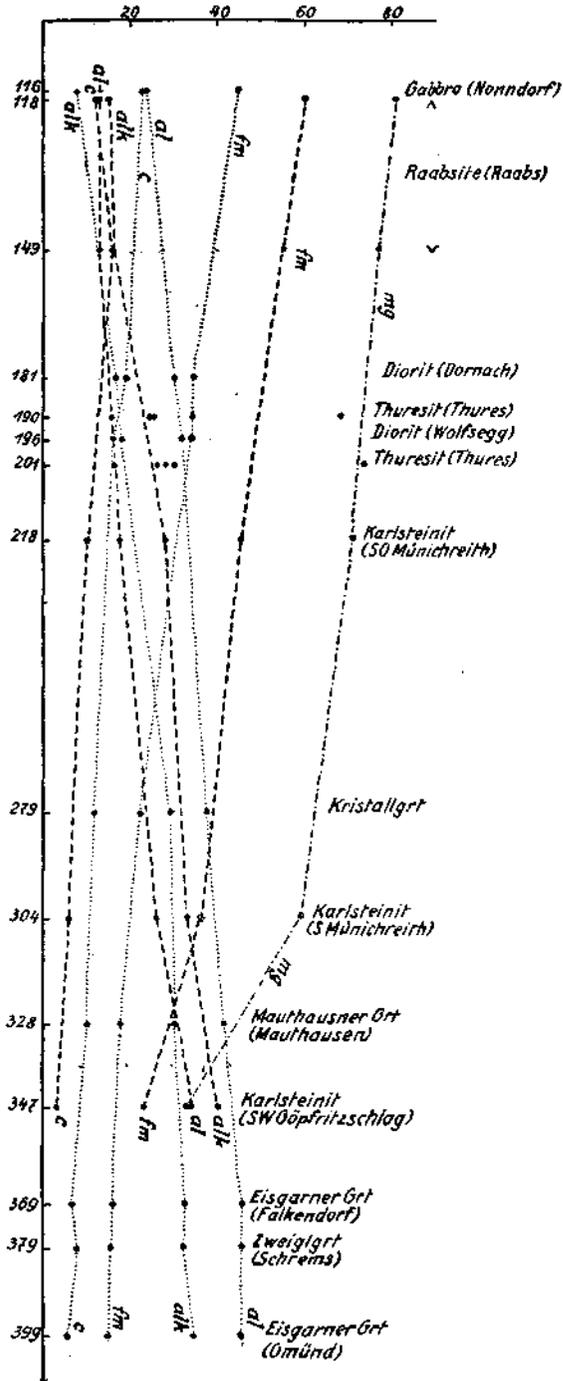


Abb. 2.

Feldspat und Hornblende + Augit, während sich die einzelnen Glieder mineralogisch nicht wesentlich voneinander unterscheiden. Ihre *si*-Werte liegen wohl für alle zwischen 180 und 220. Immer sind sie reicher an *al* und *c*, aber ärmer an *fm* als die entsprechenden Glieder des Karlsteiner Ganges, *qz* dürfte stets klein sein, gewöhnlich < 0 . Das spezifische Gewicht liegt zwischen 2.62 und 2.72; das hohe *k* und *mg* scheint sich nur wenig zu ändern. Nach der Analyse *nnd* ihrer mineralogischen Zusammensetzung ist $al \leq alk$. Diese Zwiespältigkeit drückt sich nun darin aus, daß die einen Glieder nur Alkalihornblende, die anderen neben ihr oder gar ausschließlich gemeine Hornblende führen. Die einen nähern sich ihrer Zusammensetzung nach den Karlsteiniten, die anderen gewöhnlichen kalireichen Syeniten. Das weist darauf hin, daß das Magma der Thuresite noch vor der völligen Differentiation eingedrungen und erstarrt ist, während andere Teile Zeit hatten sich zu spalten, was unter anderem wohl zur Bildung der Karlsteinite führte.

Dem Gesteine von Thures steht hinsichtlich der chemischen Zusammensetzung die Minette von Hemsbach im Odenwalde am nächsten. Die Kenntnis von ihr verdanken wir G. Klemm (1923). Die Darstellungswerte stimmen bis auf die von *si* und *qz* fast vollkommen überein:

	Hemsbach:	Thures:
<i>al</i>	24.79	25.6
<i>fm</i>	35.72	34.3
<i>c</i>	14.74	15.7
<i>alk</i>	24.75	24.4
<i>si</i>	168.4	189.7
<i>qz</i>	— 30.6	— 7.9
<i>k</i>	0.70	0.66
<i>mg</i>	0.65	0.68
CIPW:	II. 5. 1. 2	II. 5. 1. 2''

Die geringe Kieselsäuremenge und die Anreicherung von Wasser in der Schmelze während der Erstarrung führte in der Minette zur reichlichen Entwicklung von Biotiteinsprenglingen, der dadurch bedingte Überschuß an Alkalien ging in die Hornblende ein. Da die Alkalihornblende und der dunkle Glimmer weniger Kieselsäure binden als die den Darstellungswerten von Niggli und denen von Cross, Iddings, Pirsson und Washington zugrunde gelegten Metasilikate, so konnte sich, wie G. Klemm hervorhob, Quarz als Lückenfülle ausscheiden. Die zonaren Kalinatronfeldspate ähneln in vieler Hinsicht denen des Karlsteiner Hauptganges. Dagegen weicht die fleckige normalsymmetrische Odenwälder Alkalihornblende etwas ab. Der dunkle Kern hat: $c\beta: 70-78^\circ$, (β): bräunlich $<$ (α): tiefgrün $<$ ($b = \gamma$): tiefdunkelviolett bis undurchsichtig, ($\beta - \alpha$): 0,011, $\rho \gg v$, $2V \alpha$ klein. Der Kern geht nun über in eine allmählich ablassende Zone, die sich in ihren Eigenschaften denen des Crossites nähert: $c\beta: 60^\circ \rightarrow 30^\circ$, (α): gelblich $<$ (c): grünlichblau bis himmelblau $<$ (b): rötlichviolett bis blaugrau, $\rho \gg v$, ($\beta - \alpha$): $\sim 0,009$, starke Dispersion der Mittellinien. An diese Zone schließt sich über ein blasses Zwischenglied eine blasser parallelsymmetrische Hülle an. Auch

anderwärts im Odenwald hat G. Klemm in den Minetten Alkalihornblenden gefunden.

Die Minette von Hemsbach, die Gesteine von Thures und Startsch lassen sich ihrer stofflichen Zusammensetzung nach ohne weiteres der normalsyenitischen Magmengruppe Niggli's angliedern. Hinsichtlich der fm-, k- und mg-Werte schließen sie sich näher den Kammgraniten an. In dieselbe Gruppe fallen auch die Iglauer Pyroxensyenite:

	al	fm	c	alk	si	qz	k	mg	CIPW
Kalisyenit (Piz Giuf)	27.5	32.2	16.4	23.9	192.5	—	4	0.65	0.63 II. 5. (1) 2. 2 (3)
Normalsyenitischer Magmentypus . . .	30	30	15	25	185	+ 15	0.50	0.40	
Grauer Kammgranit (Cornimont) . . .	24.6	39.6	15.3	23.5	228.8	+ 36	0.65	0.63	II. 4". 1. 2 (3)
Kammgranitischer Magmentypus . . .	26	39	12	23	225	+ 33	0.60	0.60	
Iglau (O. Hackl 1913)	24.9	43.8	13.4	17.9	188.5	+ 17	0.61	0.63	II. 4 (5). 2. 2 (3)
Iglau (J. Štěpánek 1930)	23.8	43.8	14.1	18.8	169.3	-- 6	0.43	0.53	II. 5. 2. 3"
Kristallgranit . . .	37.2	22.3	11.7	22.8	279	+ 63	0.54	0.28	

Eine gewisse Verwandtschaft der Iglauer mit den Thureser Syeniten und damit auch mit den Startschern ist nicht zu verkennen. Das Auftreten gerade dieser in der Nähe des Iglauer Pyroxensyenits macht ebenfalls einen ursächlichen Zusammenhang mit ihm wahrscheinlich. Diese Zusammengehörigkeit ist jedenfalls größer als mit dem Kristallgranit.

Dagegen fehlen aber für die Gesteine des Karlstein-Edlitzer Ganges Vertreter in der Kalireihe; auf der atlantischen Seite würden ihnen die Evisite (Gorudite) und Alkaligranite entsprechen, doch haben diese ein sehr niedriges k und mg! Diese neue Magmengruppe könnte man zur Not als kalievisitisch oder wegen des hohen nur allmählich gegen das saure Ende der Reihe abnehmenden mg besser karlsteinitisch nennen. Kennzeichnend wäre als Mitteltypus das Gestein südlich Münchenreith. Auch im CIPW-System fehlen Vertreter der Formel II. 4. 1. 1 (Karlsteinose).

Verhältnismäßig saure mikroklinreiche Gesteine mit farbigen Natronmineralen sind bisher nur aus dem Innern von Madagaskar (Ambatofinandranahana) durch die Untersuchungen von A. Lacroix (1920, 1921—23) bekanntgeworden. Sie durchbrechen dort in kleinen Massiven und Gängen das schiefrige Grundgebirge. Ihr Gefüge ist gewöhnlich ziemlich heftig mechanisch beeinflusst, doch sind die Spuren der Durchbewegung oft weitgehend infolge lebhafter Umkristallisation ausgeglichen, ohne daß sich dabei der Mineralbestand geändert hat. Neben den quarzführenden und quarzfreien (Finandraniten) gibt es auch solche Syenite, die Nephelin enthalten (Itsindrite). Als dunkle Gemengteile treten vorzugsweise Natronminerale auf, wie Ägirin und Torendrikite, in diesen wie auch in den natronreichen Gesteinen dieser Gegend. Ihr Auftreten ist demnach, wie A. Lacroix betont, kein unbedingtes Kennzeichen natronreicher Gesteine. Sie sind daher für die Gliederung der Gesteine im Vergleich zu den Feldspaten von weit geringerer Bedeutung. In dieser Hinsicht besteht eine petrographische Ähnlichkeit mit unseren sauren Gesteinen sonst nur in geringem Grade, meist weichen auch die nephelinfreien Torendrikitsyenite

in den Darstellungswerten beträchtlich von den Karlsteiner und Thureser Felsarten ab. Am nächsten stehen noch:

	39e	38i	46	48 (Nummern bei Lacroix 1921—23)
	Syenit mit Torendrikit	Pseudoapl. Finandr.	Augitführende Biotit-Syenite	
al	27·28	27·83	31·44	35·83
fm	30·47	28·29	21·84	16·29
c	13·92	14·40	12·17	9·68
alk	28·33	29·47	35·05	38·20
si	206·5	226·4	237·4	256·6
qz	— 3·7	+ 13·4	+ 8	+ 10·9
k	0·43	0·62	0·54	0·33
mg	0·53	0·42	0·26	0·27

CIPW: II. 5. 1. 3 II. (4) 5. 1. 2" II. "5. 1. 3 I(II). "5. 1. (3) 4

Kalireiche lamprophyrische Ganggesteine mit Alkalihornblenden und Ägirin sind aus anderen Gegenden mehrfach beschrieben worden. Am längsten kennt man wohl die Minette von Wackenbach bei Schirmeck im Elsaß seit den Untersuchungen von Delesse (1856), H. Rosenbusch (1877), A. Lacroix (1890), H. Bücking (1917). Die Alkalihornblende (Krokydolith) tritt nach älteren Beobachtungen und nach brieflicher Mitteilung J. de Lapparents nur in Adern und Mandeln auf; ihrem Wirte, der Minette selbst, fehlt sie. H. Rosenbusch erwähnt noch weitere Vorkommen von Minetten mit Alkalihornblenden, wie die von Barr-Andlau im Elsaß, von Laudenbach von Odenwalde. Er betont den Gehalt an ursprünglichem Quarz in diesen Minetten, die eigentümliche Tracht der Titanite und der Alkalifeldspate, ja er spricht sogar von einer Annäherung dieser Gesteine an camptonitische Arten. In diesem Zusammenhang ist der Fund eines „camptonitischen Spessartits“ durch E. Tröger (1931 bei Radeburg in der Lausitz bemerkenswert. Das Gestein enthält eine riebeckitische Hornblende. Auch in anderen K_2O -armen Ganggesteinen finden sich Alkalihornblenden. Als Kersantit beschrieb H. J. Seymour ein lamprophyrisches Ganggestein von der South Bay (Co. Down) bei Belfast in Irland, dessen grüne Hornblende von einer blauen umwachsen ist. Von demselben Fundorte berichtet näheres Dora L. Reynolds (1931), S. 148—150) über die Hornblende dieser Gesteine, sie rechnet diese Felsarten zu den Vogesiten; an den Kern einer gemeinen Hornblende schließt sich eine Zone von Torendrikit, dann ein arfvedsonitisches Band und mitunter schließlich ein tremolitischer Außensaum. In diese Gruppe von Ganggesteinen gehört auch eine quarzführende Augitminette, deren Diopsid gerne von einer Hülle von Ägirinaugit umgeben ist. Ähnliches beschreibt E. V. Shannon (1921) aus einer Augitminette des syenitisch-quarzmonzonitischen Intrusivkörpers von Idaho in Nordamerika.

Zusammenfassung.

Die beschriebenen Gesteine von Karlstein—Edlitz gehören einer ausgesprochen mediterranen Differentiationsreihe an, sie reicht von den Lamproiten bis zu sehr sauren mikroklinreichen Typen. Dabei ändert sich die hohe k-Zahl nur wenig, während die hohen mg-Werte erst bei

sehr großem si stärker abnehmen; hohes mg kann demnach nicht nur bei Lamprophyren sondern auch bei recht sauren magmatischen Gesteinen vorkommen ($si : 300!$). Stets ist $alk > al$; dementsprechend führen sie Alkalihornblenden und mitunter auch Ägirin. Es wird nun vorgeschlagen, die quarzreicheren Typen Karlsteinite, die quarzfreien basischen von Raabs Raabsite zu nennen. Die syenitischen Gesteine von Thures liegen ungefähr in der Mitte zwischen den heiden. Quarz tritt nur in geringer Menge in ihnen auf. $Al \cong alk$. Daher Neigung zur Entwicklung von normalen Syeniten wie auch von solchen mit Alkalihornblenden. Der herrschende helle Gemengteil in all diesen Felsarten ist Mikroklin. Freier Albit fehlt gänzlich, vielmehr ist er an den Mikroklin gebunden. In den sauren Gesteinen steht die Alkalihornblende in ihren Eigenschaften dem Torendrit und eisenreicherer Amphibole nahe. In den basischen hat sie kataphoritisches Aussehen. In den basischen gesellt sich noch gerne ein diopsidischer Augit, Olivin und vor allem Biotit hinzu. Die Thuresite vermitteln zwischen den heiden Gliedern auch im Mineralbestande.

Arbeiten.

Barrois Ch. Sur la Kersanton de la Rade de Brest. Bull. Soc. Geol. Fr., 4. Folge Bd. 2 von 1902, S. 253—254, Paris.

Barrois Ch. Sur la composition de filons de Kersanton. C. R. Acad. Sc. Paris, Bd. 134 von 1902, S. 752—755.

Beger P. J. Beiträge zur Kenntnis der Kalkalkalireihe der Lamprophyre im Gebiete des Lausitzer Granitlakkolithen. Neues Jahrb. f. Min., Bb. 40 von 1916, S. 583—654, Stuttgart.

Beger P. J. Lamprophyre im Lausitzer Granitmassiv. Zentralbl. f. Min., 1913. S. 457—464, Stuttgart.

Brière Y. Notes sur quelques minéraux malgaches. Bull. Soc. Franç. Min., Bd. 52 von 1929, S. 85—88, Paris.

Brögger C. W. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes, I. Die Gesteine der Grorudit-Tinguaitserie. Vidensk. Skr. 1894, I, Nr. 4 Oslo.

Brögger C. W. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes, III. Die Gangfolge des Laurdalits. Ebenda, 1898, I, Nr. 6, Oslo.

Brögger C. W. Die Eruptivgesteine des Oslogebietes, VII. Die chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteine des Oslogebietes. Ebenda, 1933, I, Nr. 1, Oslo.

Bücking H. Beiträge zur Geologie des oberen Breuschtales in den Vogesen. Mitt. d. Geol. LandAnst. Elsaß-Lothringen, Bd. 12 von 1917, Straßburg.

Bücking H. Beiträge zur Geologie des oberen Breuschtales in den Vogesen. II. Teil, Neues Jahrb. f. Min., Bb. 44 von 1921, S. 100—273, Stuttgart.

Burri C. Zur Petrographie der Natronsyenite von Alter Pedroso (Provinz Alentejo, Portugal) und ihrer basischen Differentiate. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 8 von 1929, S. 374—436, Zürich.

Cross Wh. Note on some secondary minerals of the Amphibole and Pyroxene groups. Amer. Journ. Sc., 3. Folge, Bd. 39 von 1890. S. 359—370.

Delesse. Memoire sur les roches des Vosges: Minette. Annales des Mines Mem., 5. Folge, Bd. 10 von 1856, S. 517—578, Paris.

Denaeyer M. E. Sur une nouveau gisement de la torendrikite et sur le polychrome de ce minéral. Bull. Soc. Franç. Min. Bd. 47 von 1924, S. 32—34, Paris.

Denaeyer M. E. L'Ouadai oriental et les régions voisins. Bull. Soc. Geol. Franc., 4. Folge, S. 538—576, Bd. 24 von 1924, Paris.

Erdmannsdörffer O. H. Über die Entstehungsweise gemischter Gänge und basischer Randzonen. Chem. d. Erde, Bd. 1 von 1914, S. 335—349, Jena.

Erdmannsdörffer O. H. Über Einschlüsse und Resorptionsvorgänge in Eruptivgesteinen. Fortschr. Min. Krist. Petr., Bd. 5 von 1916, S. 173—209, Berlin.

Erdmannsdörffer O. H. Die Syenite des Radautales im Harz als palingene Eruptiva. Abh. d. Heidelbg. Akad. d. Wiss., Math.-Nat. Kl., H. 15 von 1930.

Freundenberg W. Geologie und Petrographie des Katzenbuckels im Odenwald. Mitt. d. Bad. Geol. LandAnst., Bd. 5 von 1907, S. 183—344, Heidelberg.

Freundenberg W. Der Anophorit, eine neue Hornblende vom Katzenbuckel. Ebenda, Bd. 6 v. 1912, S. 1—47.

Friedlaender C. und Niggli P. Beitrag zur Petrographie der Vogesen. Schweiz. mineral-petrogr. Mitt., Bd. 11 von 1931, S. 365, Zürich.

Fischer G. Die Gabbroamphibolitmasse von Neukirchen a. hl. Bl. und ihr Rahmen. Neues Jahrb. f. Min. A., BBd. 60 von 1930, S. 251—396, Stuttgart.

Gerhart H. Vorläufige Mitteilungen über die Aufnahme des Kartenblattes Drosendorf, Westhälfte. Verh. d. Geol. Reichsanst. 1911, S. 109—111, Wien.

Goller E. Die Lamprophyrgänge des südlichen Vorspessart. Neues Jahrb. f. Min., BBd. 6 von 1889, S. 485—569, Stuttgart.

Hackl O. Der Pyroxen-Syenit südöstlich von Iglau. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1913, S. 434—487, Wien.

Hlawatsch C. Über den Amphibol von Cevedaes (Portugal). Rosenbuschfestschrift 1906, S. 68—76, Stuttgart.

Johnsen A. Über den Krokydolith von Griqualand West. ZentralBl. Min. 1910, S. 353—356, Stuttgart.

Keyserling H. v. Der Gloggnitzer Forellenstein, ein feinkörniger Ortho-Riebeckitgneis. Mineral. petr. Mitt., Bd. 22 von 1903, S. 109—158, Wien.

Klemm G. Über die Quarzminette vom Hemsberg bei Bensheim. Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt. 5. Folge, Bd. 5 von 1921/22, S. 21—22.

Klemm G. Über die Minetten, Vogesite und Kersantite des Odenwaldes. Ebenda, Bd. 6 von 1923, S. 5—28.

Klemm G. Über einen gemischten Augitminette-Kersantit-Gang an der Steinmauer bei Heppenheim a. d. B. Ebenda, Bd. 11 von 1929, S. 7—24.

Köhler A. Zur Kenntnis der Ganggesteine im niederösterreichischen Waldviertel. Tscherm. Min. Petr. Mitt., Bd. 39 von 1928, S. 125—203, Wien.

Köhler A. Der Granit „Typus Eisgarn“ aus dem nordwestlichen Waldviertel. SitzBer. Akad. Wiss. Wien, Math. nat. Kl. I, Bd. 140 v. 1931, S. 847—862.

Köhler A. Der monzonitische Quarzglimmerdiorit von Dornach in Oberösterreich. Ebenda, S. 863—878.

Kratochvíl J. Petrografické zprávy ze středočeského massivu žulového. II. Gabbrodiorit od Pecerad a horniny její provázající. Rozpravy České Akademie Prag. II. Kl., Nr. 36, Jg. 26 von 1917, erschienen 1918, S. 1—24.

Kunz W. Die Isomorphieverhältnisse in der Hornblendegruppe. Neues Jahrb. Min. A., BBd. 60 von 1930, S. 171—250, Stuttgart.

Lacroix A. Les enclaves des roches volcaniques. Maçon 1893.

Lacroix A. Minéralogie de la France. Paris 1893—1910.

Lacroix A. Minéralogie de Madagascar, I., III. Paris 1921—1923.

Lacroix A. Sur une série des roches syénitique alcalines potassiques à minéraux sodiques. C. R. Acad. Sc. Paris, Bd. 171 von 1920, S. 594—600.

Lacroix A. La Syénite néphelinifère de Haut-Tonkin et le Gneiss qui en dérive. Fennia., Bd. 50 von 1928, Nr. 37, Sederholmfestschrift, Helsingfors.

Linck G. Geognostisch-petrographische Beschreibung des Grauwackengebietes von Weiler bei Weissenburg. Straßburg 1884; Auszug. Neues Jahrb. Min. 1884 II.

Murgoci G. Contribution to the Classification of the Amphiboles. Univ. Calif. Publ. Geol., Bd. 4 von 1906, S. 359—396, Berkely.

Murgoci G. Sur la classification des amphiboles bleues et des certaines hornblendes. C. R. Acad. Sc., Paris, Bd. 175 v. 1922, S. 426.

Murgoci G. Sur la propriétés des amphiboles bleues. Ebenda, S. 372.

Murgoci G. Sur la rhodusite et l'abriachanite. Ebenda, Bd. 160 von 1915, S. 681.

Nakownik N. J. Blaue Amphibole der Eisenquarzite aus der Gegend der Magnetanomalie von Kursk, russ. m. deutsch. Zusammenfassg. Mém. sociét. Russe Mineral., 2. Folge, Bd. 63 von 1934, S. 94—108, Leningrad.

Niggli P. und Beger P. J. Gesteins- und Mineralprovinzen. I. Berlin 1923.

Nockolds S. R. Some theoretical aspects of contamination in the acid magmas. Journ. of Geology, Bd. 41 von 1933, S. 561—589, Chicago.

- Osann A. Über einen nephelinreichen Gneis von Cevadaes, Portugal. Neues Jahrb. f. Min. 1902/2, S. 109—128, Stuttgart.
- Pauly H. Über Minetten und Glimmerporphyrite, vorzüglich im Odenwald. Neues Jahrb. Min. f. 1863, S. 257—317, 418—442, Stuttgart.
- Read H. H. The Mica-Lamprophyres of Wigtownshire. Geol. Mag., Bd. 63 von 1926, S. 428, London.
- Reynolds D. L. The Dykes of the Ards Peninsula, Co. Down. Geol. Mag., Bd. 68 von 1931, S. 97—111, 145—165, London.
- Rinne F. Beitrag zur Gesteinskunde des Kiautschou-Schutzgebietes. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 56 von 1904, S. 122—167, Berlin.
- Rosenbusch H. Die Steiger Schiefer und ihre Kontaktzone an den Granititen von Barr-Andlau und Hochwald. Abh. z. Geol. Spezkarte v. Elsaß-Lothringen, Bd. 1 von 1877, Straßburg.
- Rosenbusch H. Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine, Bd. II, Stuttgart.
- Sandkühler B. Über Malchite und verwandte Ganggesteine im Odenwald. Abh. Hess. Geol. LandAnst., Bd. 5 von 1912, S. 191—259, Darmstadt.
- Seymour H. J. On the occurrence of a blue amphibole in a Hornblende-Kersantite from Co. Down. Geol. Mag. 4. Folge, Bd. 7 von 1900, S. 257, London.
- Shannon E. V. Petrography of some lamprophyric dike rocks of the Coeur d'Alène mining district, Idaho. Proc. USNatMus., Bd. 57 von 1921, S. 475—495.
- Spencer E. A contribution to the study of moonstone from Ceylon and other areas and of the stability-relations of the alkalifelspars. MinMag., Bd. 22 von 1930, S. 291—367, London.
- Štěpánek J. Der Biotit-Pyroxen-Syenit von Iglau. Arb. d. Komm. Naturw. mähr.-schl. Nr. 3 von 1930, Brünn. Bespr. Njhb. f. Min., 1931.
- Sueß F. E. Geologische Mitteilungen aus dem Gebiete von Trebitsch und Jarmeritz in Mähren. Verb. d. Geol. Reichanst. Wien 1901, S. 59—90.
- Sueß F. E., Gerhart H. und Beck H. Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Drosendorf, Wien 1925.
- Suter H. Zur Petrographie des Grundgebirges von Laufenburg und Umgebung (Süd-Schwarzwald). Schweiz. Mineral-petrogr. Mitt., Bd. 4 von 1924, S. 89—336, Zürich.
- Tröger E. Chemismus und provinzielle Verhältnisse der variskischen Gesteine Mitteldeutschlands. Neues Jahrb. Min. A., BBd. 60 von 1930, S. 1—110, Stuttgart.
- Tröger E. Zur Sippenteilung magmatischer Gesteine. Ebenda, BBd. 62 von 1930, S. 249—330.
- Tröger E. Über einen Riebeckit führenden Lausitzer Lamprophyr. SitzBer. Abh. Nat. Ges. Isis. Dresden, Jahrg. 1931, S. 159—167.
- Tröger E. Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin 1935.
- Waldmann L. Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Drosendorf. Wien 1931.
- Waldmann L. Über Alkaliminetten aus dem niederösterreichischen Waldviertel. Zentralbl. Min. A. 1933, S. 73—75, Stuttgart.
- Washington H. S. Chemical Analysis of Igneous Rocks U. S., Geol. Surv. Prof. Pap. 99 von 1917, New-York.
- Weber F. Über den Kali-Syenit des Piz Giuf und Umgebung und seine Ganggefölgenschaft. Beitr. Geol. Karte Schweiz. Neue Folge, Bd. 14 von 1904, Bern.
- Winchell A. N. The FeSiO_3 — CaSiO_3 — MgSiO_3 — NaFeSiO_3 System of monoclinic Amphiboles. Amer. Miner. Bd. 10 von 1925, S. 335—341, New Haven.

Die Tiefbohrung Engelmann in Hernals.

Von L. Waagen.

(Mit 1 Abbildung.)

Im XVII. Wiener Gemeindebezirk (Hernals) befindet sich Ecke der Jörgerstraße und Syringgasse der Besitz der alten Wiener Familie Engelmann mit dem bekannten Freiluft-Eis- und Sportplatz. Gleichzeitig wird dort auch eine Kunsteisfabrik betrieben und somit besteht dort ein großer Wasserbedarf. In dem Bestreben sich in der Wasserversorgung von der kostspieligen Wiener Hochquellenwasserleitung unabhängig zu machen wurde dort über meinen Rat im Winter 1932/33 eine Tiefbohrung niedergebracht. Das erschlossene Wasser wurde sodann im Sommer 1933 für den Betrieb in Verwendung genommen und im Winter 1933/34 wurde die Bohrung bis zu einer Tiefe von 200 *m* fortgesetzt und der Brunnen ausgebaut. Die sämtlichen Arbeiten wurden von der Firma Latzel & Kutscha (XVIII, Gentzgasse 166) durchgeführt.

In jenen Teilen Wiens, in Ottakring und Hernals (XVI. und XVII. Gemeindebezirk) sind schon öfters Tiefbohrungen abgeteuft und artesische Wässer erschlossen worden und die dabei gewonnenen Ergebnisse waren auch für den Geologen so wertvoll, daß die Brunnenbohrungen in den Ottakringer Brauereien von Abel, (1) jene in der Brauerei von Hernals von Koch (2) bearbeitet und veröffentlicht wurden.

Die durch diese Bohrungen gewonnenen geologischen Profile gaben auch Anlaß zu einer Polemik zwischen Koch und Abel indem letzterer aus deren Verschiedenheit das Vorhandensein von radialen und peripheren Brüchen ableitete und sich damit der Meinung von Fuchs anschloß, während Koch die Annahme von Brüchen nicht gelten lassen wollte und gerade die Erschließung so zahlreicher artesischer Brunnen im Weichbilde von Wien als Gegenbeweis anführte.

Die Tiefbohrung Engelmann scheint mir nun neues Licht in diese Streitfrage gebracht zu haben und da sie zugleich auch eine ganz interessante Fauna lieferte, so halte ich eine Veröffentlichung hierüber für geboten.

Die von Fuchs und Abel vertretene Annahme von dem Vorhandensein von Brüchen gründete sich im wesentlichen darauf, daß auch in nahe benachbarten Bohrungen oft die Sarmat-Tortonengrenze in ziemlich verschiedenen Tiefen angetroffen wurde.

Abel beschreibt die Schichtfolge, welche in den drei zu der Ottakringer Brauerei gehörigen Brunnen in der Thaliastraße angetroffen wurden. In dem Hause Nr. 76 bestehen der „Große Brunnen“ (205 *m* tief), der „Tiefe Brunnen“ (219·75 *m*) und im Hause Nr. 78 der „Eiserne Brunnen“ (279·70 *m*). Die Sarmat-Torton-Grenze steigt in den drei Brunnen in der oben eingehaltenen Folge von 55 *m* Tiefe über 54·4 *m* auf 35·5 *m* unter Tag an. — Allerdings lassen sich diese Tiefen nicht ohne weiteres in

Vergleich stellen, weil kein Präzisionsnivellement der Brunnenränder vorliegt und die Thaliastraße stadteinwärts ein ziemlich starkes Gefälle besitzt. Nach dem Stadtplan befindet sich die Hausecke Thaliastraße 80—Kuffnergasse 1 in 53·820 *m* über dem Nullpunkt des Pegels der Ferdinandsbrücke, hingegen die Hausecke Thaliastraße 64—Blumberggasse 1 in bloß 51·066 *m*, so daß hier immerhin bereits ein Niveauunterschied von 2·754 *m* besteht. Daraus kann man aber ableiten, daß auch zwischen den Brunnenkränzen in den Nachbarhäusern 78 und 76 ein Höhenunterschied bestehen dürfte, welcher unbedingt berücksichtigt werden sollte.

Abel hebt hervor, daß die Brunnen in der eigentlichen Ottakringer Brauerei, Ottakringerstraße 89 und 91, welche bloß etwa 270 *m* von der Thaliastraße gegen Norden gelegen ist, derartig andere Profile zeigen, daß sie mit den vorher besprochenen nicht mehr verglichen und schon gar nicht in Übereinstimmung gebracht werden können. Im übrigen sind diese Profile aus der Ottakringerstraße auch nur recht unvollkommen bekannt und die Sarmat-Torton-Grenze nicht festzustellen.

Aber auch in der Hernalser Brauerei Kuffner & Redlich, Ortlieb-gasse Nr. 17, wurde eine Tiefbohrung ausgeführt, welche zum Vergleiche herangezogen werden kann. Diese liegt etwa 540 *m* NO von der Vorgenannten. G. A. Koch (2) hat über diese Bohrung berichtet. Es geht daraus hervor, daß eine wasserführende Sandschichte in 120·85 bis 125·15 *m* Tiefe „zahlreiche marine Fossilreste“ geliefert hat. Die Sarmat-Torton-Grenze konnte aber auch hier nicht festgestellt werden und auch die genaue Höhenlage des Brunnenkranzes ist nicht bekannt, sie dürfte aber etwa 205 *m* Seehöhe oder 48·28 *m* über dem 0-Punkt der Ferdinandsbrücke betragen.

Die Tiefbohrung Engelmann hat folgendes Profil ergeben:

0·00—	2·20 <i>m</i>	Aufschüttung.
2·20—	3·60 <i>m</i>	Blattelschotter.
3·60—	27·60 <i>m</i>	Blauer Tegel.
27·60—	28·00 <i>m</i>	ziemlich grober Flyschschotter mit Wasser.
28·00—	31·50 <i>m</i>	zäher blauer Tegel mit Cerithien.
31·50—	33·87 <i>m</i>	festgelagerter tegeliger Sand mit Flyschgeröllen.
33·87—	35·00 <i>m</i>	schwarzblauer Tegel mit Lignit.
35·00—	36·40 <i>m</i>	sehr fester blauer Tegel mit Geröllen.
36·40—	49·00 <i>m</i>	graublauer harter Tegel mit Cerithien.
49·00—	62·50 <i>m</i>	grauer weicher Tegel mit Cerithien.
62·50—	64·50 <i>m</i>	grauer harter Tegel mit Fossilien.
64·50—	65·70 <i>m</i>	grober Schotter mit Tegel, wasserführend.
65·70—	76·50 <i>m</i>	grauer harter Tegel.
76·50—	82·60 <i>m</i>	blauer harter Tegel.
82·60—	84·20 <i>m</i>	festgelagerter feiner Sand, tegelig (Cerithien).
84·20—	84·35 <i>m</i>	grober Flyschschotter mit Tegel, wasserführend.
84·35—	86·70 <i>m</i>	fester feiner lettiger Sand mit Fossilien.
86·70—	90·10 <i>m</i>	fester blauer sandiger Tegel.
90·10—	97·50 <i>m</i>	blauer fester Tegel.
97·50—	98·50 <i>m</i>	blauer lettiger fester Sand, trocken.
98·50—	100·70 <i>m</i>	fester blauer Tegel.
100·70—	103·55 <i>m</i>	fester grauer Tegel.
103·55—	104·95 <i>m</i>	fester feiner grauer Sand mit Rauden, wasserführend.
104·95—	105·65 <i>m</i>	Tegel mit Sandsteineinlagerung.
105·65—	110·15 <i>m</i>	dunkelgrauer fester Tegel.
110·15—	110·80 <i>m</i>	festgelagerter lettiger Sand.
110·80—	127·60 <i>m</i>	fester blauer Tegel.

127·60—130·10	<i>m</i>	fester lettiger blauer Sand, wasserführend.
130·10—130·25	<i>m</i>	Sandraude.
130·25—131·60	<i>m</i>	rescher grauer Sand mit Fossilien, wasserführend.
131·60—132·53	<i>m</i>	festgelagerter Schotter, wasserführend.
132·53—132·85	<i>m</i>	fester blauer Tegel.
132·85—133·15	<i>m</i>	Tegelraude.
133·15—133·32	<i>m</i>	sandiger Tegel, wasserführend.
133·32—133·50	<i>m</i>	Sandraude.
133·50—134·00	<i>m</i>	sandiger Tegel, wasserführend.
134·00—136·40	<i>m</i>	sandiger Tegel mit schwachen Rauden, trocken.
136·40—139·20	<i>m</i>	fester sandiger Tegel.
139·20—139·90	<i>m</i>	fester lettiger Sand mit Rauden.
139·90—140·60	<i>m</i>	festgelagerter Flyschschotter mit Sand.
140·60—145·00	<i>m</i>	harter blauer Tegel.
145·00—149·10	<i>m</i>	festgelagerter rescher Sand mit Wasser.
149·10—149·27	<i>m</i>	Raude.
149·27—160·35	<i>m</i>	grober Schotter mit Sand, wasserführend.
160·35—161·10	<i>m</i>	festgelagerter Sand, wasserführend.
161·10—163·10	<i>m</i>	Schotter mit Sand, wasserführend.
163·10—165·80	<i>m</i>	Sand mit Schotter, wasserführend.
165·80—166·10	<i>m</i>	grober Schotter mit Sand, wasserführend.
166·10—170·60	<i>m</i>	feiner Sand mit groben Geröllen, wasserführend.
170·80—176·00	<i>m</i>	Konglomerat, wasserführend.
176·00—178·30	<i>m</i>	Flyschschotter und Sand, wasserführend.
178·30—178·80	<i>m</i>	grober Flyschschotter, lehmig, wasserführend.
178·80—180·00	<i>m</i>	Flyschschotter mit Sand, wasserführend.
180·00—185·60	<i>m</i>	tegeliger Sand mit Flyschgeröllen, wasserführend.
185·60—187·35	<i>m</i>	Konglomerat, wasserführend.
187·35—187·96	<i>m</i>	Sand mit Flyschgeröllen, wasserführend.
187·96—188·87	<i>m</i>	lockerer Sand mit viel Wasser (<i>Trochus</i>).
188·87—189·10	<i>m</i>	lettiger Sand mit Wasser.
189·10—190·30	<i>m</i>	Konglomerat mit Wasser.
190·30—191·87	<i>m</i>	grobe Flyschgerölle im Tegel.
191·87—193·00	<i>m</i>	lettiger fester Sand.
193·00—194·16	<i>m</i>	Tegel mit Geröllen.
194·16—194·70	<i>m</i>	Konglomerat.
194·70—196·30	<i>m</i>	Sand, fest, tegelig, mit Geröllen.
196·30—198·20	<i>m</i>	sandiger Tegel mit Sandlinsen und Fossilien.
198·20—198·80	<i>m</i>	Tegel.
198·80—200·06	<i>m</i>	sandiger Tegel mit Sandlinsen und Fossilien.

Die mit der Bohrung durchhörte Schichtfolge umfaßt im oberen Teile Ablagerungen des Sarmat, im tieferen hingegen solche des Torton. Die möglichst genaue Feststellung der Grenze ist natürlich von besonderem Interesse, und in diesem Falle dadurch möglich, daß während der Bohrung fortlaufend Proben genommen und der paläontologischen Untersuchung unterzogen wurden. Herr Dr. Victor Petters von der „European Gas & Electric Company“ hatte die große Freundlichkeit, sich der Mühe zu unterziehen, die Foraminiferen aus den Proben auszuschleimen und die Faunen zu bestimmen, wofür ich ihm hier den besten Dank ausspreche.

Bezüglich der Sarmat-Torton-Grenze kam er dabei, wie er mir mitteilte, zu folgendem Ergebnis: „Von 181·90 *m* an ist bereits in der Foraminiferenfauna ein mariner Einschlag bemerkbar. Ich verweise auch auf das Auftreten zweier Seeigelstachel in Probe 192·97 *m*. Die Probe 196·32 würde ich auf Grund der Foraminiferen noch ins Sarmat, die Probe 198·20 bereits in das Torton rechnen.“

Die Bearbeitung der Makrofossilien, welche ich selbst vornahm, brachte ein damit gut übereinstimmendes Ergebnis. Aus der Tiefe 139·90 *m* liegt noch eine *Rissoa* (*Mohrensternia*) *angulata* Eichw. vor, so daß wir hier noch sicheres Sarmat besitzen. Die Proben bis hinab auf 181·90 *m* haben dann keine Makrofossilien geliefert, aus dieser Tiefe stammt jedoch eine *Ervillea castanea* Montg. (= *Ervillea pusilla* Phil.) und die nächste Probe aus 188·87 *m* brachte einen *Trochus* (*Oxysteles*) *patulus* Brocc., so daß die Grenze des Torton nach beiden Untersuchungen wohl am besten mit 181·90 *m* anzusetzen ist.

Die Sarmat-Torton-Grenze liegt also hier unerwartet tief, wenn man bedenkt, daß sie in den von Abel beschriebenen Brunnen der Ottakringer Brauerei in 35·5 bis 55 *m* Tiefe angetroffen wurde, und die Entfernung von diesem Brauhause bis zum Eislaufplatz Engelmänn bloß 1200 *m* beträgt. — Der Tiefenunterschied wird aber noch dadurch bedeutender, daß für die Brunnen in der Thaliastraße eine mittlere Höhe von etwa 53 *m* angenommen werden kann, während der neue Brunnen Engelmänn (Jörgerstraße Nr. 24) eine Höhe von etwa 34·70 *m* über dem 0-Punkt der Ferdinandsbrücke besitzen dürfte, nachdem in dem Stadtplane die Höhe für das Haus Nr. 14 mit 34·270 *m* und für Nr. 30 mit 35·273 *m* angegeben erscheint. — Um die Brunnen in der Thaliastraße mit jenem in der Jörgerstraße zu vergleichen, müßten somit zu der hier gefundenen Tiefenlage der Sarmat-Torton-Grenze noch etwa 20·30 *m* hinzugerechnet werden.

Es ist aber notwendig, auch die Bohrung der Hernalser Brauerei in der Ortliebasse, welche von Koch mitgeteilt wurde, in Vergleich zu stellen und uns daran zu erinnern, daß dort in einer Sandschicht zwischen 120·85 und 125·15 *m* Tiefe marine Fossilien gefunden wurden. Mit diesem Funde ist zwar noch nicht gesagt, daß diese Sandschicht gleichzeitig die Sarmat-Torton-Grenze bedeutet, aber der Fund scheint immerhin dafür zu sprechen, daß diese Grenze hier auch bereits bedeutend tiefer liegt, als in den Bohrungen von Ottakring. Um aber einen besseren Vergleich zu ermöglichen, sei hinzugefügt, daß die Entfernung zwischen dem Engelmänn-Eisplatz und dem Hernalser Brauhaus 660 *m* beträgt und daß die Höhe dieses Bohrpunktes mit etwa 48·28 *m* über dem 0-Punkte der Ferdinandsbrücke angenommen werden kann, also etwa 13·58 *m* höher als die Bohrung Engelmänn.

Sehen wir uns nun das bei Engelmänn gewonnene Profil etwas näher an.

Es ist bekannt, daß das Sarmat in der Gegend von Ottakring und Hernal überwiegend aus „Hernalser Tegel“ besteht mit Einlagerungen von Sanden und Geröllschichten. — Diesem Schema entspricht die Engelmänn-Bohrung auch sehr gut bis zu der Tiefe von 149·10 *m*. Dann aber stellt sich eine mächtige Schichtfolge von groben Schottern mit Sanden ein, in welche auch die Sarmat-Torton-Grenze fällt, und erst ab 190 *m* treten auch wieder Tegel auf, aber nur in untergeordneten Mengen und oft selbst wieder vermischt mit Sand oder Geröll. — Dieser Wechsel von Tegel mit Sanden und Schottern wie wir ihn hier in den letzten 10 Metern zwischen 190 und 200 *m* Tiefe antreffen, ist charakteristisch für das oberste Torton, wie dies ja auch die Bohrungen

in Ottakring gezeigt haben. Hingegen sind die mächtigen Schotterablagerungen, wobei Gerölle über Faustgröße keine Seltenheit sind, mit welchen in unserem Profile das Torton endet und das Sarmat beginnt, etwas Ungewöhnliches.

Die Größe der Gerölle und die Mächtigkeit der Schotter deutet auf Landnähe, und wir wissen auch, daß die Küste zu Ende des Torton und Beginn des Sarmat nnoweit vorüberzog. Dennoch kann es sich hier nicht um Strandgerölle handeln, da ja in den anderen Bohrungen, welche der Küste jener Zeit weitaus näher gelegen sind, keine so mächtigen Schottermassen angetroffen wurden. — Dagegen ist es naheliegend, einen Wildbach anzunehmen, welcher bereits zu Ende des Torton hier einmündete und dann während des beginnenden Sarmat seine stärkste Gewalt entfaltete. Das Material, welches aus der Tiefe zwischen 145 und 190 m gefördert wurde, erwies sich durchaus als solches, welches von Flyschgesteinen abzuleiten ist, so daß über die Herkunft kein Zweifel sein kann. Der Wildbach aber, der eine solche Gewalt besaß, daß er sich auch noch ein submarines Tal auswusch und dieses mit seinem Schutt erfüllte, ist jedenfalls als ein jungmiozäner Vorläufer des Alsbaches anzusehen, der hier aus dem Flyschgebirge austrat. Es scheint sich somit in der Gegend zwischen dem Hameau und dem Exelberg, der von vielen als letzter Zeuge einer alten Ver-ebnungsfläche angesehen wird, bereits am Ausgange des Torton die erste Talfurche eingeschnitten zu haben.

Die Ursache für die Entstehung eines solchen Wildbaches ist jedoch darin zu sehen, daß zu Ende des Torton und Beginn des Sarmat eine Höherschaltung der Küstengebiete stattfand, welche wir als die „steirische Phase“ kennen. Die hiedurch bewirkte Belebung der Erosionstätigkeit scheint sich jedoch bald wieder ausgeglichen zu haben, denn wie unser Bohrprofil zeigt, stellen sich über den Schottern im Sarmat bald wieder Tegel ein.

Die Grenze zwischen Torton und Sarmat ist schon vielfach studiert worden, besonders im Gebiete des Leithagebirges. Man hat hier über dem eigentlichen tortonischen Leithakalk einen solchen detritären Natur gefunden, der bereits sarmatisches Alter besitzt und in diesem Gerölle eingeschlossen, die aus Kalken und Dolomiten älterer Gesteine bestehen. Diese Gerölle oder Geschiebe haben dadurch in besonderem Maße Aufmerksamkeit erregt, daß sie zum großen Teile hohl sind und deshalb wurden sie schon 1845 von Haidinger in seinem „Handbuch der bestimmenden Mineralogie“, 1852 dann von Czjžek erwähnt (3) und 1856 hat ihnen Haidinger (4) nochmals eine eigene kleine Abhandlung gewidmet.

Die Grundlagen derselben bieten Studien und ein Bericht Zepharovichs der auch bereits die detritäre Natur eines Teiles des Leithakalkes richtig erkannte und überdies als erster neben den Geschieben aus Kalk und Dolomit auch solche aus Quarz dort auffand. Roth v. Telegd beschäftigte sich während der geologischen Aufnahme des Blattes Kismarton (Eisenstadt), das 1883 herausgegeben wurde, eingehend mit diesen Gerölleinlagerungen, doch scheint Kittl (5) der erste gewesen zu sein, welcher diese Geröllagen als die Basis des Sarmats am Leithagebirge

erkannte (1882). Fuchs hat sich 1894 (6) mit den abgerollten Blöcken von Leithakalk beschäftigt, welche in der dedritären Masse eingebettet liegen, und kam dann 1902 (7) nochmals auf die damit zusammenhängenden Probleme zurück. Ohne sich dabei auf Zepharovich zu beziehen, berichtet er hier, daß sich in diesen Komplexen „auch Geschiebe von milchweißem Quarz“ vorfinden, und kommt zu dem Schlusse, „daß hier zwischen mediterranen und sarmatischen Ablagerungen eine Niveauveränderung vor sich gegangen sein müsse“, also eine Erosionsepoche eingeschaltet sei, und die Geröllzone, wenigstens im Ammerlingbruch und im Wald- oder Capellen-Bruch, faßt er als eine alte Brandungszone auf. Auch Schaffer (8) beschreibt in seinem „Führer“ die Blockhorizonte mit den Hohlen Geschieben in den verschiedenen Steinbrüchen und stellt sie an die Basis des Sarmat.

Auch auf der Westseite des Wiener Beckens haben die verschiedenen Brunnenbohrungen an der Grenze von Torton und Sarmat Schotter bzw. Konglomerate nachgewiesen, so daß auch hier eine Erosionsepoche sichergestellt erscheint. — So schließen die Torton-Ablagerungen des „Eisernen“, „Tiefen“ und „Großen“ Brunnens der Kuffnerschen Brauerei in Ottakring, die von Abel 1897 (1) bearbeitet wurden, regelmäßig mit einer Schicht von Konglomerat und Schotter, die eine zwischen 6·3 und 7 *m* schwankende Mächtigkeit besitzen. Ganz ähnlich traf man die Verhältnisse in der Kuffnerschen Brauerei in Hernals, wo nach den Mitteilungen von Koch 1898 (2) eine 6·5 *m* mächtige Schotterschicht angefahren wurde, unter welcher die ersten marinen Fossilreste auftraten.

Anders ist es mit den Bohrungen am Wiener Ostbahnhof (früher Staats-, bzw. Raaber Bahnhof), mit welchen eine derartige Schotterschicht nicht angefahren worden ist, wie aus der Bearbeitung von Toulas 1913 (9) hervorgeht. Auch die Tiefbohrung von Liesing bei Wien, die ebenfalls von Toulas 1914 (10) bearbeitet worden ist, können wir zum Vergleiche heranziehen. Nach seiner Beurteilung reicht sicheres Sarmat mit graublauem Tegel bis 188 *m* Tiefe hinab. Darunter folgen feinere und gröbere Sande bis 238·6 *m* mit einzelnen Foraminiferen, und diese Sande werden von Toulas selbst als „Übergangsbildung“ betrachtet. Dann aber kommt bis 241·05 *m* „grober und feiner Sand mit größeren Rollsteinen“, der bereits als sicheres Torton angesehen wird. Es würde somit der Auffassung Toulas nicht widersprechen, wenn wir die genauere Grenze zwischen Sarmat und Torton mit 238·6 *m* ansetzen würden und dann hätten wir in den „größeren Rollsteinen“ am Abschluß des Tortons auch wieder das Anzeichen für die Erosionsepoche.

Wir finden somit Hinweise auf eine Höherschaltung der Umrahmung des Wiener Beckens gegen Ende des Tortons in größerem oder geringerem Maße an vielen, wenn auch nicht an allen Punkten, nirgends jedoch scheint diese Aufwärtsbewegung und damit die energische Wiederbelebung der Erosion stärker gewesen zu sein als hier im Quellgebiete des jungmiozänen Vorläufers des Alsbaches, weil hier die Zufuhr grober Schotter, die im Torton begann, noch eine ganze Weile in das Sarmat hinein anhielt.

Es ist aber vorauszusetzen, daß sich die Bewegungsphase an der Torton-Sarmat-Grenze nicht nur in der Umrandung des Wiener Beckens betätigte, sondern daß auch der Meeresuntergrund selbst bewegt, also teils

gehoben, teils gesenkt wurde, und damit würde sich die verschiedene Höhenlage jener Schichtgrenze an den einzelnen Beobachtungspunkten auch ohne die Annahme von Brüchen, die von Koch gegenüber früheren Autoren, von Fuchs bis Abel, bekämpft wurde und ganz besonders von Hassinger (11) durch eingehende Studien widerlegt worden ist, von selbst ergeben. — Nimmt man dann noch die Möglichkeit einer untermeerischen Reliefbildung durch Erosion hinzu, wie sie in unserem Falle statthat, so erscheinen die gefundenen Höhenunterschiede noch leichter erklärlich.

Die petrographische Beschaffenheit des Sarmats zeigt sich in der Engelmann-Bohrung vollkommen normal: es ist hier eine Schichtfolge vorhanden, welche weitaus überwiegend aus Tegeln aufgebaut wird, denen sich nur untergeordnet wasserführende Sande oder sandige und mergelige Tegel einschalten. Außergewöhnlich ist jedoch die ungeheuer mächtige Schottermasse, mit welcher das Sarmat hier schließt und die auch noch in das Torton hinabreicht. Diese Schotter wurden hier zwischen 145 und 190 *m* durchbohrt und es entfallen davon 35 *m* auf das Sarmat und die letzten 10 *m* auf das Torton.

Auch die große Mächtigkeit, welche mit der Engelmann-Bohrung für das Sarmat nachgewiesen wurde, ist nicht gewöhnlich. Fuchs (12), der 1875 von 119 Brunnen-Beschreibungen geliefert hat, gab für das Sarmat nachstehende Schichtfolge und Mächtigkeit an:

Grenzschichte zwischen der Congerien- und sarmatischen Stufe: 1—2 Fuß (0·31—0·62 *m*).

Tapesschichten, Muscheltegel: 34 Klafter (64·46 *m*).

Cerithiensand und Rissoentegel: 36 Klafter (68·25 *m*).

Die Gesamtmächtigkeit betrüge demnach, die Grenzschichten mitingerechnet, 133·34 *m*.

Nehmen wir nun hier in der Engelmann-Bohrung die Sarmat-Grenze bei 181·90 *m* an, so sind hiervon bloß 3·60 *m* in Abrechnung zu bringen, welche auf die jüngere Überlagerung entfallen, und wir hätten somit mit einer reinen Mächtigkeit von 174·30 *m* für das Sarmat zu rechnen, wobei nicht übersehen werden darf, daß wir es hier bloß mit der unteren Abteilung, den „Cerithiensanden und Rissoentegeln“ zu tun haben und die obere Abteilung der „Tapesschichten“ bereits abgetragen erscheint.

Wenn wir andere Bohrungen zum Vergleiche heranziehen wollen, so sei die Bohrung in dem Gaswerke Fünfhaus (XV. Bezirk) erwähnt, wo das Sarmat mit 142 *m* angetroffen wurde, doch gehörten hier die oberen Schichten bis 30 *m* hinab nach den Untersuchungen von Bittner 1892 (13) noch den Tapesschichten an, so daß auf die tiefere Stufe bloß 112 *m* entfallen. Diener (14) führt eine Brunnenbohrung im Brauhause Währing aus dem Jahre 1902 an, welche ebenfalls 142 *m* Sarmat durchbohrte, ohne daß angegeben erscheint, welche Abteilungen dieser Formation angetroffen wurden.

Schwieriger ist die Beurteilung der Bohrung am Ost- oder Staatsbahnhofe, obwohl dieselbe von Toulas 1913 (9) eingehend bearbeitet wurde. Dort ist bekanntlich am alten „Raaber Bahnhof“ in den Jahren 1839—1845 eine Brunnentiefbohrung durchgeführt worden, die sich aber

nicht mehr genauer nachprüfen läßt. Hingegen lag Toula das Material der 1909 dort niedergebrachten Bohrung vor. Diese erreichte eine Tiefe von 303 *m* und wurde in den Congerienschichten angesetzt. Die Grenze zwischen diesen und dem Sarmat ist aber nicht eindeutig festgestellt. Toula scheint sie bei 87·4 *m* angenommen zu haben, Koch hingegen 1907 (17) bei 94·8 *m* und ich selbst möchte glauben, daß sie sich erst bei 138·8 *m* findet. Nach diesen verschiedenen Auffassungen wäre somit beim Ostbahnhofe die Mächtigkeit des Sarmats mit mehr als 164, bzw. mehr als 216 *m* anzunehmen, da diese Formation mit der Bohrung nicht durchteuft worden ist. Nach den Faunen gehört zumindest der größte Teil dieses Komplexes dem „Cerithien-Sand und Rissoentegel“ also der unteren Abteilung an, jedenfalls der Komplex von 176 bis 303 *m* Tiefe, mit einer Mächtigkeit von mindestens 127 *m*, wenn nicht das ganze Sarmat hier der unteren Stufe zuzurechnen ist. Es besteht somit die Möglichkeit, daß diese untere Abteilung am Ostbahnhof eine noch größere Mächtigkeit aufweist als in der Engelmann-Bohrung.

Schließlich müssen wir die ebenfalls von Toula 1914 (10) bearbeitete Tiefbohrung von Liesing zum Vergleich heranziehen. Er sieht die Schichten bis 188 *m* Tiefe als sicheres Sarmat an, wovon bloß 6 *m* auf die jüngere Überlagerung abzurechnen ist. Wie ich aber schon vorangehend anführte möchte ich die Grenze gegen das Torton erst bei 238·6 *m* ziehen und wir hätten dann hier statt 182, wie bei Toula, 232·6 *m* für das Sarmat zu rechnen. Eine Aufteilung dieses Schichtkomplexes auf die obere oder untere Abteilung ist auf Grund der Faunen nicht gut durchzuführen. Immerhin gibt Toula an, daß in der Bohrprobe aus 50—58 *m* vereinzelte Muscheltrümmer vorhanden seien, welche er auf *Apes gregaria* bezieht, so daß man annehmen darf, daß bis zu dieser Tiefe die obere Abteilung des Sarmat reicht. Es wäre daher für die untere Abteilung immerhin noch eine Mächtigkeit von 130 *m*, bzw. nach meiner Auffassung von 180·6 *m* zu rechnen. — In der Bohrung von Liesing erscheint somit ein ähnlich mächtiges Untersarmat nachgewiesen, wie in der Bohrung Engelmann.

Jedenfalls geht aus den angeführten Daten hervor, daß die von Fuchs (12) für das Sarmat angenommene Gesamtmächtigkeit an verschiedenen Stellen weitaus überschritten wird.

Über das mit der Bohrung erschlossene Torton läßt sich nichts weiter sagen, als daß die durchbohrten Schichten sehr gut mit der von Fuchs angenommenen obersten Abteilung, die er als „marine Sande und Gerölle“ charakterisiert, übereinstimmen.

Was nun die Fauna anlangt, so ist es leider nicht möglich, diese nach den einzelnen Proben getrennt aufzuführen, da dies zuviel Raum einnehmen würde. Es muß genügen, wenn ich den einzelnen Formen die Tiefen, in welchen sie gefunden wurden, hinzufüge.

Die Foraminiferenliste, welche ich Herrn Dr. Petters verdanke, kann in einem angeführt werden, da hier keine scharfe Unterscheidung einer sarmatischen und einer tortonischen Fauna besteht. — Es ist nur zu beachten, daß bis zur Tiefe 181·90 *m* das Sarmat reicht und die tieferen Proben daher dem Torton zuzurechnen sind.

- Cornuspira* spec. (vermutlich eingeschwehmt) 130·10 m.
Articulina sarmatica Karr. 84·20, 84·35 m.
Triloculina inflata d'Orb. 29·00, 31·50, 84·35, 92·30 m.
Triloculina consobrina d'Orb. 31·50, 97·50, 181·90, 189·10, 192·97,
 196·32, 198·20 m.
Triloculina decipiens Reuß. 84·35 m.
Triloculina gibba d'Orb. 98·45 m.
Quinqueloculina sarmatica Karr. 27·60, 29·00, 31·50, 84·20, 84·35,
 100·70, 103·55, 105·18, 105·67 m.
Quinqueloculina spec. 27·60, 29·00, 103·55, 133·14 m.
Quinqueloculina sarmatica var. *typica* Karr. 98·45 m.
Quinqueloculina sarmatica var. *elongata* Karr. 33·80 m.
Quinqueloculina venusta Karr. 84·35 m.
Quinqueloculina aff. *cuvieriana* d'Orb. 84·35 m.
Quinqueloculina ungeriana d'Orb. 103·55 m.
Quinqueloculina josephina d'Orb. 198·20 m.
Quinqueloculina tricarinata d'Orb. 198·20 m.
Globulina aequalis d'Orb. 198·20 m.
Textularia spec. 198·20 m.
Bulimina elongata d'Orb. 64·50, 181·90 m.
Valvulineria complanata d'Orb. 33·80 m.
Discorbis spec. 194·16 m.
Anomalina austriaca ? 132·86, 133·14, 149·13 m.
Cibicides lobatula d'Orb. 133·14, 139·90, 140·60 m.
Cibicides dutemplei d'Orb. 133·14, 134·00, 181·90 m.
Cibicides ungeriana d'Orb. 133·32, 134·00 m.
Cibicides akneriana d'Orb. 133·32 m.
Cibicides spec. 133·32 m.
Cibicides pseudoungeriana Cush. 194·16 m.
Rotalia beccarii L. 35·00, 84·20, 84·35, 86·70, 92·30, 98·45, 100·70,
 103·55, 127·60, 131·60, 132·86, 133·14, 133·32, 134·00, 139·22,
 139·90, 140·60, 145·00, 149·13, 181·90, 192·97, 194·16, 196·32,
 198·20 m.
Asterigerina planorbis d'Orb. 127·60, 132·86, 133·14, 133·32, 139·90,
 140·60, 187·96, 189·10, 192·97, 196·32, 198·20 m.
Nonion punctatum d'Orb. 27·60, 29·00, 31·50, 33·80, 82·60, 84·35,
 92·30 m.
Nonion granosum d'Orb. 31·50, 181·90 m.
Nonion umbilicatum Mont. 84·20, 105·67 m.
Nonion soldanii d'Orb. 181·90 m.
Elphidium listeri d'Orb. 27·60, 29·00, 35·00, 36·40, 64·50, 139·22 m.
Elphidium ungeri Reuß. 27·60, 29·00, 31·50, 33·80, 35·00, 36·40, 64·50,
 82·60, 84·20, 84·35, 86·70, 92·30, 98·45, 100·70, 103·55, 105·18,
 110·16, 127·60, 131·60, 132·86, 133·14, 134·00, 139·90, 189·10,
 194·16, 196·32 m.
Elphidium spec. indet. 31·50, 33·80, 174·80, 189·10 m.
Elphidium aculeatum d'Orb. 82·60, 84·35, 86·70, 92·30, 110·16, 127·60
 131·60, 139·22 m.

Elphidium rugosum d'Orb. 29·00, 31·50, 33·80, 82·60, 84·20, 84·35, 86·70, 92·30, 97·50, 98·45, 100·70, 103·55, 105·18, 105·67, 110·16, 127·60, 133·32, 134·00, 139·90, 140·60, 145·00 m.

Elphidium cf. *schtelianum* d'Orb. 82·60, 133·14, 181·90, 192·97, 198·20 m.

Elphidium josephinum d'Orb. 84·20, 84·35 m.

Elphidium reginum d'Orb. 84·20, 84·35, 103·55, 105·18, 110·16, 127·60 m.

Elphidium obtusum d'Orb. 84·35, 103·55, 110·16, 127·60, 133·14, 139·90, 140·60, 145·00 m.

Elphidium crispum d'Orb. 103·55, 105·18, 110·16, 131·60, 132·86, 133·14, 134·00, 139·90, 140·60, 145·00, 149·13, 159·12 m

Elphidium flexuosum d'Orb. 189·10, 190·30, 192·97, 194·16, 198·20.

Faujasina (od. *Polystomellina*?) spec. 145 m.

Die übrige Fauna läßt sich sehr gut nach dem Alter trennen, denn in der Bohrung fand sich keine Form, welche in beiden Formationen auftreten würde, mit Ausnahme der *Tornatina lajonkaireana* Bast.

Sarmat. (15)

Trochidae:

Trochus (*Jujubium*) cf. *celinae* Andr. 29 m.

Trochus pictus Eichw. 84·20, 84·35, 92·30, 97·50, 98·45, 131·60 m.

Paludinidae:

Paludina (*Amnicola*) *immutata* Frauenf. 27·60, 29·00, 31·50, 76·50, 82·60, 84·20, 84·35, 86·70, 97·50, 98·45, 100·70, 103·55 m.

Paludina (*Amnicola*) *convexa* Sandb. 27·60, 29·00, 31·50 m.

Hydrobiidae:

Hydrobia sepulcralis Partsch. 86·70, 98·45, 100·70, 103·55 m.

Hydrobia sepulcralis, Überg. z. *H. acutecarinata* Neum. 97·50 m.

Hydrobia spec. aff. *Bythinella*(?) *contemta* Brus. 86·70, 98·45 m.

Bythinia gracilis Sandb.(?) 27·60 m.

Pyrgula bicarinata Brus. var. 82·60, 84·20, 84·35, 86·70, 98·45, 100·70, 105·18, 131·60, 133·14 m.

Hydrobia (*Nematurella*) *subcarinata* Bon. 84·35, 98·45, 103·55 m.

Hydrobia (*Nematurella*) *oblonga* var. *persuturata* Sacc. 84·35 m.

Rissoidae:

Rissoa (*Mohrensternia*) *inflata* Andr. 29·00, 84·20, 97·50, 98·45, 100·70, 103·55 m.

Rissoa (*Mohrensternia*) *angulata* Eichw. 84·20, 97·50, 98·45, 100·70, 103·55, 133·32, 139·90 m.

Cerithidae:

Cerithium rubiginosum Eichw. 27·60, 29·00 m.

Cerithiella ex aff. *exasperata* Dod. 27·60 m.

Tiarapirenella mitralis Eichw. 84·20, 84·35, 86·70, 98·45, 100·70, 105·18 m.

Tornatinidae:

- Retusa* cf. *decussata* Bon. 82·60 m.
Retusa truncatula Brug. 98·45 m.
Tornatina lajonkaireana Bast. 84·20, 84·35, 92·30, 98·45, 100·70, 103·55,
 196·30, 198·20 m.

Cardiidae:

- Cardium* spec. juv. ex aff. *Parvicardium transversale* Desh. 27·60,
 29·00, 31·50, 86·70 m.
Cardium div. spec., juv. 64·50, 82·60 m.

Limnocardiidae:

- Pontalmyra carinata* Desh. 27·60 m.
Limnocardium (*Plagiocardium*) *obsoletum* Eichw. 84·35 m.
Limnocardium (*Plagiocardium*) *obsoletum*, Überg. z. *L. suessi* Barbt. 29·00.
 84·20, 84·35 m.
Limnocardium (*Pontalmyra*) aff. *pilari* Hoern. 98·45 m.
Limnocardium (*Pontalmyra*) spec. div. 98·45, 105·18 m.

Scrobicularidae:

- Syndosmia longicallus* Scacchi. 27·60, 29·00.

Mesodesmidae:

- Ervilia podolica* Eichw. 27·60, 29·00, 31·50, 64·50, 82·60, 84·20, 84·35,
 86·70, 92·30, 100·70, 130·10, 134·00, 139·22 m.
Ervilia castanea var. *zibinica* Dod. 27·60 m.

Otolithen:

- Otolithus* (*Gobius*) *vicinalis* Kok. 27·60, 29·00 m.
Otolithus (*Gobius*) *intimus* Pr. 29·00 m.
Otolithus (*Chrysophis*) *doderleini* Bass. et Schub. 29·00 m.

Torton.

Trochidae:

- Trochus* (*Oxysteles*) *patulus* Brocc. 188·87, 198·20, 200·00 m.

Xenophoridae:

- Xenophora* *deshayesi* Micht. 198·20 m.

Littorinidae:

- Lacuna* (*Epheria*) cf. *basterotina* Bronn., var. *miocaenica* Sacc. 198·20 m

Hydrobiidae:

- Prososthenia* (?) spec. cf. *Pr. kupensis* Brus. 198·20 m.

Rissoiidae:

- Turbella acuticosta* Sacc. 196·30, 198·20 m.
Turbella discors Allan. var. *miotaurinensis* Sacc. 196·30 m.
Alvania miocaenica Sacc. 196·30, 198·20, 200·00 m.

Alvania oceani d'Orb. 198·20 m.

Cingula (Nodulus) tauromiocaenicus Sacc. var. *bombycina* Sacc. 196·30 m.

Cingula (Setia) taurinomiocaenica Sacc.(?) 196·30 m.

Rissoa (Alvania) curta Duj. var. *crisocostata* Sacc. 198·20 m.

Rissoa (Alaba) costellata Grat. 198·20 m.

Turritellidae:

Turritella (Archimediella) Archimedis Brong. 198·20 m.

Turritella (Archimediella) Archimedis var. *miocaenica* Sacc. 200·00 m.

Pyramidellidae:

Odontostoma conoidea var. *explicata* Sacc. 196·30 m.

Eulimella subumbilicata Grat. 196·30 m.

Pyrgolampros exgracilis Sacc. 198·20 m.

Caecidae:

Caecum trachea Mont. 196·30 m.

Vermetidae:

Vermetus(?) spec. 196·30 m.

Melanidae:

Melanopsis praemorsa Lin.(?) 196·30 m.

Cerithidae:

Bittium reticulatum da Costa 196·30, 198·20, 200·00 m.

Potamides (Pirenella) bidisjunctum Sacc. 196·30 m.

Cerithiopsidae:

Newtoniella (Seila) schwartzi Hoern. 196·30, 198·20 m.

Cerithiopsis tubercularis var. *pygmea* Phil. 198·20 m.

Diastomidae:

Sandbergeria spiralissima Dub. 196·30 m.

Sandbergeria perpusilla Grat. 196·30, 198·20 m.

Columbellidae:

Anachis cf. *terebralis* Grat. 198·20 m.

Anachis cf. *corrugata* Boll. 198·20 m.

Turbinellidae:

Turbinella (Marzalina) dujardini Hoern. 196·30 m.

Olividae:

Ancilla (Baryspira) glandiformis Lam. 200·00 m.

Bullidae:

Bullinella (Cylichna) cylindracea var. *convoluta* Br. 196·30 m.

Tornatinidae:

Tornatina lajonkaireana Bast. 196·30, 198·20 m.

Pectinidae:

Pecten (Parcamussium) duodecimlamellatum Bronn. 198·20 m.

Pecten (Flabellipecten) besseri Andr. 200·00 m.

Arcidae:

Arca (Acar) cf. clathrata Defr. f. juv. 196·30, 198·20, 200·00 m.

Pectunculidae:

Pectunculus (Axinea) bimaculatus Poli 200·00 m.

Astartidae:

Cardita (Megacardita) Jouanneti var. *dertavicula* Sacc. 200·00 m.

Cardita (Glans) rudista Lk. spec. juv. 200·00 m.

Lucinidae:

Lucina (Loripes) dentatus var. *obliquatella* Sacc. 198·20 m.

Lucina (Linga) columbella Lam. var. 198·20, 200·00 m.

Cardiidae:

Cardium (Parvicardium) transversale var. *pliopapillosa* Sacc. 198·20 m.

Cardium (Papillicardium) papillosum Poli 200·00 m.

Cardium (Papillicardium) papillosum var. *dertonensis* Micht. 198·20 m.

Limnocardiidae:

Limnocardium engelmanni nov. spec. 198·20 m.

Veneridae:

Venus spec. juv. 198·20 m.

Venus (Clausinella) scalaris Brn. 200·00 m.

Cytherea (Callista) pedemontana Ag. 200·00 m.

Tellinidae:

Tellina (Oudardia) compressa Br. 198·20 m.

Tellina (Arcopagia) crassa Penn. 198·20 m.

Mesodesmidae:

Ervilia castanea Mont. (= *Erv. pusilla* Phil.) 181·90 m.

Echinoidea:

Seeigelstacheln 192·97, 198·20 m.

Otolithen:

Otolithus (Gobius) pretiosus Proch. 200·00 m.

Überblickt man diese kleine Faunenliste, so kann man einige recht interessante Ergebnisse herauslesen.

Bezüglich des Sarmat ist vor allem festzuhalten, daß von den gefundenen 30 verschiedenen Formen bloß 17, also 56·66% schon bisher

aus dem Wiener Becken bekannt waren und somit 43·34% für dieses Gebiet neu erscheinen. Die Kenntnis dieser 13 restlichen Arten stammt von folgenden Fundgebieten oder Orten:

Paludina convexa: Süßwasser Dalmatiens und Sarmat von Gaya in Mähren.

Bythinella(?) *contemta*: Pannon, Slavonien.

Bythinia gracilis: Süßwasserschichten, Deutschland.

Pyrgula bicarinata: Pannon, Slavonien.

Hydrobia subcarinata: Torton bis Piacenziano, Oberitalien.

Hydrobia oblonga var. *persuturata*: ebenso.

Cerithiella exasperata: Torton, Montegibbio.

Retusa decussata: Piacenziano bis Astiano, Oberitalien.

Pontalmyra carinata: Messiniano, Piemont.

Limnocardium pilari: Sarmat der Kulpagegend, Slavonien.

Syndesmia longicallus: Italien, Miozän bis lebend.

Ervilia castanea, var. *zibinica*: Tortoniano bis Astiano, Oberitalien.

Diese Faunula ist demnach ausgezeichnet, einerseits durch einen starken südlichen Einschlag und andererseits durch die zahlreichen Süßwasserformen, von welchen etliche bisher bloß aus jüngeren Ablagerungen bekannt waren.

Auffallend mag es erscheinen, daß verschiedene Meeresfische weniger empfindlich für die Aussüßung des Wassers gewesen zu sein scheinen als andere Meerestiere. Die durch die Bohrung zutage gebrachten Gehörsteinchen stammen durchaus von Fischen, welche aus dem Torton bekannt sind. Nur die eine Meergrundel *Gobius vicinalis* ist schon früher auch im „Hernalser Tegel“, also im Sarmat, gefunden worden. Da braucht es nicht weiter zu verwundern, daß auch andere Fische die Aussüßung, wenigstens eine Zeitlang, überdauern konnten.

Was die Torton-Faunula anlangt, so ist vor allem auffällig, daß diese weniger Übereinstimmung mit den Torton-Faunen, welche bisher aus Ottakring bekannt waren, als mit der Fauna von Steinabrunn besitzt. Denn die Übereinstimmung mit ersterer beträgt bloß 49%, mit letzterer hingegen 76·6%. Die restlichen 13·4% stimmen mit Formen aus Italien überein, so daß wir hier den gleichen „südlichen Einschlag“ bemerken wie bei der Sarmat-Faunula. Aus dem Süden stammen die folgenden Formen:

Turbella discors var. *miotaurinensis*: Elveziano bis Tortoniano, Oberitalien.

Cingula tauromiocaenica var. *bombycina*: Elveziano, Oberitalien.

Cingula taurinomioacaenica: Elveziano, Oberitalien.

Melanopsis praemorsa: Torton, S. Agata und Messiniano.

Potamides bidisjunctum: Torton, Oberitalien.

Cardium transversale var. *phiopapillosa*: Piacenziano, Oberitalien.

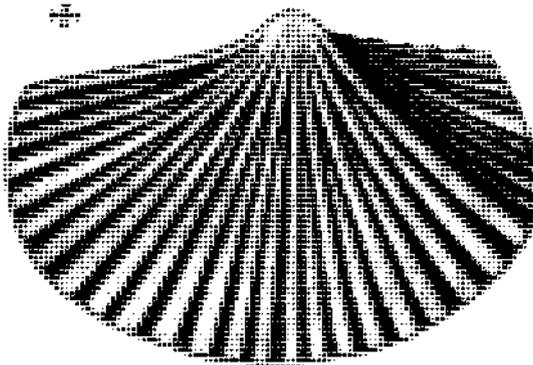
Auch die größere Beimengung von Süßwasserformen, als man dies sonst von Torton-Ablagerungen gewohnt ist, muß hervorgehoben werden.

In dem ganzen Materiale hat sich eine einzige sicher neue Form gefunden, und diese ist interessant genug, daß sie eine eingehendere Beschreibung verdient.

Limnocardium engelmanni L. Waag.

Es liegt nur eine linke Klappe vor, und diese ist sehr klein und zerbrechlich. Sie ist mit enggestellten feinen Rippen bedeckt, die sich vom Wirbel gegen den Ventralrand verbreitern. Der Wirbel ist spitz und nur ganz wenig eingebogen und liegt hinter der Mittellinie. Vom Wirbel zieht zum unteren, hinteren Schalenwinkel eine stärkst ausgebildete Rippe als deutliche Kante. Vor dieser Kante ist die Schale mit 23 Rippen bedeckt, hinter derselben mit 9, von welchen die mittlere am kräftigsten ist. Schon daraus geht hervor, daß der vordere Schalen- teil, entgegen den üblichen Verhältnissen bei *Limnocardium*, den rückwärtigen an Größe weitaus übertrifft.

Die Berippung der Schale ist dadurch eigentümlich, daß zwischen je zwei Rippen, welche von der Wirbelspitze ausgehen, etwas tiefer je eine Schaltrippe auftritt, welche jedoch in ihrem weiteren Verlaufe den Hauptrippen vollkommen gleichwertig ausgebildet wird.

*Limnocardium engelmanni* L. Waag.

Die Zwischenräume sind ungefähr ebenso breit wie die Rippen, eher um ein geringes breiter, und beide Bauformen erscheinen nicht scharf gegeneinander abgegrenzt. Die Zwischenräume besitzen jedoch noch eine besondere Eigentümlichkeit. Die Zuwachsstreifen sind nämlich in ihnen so stark ausgebildet, daß sie feine Leisten bilden, so daß sie zwischen den Rippen bei entsprechender Vergrößerung wie Leitersprossen aussehen, bei welchen die Rippen die Holme bilden. Dabei liegen die Sprossen dieser Leitern einander so nahe, daß die Zwischenräume von einer zur anderen geringere Höhe besitzen, als die Länge der Sprossen beträgt. Auf den Rippen selbst sind die Zuwachsstreifen auch bei starker Vergrößerung kaum zu erkennen.

Das vorliegende Schälchen ist bedauerlicherweise an den Rändern gebrochen, so daß Größe und Umriß nicht genau angegeben werden können. Es hat jedoch den Anschein, als ob sich das Schälchen nach vorne verbreitert und nach hinten verschmälert hätte. Die ganze Länge dürfte etwa 3 und die Höhe 2 mm betragen haben. Die Schale ist im ganzen so gebaut, daß sie sich von vorne allmählich bis zu der Kante aufwölbt und von hier an dann steil abfällt.

Das Innere der Klappe ist glatt und nur am Rande sind Furchen angedeutet, welche den Rippen entsprechen. Ein Mantelsaum ist nicht kenntlich. Die Muskeleindrücke sind oval, und zwar ist der vordere stärker und größer als der hintere.

Das Schloß ist außerordentlich schwach entwickelt und verläuft in flachem Bogen. In unserer linken Klappe ist bloß unter dem Wirbel ein kleiner Zahn bemerkbar und dahinter eine kleine Grube. Seitenzähne sind gerade nur angedeutet.

Die letzte Rippe, welche den rückwärtigen Schalenabschnitt gegen die längliche Bandgrube begrenzt, ist sehr kräftig gebaut und trägt einzelne winzige Stacheln. Die Lunula ist schmal, aber deutlich.

Bemerkenswert ist schließlich noch, daß aus der pannonischen Fauna von Budapest von Lörenthey (16) zwei Arten von Limnocardien bekanntgemacht worden sind, welche der unsrigen nahestehen und als Abkömmlinge derselben betrachtet werden können. Es sind dies *Limnocardium (Pontalmyra) jagici* Brus., die auch bei Markuševac unweit Zagreb vorkommt, und *Limnocardium (Pontalmyra) andrusovi* Lör. Von beiden läßt sich jedoch unsere Art durch die Verlängerung des vorderen Schalenstückes, durch den nach rückwärts gerückten Wirbel und durch die eingeschalteten Rippen sowie durch die leiterförmige Ausbildung der Zwischenräume zwischen den Rippen leicht unterscheiden.

Ein Limnocardium im Torton ist sehr auffällig und könnte vielleicht darauf hinweisen, daß in der Schlußphase dieses Abschnittes das Meerwasser bereits etwas brakisch wurde. Jedenfalls können wir aber annehmen, daß hier lokal durch die Einmündung des Wildbaches in das Meer die Lebensbedingungen für ein an Brakwasser adaptiertes Tier gegeben waren. Mit dem veränderten Salzgehalt mag es auch zusammenhängen, daß hier ebenso wie in Steinabrunn nur Kleinformen vorkommen, auch von Arten, welche normalerweise viel größer angetroffen werden.

Die nachfolgenden Angaben über die wasserführenden Schichten verdanke ich zumeist der Firma Latzel & Kutschka, welche diese Bohrung ausführte, und sie erscheinen mir bemerkenswert genug, um sie hier, wenigstens auszugsweise, anzuführen.

Der grobe Schotter zwischen 27·60 und 28·00 m war wasserführend, sein Wasserspiegel stellte sich in 4·20 m unter dem Brunnenkranz ein und bei einer Wasserentnahme von 15 l pro Minute senkte er sich auf 15·60 m.

Auch in dem groben Schotter mit Tegel zwischen 64·50 und 65·70 m Tiefe wurde Wasser angetroffen, dessen Spiegel sich 1·00 m unter dem Brunnenkranz einstellte. Es konnten 0·875 Sekl. abgepumpt werden und der Wasserstand wurde dadurch auf 15·45 m abgesenkt. Nach dem Schöpfversuch stieg jedoch das Wasser bis 1·50 m über Tag und kam zum freien Abfluß. Die Temperatur des Wassers wurde mit 10° C gemessen.

Der nächste Wasserhorizont wurde in dem groben, etwas vertegelten Schotter zwischen 84·20 und 84·35 m Tiefe angefahren. Sein Wasserspiegel stand 0·95 m unter dem Brunnenkranz. Ein Pumpversuch wurde nicht gemacht.

In dem festgelagerten lettigen Sand zwischen 97·50 und 98·50 *m* wurde neuerdings Wasser erschrottet, dessen Spiegel 2·70 *m* unter dem Brunnenkranz eingemessen wurde. Es fand kein Pumpversuch statt.

Der festgelagerte feine Sand mit „Rauden“ (verfestigten Partien) in 103·55 bis 104·95 *m* führte wieder Wasser. Dieses stieg bis 0·75 *m* über dem Brunnenkranz und kam frei zum Ausfließen. Es wurden 1·75 Sekl. abgepumpt und der Wasserspiegel dadurch auf 12·90 *m* abgesenkt. Die Temperatur wurde mit 13° C. gemessen.

Das Wasser in dem festgelagerten lettigen Sand zwischen 110·15 und 110·80 *m* Tiefe stellte seinen Spiegel in 6·20 *m* unter dem Brunnenkranz ein. Ein Pumpversuch fand nicht statt.

Hingegen lief das Wasser, das aus dem festen tegeligen blauen Sand zwischen 127·60 und 133·32 *m* austrat, in 0·8 *m* über dem Brunnenkranz mit einer Ergiebigkeit von 17·5 *l* in 100 Sekunden aus und führte viel Eisenocker.

Auch das Wasser aus dem festgelagerten Sand und Schotter in 139·20 bis 140·60 *m* Tiefe hatte bei 0·8 *m* über Tag einen Überlauf, jedoch bloß mit 17·5 *l* in 150 Sekunden.

In 145·00 bis 149·10 *m* wurde ein festgelagerter rescher Sand angefahren, welcher starken Auftrieb besaß, so daß der Sand bis 12 *m* in den Rohren aufstieg, weshalb kein Pumpversuch gemacht werden konnte. Bloß die Temperatur wurde gemessen und mit 14° C. festgestellt.

Nachdem eine Raude von 17 *cm* durchschlagen war, machte sich ein starker Geruch nach Schwefelwasserstoff bemerkbar. Nach Anbohren des darunter befindlichen groben Schotters und Sand ließ der Geruch wieder nach und das Wasser lief 0·50 *m* über dem Brunnenkranz mit 17·5 *l* in 13 Sekunden über.

Die Schotter und Sande in 161·10 bis 163·10 *m* Tiefe ergaben aus den 7"-Rohren einen Überlauf von 3·5 Sekl. in 1·70 *m* über dem Brunnenkranz. — Als man in dem gleichen Materiale bis 164·00 *m* weiter gebohrt hatte, machte man verschiedene Versuche und stellte fest, daß aus den 7"-Rohren in 0·60 *m* über dem Brunnenkranz ein Überlauf von 7·5—8 Sekl., in der Höhe von 0·25 *m* aber ein solcher von 9 Sekl. gemessen werden konnte.

Nachdem man nun im Hauptwasserträger angelangt war, so wurden häufiger Messungen vorgenommen.

So wurde bei 164·83 *m* Tiefe neuerlich gemessen, obgleich sich der Wasserträger nicht geändert hatte, und man fand aus den 7"-Rohren in 0·20 *m* über dem Brunnenkranz bloß einen Überlauf von 7 Sekl.

Bei 173·81 *m*, als die Bohrlochsohle in Konglomerat stand, bestand bei 0·22 *m* über Tag ein Überlauf von 6 Sekl.

Der Flyschschotter in 176·00 bis 178·30 *m* Tiefe lieferte in 0·30 *m* über dem Brunnenkranz einen Überlauf von 3 Sekl. und die Temperatur des Wassers wurde mit 14·5° C. gemessen bei —1½° Lufttemperatur am 15. Dezember 1933.

Aus dem gleichen Schotter maß man bei 178·86 *m* Tiefe in 0·78 *m* über Tag einen Überlauf von 6 Sekl. und bei nur 0·30 *m* über Tag einen solchen von 7·2 Sekl.

Bei 179·31 *m* Tiefe liefen in 1·45 *m* über dem Brunnenkranz 3·6 Sekl. über und bei 180 *m* Tiefe in 0·75 *m* über Tag bloß 2·6 Sekl. Der Wasserträger war immer der gleiche. In letzterem Falle wurde auch die Wassertemperatur gemessen und mit 14·3° C., bei einer Lufttemperatur von 0·4° C. am 27. Dezember 1933, festgestellt.

Als man in 185·60 *m* Tiefe die Grenze zwischen einem tegeligen Sand mit Flyschgeröllen und einem Konglomerat erreicht hatte, flossen in 1·60 *m* über Tag 0·56 Sekl. aus. Als man aber ein Rohr abgeschraubt hatte, konnten bei 0·30 *m* über Tag 4 Sekl. Schüttung gemessen werden.

Bei einer Vertiefung der Bohrung auf 186·84 *m* entströmten dem gleichen Konglomerate in 0·35 *m* über dem Brunnenkranze 4·5 Sekl. mit einer Temperatur von 14·5° C., bei einer Lufttemperatur von + 2° am 5. Jänner 1934.

Bei 187·35 *m* Tiefe hatte man die Untergrenze des Konglomerates gegen einen Sand mit Flyschgeröllen erreicht und konnte in 0·70 *m* über Tag einen Überlauf von 2·6 Sekl. messen.

In 189·03 *m* Tiefe, als die Bohrung wieder in einem Konglomerat stand, ergab sich bei 1·20 *m* über Tag nur ein geringer Überlauf mit 13·8° C. bei einer Lufttemperatur von — 4° C. am 11. Jänner 1934.

Die gleiche Temperatur von 13·8° C., zeigte auch das Wasser aus 190·85 *m* Tiefe, aus groben Flyschgeröllen, bei einer Lufttemperatur von — 1·5° C.

Die größte Steighöhe des Wassers, welche während der ganzen Bohrung beobachtet wurde, betrug 3·70 *m* über Tag.

So genaue und oft wiederholte Messungen sind zweifellos von großem Interesse, wenn auch leider kein einheitliches Bild daraus zu konstruieren ist. So ist es z. B. sehr auffallend, daß bei gleichbleibendem Wasserträger die Ergiebigkeit in ziemlich weiten Grenzen schwankt. Auch für die Vermehrung des Überlaufes bei Verminderung der Ausflußhöhe läßt sich vorläufig eine Gesetzmäßigkeit nicht ableiten.

Besonders bemerkenswert und überraschend sind jedoch die Temperaturmessungen.

Die erste gemessene Temperatur bezog sich auf Wasser aus 64·50 bis 65·70 *m* und betrug 10° C. Das entspricht ungefähr der mittleren Jahrestemperatur von Wien, und somit ist diese Wasserwärme für die angegebene Tiefe etwas zu gering, denn die jährlichen Wärmeschwankungen reichen ja in der Regel bloß auf eine Tiefe von 20 bis 25 *m* hinab, von wo ab sich bereits das Gesetz der geothermischen Tiefenstufe bemerkbar machen sollte.

Das Wasser aus 103·55 bis 104·95 *m* ist mit 13° C. um ein geringes zu warm, hingegen entsprechen die Wassertemperaturen zwischen 145·00 und 186·84 *m* mit 14 bis 14·5° C. ziemlich genau der der Tiefe entsprechenden Wärme.

Sehr auffallend und unerklärlich ist hingegen die Temperaturumkehrung, die sich bei 189·03 und 190·85 *m* bemerkbar machte und mit den gemessenen 13·8° C. um nahezu 1·5° unternormal ist.

Aber auch das schließliche praktische Ergebnis der Bohrung ist bemerkenswert genug. Die Firma Latzel & Kutschka berichtete mir darüber am 30. Mai 1934:

„Nach vollständigem Ausbau des Brunnens betrug der artesische Überlauf aus den 12"-Rohren, die wegen der verschiedenen Arbeiten 4·0 m über Terrain geführt waren, nach Abschrauben derselben bei 1·37 m über Terrain, 20 Sekl. Die Rohre wurden dann ergänzt und wurde der Überlauf bei + 2·30 m über Terrain mit 10 Sekl. gemessen. Derselbe ging dann nach vier Stunden auf 8 Sekl. und nach drei Tagen auf 4 Sekl. zurück. Derzeit sind die Saugrohre eingebaut und beträgt der Überlauf bei — 0·50 m schätzungsweise 10 Sekl.“

So viel mir bekannt ist, dürfte die Engelmann-Bohrung von allen Tiefbrunnen im Weichbilde von Wien den größten Überlauf besitzen. Aber auch abgesehen davon, dürfte er bezüglich Ergiebigkeit so ziemlich an der Spitze stehen, denn wie aus den Zusammenstellungen von Koch (17) zu entnehmen ist, hat nur der eine Brunnen der Simmeringer Brauerei bei einer Absenkung des Wasserspiegels um 4·7 m schätzungsweise 11 Sekl. Wasser geliefert, während der Tiefbrunnen in der Kuffnerschen Brauerei in Hernals (Ortliebgasse) nur annähernd 10 Sekl. abschöpfen ließ und der Brunnen der „Chemischen Werke“ in Neu-Erlaa 8 Sekl. ergab. Bei den anderen von Koch angeführten ergiebigen Brunnen sind es nur 6 bis 7 Sekl.

Das Ergebnis des Engelmann-Brunnens bekräftigt somit neuerdings die von Koch immer wieder verteidigte Tatsache: „daß man im Weichbilde von Wien noch immer auf artesische Wässer mit Erfolg bohren kann“.

Es wurde schon vorangehend gesagt, daß das Wasser aus der Tiefe 149·10 bis 149·27 m starken „Schwefelgeruch“ besaß, wie man sich landläufig ausdrückt, womit der Geruch nach Schwefelwasserstoff (H_2S) gemeint ist. Der Geruch war so stark, daß er sich in der ganzen Umgebung bemerkbar machte und im Bezirke Hernals der Glaube aufkam, man hätte einen Ausläufer der Badener Thermalspalte angebohrt.

Solche Wässer mit Geruch nach Schwefelwasserstoff sind im Weichbilde von Wien schon oft erschlossen worden. So erwähnt z. B. auch Koch (17), daß in dem Sanatorium des Dr. Fries in Inzersdorf große Mengen „eines stark schwefeligen (SH_2) Wassers“ erbohrt worden sind. Dieses Wasser trat jedoch in einer „sandigen Schotterschichte“ des Kongerientegels auf, während das schwefelige Wasser der Engelmann-Bohrung im Sarmat erschlossen wurde.

Von der Annahme, daß solche Schwefelwässer irgendwelche Beziehungen zu der Badener Thermenlinie hätten, ist man schon lange abgekommen. Partsch (18) hat schon vor mehr als 100 Jahren (1831) geschrieben: „Der Tegel enthält nicht selten Schwefelkiesknollen, die sich im Kontakt mit dem aufsteigenden Wasser zersetzen und demselben einen hepatischen Geschmack erteilen. Wenn sie in größerer Menge vorhanden sind, erzeugen sie Schwefelwässer, wovon das Pfann'sche Bad zu Meidling ein Beispiel gibt.“ Daraus geht deutlich hervor, daß er bereits erkannte, daß der Schwefelwasserstoffgehalt gewisser Quellen im Wiener Becken mit den Schwefelquellen etwa von Baden nicht in Vergleich gestellt werden dürfe.

Ob der von Partsch ausgesprochene Ideengang allerdings den Vorgängen in der Natur in allen Fällen entspricht, ist wohl zweifelhaft, denn in den meisten Fällen dürfte wohl der Schwefelwasserstoff aus der Reduktion von Sulfaten her stammen, unter Mitwirkung organischer Stoffe. Auch die direkte Wiederauflösung von Sulfatablagerungen (Gips usw.) könnte die SO_4 -Ionen solcher Wässer liefern (19).

Bei der Engelmann-Bohrung könnten zwei verschiedene Entstehungsmöglichkeiten in Betracht gezogen werden. Einesteils ist es bekannt, daß in dem Hernalser Tegel Gipskristalle (20) sehr häufig sind, und ebenso finden sich, wenigstens stellenweise, kohlige Substanzen (21) in jenen Tegeln in größerer Menge, so daß alle Bedingungen zur Reduktion des Gipses gegeben erscheinen.

In unserem Falle könnte jedoch auch die Oxydation von Eisensulfid eine Rolle spielen, wodurch Eisensulfat nebst freier Schwefelsäure erzeugt würde (22), die wieder die Neubildung von Sulfaten ermöglichen würde. Dieser Vorgang erscheint deshalb in unserem Falle beachtenswert, weil das ziemlich häufige Auftreten von Pyritkristallen in den Tegeln eine bekannte Tatsache ist, und weil mir die ziemlich stark eisenhaltigen Wässer, welche besonders in 134 m Tiefe erschlossen wurden, auf einen derartigen Vorgang hinzudeuten scheinen.

Schriftennachweis.

1. Abel, O.: Über einige artesische Brunnenbohrungen in Ottakring und deren geologische und paläontologische Resultate. Jahrb. G. R. A. XLVII. 1897.
2. Koch, G. A.: Eine Tiefbohrung in Hernalz. N. Wr. Tagbl. Nr. 139, 21. Mai 1898.
3. Čížek, J.: Geologische Verhältnisse des Leithagebirges. Jahrb. G. R. A. III, H. 4, S. 49. 1852.
4. Haidinger, W.: Die Hohlen Geschiebe aus dem Leithagebirge. Sitzber. k. Ak. d. Wiss. XXI, Wien 1856.
5. Kittl, E.: Geologische Beobachtungen im Leithagebirge. Verhandl. G. R. A. 1882, S. 292—300.
6. Fuchs, Th.: Über abgerollte Blöcke von Nulliporenkalk im Nulliporenkalk von Kaisersteinbruch. (Ztschr. D. Geol. Ges. 1894, XLVI, 1. Heft, S. 126—130.
7. Fuchs, Th.: Über Anzeichen einer Erosionsepoche zwischen Leythakalk und sarmatischen Schichten. Sitzber. k. Ak. d. Wiss., mathem.-naturw. Cl. CXI., 1902.
8. Schaffer, F. X.: Geologischer Führer für Exkursionen im Inneralpinen Wiener Becken. II. Tl. Berlin 1908, S. 70/71 u. 91.
9. Toula, F.: Die Brunnentiefbohrungen der Staatseisenbahngesellschaft (1839 bis 1845 und 1909). Verh. G. R. A. 1913, S. 239—254.
10. Toula, F.: Die Tiefbohrung bis 600 m Tiefe auf dem Gebiete der Fabrik chemischer Produkte, und zwar der Holzverkohlungs-Industrie-A. G. in Liesing bei Wien. Abh. k. Leop. Carol. Ak. d. Naturforscher, Bd. C, Nr. 3, Halle 1914.
11. Hassinger, H.: Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Pencks geograph. Abhandl. VIII, H. 3, 1905, S. 101, 107 u. 108.
12. Fuchs, Th.: Neue Brunnengrabungen in Wien und Umgebung. Jahrb. G. R. A. XXV, 1875, S. 24. (Die Umrechnung der Klaftermaße in Meter wurde von Koch: Über einige der ältesten und jüngsten Artesischen Bohrungen im Tertiärbecken von Wien [II. Aufl. 1907, S. 57] übernommen.)
13. Bittner, A.: Daten über zwei neue Brunnenbohrungen in den Gaswerken. Döbling und Fünfhaus. Verhandl. G. R. A. 1892, S. 214—217.
14. Diener, C.: Der Boden Wiens und seine Entstehung. In „Wien, sein Boden und seine Geschichte“, Wien 1924, S. 11.
15. Zur Bestimmung der Fossilien wurden hauptsächlich benutzt:

- Bellardi, L., u. Sacco, F.: I molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria. Vol. I—XXX.
- Böhm, Bol.: La faune de l'avant-pays des Karpates dans les environs de Stryi et de Dolina et sa signification pour la stratigraphie. Serv. geol. Karpat. Bul. 21, Warsz. 1934.
- Cossmann, M.: Essais de Paléconchologie comparée. Vol. I—XII.
- Eichwald, E.: Lethaea Rossica 1853.
- Friedberg, W.: Mollusca miocaenica Poloniae. Muz. Imienna Dzieduszyckich, Lemberg 1911—1928.
- Hilber, V.: Neue und wenig bekannte Conchylien aus dem ostgalizischen Miozän. 1882.
- Hörnes, M.: Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. Abh. G. R. A., 1856.
- Hörnes, R., und M. Auinger: Die Gastropoden der Meeresablagerungen der I. und II. Mediterranstufe in der österreichisch-ungarischen Monarchie. Abhandl. G. R. A. XII, 1879.
- Krejci-Graf und Wenz: Stratigraphie und Paläontologie des Obermiozäns und Pliozäns der Muntenia. Ztschr. D. Geol. Ges. LXXXIII, 1931.
- Meznerics, I.: Die Minutien der tortonischen Ablagerungen von Steinabrunn in N. Ö. Annalen naturhist. Mus. in Wien, XLVI, 1932/33.
- Wenz, W.: Gastropoda extramarina tertiaria, VII u. VIII. Fossilium catalogus pars 32 u. 38. Berlin 1926 und 1928.
16. Lörenthey, E.: Die pannonische Fauna von Budapest. Palaeontographica, XLVIII, Stuttgart 1901/02. S. 175—178.
17. Koch, G. A.: Über einige der ältesten und jüngsten Artesischen Bohrungen im Tertiärbecken von Wien. II. Aufl., Wien 1907.
18. Jacquín, J. v.: Die artesischen Brunnen in und um Wien. Nebst geognostischen Bemerkungen über dieselben von Paul Partsch. Wien 1831. S. 47.
19. Behrend, F., und G. Berg: Chemische Geologie. Stuttgart 1927, S. 216.
20. Sigmund, Al.: Die Minerale Niederösterreichs. Wien 1909. S. 26 und 97/98.
21. Karrer, F.: Geologie der Kaiser Franz Josefs Hochquellen-Wasserleitung. Abhandl. G. R. A., IX, 1877., S. 343.
22. Redlich, K. A., K. v. Terzaghi und R. Kampe: Ingenieurgeologie. Wien-Berlin 1929, S. 613.

Die Punctaptychi des Oberjura und der Unterkreide.

Von Dr. Friedrich Trauth (Wien).

(Mit 2 Textfiguren und 1 Tafel [XII]).

Inhaltsübersicht.

	Seite
Vorbemerkung	309
<i>Punctaptychus</i> Trauth, 1927	310
<i>Punctaptychus punctatus</i> (Voltz) f. typ.	315
<i>Punctaptychus punctatus</i> (Voltz) var. n. <i>longa</i>	320
<i>Punctaptychus punctatus</i> (Voltz) var. n. <i>lata</i>	320
<i>Punctaptychus punctatus</i> (Voltz) var. n. <i>fractocostu</i>	320
<i>Punctaptychus punctatus</i> (Voltz) var. n. <i>divergens</i>	321
<i>Punctaptychus rousseaui</i> n. n.	322
<i>Punctaptychus radians</i> (Coqu.)	323
<i>Punctaptychus monsalvensis</i> n. n.	324
<i>Punctaptychus cinctus</i> n. f.	326
<i>Punctaptychus lombardus</i> n. n.	327
Zitierte Literatur	329
Erklärung der Tafel XII	332

Vorbemerkung.

Nachdem wir vor drei Jahren die Darstellung der Aptychen des Oberjura und der Unterkreide mit den *Laevaptychi* begonnen haben (Trauth, 1931, p. 22—136), setzen wir sie nun mit den speziell im Malm des alpin-mediterranen Gebietes recht wichtige Leitversteinerungen bildenden *Punctaptychi* fort.

Wie bisher hat auch diesmal wieder eine Reihe von Fachgenossen unsere Studien auf mancherlei Weise und zwar namentlich durch leihweise Überlassung von Fossilienmaterial aus ihren Institutssammlungen und durch Auskünfte über einige Formen gefördert und uns dadurch überaus verpflichtet. Es sind dies namentlich die Herren Hofrat Direktor Dr. O. Ampferer (Wien), Priv.-Doz. Dr. D. Androussoff (Prag), Berg- rat Chefgeologe Dr. H. Beck (Wien), Prof. Dr. A. Desio (Mailand), Hofrat Dr. G. Geyer (Wien), Hofrat Dr. W. Hammer (Wien), Direktor Dr. F. Baron Nopcsa (Budapest-Wien), Prof. Dr. J. v. Pia (Wien) und Hofrat Prof. Dr. F. X. Schaffer (Wien).

Wenn die vorliegende Abhandlung in dieser Zeitschrift hat Obdach finden können, so haben wir dies vor allem dem gütigen Entgegenkommen unseres hochverehrten Freundes Herrn Hofrates Dr. O. Ampferer zu verdanken!

Punctaptychus Trauth, 1927.

(Ad *Oppelia*? et *Haploceras*¹⁾ [resp. *Lissoceras*].)

Vgl. Trauth, 1930, p. 377.

Dacqué, 1934, p. 386.

Anknüpfend an unsere 1930 l. c. veröffentlichte kurze Erörterung von *Punctaptychus* können wir diesen seither von uns eingehender untersuchten, dem *Lamellaptychus* überaus nahestehenden und aus ihm hervorgegangenen Operculartypus nun folgendermaßen charakterisieren:

Zweiklappige, kalkige und verhältnismäßig kräftigschalige Aptychen mit weitgehend den *Lamellaptychen* entsprechendem Valvenbaue und auch mit einer lamellaptychusartigen Imbrikationsberippung, über die sich aber — über Rippen wie über deren Zwischenfurchen — zum Unterschiede von *Lamellaptychus* im zirkumapikalen Hauptareale der Valvenkonvexfläche die bei letzterem Typus nicht oder kaum zur Entwicklung gelangende feinstblättrig struierte „Decklage“ (obere Partie) der Schalenoberschicht²⁾ als ein ziemlich glatter und einheitlicher Überzug ausbreitet, nur im Dache der Rippenzwischenfurchen je eine Reihe „punktförmiger“ Löchlein (Punktlöchlein, Punktationen) offen lassend.

Für diese Perforationen, die Schafhäutl (1853, p. 403) als „nadelstichartige Löcher“, dann Peters (1854, p. 442 [4]) und nach ihm auch Gümbel (1861, p. 514) als „Punktgrübchen“, Meneghini und Bornemann (1876, p. 96) als „aperture tubulose“ und Meneghini (1867—81, p. 123) als „points ou petit trous“ und „punctuations“ bezeichnet haben, wollen wir bei der nachstehenden genaueren Erörterung des *Punctaptychen*-Schalenbaues und bei der Beschreibung der Einzelformen dieses Typus nun namentlich die Ausdrücke „Punktlöchlein“ oder „Punktationen“ in Anwendung bringen.

Um die Aufklärung des Feinbaues der *Punctaptychenschale* und zwar speziell der Schale *Punctaptychus punctatus* (Voltz) haben sich bisher am meisten Meneghini und Bornemann (1876, p. 95—96, Tafelerklärung p. 98, Taf. [IV], Fig. 4a, 4b) und Meneghini (1867—81, p. 124, 236, Taf. XXV, Fig. 7a, 7b)³⁾ verdient gemacht, deren Wahrnehmungen wir aber doch in mancher Hinsicht durch eigene Beobachtungen zu berichtigen und ergänzen vermögen.

¹⁾ Daß dem Ammonitengenus *Haploceras* incl. dessen Subgenus *Pseudolissoceras* gelegentlich auch noch andere Operculartypen, nämlich *Lamellaptychus* und *Laevilamellaptychus* zukommen können, möge p. 314—315 verglichen werden.

²⁾ Die rel. dünne und dabei dichtstruierte untere Partie („Basalblatt“) der Schalenoberschicht der *Punctaptychi* ist es hingegen, welche bei den *Lamellaptychen* hauptsächlich als oberstes, die Valvenkonvexeite einnehmendes Bauelement fungiert.

³⁾ Die beiden obzitierten Figuren bei Meneghini und Bornemann (1876, Taf. [IV], Fig. 4a, 4b) bieten Schalenquerschnitte durch eine aus den oolithischen Malmkalken des Zentralapennins stammende Valve des *Punctaptychus punctatus* (Voltz) in schätzungsweise 15- bis 20facher Linearvergrößerung dar. Und zwar wird von den genannten Autoren l. c. die eine Abbildung (Fig. 4a) als die eines in „radialer“ (vom Apex ausstrahlender) Richtung gelegten Dünnschliffes und die andere (Fig. 4b) als die eines „transversalen“, d. h. annähernd senkrecht zum Symphysenrand

Von den verschiedenen, die *Punctaptychenschalen* aufbauenden Schichtlagen (vgl. Taf. XII, Fig. 5 und 6) ist die „untere“ dichte, welche die Zuwachslinien und -runzeln der Valvenkonkavseite trägt, überaus zart („papierdünn“) und — so wie auch die sonstigen Schichten — von kalkiger und nicht (was Schafhäütl, 1853, p. 403, irrtümlich meinte) von horniger Beschaffenheit. Wie Meneghini und Bornemann (1876, p. 96, Taf. [IV], Fig. 4a, 4b) zuerst bemerkt und wir es auch an ein paar Dünnschliffen des *Punctaptychus punctatus* (Voltz) aus dem Tithon des Arzberggrabens bei Waidhofen a. d. Y. klar bestätigt haben, besteht diese Unterschicht aus vielen zarten und schmalen, sich in Schrägstellung dicht und parallel übereinanderlegenden (also sozusagen imbrikat angeordneten) Kalkblättchen, deren allgemeine Neigungsrichtung (bezüglich der Schalenoberfläche) mit der der konvexseitigen Imbrikationsrippen oder der der Zuwachszonen der zelligen Schalenmittelschichte übereinstimmt.

Die zellig-tubulös struierte „Mittelschichte“ („Röhrenschichte“ bei Zittel, 1868, p. 53), welche das Hauptbauelement der Schale und damit zugleich die innersten oder Kernteile der von der „Oberschicht“ überzogenen Imbrikationsrippen der Klappenkonvexseite bildet und an den peripheren Fazetten (bes. an der Extern- und Lateralfazette) — unüberdeckt von den anderen Schichtlagen — zutage tritt, bedingt durch ihre vom Apex gegen die Lateral- und Externfazette fortschreitende Stärkezunahme das demgemäße Dickenwachstum der Valven.

Die im Querschnitt polygonalen¹⁾ und entschieden häufiger länglich-röhri- gen (tubulösen), resp. länglichprismatischen als kurz- (gedrungen-) prismatischen Zellen der Mittelschicht laufen, wie die Radial- oder Transversalschliffe zeigen, von der berippten (konvexseitigen) Oberfläche dieser Schalenschichte, resp. auch von deren peripheren Fazetten mit ihren Längsachsen (resp. Längswändchen) meist in apikalwärts geneigt-schräger Steilstellung der konkavseitigen Unterschichte zu, wobei sie sich mit der Annäherung an diese gern flacher stellen und sich ihr zuletzt —

orientierten Schliffes bezeichnet, welche also die Konvexseiterippen ziemlich senkrecht oder nur ein wenig schräg kreuzen dürften. Etwas abweichend von dieser Angabe finden wir übrigens dann noch von Meneghini (1867—81, p. 124, 236) die ebenerwähnte Fig. 4b (rep. deren Kopie bei Meneghini, l. c., Taf. XXV, Fig. 7a) als einen „Radial-schnitt senkrecht zu den Rippen“ hingestellt. Die Figur 4a bei Meneghini und Bornemann, l. c. (1876), ist später von Meneghini, 1868—81, Taf. XXV, Fig. 7b, ferner von Zittel, 1885, p. 402, Fig. 548, von Zittel und Broili, 1921, p. 529, Fig. 1131 (B), und von O'Connell, 1921, p. 4, Fig. 4, reproduziert worden und Meneghini's und Bornemann's Fig. 4b, wie schon bemerkt, von Meneghini, 1867—81, Taf. XXV, Fig. 7a.

Im Gegensatz zu den eben erörterten Schnittabbildungen gehören zwei andere von den genannten Paläontologen veröffentlichte gewiß nicht zu *Punctaptychus*, nämlich der von Meneghini und Bornemann, 1876, p. 95, Tafelerklärung p. 98, Taf. [IV], Fig. 3, und dann von Meneghini, 1867—81, p. 124, 236, Taf. XXV, Fig. 6, dargestellte und als *Aptychus profundus* (Voltz) Stopp. bezeichnete Valvenquerschnitt, der einem *Lamellaptychus* entspricht, und ferner der von Meneghini, 1866—81, p. 126 (2. Absatz von oben), 240, Taf. XXXI, Fig. 6, bekanntgemachte und gleichfalls *Aptychus profundus* geheiße „radiale“ Schalenquerschliff, den wir für einen *Laevilamellaptychus* — mit nur schwacher Ausbildung einer Lamellosen-Berippung — halten.

¹⁾ Die polygonale Querschnittsform der Tubularzellen tritt uns besonders deutlich auch auf leicht angewitterten Lateral- und Externfazetten entgegen.

knapp vor oder bei Erreichung der Konkavseite — (apikalwärts ausflachend) asymptotenartig anzuschmiegen trachten, so daß daraus konvexseitig-apikalwärts konkavgekrümmte, von der Konvex- bis zur Konkavseite der Mittelschicht ziehende, schmale Tubularreihen („cellule in serie obliquamente curve“ bei Meneghini und Bornemann, 1876, p. 95, Taf. [IV], Fig. 4 b) resultieren. Stellenweise freilich queren diese Tubularreihen auch lateralrandwärts sehr steil geneigt und dann mit Krümmung über eine vertikale in eine apikalwärtigsteile Stellung übergehend oder fast durchaus senkrecht bleibend, die Gesamtdicke der Mittelschicht (vgl. unsere Taf. XII, Fig. 5 u. 6). Zum Unterschiede von den Längswänden der Tubularzellen deuten ihre Querwändchen zumal in den „Radial“- (minder deutlich in den „Transversal“-) Schliften den Verlauf der „Valven-Zuwachszonen“ an, welche sich, wenn auch feinbaulich entschieden weniger markant ausgeprägt, bei *Punctaptychus* (und so auch bei *Lamellaptychus*) des Wesentlichen analog wie bei *Laevaptychus* (vgl. Trauth, 1931, p. 27—28) übereinanderlegen.

Was nun die konvexseitige oder „Oberschichte“ der Punctaptychen anlangt, so können wir hier, wie schon vorhin angedeutet, gewissermaßen zweierlei Teillagen unterscheiden: eine tiefere rel. dünne und nur aus einem oder wenigen parallelen Blätterstraten aufgebaute, welche der gewohnten Oberschichte der Lamellaptychen entsprechend die zellig struierten Kernpartien der Imbrikationsrippen — selber dabei apikalwärts überlappend — vollständig überzieht und damit einen wesentlichen Bestandteil der Rippenleisten bildet und ferner auch noch die Seiten und den Boden der die Rippen trennenden Zwischenfurchen zur Gänze überkleidet und welche wir als das „Basalblatt“ der Punctaptychen-Oberschichte bezeichnen wollen; und eine höhere, durch ihren besonders deutlichen feinst- und parallelblättrigen Aufbau¹⁾ lebhaft an die Oberschichte der *Laevaptychi* (vgl. Trauth, 1931, p. 29—30) erinnernde Teillage, die die „Decklage“ der Punctaptychen-Oberschichte genannt sei. Mit der Laevaptychen-Oberschicht stimmt sie ferner auch noch darin überein, daß ihre Dicke gegen den Apex hin allmählich zunimmt, eine Folge desselben Bildungsvorganges, nämlich der Ausscheidung ihrer zarten Blätterstraten durch die sich über die ganze Aptychenkonvexfläche legende Mantelduplikatur, welche Ausscheidung natürlich in der Wirbelgegend am längsten und auffälligsten wirksam gewesen ist, dagegen in je größerer Entfernung davon ein immer dünneres Blätterpaket ablagern mußte (vgl. Trauth, 1931, p. 18, Fig. A, p. 30). Während nun so die etwa das letztzugewachsene Breitenviertel der Klappen zierenden, resp. dem Lateral- und Externrand nächstbenachbarten Imbrikationsrippen des Überzuges der „Decklage“ noch ganz entbehren (dies unmittelbar am Peripherrand) oder nur an ihrem lateralrandwärts abfallenden Hang und an ihrem Scheitel einen schwachen Überzug durch dieselbe aufweisen und jedenfalls noch ganz so wie die Lamellaptychenrippen durch offene

¹⁾ Diese feine Parallelblättrigkeit unserer obersten, ganz an der Valvenkonvexseite erscheinenden Schalenlage ist von Meneghini und Bornemann (1876, p. 96, Taf. [IV], Fig. 4 a, 4 b) wenig zutreffend nur als eine feine Schrägstreifung („striatura obliqua“) der Imbrikationsrippen des *Aptychus punctatus* gedeutet und dargestellt worden.

Zwischen- (Interkostal-) Furchen voneinander getrennt werden, beginnt dann — mehr gegen den Wirbel hin — die „Decklage“ sich von einem Rippenkamme (oder auch von ein paar Kämme) aus über die nächstinnere (apexnähere) Zwischenfurche hinweg auf den Kammtail der folgenden Rippe zu legen und mit ihm zu verwachsen und überzieht dann noch weiter — im ganzen übrigen Valvenareale bis zum Apex hin — die Rippen als eine einheitliche Decke, dabei die Interkostalfurchen überspannend und sie so in geschlossene, unter ihr liegende Röhren (Interkostalröhren)¹⁾ umwandelnd. Indem sich diese Decke über der unter ihr vorhandenen Imbrikationsberippung (d. h. über der „Mittelschichte“ und dem „Basalblatt“ der Oberschicht) ausbreitet, deutet sie deren Verlauf immerhin oft noch auf ihrer sonst glatten Oberfläche²⁾ durch schwächste kostale Aufwölbungen (oberhalb der Interkostalfurchen, resp. -röhren) an, ganz analog, wie dies Meneghini (1867—1881, p. 240, Taf. XXXI, Fig. 6) in dem Radialschliffbilde eines von ihm fälschlich *Aptychus profundus* (Voltz) Stopp. geheißenen *Laevitamellaptychus* gut zum Ausdrucke gebracht hat. Ein ganz besonders auffälliges und für die *Punctaptychi* höchst charakteristisches Merkmal dieser „Decklage“ besteht aber darin, daß sie wo sie das Dach der Interkostalröhren bildet, über jeder derselben durch eine Reihe ziemlich äquidistanter rundlich-nadelstichartiger Löchlein, die schon früher erwähnten „Punktlöchlein“ oder „Punktationen“, perforiert ist, welche also diesen Röhren eine Kommunikation an die Valvenoberfläche verschaffen.³⁾ Der teilweisen Überwölbung der Interkostalröhren auch durch das „Basalblatt“ der Oberschicht entsprechend, pflegen sich die Punktationsreihen erst dort über den Röhren einzustellen, wo die aus dem „Basalblatt“ bestehenden Imbrikationsrippen auskeilen und sich also die „Decklage“ unmittelbar über die Röhren legen kann, d. h. von der Röhrenachse jeweils gegen die apikalwärts nächstfolgende Imbrikationsrippe hin verschoben. Wittert die „Decklage“ der Punctaptychervalven fortschreitend ab, so werden an Stelle der Punktationsreihen wohl zuerst kürzere und dann längere Spaltenschlitz in die Interkostalröhren hinab aufklaffen und diese schließlich — bei völliger Zerstörung ihres Daches — bloß als freiliegende Rippenzwischenfurchen erscheinen.

Wird auch das erste Auftreten der *Punctaptychi* — und zwar speziell des *P. punctatus* (Voltz) — im Schrifttume bereits aus dem mittleren und oberen Dogger (Bathonien und Callovien) angegeben (vgl. Trauth, 1930, p. 377—378), so ist ihr Vorkommen doch erst vom Oxfordien an einwandfrei sichergestellt. Ihre Hauptverbreitung und größte

1) Von Meneghini und Bornemann, 1876, p. 96, als „canali longitudinali“ bezeichnet.

2) Wegen ihrer glatten und daher häufig etwas glänzenden und in manchen Gesteinen auch dunkelbräunlichgrauen Beschaffenheit ist diese rein kalkige „Decklage“ von Schafhäütl (1853, p. 403—404) fälschlich für hornig oder hornig-kieselig gehalten worden.

3) Daß die Mündungen der Punktlöchlein an der unverwitterten (intakten) Valvenoberfläche von kleinen Knötchen besetzt und also hier verschlossen gewesen seien, wie Schauroth (1865, p. 152, Taf. IV, Fig. 13 c) meinte, ist sicherlich unzutreffend.

Häufigkeit erlangen sie offenbar im Kimmeridge und zumal im Tithon, um schließlich mit zwei Arten (*P. punctatus* [Voltz], *P. radians* [Coqu.]) noch ins Neokom (Berrias- und Valendis-, vielleicht sogar noch Hauterive-Stufe) emporzusteigen.

Von besonderem Interesse ist aber dabei der Umstand, daß man bisher die Punctptychen nur in der alpin-mediterranen Jura- und Unterkreide-Provinz (einschließlich Nordafrikas), aber unseres Wissens noch nie in der außeralpin-mittleuropäischen und nordischen Region angetroffen hat, ein Umstand, der ja übrigens bereits von Zittel (1868, p. 51) betont worden ist, indem er auf die Beschränkung der punctaten Aptychen „auf Bildungen von alpiner Fazies“ hingewiesen hat. Vielleicht wird man deshalb diese Aptychen am besten als eine ihren Ammoniten nützliche Anpassung an das Leben in den rel. tieferen alpinen Meeren, an ein Hinabtauchen in größere Wassertiefe begreifen: durch die Ausbildung der die Konvexeite überziehenden „Decklage“ sind ja die *Punctptychi* jedenfalls druckfester geworden als ihre Lamellaptychen-Stammformen.

Der einzige bisher bekanntgewordene *in situ*-Fund eines *Punctptychus* dürfte das von Meneghini (1867—81, p. 116, 124) erwähnte und in A. Baron de Zigno's Sammlung gesehene Fossilstück aus dem italienischen Oberjura (? Lombardische Alpen oder Zentralappennin) sein, welches ein von Meneghini als *Aptychus profundus* (Voltz) Stopp. angesprochenes und vermutlich dem *Punctptychus punctatus* (Voltz) oder ev. auch unserem *P. monsalvensis* n. n. (vgl. p. 324)¹⁾ entsprechendes Operculum in einem *Haploceras* (*Lissoceras*) *elimatum* (Opp.) darstellt.²⁾

Nachdem nun aber auch Retowski (1891, p. 220) den *Lamellaptychus beyrichi* (Opp.) als faktischen Deckelverschluß eines dem Tithon der Krim entstammenden Gehäuses derselben Ammonitenspezies mitgeteilt hat (vgl. Trauth, 1927, p. 181), würde — die Richtigkeit der besagten Fossilienbestimmungen Meneghini's und Retowski's vorausgesetzt³⁾ — derselben Ammonitenart der Besitz dieser beiderlei Aptychen zukommen. Da ferner bei einer anderen *Haploceras*-Spezies, dem *H. aporus* (Opp.), ein Operculum von einer noch anderen Type, nämlich der *Laevilamellaptychus aporus* (Opp.), festgestellt ist und bei dem *Haploceras*-Subgenus *Pseudolissoceras* Spath, und zwar speziell bei *Ps. zitteli* (Burckh.) auch ein *Laevilamellaptychus*, nämlich der *L. zitteli* (Krantz) em. Trauth, so würden, allgemein gesprochen, bei dem Genus

1) An diese *Punctptychus*-Art vielleicht dabei auch zu denken, legt uns der Umstand nahe, daß Meneghini (l. c., p. 124) den obigen *Aptychus* der Zigno'schen Sammlung insbesondere mit der von Zittel 1868, Taf. I., Fig. 15, abgebildeten und wohl in den *Punctptychus monsalvensis* n. n. einzubeziehenden Valve verglichen hat.

2) Wir nehmen damit unsere frühere Bemerkung (Trauth, 1927, p. 240 Fußnote¹⁾, daß Meneghini's obiger Befund unzutreffend gewesen zu sein scheint, also wieder zurück. Die Verbindung der punctaten Aptychen mit *Haploceras*, resp. mit dessen Subgenus *Lissoceras*, ist namentlich auch von Zittel (1885, p. 403) und Pervinquière (1907, p. 21), die Meneghini's erwähnte Beobachtung nicht gekannt zu haben scheinen, als möglich, resp. wahrscheinlich erachtet worden.

3) Leider hat Meneghini den oberwähnten aptychenführenden Ammoniten der Zigno'schen Sammlung weder genauer beschrieben, noch abgebildet, so daß wir uns kein selbständiges Urteil über ihn bilden können.

Haploceras — incl. *Pseudolissoceras* — also dreierlei Deckeltypen erscheinen: *Lamellaptychus*, *Laevilamellaptychus* und *Punctaptychus*.

Anderseits wird man bei den so innigen strukturellen Beziehungen von *Punctaptychus* und *Lamellaptychus* wohl auch mit einigem Recht vermuten dürfen, daß *Punctaptychi* ferner noch den freilich gewiß weit vorherrschend *Lamellaptychi* besitzenden Oppelien gelegentlich — etwa vereinzelt Arten derselben — geeignet hätten.

Punctaptychus punctatus (VOLTZ) f. typ.

(Taf. XII, Fig. 1—6.)

? 1800. *Bufo* *strid*, Deluc, 1800, p. 423, 425, Taf. Fig. 7—8 (Konvexeite mit nicht mehr erhaltener Punktation).

1837. *Aptychus punctatus*, Voltz, 1837, Vortrag, p. 435.

1841. *Aptychus imbricatus*, Glocker, 1841, p. 21—36 (*partim*), Taf. III, Fig. 1 (Konvexeite), 2 (Konvexeite, Punktation nicht mehr erhalten), 3—5 (Valvenumriß); (non Fig. 6 = *Lamellaptychus beyrichi* (Opp.); non Fig. 8, 9 = *Lamellaptychus lithographicus* [Opp.]).

1851. *Aptychus Lythensis falcati*, Schafhäutl, 1851, p. 91—92, Taf. XXIV, Fig. 34 a (Konvexeite).

1852. *Aptychus punctatus*, Giebel, 1852, p. 773.

1853. *Aptychus subalpinus*, Schafhäutl, 1853, p. 403—405 (*partim*), Taf. VI, Fig. 9 (Konvexeite), ? 10 (Konvexeite, Punktation nicht mehr erhalten); (non Fig. 7 = ?*Lamellaptychus sparsilamellosus* Guemb.; non Fig. 8 = *Lamellaptychus beyrichi* [Opp.] var. *subalpina* [Schafh.]).

1853. *Aptychus striatopunctatus*, Emmrich, 1853, p. 390.

1854. *Aptychus striatopunctatus*, Peters, 1854, p. 442.

1854. *Aptychus profundus*, Pictet, 1854, Text, p. 556, Atlas, p. 30 u. Taf. XLVII, Fig. 15 (Konvexeite; non Text p. 558 = *Lamellaptychus lamellosus* [Park.]).

1857. *Trigonellites cuneiformis*, Ooster, 1857—63, II. Partie, p. 17 (*partim*), Taf. 5, Fig. 1 (Konvexeite u. Symphysenfazette), 3 (Konvexeite), 4 (Konvexeite); (non Taf. 5, Fig. 5. = *Lamellaptychus beyrichi* [Opp.] var. *n. fractocosta*; non Taf. 5, Fig. 6 und Taf. 7, Fig. 20 = *Lamellaptychus beyrichi* [Opp.]).

? 1857. *Aptychus profundus*, Stoppani, 1857, p. 333 (*partim*) (non *partim* = *Lamellaptychus beyrichi* [Opp.]).

? 1857. *Aptychus imbrex*, Stoppani, 1857, p. 334¹⁾.

1861. *Aptychus alpinus*, Gümbel, 1861, p. 514.

1861. *Aptychus protensus*, Gümbel, 1861, p. 489, 511, 515.²⁾

1863. *Aptychus Lythensis falcati*, Schafhäutl, 1863, p. 419—420, 447.

1865. *Aptychus alpinus*, Oppel, 1865, Tithonische Etage, p. 547.

1865. *Aptychus punctatus*, Schauroth, 1865, p. 152, Taf. IV, Fig. 13a (Konvexeite, Punktation nicht mehr erhalten), 13 b, c, d (Schalenfragmente, z, T. die Punktation zeigend).

1867. *Aptychus Malbosii*, Pictet, 1867, p. 124, Taf. 28, Fig. 11a (Konvexeite), b (Konvexeite vergr.), c (Ansicht geg. die Symphysenfazette, vergr.), d (Ansicht geg. die Externfazette, vergr.).

1867—81. *Aptychus profundus*, Meneghini, 1867—81, p. 122, 212 (*partim*), Taf. XXV, Fig. 5a (Konvexeite), b (Konkavseite), c (Ansicht geg. den Symphysenrand), 7a, b (Strukturbilder), ? 9 (Konvexeite, Punktation nicht mehr erhalten); (non p. 125, Taf. XXV, Fig. 3, 6, 8a, 8b = *Lamellaptychus beyrichi* [Opp.]; non Fig. 4a, b, c =

¹⁾ Für die Zugehörigkeit dieser Form zum typischen *Aptychus profundus* (Stopp.) das ist zum *Punctaptychus punctatus* (Voltz), hat sich Meneghini, 1867—81, p. 123 ausgesprochen.

²⁾ Über die Zuweisung dieser habituell dem *Aptychus* (*Lamellaptychus*) *beyrichi* Opp. recht ähnlich sehenden „Art“ Gümbel's zur „Gruppe des *Aptychus punctatus*“ (= *Punctaptychus*) vgl. auch Zittel, 1868, p. 55.

Punctaptychus punctatus [Opp.] var. *n. divergens*, vgl. p. 321; non Fig. 9 = ? *Lamellaptychus cf. lamellosus* [Park.]; non Taf. XXXI, Fig. 6 [Strukturbild]; = ? *Laevilamellaptychus f. 3*).

1868. *Aptychus imbricatus*, Pictet, 1868, p. 285, Taf. 43, Fig. 5 (Konvexeite, Punktation nicht mehr erhalten), 6 (Konvexeite), 7 (Konvexeite), 9 (Schrägansicht gegen Symphxsenrand), 10 (Konvexeite); (non Fig. 8a, b = *Punctaptychus punctatus* [Voltz] var. *n. fractocosta*, vgl. p. 320).

1868. *Aptychus punctatus*, Zittel, 1868, p. 52 (partim), Taf. I, Fig. 15b (Konvexeite) (non Fig. 15a = *Punctaptychus monsalvensis n. f.*, vgl. p. 324).

1868—76. *Aptychus punctatus*, Gemmellaro, 1868—76, p. 24, Taf. III, Fig. 15 (Konvexeite), 16 (Konvexeite).

1869. *Aptychus punctatus*, Zittel, 1869, p. 143.

1870. *Aptychus punctatus*, Zittel, 1870, p. 149.

1873. *Aptychus punctatus*, Gilliéron, 1873, p. 234.

? 1873. *Aptychus cf. punctatus*, Gilliéron, 1873, p. 94, 234.

1873. *Aptychus Malbosi*, Gilliéron, 1873, p. 114, 235, Taf. 10, Fig. 2 a (Umriss), b (Ansicht geg. den Internrand), c (Konvexeite).

1875. *Aptychus punctatus*, Favre, 1875, p. 49, Taf. VII, Fig. 4 (Konvexeite); (non Fig. 5 = *Punctaptychus punctatus* [Voltz] var. *n. longa*, vgl. p. 320).

1876. *Aptychus punctatus*, Meneghini e Bornemann, 1876, p. 98, Taf. IV, Fig. 4a, b (Strukturbilder).

1877. *Aptychus punctatus*, Favre, 1877, p. 69.

1880. *Aptychus punctatus*, Favre, 1880, p. 42, Taf. III, Fig. 14 (Konvexeite), 15 (Konvexeite).

1886. *Aptychus punctatus*, Nicolis e Parona, 1886, p. 81.

1886. *Aptychus punctatus*, Sokoloff, 1886, p. 23, Taf. III, Fig. 1 (Konvexeite), 2, 3 (Fragmente in Konvexeiteansicht).

1889. *Aptychus punctatus*, Kilian, 1889, p. 645.

1890. *Aptychus punctatus*, Toucas, 1890, p. 579, 595.

1894. *Aptychus punctatus*, Retowski, 1894, p. 225.

1897. *Aptychus punctatus*, Hochstetter, 1897, p. 147.

1904. *Aptychus punctatus*, Schiller, 1904, p. 26.

1904. *Aptychus punctatus*, Campana, 1904, p. 264.

1905. *Aptychus punctatus*, Campana, 1905, p. 127.

1907. *Aptychus punctatus*, Kilian, 1907—13, p. 174.

1907. *Aptychus punctatus*, Pervinquier, 1907, p. 21.

1916. *Aptychus cf. punctatus*, Jekelius, 1916, p. 262, 276.

1922. *Aptychus punctatus*, Jekelius, 1922, p. 132.

1927. *Punctaptychus punctatus*, Trauth, 1927, p. 173, 200, 205, 225, 240.

1929. *Punctaptychus punctatus*, Trauth, 1929, p. 76, 77.

1930. *Punctaptychus*, Trauth, 1930, p. 377.

1930. *Punctaptychus punctatus* Oppl, 1930, p. 108.

1932. *Aptychus punctatus*, Cohen, 1932, p. 32, 43, 45, Taf. V, Fig. 26 (Konvexeite). non 1839. *Aptychus striatopunctatus*, Voltz, 1839—40, p. 46 = *Cornaptychus* des Oberlias.

non 1846—49. *Aptychus Lythensis falcati*, Quenstedt, 1846—49, p. 319, Taf. 23 Fig. 1, 2 = *Cornaptychus* des Oberlias.

non 1880. *Aptychus sp. ind.*, Favre, 1880, p. 43, Taf. III, Fig. 16 = *Punctaptychus monsalvensis n. n.*, vgl. p. 324.

non 1905. *Aptychus punctatus*, Velters, 1905, p. 242, Taf. XXI (I), Fig. 4 = *Punctaptychus punctatus* (Voltz) var. *n. fractocosta*, vgl. p. 320.

Als „typische“ Vertreter des *Punctaptychus punctatus* (Voltz) bezeichnen wir solche Punctaptychenklappen, die bei einem sich zwischen 0.40 und fast 0.67 haltenden Breitenindex ($0.40 \leq B : L < 0.67$)¹⁾ Kon-

¹⁾ Diese Grenzwerte entsprechend denen des typischen *Lamellaptychus beyrichi* (Opp.) und *L. rectocostatus* (Pet.) Trth. genommen, wobei aber allen diesen Arten Exemplare mit 0.60 überschreitendem Breitenindex freilich schon ziemlich selten zukommen.

vexseiterippen analogen Verlaufes wie etwa der typische *Lamellaptychus beyrichi* (Opp.) oder der *L. rectecostatus* (Pet.) Trth. besitzen, also Rippen, die in leichtsigmoidalem oder fast oder ganz geradlinigem Verlaufe dem Externrand — resp. auch dem sich diesem nächstanschließenden Lateralrandteil — zustreben und so schließlich hier markant, d. h. unabgelenkt von jener ihrer Hauptrichtung, austreichen.

In letzterem Verhalten liegt der wesentliche Unterschied des typischen *Punctaptychus punctatus* gegenüber dem *P. monsalvenis* n. n. (vgl. p. 324) und ja auch gegenüber *P. punctatus* var. n. *divergens* (vgl. p. 321), in der höchstens rel. sanft- und nicht knickartig-sigmoidalen Ablenkung der Rippen an den Konvexseiteflanken der Unterschied gegenüber seiner var. n. *fractocasta* (vgl. 320), in dem obigen Breitenindexbetrage das Differieren von seiner var. n. *longa* (vgl. 320) und seiner var. n. *lata* (vgl. p. 320) und endlich im Fehlen einer konvexseitigen Radialstreifung der Unterschied gegenüber dem ihm sonst gleichenden *P. rousseaui* n. n. (vgl. p. 322).

Eine Abtrennung des 1867 von Pictet aus dem Neokom von Berrias (Dép. Ardèche) und 1873 auch von Gilliéron aus neokomen Schichten des Monsalvens-Gebietes (Freiburger Alpen) beschriebenen *Aptychus malbosi* Pict. von unserem *Punctaptychus punctatus* läßt sich unseres Erachtens weder auf die ja nur ein wenig größeren Punctaptychen-„Punktationen“, noch auf das Vorkommen einer deutlichen Lateral- + Externfazette, noch auf das einer Internfazettenlängsfurche gründen, da wir jedes dieser Merkmale immerhin auch gelegentlich bei oberjurassischen wie neokomen Vertretern des echten *P. punctatus* bemerken können, ein Befund, der entschieden für die Identifizierung der beiden ebengenannten Formen spricht.¹⁾

Nun noch eine etwas eingehendere Charakterisierung von Gestalt und Skulptur unseres typischen *Punctaptychus punctatus*. Sein Internrand ist nur selten gerade, gewöhnlich hingegen mehr minder deutlich konkav eingeschweift, meist durch eine rundliche Umbilikalecke vom Lateralrand abgesetzt und nur zuweilen in diesen in einem einheitlichen, engen Bogen überlaufend. Andererseits geht der lange Lateralrand in den rel. kurzen Externrand mit allmählichem Bogenschwunge über oder wird von ihm durch eine (freilich nicht sonderlich scharfe) Marginalecke abgegrenzt, in welcher letzterem Falle die Externrandkontur einigermassen abgestutzt erscheint. Terminalecke ungefähr rechtwinkelig und dabei scharf bis zugerundet, Symphysenrand lang und gerade, Apikalwinkel ein rechter bis stumpfer.

Des Wesentlichen bedingt durch das fortschreitende Dickenwachstum des Hauptbauelementes der Schale, nämlich ihrer zellig-tubulösen Mittel-

¹⁾ Diese Identifizierung ist übrigens bereits von Gilliéron l. c. ernstlich erwogen worden. Um mit einer deutlichen Lateral- + Externfazette ausgestattete Repräsentanten des *P. punctatus* (VOLTZ) zu nennen, so sei hier insbesondere auf die von Favre 1880, Taf. III, Fig. 14, und von Menighini, 1867—81, Taf. XXV, Fig. 9, abgebildeten Klappen hingewiesen; als Beispiel eines solchen mit gut ausgeprägter Internrandlängsfurche erwähnen wir das von Pictet 1868, Taf. 43, Fig. 8 b, dargestellte Exemplar.

schicht, nimmt die Valvenstärke von der Wirbelregion aus radialsinnig gegen den Lateral- und Externrand¹⁾ und — entlang der Symphysenfazette — bis zur Terminalecke zu, wobei sie ihr Maximum gewöhnlich in der Marginalgegend, resp. am Externrande gewinnt. Bei einer 30 mm breiten und 50 mm langen Klappe beobachtete Zittel (1868, p. 53) hier eine Größtdicke von 5 mm, woraus sich ein Dickenindex $D : B = 0.17$ ergibt.

Das weitaus größte aller bisher bekanntgewordenen *Punctaptychus*-Exemplare dürfte wohl ein von Schafhäutl (1851, p. 91) in den bayrischen Alpen aufgefundenes von 4 Zoll, d. i. also ca. 10 cm Länge darstellen, während sonst Klappen von 6 bis 7 cm Längenausmaß schon als sehr stattlich gelten müssen.

Was die imbrikat-lamellose Konvexseiteberippung anlangt, so erinnert sie, je nachdem die der Symphysenkante benachbarten und sehr spitzwinkelig, ja z. T. fast parallel mit ihr der Terminalregion zustrebenden Rippen bis zu höchstens ca. 8 mm Valvenbreite oder aber anderseits noch über diese 8 mm hinaus einen (flachen) Sigmoidalschwung aufweisen, erstenfalls an die des *Lamellaptychus rectecostatus* (Pet.) Trth., resp. zweitenfalls an die des *L. beyrichi* (Opp.).

Bezüglich der Struktur der dreischichtigen Kalkschale und bezüglich des reihenförmigen Auftretens der unsere Spezies als *Punctaptychus* kennzeichnenden nadelstich- bis maximal kaum stecknadelkopfgroßen „Punktationen“ oder „Punktlöchlein“, welche die Ober- (Konvexseite-) Schicht als den Dachüberzug der Rippenzwischenfurchen durchbohren, sei auf unsere früheren — bei der Erörterung des Typus „*Punctaptychus*“ im allgemeinen gebotenen — Darlegungen verwiesen (vgl. p. 310—313). Bei guter Erhaltung der ebenerwähnten, die Imbrikationsrippen krönenden und verbindenden Schalenoberschicht kann man die besagten Punktationen noch auf einem beträchtlichen Areale der Valvenoberfläche — vom Apex an bis zu ca. $\frac{3}{4}$ der Gesamtklappenbreite — wahrnehmen. Bei stark abgewitterten Stücken erscheint hingegen die Konvexseiteschicht samt ihren Punktlöchlein oft nur mehr auf geringfügige Spuren reduziert, so daß dann die darunterliegenden Basalteile der Rippen und die diese trennenden Zwischenfurchen sehr markant hervortreten, die letzteren dabei gewöhnlich einigermaßen breiter ausgebildet als etwa die eines angewitterten *Lamellaptychus beyrichi* oder *L. rectecostatus*.

Eine Lateral- + Externfazette ist bald mehr, bald minder deutlich entwickelt. Da sie von der dichten Schalenoberschicht nicht mehr überzogen wird, kommt hier die zellig-tubulöse Struktur der Schalenmittelschicht zum Vorschein.

Die Valvenkonkavseite gleicht mit ihren vielen, zarten, konzentrischen Anwachslineien und gelegentlichen etwas gröberen konzentrischen Runzeln, mit den bei manchen Schalen auch vorhandenen feinen Radialstreifen und mit einem schwachen Adsymphysalsaum weitgehend der der eben genannten *Lamellaptychen*.

1) Bzgl. beim Vorhandensein einer deutlichen Lateral- + Externfazette nimmt die Valvenstärke bis zur Lateral- und Externkante zu.

Des von Meneghini mitgeteilten *in situ*-Fundes eines ev. zur eben-erörterten Spezies gehörigen *Punctaptychus*¹⁾ in einem *Haploceras* (*Lissoceras*) *elimatum* (Opp.) haben wir bereits früher (vgl. p. 314) gedacht.

Vorkommen: Nach allen bisherigen Erfahrungen ist *Punctaptychus punctatus* (Voltz) eine ausschließlich dem alpin-mediterranen Jura und Neokom eignende, dagegen wohl noch nirgends in deren außeralpin-mittleuropäischer oder gar nordeuropäischer Provinz angetroffene Form.

Während sein im Schrifttume angegebenes gelegentliches Auftreten bereits im mittleren und oberen Dogger (Bathonien des Sulzgrabens in den Berner Voralpen, ev. oberes Callovien des Gebietes von Kronstadt in Siebenbürgen) noch nicht sicher erwiesen erscheint (vgl. Trauth, 1930, p. 378), ist er gewiß schon — wenn auch offenbar bloß höchst selten — im Oxfordien vorhanden (bei Kronstadt in Siebenbürgen nach Jekelius, 1916, p. 262, in den Voirons östlich von Genf nach Pictet, 1854, p. 556), erlangt aber erst im Kimmeridge und zumal im Tithon seine weiteste Verbreitung und ziemliche Häufigkeit. So kennen wir ihn aus Ablagerungen dieser Oberjura-Stufen insbesondere von Andalusien, Südostfrankreich (Le Pouzin im Dép. Ardèche; Luc-en-Diois im Dép. Drôme; Porte de France bei Grenoble im Dép. Isère; Chambéry, Aizy, Lémenc im Dép. Savoie; Voirons im Dép. Haute-Savoie), den Freiburger Alpen (Molésou), den Berner Alpen (Faulhorngruppe) und dem Glärnisch in der Schweiz, der pieninischen Klippenzone der österreichischen Voralpen (Umgebung von Waidhofen a. d. Y., Lainzer Tiergarten, Ober-St. Veit in Wien XIII), den bayrischen und österreichischen Nordkalkalpen (z. B. in den von Schafhäutl fälschlich für Lias gehaltenen „Wetzschiefen“ der bayrischen Alpen, im Sounwendgebirge, in den Oberalmschichten bei Hallein, in den Enns- und Ybbstaler Alpen etc.), den Engadiner Dolomiten (Val Lischanna), den Südkalkalpen (Lombardei, Südtirol, Veroneser und Belluneser Alpen), den Karpathen (beskidische Tithonklippen von Stramberg, Kurowitz, Wigantitz bei Roschnau; pieninische Klippenzone der Arva und Pieninen, Valea Sacca bei Kimpolung, bei Kronstadt und im Hagimasul mare in den Ostkarpathen), dem Tetewenbalkan in Bulgarien (Tithon), der Krim (Tithon von Theodosia), den Zentralapenninen (bes. Tithon), Nord-Sizilien (Tithon), Algerien und Tunis (Tithon). Schließlich findet er sich auch noch — aber freilich nur mehr recht selten — im Neokom (Berrias-, Valendis, und vielleicht noch Hauterive-Stufe) von Südostfrankreich (Dép. Drôme, Isère, Ardèche etc.), der Freiburger Alpen (Berriasien des Monsalvens-Gebietes), der bayrischen und Tiroler (Ammergau, Attnoosgraben bei Niederndorf und Ebbs NE von Kufstein) und der ober- und nieder-österreichischen Kalkalpen (Enns- und Ybbstaler Gebiet, vgl. bes. G. Geyer, Jahrb. d. Geol. R.-A., 59. Bd. [1909], p. 68²⁾).

1) Falls es sich dabei nicht etwa um unseren *Punctaptychus monsalvensis n. n.* (vgl. p. 324) gehandelt haben sollte.

2) Geyer erwähnt hier den *Punctaptychus punctatus* (Voltz) unter der Bezeichnung „*Aptychus striatopunctatus* Emmer.“ von einigen Lokalitäten dieser Region, und zwar aus Neokomschichten, die er ev. für Hauterivien hält.

Eine Aufzählung vieler oberjurassischer Fundplätze des *Punctaptychus punctatus* gibt Zittel, 1868, p. 54.

Punctaptychus punctatus (Voltz) var. n. *longa*.

(Taf. XII, Fig. 7.)

1875. *Aptychus punctatus*, var. très allongée, Favre, 1875, p. 49–50 (partim), Taf. VII, Fig. 5 (Konvexseite) (non Fig. 4 = *Punctaptychus punctatus* [VOLTZ] f. typ., vgl. p. 315).

Während sich der Breitenindex (B:L) des typischen *Punctaptychus punctatus* (VOLTZ) zwischen 0·40 und 0·67 hält, finden sich nur höchst selten schlankere oder anderseits gedrungene Valven dieser Form, die wir dann als besondere Varietäten, var. *longa* mit $B:L < 0·40$, resp. var. *lata* mit $B:L \geq 0·67$ bezeichnen wollen.

Der einzige uns bisher bekanntgewordene Vertreter der ersteren Spielart ist die von Favre l. c. dargestellte und auch bereits ihrer Gestalt wegen ausdrücklich als eine „variété très allongée“ des *Aptychus punctatus* angesprochene linke Valve, die $B = 27 \text{ mm}$, $L = 70 \text{ mm}$ und $B:L = 0·39$ zeigt. Nach Umriß und Skulpturausbildung stimmt sie bestens mit den Klappen des typischen *Punctaptychus punctatus* überein.¹⁾

Vorkommen: Im Oberjura, und zwar wahrscheinlich in den Acanthicus-Schichten (Kimmeridge)²⁾ der Montagne des Voirons (östlich von Genf) im französ. Dép. Haute Savoie.

Punctaptychus punctatus (VOLTZ) var. n. *lata*.

Eine von J. v. Pia aufgesammelte und dem Naturhistor. Museum in Wien gehörige große (rechte) Valve entspricht gestaltlich und skulpturell bestens dem *Punctaptychus punctatus* (VOLTZ), unterscheidet sich aber von dessen einen Breitenindex (B:L) zwischen 0·40 und fast 0·67 besitzender Typusform (vgl. p. 315) immerhin durch ihre gedrungene und also $B:L \geq 0·67$ zeigende Gestalt, weshalb wir sie als var. n. *lata* der genannten Spezies bezeichnen.

Die Messung der Klappe ergibt $B = 42 \text{ mm}$, $L = 60 \text{ mm}$ und demnach $B:L = 0·70$.

Vorkommen: Weißer Tithonkalk des Loskogels nordöstlich vom Vord. Langbathsee an der Nordseite des Höllengebirges in Oberösterreich.

Punctaptychus punctatus (VOLTZ) var. n. *fractocosta*.

(Taf. XII, Fig. 8.)

1868. *Aptychus imbricatus*, Pictet, 1868, p. 286, Taf. 43, Fig. 8a (Konvexseite), 8b (Ansicht geg. den Internrand).

1905. *Aptychus punctatus*, Vettiers, 1905, p. 242, Taf. XXI (I), Fig. 4 (Konvexseite) (ohne die Synonyma!)

Analog wie wir von der typischen, einen ziemlich gleichmäßigen Konvexseite-Rippenverlauf darbietenden Ausbildungsform des *Lamellaptychus beyrichi* (Opp.) eine besondere, durch eine stellenweise markante, knickartige Sigmoidalablenkung der Rippen ausgezeichnete var. n. *fractocosta*

¹⁾ Und zwar speziell mit solchen, deren Rippenverlauf etwa dem des *Lamellaptychus rectocostatus* (Pet.) Trth. und nicht dem des *L. beyrichi* (Opp.) gleicht.

²⁾ Daß Favre's eben besprochenes Exemplar aus dem oberen Oxfordien (*Bimammatus*-Zone) der Voirons stammt, ist weniger wahrscheinlich.

costa unterscheiden können, ist dies auch bei *Punctaptychus punctatus* (Voltz) der Fall, wobei auch hier wieder diese Rippenablenkung in der terminalwärtigen Hälfte oder dem terminalwärtigen Drittel der Valven auftritt, wohl meist die halbwegs zwischen dem Symphysen- und Lateralrand und der Terminalregion gelegenen Rippenstrecken, zuweilen aber auch noch die fast unmittelbar am Lateralrande hinziehenden ergreifend und die Knickstellen der aufeinanderfolgenden Rippen ungefähr in eine Radiallinie der Valvenkonvexfläche eingestellt zeigend.

Als Repräsentanten dieser Varietät können wir die von Pictet l. c. aus dem lithographischen Tithon-Kalk von Aizy im französ. Dép. Isère dargestellte linke Klappe und ferner das von Vettors l. c. aus dem Oberjura (nach Vettors Tithon, nach L. F. Spath aber Kimmeridge) der Niederfellabrunner Klippen in Niederösterreich bekanntgemachte Valvenpaar anführen, erstere ca. 25 mm breit und mit einer Längsfurche auf der Internfazette und mit zahlreichen deutlichen Punktlöchlein (Punktationen) in den Rippenzwischenfurchen versehen, die aus Niederfellabrunn stammenden Klappen dagegen mit nur rel. undeutlichen Punktationen und mit $B=27\text{ mm}$, $L=48\text{ mm}$, $B:L=0.56$, $S=41\text{ mm}$ und $D=2.5\text{ mm}$.



Textfig. 1.

Punctaptychus punctatus (Voltz) var. n. *divergens*, nach Meneghini, 1867—81, Taf. XXV, Fig. 4a; Konvexeite, nat. Gr.; Malm, Val-di-Lesse, lombardische Alpen.

Punctaptychus punctatus (Voltz) var. n. *divergens*.

(Textfig. 1.)

1867—81. *Aptychus profundus*, Meneghini, 1867—81, p. 122—123, 236, Taf. XXV, Fig. 4a (Konvexeite), b (Konkavseite), c (Ansicht geg. die Symphysenfazette) (non Fig. 5a, b, c=*Punctaptychus punctatus* [VOLTZ] f. typ., vgl. p. 315).

Als eine besondere Varietät — var. n. *divergens* — seien von den typischen Exemplaren des *Punctaptychus punctatus* (VOLTZ) solche Valven abgetrennt, die sich davon bei aller sonstiger Übereinstimmung durch ein merkliches Divergieren oder sozusagen fächerförmiges Auseinander-

treten der Konvexseiterippen in der Nachbarschaft des Externrandes unterscheiden, während diese Rippen ja hier beim typischen *Punctaptychus punctatus* völlig oder doch ziemlich parallel zueinander laufend zum Ausstriche gelangen. Durch dieses Merkmal erinnert unsere *var. divergens* nicht wenig an den — freilich jeglicher Punctaptychen = Punktlöchlein ermangelnden — *Lamellaptychus steraspis* (Opp.) von Solenhofen.

Als Repräsentanten der hiemit charakterisierten Spielart betrachten wir die von Meneghini l. c. dargestellte Klappe mit $B = 30\text{ mm}$, $L = 59\text{ mm}$ und $B:L = 0.51$ und eine uns von Puchenstuben vorliegende kleinere und rel. schlankere Valve mit $B = 18\text{ mm}$, $L = 44\text{ mm}$ und $B:L = 0.41$.

Vorkommen: Meneghini's Stück stammt aus dem Oberjura (wohl Kimmeridge oder Tithon) der Val-di-Lesse in den lombardischen Alpen. Die andere, der Geologischen Bundesanstalt in Wien gehörige Valve ist 1891 von A. Bittner in einem weißlichgrauen, plattigen Mergelkalk tithonen oder event. tithon-neokomen Alters ein wenig S des mit 868 m kotierten Kogels etwas E von Puchenstuben an der Mariazeller Bahn in den niederösterreichischen Kalkalpen aufgefunden worden.

Punctaptychus rousseaui n. n.

(Taf. XII, Fig. 13.)

1842. *Aptychus Theodosia*, Rousseau in Démidoff, 1842, p. 788, Taf. 2, Fig. 2 (Konvexeite vergr.), Fig. 2a (Umriss, nat. Gr.).

non 1838. *Aptychus Theodosia*, Deshayes in Verneuil et Deshayes, 1838, p. 32, Taf. VI, Fig. 6, 7 (= *Lamellaptychus theodosia* [Desh.]).

Während Rousseau den von ihm 1842 l. c. beschriebenen *Aptychus* mit dem 1838 von Deshayes aus dem Tithon von Theodosia — von der gleichen Fundstelle — bekanntgemachten *Aptychus* (= *Lamellaptychus*) *Theodosia* Desh. identifizierte, läßt uns seine Darstellung (bes. Rousseau's Fig. 2) klar ersehen, daß es sich dabei um eine durchaus andere, vielmehr dem typischen *Punctaptychus punctatus* (Voltz) innigst verwandte Form handelt, die wir nun mit dem Namen *Punctaptychus rousseaui* n. n. belegen.

Die gestaltliche und skulpturelle — sich auf die konvexseitigen Imbrikationsrippen und die „Punktgrübchen“ in deren Zwischenfurchen erstreckende — Übereinstimmung der beiden ebengenannten Arten ist übrigens eine so weitgehende, daß man sie ohne weiteres vereinigen möchte, würde der *P. rousseaui* nicht, abweichend von *P. punctatus*, auch noch feine und gerade, quer über die Konvexseiterippen hinweg vom Apex gegen den Lateralrand ausstrahlende Radiallinien besitzen,¹⁾ welche uns ihn eben vom *P. punctatus* artlich abtrennen lassen.²⁾

1) Während man aus Rousseau's Fig. 2 vielleicht schließen möchte, daß die besagte Radialornamentik bloß durch ein radiäres Aneinandergereihtsein der Punktgrübchen der verschiedenen, aufeinanderfolgenden Rippenzwischenfurchen vorgetäuscht werde, läßt uns Rousseau's textlicher Hinweis auf das Vorhandensein von die Rippen „traversierenden Longitudinal-“ (recte Radial-) „Linien“ kaum einen Zweifel, daß dies wahre Streifenlinien seien.

2) Wer dieser Radialstreifung geringere Bedeutung beimißt, wird es vielleicht vorziehen, nur von einer *var. n. rousseaui* des *Punctaptychus punctatus* (Voltz) zu sprechen.

Inwieferne sich die in Erörterung stehende Form von dem gleichfalls an der Valvenkonvexfläche radialstreifigen *Punctaptychus radians* (Coqu.) unterscheidet, soll bei der Besprechung des letzteren erwähnt werden (vgl. nachstehend).

Aus Rousseau's heiden Figuren, der in nat. Größe gehaltenen Umrißzeichnung des Valvenpaares (Fig. 2a) und dessen $1\frac{1}{3}$ fach vergrößerter und die Skulptur zeigender Konvexseiteansicht (Fig. 2), lassen sich die Hauptdimensionen der Einzelvalven in nachstehendem Betrage ermitteln: $B = 12.5 \text{ mm}$, $L = 25 \text{ mm}$ und $B:L = 0.50$.

Vorkommen: Im oolithischen Tithon-Kalk von Theodosia in der Krim (Südrußland)¹⁾.

Punctaptychus radians (Coqu.).

(Taf. XII, Fig. 9, 10.)

1841. *Aptychus radians*, Coquand, 1841 p. 389, 391, Taf. IX, Fig. 11 (Konvexseite), 11 „bis“ (Konvexseite).

1852. *Trigonellites radians*, Giebel, 1852, p. 770.

1854. *Aptychus radians*, Pictet, 1854, p. 558.

1868. *Aptychus radians*, Zittel, 1868, p. 51.

1927. *Punctaptychus radians*, Trauth, 1927, p. 240 (*partim*²⁾).

1931. *Praestriptychus* (?) *radians*, Trauth, 1931, p. 22, Fußnote 4.³⁾

non 1858. *Aptychus radians*, Pictet et Lorient, 1858, p. 51 (? = *Praestriptychus clathratus*, Trauth).

non 1863. *Trigonellites radians*, Ooster, 1857—63, VI. Partie (1863), p. 9, Taf. C, Fig. 1 (= *Praestriptychus clathratus* Trauth).

Die von Coquand l. c. beschriebenen und abgebildeten (zwei) Valven besitzen eine schlanke, länglich-triangular und rel. stark konvexe Gestalt,³⁾ deren Umrißform durch einen langen, flachstkonvex gekrümmten Symphysenrand, einen ungefähr rechten Apikalwinkel, einen kurzen, seichtkonkaven Internrand, eine stumpfwinkelige Umbilicalecke, einen ziemlich gleichmäßig und einheitlich geschwungenen Lateral- + Externrand, eine spitzwinkelige Terminalecke und die Lage des Breitenmaximums etwa an der Grenze des 1. und 2. Viertels der Klappenlänge (vom Internrand an gerechnet) bewirkt wird.

Während Coquand die letztere Dimension (L) mit 20 mm und die Klappenbreite (B) mit 10 mm angibt, woraus $B:L = 0.50$ resultieren würde, finden wir, davon etwas abweichend, bei der Messung der ca. 1.4fach vergrößert gehaltenen Coquand'schen Figuren $L = 28 \text{ mm}$, $B = 12.5 \text{ mm}$ und $B:L = 0.45$.

Die Schalenkonvexfläche zeigt 25 bis 30 ursprünglich (d. h. in der Umgebung des Wirbels) noch überaus schwache, bei fortschreitendem

1) Von derselben Fundstelle stammt auch *Lamellaptychus theodosia* (Desh.) und ferner noch *Lamellaptychus cuneiformis* (Rouss.).

2) Insofern es sich dabei um den von Coquand, 1841, l. c. dargestellten *Aptychus* handelt; hingegen entspricht wohl der gleichfalls bei Trauth, 1927, l. c. angeführte *Aptychus radians* bei Pictet et Lorient, 1859, p. 51, unserem *Praestriptychus clathratus n. n.*

3) Die ziemlich kräftige Schalenwölbung bedingt einen steilen, sozusagen krepfen- oder umschlagartigen Abfall („rebord“, „ourlet“ bei Coquand) des Intern- und Lateralrandes gegen die Konkavfläche hin.

Valvenwachstum aber mehr und mehr an Deutlichkeit gewinnende konzentrische Rippen („lignes longitudinales“ bei Coquand, „Längsfalten“ bei Giebel, l. c.),¹⁾ in deren Zwischenfurchen sich je eine regelmäßige Reihe recht markant eingetiefter „Punktgrübchen“ analogen Aussehens wie bei *Punctaptychus punctatus* (Voltz) einstellt,²⁾ ein Merkmal, das uns die von Zittel l. c. vorgenommene Zuweisung des *Aptychus radians* Coqu. zu der Gruppe der *Punctati*, d. h. zu den *Punctaptychi* unserer Systematik für genügend gerechtfertigt erscheinen läßt.

Die Unterschiede des *Punctaptychus radians* dem *P. punctatus* gegenüber bestehen in seiner rel. stärkeren Wölbung, der mehr zugespitzten Terminalregion und vor allem aber in dem Verlaufe der Konvexseiterippen parallel zum (Lateral- +) Externrand, so daß sie hier also nicht zum Ausstrich gelangen, und in dem Vorhandensein von zarten, aber doch ganz deutlichen, vom Apex gegen den Lateral- + Externrand ausstrahlenden und die konzentrischen Rippen und Furchen kreuzenden Radialstreifen, welche letztere anderseits dem *P. punctatus* durchaus fehlen.

Hingegen teilt sich der *P. radians* in den Besitz der konvexseitigen Radialstreifung mit dem *P. rousseaui* n. n. (vgl. p. 322), aber dadurch, daß sie bei letzterem noch feiner ist und daß für ihn ferner alle die sonstigen den *P. punctatus* vom *P. radians* scheidenden Merkmale gelten, fällt das Auseinanderhalten auch dieser Formen nicht schwer.

Die von Ooster l. c. und wohl auch die von Pictet und Loriol l. c. dem Coquand'schen *Aptychus radians* zugerechneten Valven halten wir für davon verschieden und den *Praestriptychi*, und zwar dem *Pr. clatrathus* n. n. zugehörig (vgl. p. 323).

Vorkommen: Im unterem Neokom von Lioux und Blioux im Dép. Basses Alpes, Frankreich.

Punctaptychus monsalvensis n. n.

(Textfig. 2.)

1857. *Trigonellites imbricatus*, Ooster, 1857—1863, II. Partie, p. 19—20 (*partim*), Tafelerklärung p. V (*partim*), Taf. 5, Fig. 2 (Konvexseite).

1868. *Aptychus punctatus*, Zittel, 1868, p. 52 (*partim*), Taf. I, Fig. 15a (Konvexseite) (non Fig. 15b = *Punctaptychus punctatus* [Voltz] f. typ., vgl. p. 315).

1880. *Aptychus* sp. ind., Favre, 1880, p. 43—44, Taf. III, Fig. 16a (Konvexseite), b (Konkavseite).

Unter dem Namen einer eigenen „Spezies“ — *Punctaptychus monsalvensis* n. n. — fassen wir insbesondere die beiden obigen von Zittel, resp. von Favre dargestellten Exemplare zusammen, von denen das erstere deutlichst und das zweite viel weniger augenfällig, aber nach Favre's Fig. 16a immerhin gerade noch ausreichend durch das

1) Giebel's Charakteristik des in Rede stehenden *Aptychus* stellt nur die gekürzte Beschreibung desselben bei Coquand l. c. dar.

2) Was schon Coquand selbst belonte.

Auftreten von „Punktationen“ an den Zwischenfurchen der Konvexseiterippen als Punctaptychen gekennzeichnet werden.¹⁾

Gestaltlich mit *Punctaptychus punctatus* (Voltz) bestens übereinstimmend, unterscheidet sich unser *P. monsalvensis* von ihm nur durch den Verlauf der Konvexseiterippen, und zwar insoferne, als diese bei der ersteren „Art“ am Externrande und dem nächstanschließenden Teil des Lateralrandes klar geradlinig ausstreichen, wogegen sie sich bei unserer neubenannten Form der ebenerwähnten Randkontur kurvig anzuschmiegen trachten.²⁾ Es steht also diesbezüglich unser *Punctaptychus monsalvensis* zu *P. punctatus* in demselben Verhältnis wie der *Lamellaptychus lamellosus* (Park.), resp. dessen *var. euglypta* (Opp.) Trth. zu



Textfig. 2.

Punctaptychus monsalvensis n. n., nach Favre, 1880, Taf. III, Fig. 16 a; Konvexseite: nat. Gr.; Tithon, Chervasse am Monsalvens, Freiburger Alpen, Schweiz.

L. rectecostatus (Pet.) Trth., resp. zu *L. beyrichi* (Opp.). Je nachdem die dem Symphysenrande nachbarlichen Konvexseiterippen einen mehr geradlinigen (bei Zittel's Valve) oder aber einen deutlichen sigmoidal-geschwungenen Lauf (bei Favre's Valve) zeigen, erinnern sie auch ebenhiedurch wieder einerseits an den *Lamellaptychus rectecostatus*, resp. andererseits an den *L. beyrichi*.

Die Klappenkonkavseite gleicht völlig der eines *Punctaptychus punctatus*.

Von diesen beiden Repräsentanten unserer Spezies besitzt Zittel's Exemplar einen geradeabgestutzten und daher vom Lateralrande

¹⁾ Favre's zitierte Abbildung zeigt uns nur mehr rel. wenige „Punktgrübchen“, und zwar an den Zwischenfurchen einiger Rippen in dem dem Internrand nächsten Valvendrittel erhalten, während sie ansonsten schon völlig durch die Abwitterung der Schalenoberfläche beseitigt worden sind.

²⁾ Favre (l. c. p. 44) charakterisiert deshalb diese — in rel. größerer Distanz vom Symphysenrand auftretenden — Rippen als solche, „qui sont fortes, parallèles au bord externe“ (= Lateralrand) „et qui s'infléchissent parallèlement à ce bord près de leur extrémité postérieure“ (= Externrand).

etwas abgesetzten Externrand und $B = 25.5 \text{ mm}$, $L = 50 \text{ mm}$ und $B : L = 0.51$ und Favre's Stück einen in ganz allmählichem Bogenschwunge aus dem Lateralrand hervorgehenden Externrand und $B = 28 \text{ mm}$, $L = 48 \text{ mm}$ und $B : L = 0.58^1$).

Die von Ooster l. c., Taf. 5, Fig. 2, dargestellte und jedenfalls als *Punctaptychus* erkennbare Klappe ist leider gegen den Externrand hin zu mangelhaft erhalten, um ihre Zugehörigkeit zu *P. monsalvensis* sicher behaupten zu können, doch scheint uns eine solche immerhin möglich.²⁾

Daß man nach dem von Meneghini (1867—1881, p. 116, 124) mitgeteilten Funde eines dem vorerwähnten Zittel'schen Exemplare sehr ähnlichen Aptychus in einem *Haploceras* (*Lissoceras*) *elimatum* (Opp.) ev. an die primäre Verknüpfung dieser beiden denken könnte, haben wir bereits früher (vgl. p. 314) bemerkt.

Vorkommen: Tithon der pieninischen Klippenzone zu Rogocznik in den galizischen Karpathen (Zittel l. c.) und von Chervasse am Monsalvens in den Freiburger Alpen der Schweiz (Favre l. c.). Vielleicht auch Oberjura des Iseltobler-(Iseltobel-)berges in der Faulhorngruppe der Berner Alpen und Malm (?Tithon), Italiens (?lombardische Alpen oder Zentralapennin), falls die von Ooster, resp. Meneghini l. c. mitgeteilten Valven unserer Spezies entsprechen.

Punctaptychus cinctus n. f.

(Taf. XII, Fig. 11, 12.)

Drei ziemlich kleine, dem Naturhistor. Museum in Wien gehörige „rechte“ Valven aus dem Arzberggraben, jede zirka 8 mm breit, 16 mm lang und $B : L = 0.50$ zeigend, schließen sich anfänglich — bis zur Erreichung einer Breite von etwa 5 mm — durch ihre bis dahin flach-sigmoidal geschwungenen und schließlich subparallel mit der Symphysenkante externrandwärts laufenden Rippen und durch den Besitz von „Punktationen“ bestens dem *Punctaptychus punctatus* (Voltz) an, unterscheiden sich aber bei weiterem Wachstum insofern deutlich von ihm, als die nunab gebildeten (zirka 4 bis 8) Rippen, nachdem sie den Lateralrand begleitet haben, sich nachbarlich des Externrandes — diesem parallel werdend oder ihm kurvig eng angeschmiegt — augenfällig zum Symphysenrande emporbiegen und so die früher angelegten Rippen (einige oder fast alle) diskordant umschließen oder umgürten³⁾ und sich mit ihnen sogar gelegentlich (in der Terminalregion einer unserer Valven) gitterartig durchkreuzen.

¹⁾ An Favre's Figur gemessen. In der Textbeschreibung gibt der genannte Autor etwas abweichend davon $L = 50 \text{ mm}$ und $B : L = 0.56$ an.

²⁾ Wenn die Darstellung der Rippen, resp. des Punktationsreihenverlaufes in Ooster's Zeichnung zutreffend wiedergegeben ist, scheinen dieselben in der jugendlichen Wachstumsphase der obigen Valve — einigermaßen aberrant von den sonstigen *Punctaptychen* — dem Externrand nicht nur angeschmiegt, sondern sogar parallel-laufend gewesen zu sein, analog etwa wie bei manchen *Lamellaptychus*-Formen (z. B. bei *L. thoro* [Opp.]), was dafür ev. auch die Aufstellung einer besonderen Varietät oder „Art“ begründen könnte. Eine Entscheidung darüber wäre aber wohl nur durch unmittelbare Betrachtung des kaum genügend klar abgebildeten Ooster'schen Exemplares herbeizuführen.

³⁾ Darnach der Artname „*cinctus*“ gewählt.

Eine analoge Skulptur haben wir auch an einem noch etwas kleiner dimensionierten und sehr dürftigen (nur das externrandwärtige Schalendrittel darbietenden) Fragment einer rechten Klappe aus Stramberg (Naturhistor. Museum Wien) beobachten können, das deshalb auch ev. unserer Spezies zugehören mag. Eine sichere Bestimmung ist aber leider unmöglich, weil sich nirgends mehr davon ein Rest der die Rippen überziehenden „punctaten“ Oberschichte erhalten hat.

Abweichend von *Punctaptychus cinctus* zeigt der *P. monsalvensis n. n.* (vgl. p. 324) eine weniger markante kurvige Anschmiegung der Rippen an den Externrand und keineswegs eine Umgürtung der früher angelegten Rippen durch die dem letzteren Rande benachbarten.

Vorkommen: Weißer Tithonkalk des Arzberg-(Raingruber-)grabens bei Zell östlich von Waidhofen a. d. Y. in der pieninischen Klippenzone der niederösterreichischen Voralpen; vielleicht auch Tithon von Stramberg in Mähren.

Punctaptychus lombardus n. n.

?1861. *Aptychus decurrens*, Gumbel, 1861, p. 565.

1867—81. *Aptychus crassilabrus*, Meneghini, 1867—81, p. 125, 213 (*partim*¹⁾) (non *partim* = *Lamellaptychus crassilabrus* [Stopp.]).

non 1857. *Aptychus crassilabrus*, Stoppani, 1857, p. 220, 334 (= *Lamellaptychus crassilabrus* [Stopp.]).

non 1867. *Aptychus crassilabrum*, Waagen, 1867, p. 608 [102] (= *Lamellaptychus crasselabiatus*, Trauth, 1930, p. 358).

Während wir in der zu San Fermo in den lombardischen Alpen aufgefundenen und 1857 von Stoppani *Aptychus crassilabrus* geheißenen Valve offenbar einen *Lamellaptychus* zu erblicken haben, erscheint eine zweite von G. Curioni bei Salzago entdeckte und dann von Meneghini l. c. mit dem Stoppanischen Stücke identifizierte Klappe indessen sicherlich davon verschieden und durch den Besitz von Punktgrübchen („séries des pores allongés en boutonnière“) in den am und unweit des Wirbels die Konvexeiterippen scheidenden Zwischenfurchen als echter *Punctaptychus* gekennzeichnet.

Obwohl es Meneghini unterlassen hat, die Valve abzubilden, kann man doch aus seiner ziemlich eingehenden Schilderung ersehen, daß sie eine besondere skulpturell von den sonstigen *Punctaptychi* verschiedene Form darstellt, die wir deshalb auch mit einem eigenen Namen — als *P. lombardus n. n.* — festhalten wollen.

Einen Apikalwinkel von zirka 100°, eine Länge (L) von 46 mm, eine nur wenig (terminalwärts) hinter dem Wirbel gelegene Maximalbreite (B) von 25 mm und B:L = 0.54 besitzend, zeigt die länglich-subtrianguläre Klappe einen schwach konkaven von einer Furche begleiteten Internrand, eine abgerundete Marginalgegend, einen fast geraden und gegen die Symphysenrichtung konvergierenden Lateralrand und eine breitabgerundete Externrand-, resp. Terminalregion.

¹⁾ Nur insofern, als es sich um das hier von Meneghini beschriebene Exemplar von Salzago handelt, nicht aber um den gleichfalls hier erwähnten und von San Fermo stammenden *Aptychus crassilabrus* Stoppani's, den wir als einen *Lamellaptychus* ansprechen.

Was die Konvexeiteskulptur betrifft, so scheinen ja die dem Wirbel, resp. der Symphysenkante benachbarten Rippen einen ganz analogen Verlauf wie etwa die ebenda bei dem typischen *Punctaptychus punctatus* vorhandenen zu besitzen. Eigenartig und von anderen Punctaptychien-spezies different wird aber die Ausbildung der nächstfolgenden einem mehr fortgeschrittenen Schalenwachstum entsprechenden Rippeuleisten, die — etwa 10 an Zahl — der Terminalgegend zustrebend zunächst etwas voneinander divergent werden, um sich schließlich hakenförmig und dabei sozusagen dornig anschwellend („faisant saillie en une dizaine d'épines transverses“) der Symphysenkante zuzuwenden, ein Verlauf, der uns einigermassen an den bei manchen Exemplaren des *Lamellaptychus seranonis* (Pict. et Lor.¹⁾) auftretenden erinnert. Die zuletzt gebildeten dem Lateralrand nächstbenachbarten Rippen zeigen eine mehr minder ausgeprägte Flexuosität und gelangen schließlich in der Terminal-, resp. Externrandregion zum Ausstriche. Die Gesamtzahl der von Meneghini an seiner Valve beobachteten Konvexflächerippen beträgt etwa 36.

Läßt uns auch die von Gümbel l. c. entworfene kurze Beschreibung einiger von ihm *Aptychus decurrens n. sp.* geheißener und aus der Unterkreide der bayrischen Alpen stammender Valven keine volle Gewißheit über ihre Zugehörigkeit zu der eben besprochenen Form Meneghini's gewinnen, so halten wir immerhin darnach eine solche oder doch wenigstens eine nähere Verwandtschaft derselben zu dem *Punctaptychus lombardus* für plausibel: Die Skulptur der Konvexfläche ist nach Gümbel's Angabe nachbarlich des Wirbels „punktiert“ und also wohl *punctaptychus*-artig, dürfte aber freilich bei weiterem Wachstum — mit zunehmender Entfernung vom Apex — einfach *lamellaptychus*-artig geworden sein. Die kräftigschaligen, flachen und dabei ziemlich schlanken Valven, welche Gümbel u. a. $B = 2\frac{1}{2}$ Linien und $L = 6$ Linien und also $B:L = 0.42$ ermitteln ließen, zeigten sich „ohne hervortretende rückenförmige Wölbung“ (= Kielwölbung) „und am innern Rand“ (= Symphysenfazette) „gegen den Wirbel zu stark eingesenkt. Von den 18 derben Leisten“ (= Rippen) „erreichen die 6 äußeren den äußeren Rand“ (= Externrand), „die anderen ziehen sich stark nach vorn“ (= internrand- oder apikalwärts) „und stoßen unter sehr spitzem Winkel an den inneren Rand“ (= Symphysenkante). Der durch diese letzteren Worte wohl als „apikalwärts = rückläufig“ gekennzeichnete Gang der rel. symphysennahen Rippen mag also hier — ähnlich wie bei Meneghini's Exemplar — etwa an den Rippenverlauf eines *Lamellaptychus seranonis* gemahnen.

Vorkommen: Meneghini's Stück²⁾ entstammte dem roten oberjuras-sischen (Ptithonen) Aptychenmergelkalk von Salzago in den lombardischen Alpen. Falls die von Gümbel l. c. *Aptychus decurrens* genannten Valven derselben Spezies entsprechen, würde sie auch in den Neokommern von Nestelau (Nesselau) und Leitenbach unweit Ruhpoldings in den bayrischen Kalkalpen auftreten.

1) Z. B. bei dem von Pictet und Loriol, 1858, Taf. XI, Fig. 2, abgebildeten Stücke.

2) Dasselbe ließ sich leider nicht im Mailänder Naturhistor. Museum, wo wir es aufbewahrt vermuteten, ermitteln und könnte sich demnach vielleicht in irgendeiner anderen italienischen Institutssammlung befinden.

Zitierte Literatur.¹⁾

1904. Campana, D. del, Faunula del Giura superiore di Collalto di Solagna (Bassano). Boll. de la Soc. geol. Ital. Vol. XXIII (1904), p. 239 (Roma).

1905. Campana, D. del, Fossili del Giura superiore dei Sette Comuni in Provincia di Vicenza (Firenze).

1932. Cohen, E. R., Die Fauna aus dem oberen Lias, Dogger und Maln des Tetewenbalkan und ihre Bedeutung. Zeitschrift d. Bulg. Geol. Ges., Jahrg. IV, p. 31 ff., Taf. V (Sofia).

1841. Coquand, H., Mémoire sur les Aptychus. Bull. de la Soc. géol. de France, tome XII (1840—41), p. 376 (Paris).

1934. Dacqué, E., Wirbellose des Jura. 2. Teil, p. 385—387 (In G. Gürich's „Leitfossilien“. Berlin).

1800. Deluc, G. A., Description du Mont Voirons, près Genève, et de deux fossiles qu'on y trouve. Journal de Phys., de Chim., d'Hist. nat. et des Arts. Ann. VIII de la Républ., tome L, p. 421 m. 1 Taf. (Paris).

1842. Démidoff (M.) A. de, Voyage dans la Russie meridionale et la Crimée, par la Hongrie, la Valachie et la Moldavie. Tome II, p. 788—789 (siehe bei L. Rousseau) (Ernest Bourdin et Ce., Éditeurs, Paris).

1838. Deshayes, P., siehe bei E. Ph. de Verneuil, 1838.

1853. Emmerich, A., Geognostische Beobachtungen aus den östlichen bayerischen und den angrenzenden österreichischen Alpen II. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst., IV. Jahrg., p. 326 (Wien).

1875. Favre, E., Description des fossiles du terrain jurassique de la Montagne des Voirons (Savoie). Mém. de la Soc. paléont. Suisse. Vol. II (Genève).

1877. Favre, E., La zone à Ammonites acanthicus dans les Alpes de la Suisse et de la Savoie. Mém. de la Soc. paléont. Suisse. Vol. IV (Genève).

1880. Favre, E., Description des fossiles des couches lithoniques des Alpes Fribourgeoises. Mém. de la Soc. paléont. Suisse. Vol. VI (Genève).

1868—76. Gemmellaro, G. G., Studi paleontologici sulla fauna del calcare a *Terebratulula janitor* del Nord di Sicilia (Palermo).

1852. Giebel, C. G., Fauna der Vorwelt, III. Bd., 1. Abth., Cephalopoden, p. 765 (Leipzig).

1873. Gilliéron, V., Aperçu géologique sur les Alpes de Fribourg en général et description spéciale du Monsalvens. Mat. pour la Carte géol. de la Suisse XII. livr., p. 232 (Berne).

1841. Glockner, E. F. von, Über den Jurakalk von Kurowitz in Mähren und über den darin vorkommenden *Aptychus imbricatus*. Nov. act. Acad. Leop.-Car. XIX, Suppl. II (Breslau).

1861. Gümbel, C. W., Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Geognost. Beschreibung d. Königreichs Bayern Bd. I (Gotha).

1897. Hochstetter, E. W. v., Die Klippe von St. Veit bei Wien. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst., Bd. XLVII (1897), p. 95 (Wien).

1916. Jekelius, E., A Brassói, hegyek mezozoós faunája. A magyar kir. földt. intéz. évkönyve. XXIV. köt., 3. füzetéből, p. 262 u. 276 (Budapest).

1922. Jekelius, E., Der mittlere und obere Jura im Gebiet des Hagimasul mare in Siebenbürgen. Bull. de la sect. scient. de l'Acad. Roumaine. VII. année (1920—21), p. 127 (Bucarest).

1889. Kilian, W., Mission d'Andalousie: I. Le Gisement tithonique de Fuente de los Frailes. II. Études paléontologiques sur les terrains secondaires et tertiaires de l'Andalousie. Mém. prés. par div. sav. à l'acad. des sc. de l'Inst. de France. Extr. du tome XXX (Paris).

1907—13. Kilian, W., Unterkreide (Palaeocretacicum). 1.—3. Lieferung von F. Frech's Lethaea geognostica (Stuttgart).

1867—81. Meneghini, J., Monographie des fossiles du calcaire rouge ammonitique (Lias supérieur) de Lombardie et de l'Apennin central. Paléont. Lombarde, 4. sér. (Milan).

¹⁾ Die Anführung der einzelnen Arbeiten im Text der vorliegenden Studie erfolgt durch Angabe des Autors und Publikationsjahres.

1876. Meneghini, J., e J. G. Bornemann, Nota sulla struttura degli Aptici. Atti de la Soc. Tosc. di Sc. nat. resid. in Pisa. Vol. II, p. 89 (Pisa).
1886. Nicolis, E., e C. F. Parona, Note stratigrafiche e paleontologiche sul Giura superiore della Provincia di Verona. Boll. de la Soc. geol. Ital. Vol. IV (1885), p. 1 (Roma).
1921. O'Connel, M., New species of Ammonite opercula from the mesozoic rocks of Cuba. Americ. Mus. of nat. hist.: Americ. Mus. Novitates, No. 28 (New York).
- 1857—63. Ooster, W. A., Pétrifications remarquables des Alpes Suisses. Catalogue des Céphalopodes fossiles des Alpes Suisses etc. II. Partie (1857), VI. Partie (1863) (Genève).
1865. Opper, A., Die tithonischen Etage. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Band XVII (1865), p. 535 (Berlin).
1930. Oppl, E., Über einige Makrofossilien der Wigantitzer Klippe bei Roschnau unter dem Radhost. Naturwiss. Zeitschr. Lotos, Bd. 78, p. 107 (Prag).
1907. Pervinquier, L., Études de Paléontologie Tunisienne. I. Céphalopodes des terrains secondaires. Text u. Atlas (Paris).
1854. Peters, K., Die Aptychen der österreichischen Neocomien- und oberen Jurassichten. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst., Bd. V (1854), p. 439 (Wien).
1854. Pictet, F.-J., Traité de paléontologie. II. édit., tome II, Text p. 551, Atlas Taf. XLVII (Paris).
1867. Pictet, F.-J., Mélanges paléontologiques. II. livraison: Études paléontologiques sur la faune à *Terebratula diphyoides* de Berrias (Ardèche), p. 122. Mém. de la Soc. phys. et d'hist. nat. de Genève, tome XVII, 1. partie (Genève).
1868. Pictet F.-J., Mélanges paléontologiques. IV. livraison: Étude provisoire des fossiles de la Porte-de-France, d'Aizy et de Lémenc (Genève).
1858. Pictet, F.-J., et P. de Loriol, Description des fossiles contenus dans le Terrain Néocomien des Voirons. Mat. pour la Paléont. Suisse. II. sér. (Genève).
- 1846—49. Quenstedt, F. A., Petrefaktenkunde Deutschlands. I. Bd. Cephalopoden. Text u. Atlas (Tübingen).
1891. Retowski, O., Die Aptychen sind echte Ammonitendeckel. N. Jahrb. f. Min. etc., Jahrg. 1891, II. Bd. p. 220 (Stuttgart).
1894. Retowski, O., Die tithonischen Ablagerungen von Theodosia. Bull. de la Soc. imp. des Naturalistes de Moscou. N. sér., tome VII (année 1893), p. 206 (Moscou).
1842. Rousseau, L., Description des principaux fossiles de la Crimée, p. 788—789. (In A. de Démidoff, 1842, siehe bei diesem).
1851. Schafhäütl, K. E. v., Geognostische Untersuchungen des südbayrischen Alpengebirges (München).
1853. Schafhäütl, K. E. v., Über die geognostischen Horizonte in den Bayern'schen Voralpen. N. Jahrb. f. Min. etc., Jahrg. 1853, p. 399 (Stuttgart).
1863. Schafhäütl, K. E. v., Südbayerns Lethaea geognostica, p. 416 und 419 (Leipzig).
1865. Schaubert, C. v., Verzeichnis der Versteinerungen im Herzogl. Naturalien-cabinet zu Coburg (Coburg).
1904. Schiller, W., Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I. Lischannagruppe. Ber. d. naturf. Ges. zu Freiburg i. B., Bd. XIV (Freiburg i. B.).
1886. Sokoloff, W. D., Couches lithoniques de la Crimée (Russ. m. franz. Résumé). Mat. z. Geol. Russl. Vol. XIII. Kais. russ. mineralog. Ges. (St. Petersburg).
1857. Stoppani, A., Studii geologici e paleontologici sulla Lombardia (Milano).
1890. Toucas, A., Étude de la Faune des couches tithoniques de l'Ardèche. Bull. de la Soc. géol. de France. III. Sér., tome XVIII (1889—90), p. 560 (Paris).
1927. Trauth, F., Aptychenstudien I. Ann. d. Naturhist. Mus., Bd. XLI (1927), p. 171—259 (Wien).
1929. Trauth, F., Geologie der Klippenregion von Ober St. Veit und des Lainzer Tiergartens. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, Bd. XXI (1928), p. 64 u. 76—80 (Wien).
1930. Trauth, F., Aptychenstudien III—V. Ann. d. Naturhist. Mus., Bd. XLIV (1930), p. 329—411 (Wien).
1931. Trauth, F., Aptychenstudien VI—VII. Ann. d. Naturhist. Mus., Bd. XLV (1931), p. 17—136 (Wien).
1838. Verneuil, E. Ph. de, et P. Deshayes, Mémoire géologique sur la Crimée, suivi d'observations sur les fossiles de cette péninsule. Mém. de la Soc. géol. de France, III. tome, I. partie, p. 31—32 (Paris).

1905. Velters, H., Die Fauna der Juraklippen zwischen Donau und Thaya. I. Teil. Die Tithonklippe von Niederfellabrunn. Beitr. z. Pal. u. Geol. Öst.-Ung. u. d. Or., Bd. XVII, p. 242 (Wien und Leipzig).
1837. Voltz, Ph. L., Zweiter Vortrag über das Genus *Aptychus*. N. Jahrb. f. Min. etc., Jahrg. 1837, p. 432 (Stuttgart).
- 1839—40. Voltz, Ph. L., Observations sur les Bélemnites et sur les Belopeltis. Bull. de la Soc. géol. de France. Tome XI (1839—40), p. 46 (Paris).
1867. Waagen, W., Über die Zone des Ammonites Sowerbyi. Benecke's geogn.-paläont. Beitr., I. Bd., p. 608 (München, 1868).
1868. Zittel, K. A., Die Cephalopoden der Stramberger Schichten. Palaeont. Mitth. aus d. Mus. d. kgl. bayer. Staates. II. Bd., Text u. Atlas (Stuttgart).
1869. Zittel, K. A., Geologische Beobachtungen aus den Central-Apenningen. Benecke's geogn.-paläont. Beitr., II. Bd., Text p. 91 (München).
1870. Zittel, K. A., Die Fauna der älteren cephalopodenführenden Tithonbildungen. Pal. Mitth. aus d. Mus. d. kgl. bayer. Staates. II. Bd., Text u. Atlas (Cassel).
1885. Zittel, K. A., Handbuch der Palaeontologie. I. Abth. Palaeozoologie. II. Bd. *Mollusca* und *Arthropoda*, p. 400 (München u. Leipzig).
1921. Zittel, K. A. v., u. F. Broili, Grundzüge der Paläontologie (Paläozoologie). I. Abth. *Invertebrata*. 5. verb. u. verm. Aufl. (München u. Berlin).

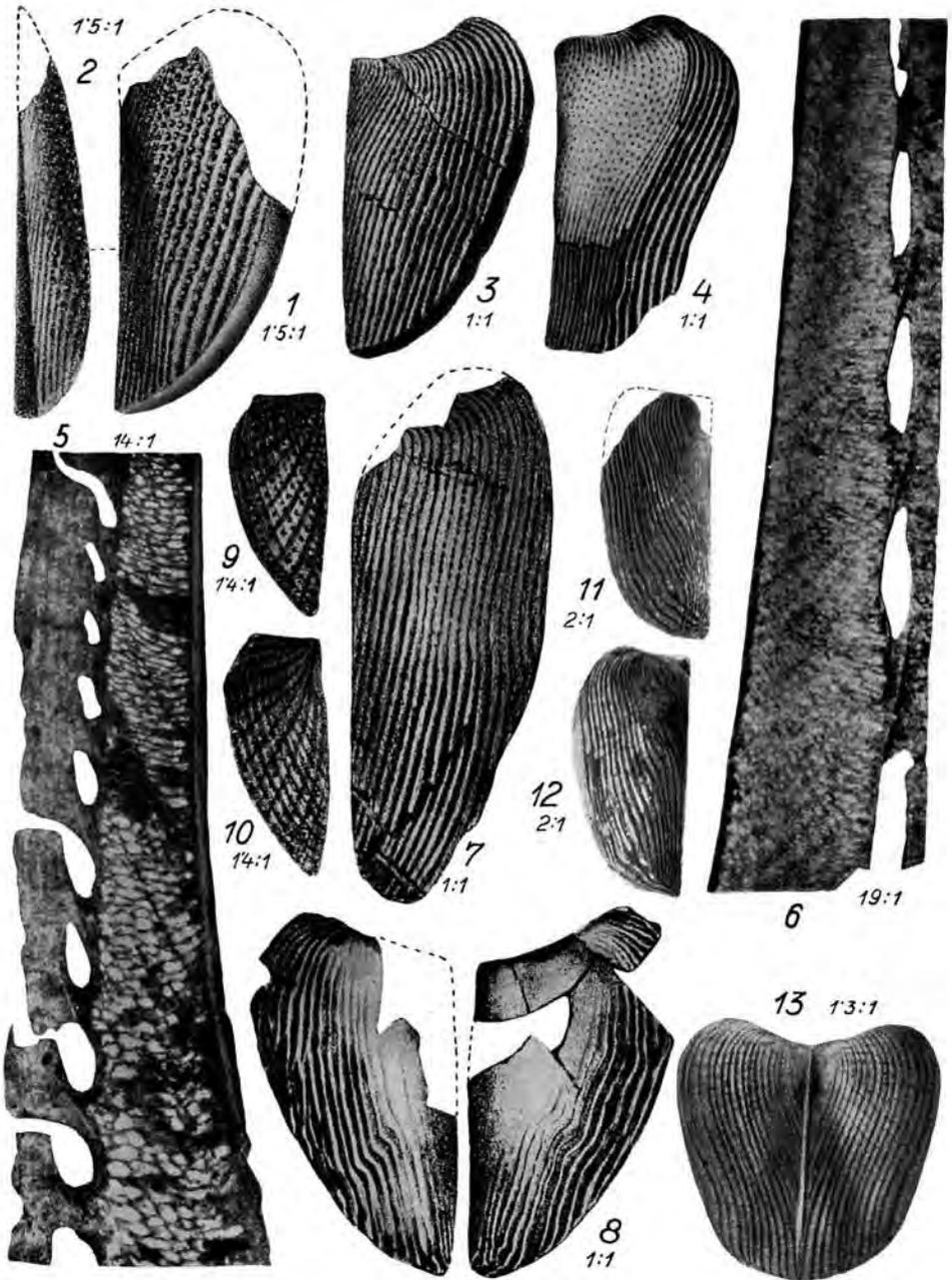
Erklärung der Tafel XII.

- Fig. 1. *Punctaptychus punctatus* (Voltz) *f. typ.*, nach Pictet, 1867, Taf. 28, Fig. 11b; Konvexeite, 1·5 fach vergr.¹⁾; Berriasien von Berrias, Dép. Ardèche, Frankreich.
- Fig. 2. *Punctaptychus punctatus* (Voltz) *f. typ.*, nach Pictet, 1867, Taf. 28, Fig. 11c; Ansicht geg. die Symphysenfazette, 1·5 fach vergr.; gleiches Exemplar wie Fig. 1.
- Fig. 3. *Punctaptychus punctatus* (Voltz) *f. typ.*, nach Favre, 1880, Taf. III, Fig. 14; Konvexeite, nat. Gr.; Tithon, Botterens, Freiburger Alpen, Schweiz.
- Fig. 4. *Punctaptychus punctatus* (Voltz) *f. typ.*, nach Glocker, 1841, Taf. III, Fig. 1; Konvexeite, nat. Gr.; Tithon, Kurowitz, Mähren, C. S. R.
- Fig. 5. *Punctaptychus punctatus* (Voltz); „radialer“²⁾ Schalenquerschnitt (Dünnschliff); 14 fach vergr.; Tithon, Arzberggraben b. Waidhofen a. Y., Niederösterreich. (Original im Naturhistor. Museum Wien).
- Fig. 6. *Punctaptychus punctatus* (Voltz), ungefähr „transversaler“²⁾ (schon etwas schräg zum Rippenverlauf gerichteter) Schalenquerschnitt (Dünnschliff); 19 fach vergr.; Tithon, Arzberggraben b. Waidhofen a. d. Y., Niederösterreich. (Original im Naturhistor. Museum Wien).
- Fig. 7. *Punctaptychus punctatus* (Voltz) *var. n. longa*, nach Favre, 1875, Taf. VII, Fig. 5; Konvexeite, nat. Gr.; Malm, Voiron, Dép. Haute Savoie, Frankreich.
- Fig. 8. *Punctaptychus punctatus* (Voltz) *var. n. fractocosta*, nach Vettters, 1905, Taf. XXI, Fig. 4; Konvexeite, nat. Gr.; Malm, Niederfellabrunn, Niederösterreich.
- Fig. 9. *Punctaptychus radians* (Coqu.), nach Coquand, 1841, Taf. IX, Fig. 11; Konvexeite, ca. 1·4 fach vergr.; unteres Neokom, Dép. Basses Alpes, Frankreich.
- Fig. 10. *Punctaptychus radians* (Coqu.), nach Coquand, 1841, Taf. IX, Fig. 11 „bis“; Konvexeite, ca. 1·4-fach vergr.; unteres Neokom, Dép. Basses Alpes, Frankreich.
- Fig. 11. *Punctaptychus cinctus n. f.*; Konvexeite, 2 fach vergr.; Tithon, Arzberggraben b. Waidhofen a. d. Y., Niederösterreich (Original im Naturhistor. Museum Wien).
- Fig. 12. *Punctaptychus cinctus n. f.*; Konvexeite eines anderen Exemplares, 2 fach vergr.; Tithon, Arzberggraben b. Waidhofen a. d. Y., Niederösterreich (Original im Naturhistor. Museum Wien).
- Fig. 13. *Punctaptychus rousseaui n. n.*, nach Rousseau, 1842, Taf. 2, Fig. 2; Konvexeite, 1·3 fach vergr.; Tithon, Theodosia, Krim, Rußland.

Photographische Aufnahme zu Fig. 5 von Herrn Prof. Dr. J. v. Pia und die zu allen übrigen Figuren von Herrn Präparator Franz Felzmann (Wien, Naturhistor. Museum).

1) Vergrößerungsangaben in linearem Sinne.

2) Vgl. diesbezüglich p. 310, Fußnote³⁾.



Beiträge zur Kenntnis des Paläogens und Neogens auf der Insel Naxos.

Von Georg Thr. Ökonomidis (Saloniki).

Paläogen.

Zusammenfassung.¹⁾

Ph. Negris²⁾ und C. Renz³⁾ stellten in den Flyschschichten von Naxos die Anwesenheit von Foraminiferenkalk fest. Ich selbst konnte die Beobachtung machen, daß in denselben Flyschschichten Aggregate verkohlter Monokotyledonen, und zwar besonders von Gramineenhalmen vorkommen.

Diese Flora ist ähnlich mit derjenigen, die im Flysch von Eregli in Kleinasien, der Insel Lemnos und von Dimitsana im Peloponnes auftritt und läßt uns im Flysch eine Ablagerungsserie von oberer Kreide (Danien) an, bis zum oberen Oligozän (Chattien) bestimmen.

Diese Serie zeichnet sich durch die aufeinanderfolgenden Bildungen neritischer Landseen und detritärer Ästuäre aus, welche denen der von G. Stache in Istrien und Dalmatien beobachteten liburnischen Stufe ähneln.

Der Flysch von Naxos zeigt folgende vier Horizonte von oben nach unten:

4. Süßwasserhorizont von Oberkreide- bis Eozänalter, nämlich seichte, sehr ausgedehnte Ästuäre der liburnischen Stufe; Monokotyledonen-

1) G. Th. Ökonomidis, Beiträge zur Kenntnis des Paläogens auf Naxos. Inauguraldissertation Thessaloniki, Wiss. Jahresh. der naturw. u. math. Abt. d. Universität Saloniki, II. B., 1934.

Ausgabe Nr. 5 d. Mineral., geol. u. petrolog. Abt. d. Universität Saloniki, 1934, S. 1—23 mit 1 Karte (griechisch).

2) Ph. Negris, Sur la découverte de l'Eocène au-dessus du Crystallophyllien des Cyclades et sur la genèse des facies crystallophylliens en Grèce. Comptes rendus de l'Acad. 24 Novembre 1913. Roches crystallophyllienne et tectoniques de la Grèce. Athènes 1914, S. 113.

J. Boussac, Détermination de l'âge lutétien supérieure du Nummulitique de Naxos (Cyclades). Comptes rendus som. de Sc. de la Soc. Géol. de France Paris 1914, S. 91.

3) C. Renz, Neue geologische Untersuchungen auf Ithaka. Praktika Akad. Athen, III. Bd., Heft 7 u. 8, 1928, S. 615.

führung. Der tiefere Horizont in der Umgebung von Angares, bei Dorf Achapsi, zeichnet sich dadurch aus, daß er sandsteinhaltigen Flysch mit zahlreichen Aggregaten verkohlter Monokotyledonen darbietet.

3. Neritischer Horizont mit *Nummulites millicaput* Bouhée, *Orthophragmina* und riesengroßen Nummuliten. Diese Schichten sind verschwunden; statt ihrer aber kommen in der Umgebung von Stylişkap und Vounochori, bei St. Thalaleon, isolierte Kalkgerölle sowie Stücke von Marmor und Jaspis vor.

2. Süßwasserhorizont, abgesetzt in Ästuären oder vielmehr in stehenden Seebecken und bestehend aus gelbgrünen Mergeln mit Monokotylen-Sand oder Quarzbreccien und Hornstein (Stylişkap), welcher aller Wahrscheinlichkeit nach zu Priabonien gehört.

1. Neritischer Horizont mit Nummuliten und Lepidocyklinenkalk, doch nur als Gerölle überliefert, die sich in Klüften bei Melanes vorfinden.

Die neritischen Bildungen, deren Gerölle und Stücke im Flyschgesteine sporadisch auftreten, weisen auf starke, mechanische Wirkungen und eine Erosion hin, welche das Verschwinden der ursprünglichen Schichten der Gattungen *Orthophragmina* (oberes Lutetien) und *Lepidocyklina* (oberes Oligozän-Chatien) zur Folge hatten.

Das Verschwinden dieser Schichten und der bei Katakoufo, der Inselgruppe Koufonissia, wo sie sich als Gerölle in den Flußbildungen des Neogens angesammelt haben, veranlaßt mich zu der Annahme, daß die Obereozän- und Oligozänablagerungen im Zentrum der Kykladenmasse starker Erosion durch die Gewässer ausgesetzt gewesen sind. Dieser Erosionsbereich dehnte sich nordöstlich von Naxos bis zu dem nordöstlichen Teil der Inseln Cypem aus, wo selbst diese Schichten noch erhalten geblieben sind.

Der Flysch von Naxos also, welcher sich längs des östlichen und westlichen Randes des Biotit-Gneis-Massivs ausbreitet, bildet die Überreste zweier großer Zonen im Ägäischen Meer: Die erste Zone breitet sich nördlich und nordwestlich von Naxos aus, und umfaßt ausgedehnte, seichte Ästuäre der liburnischen Stufe, respektive der Kreide- und des Eozänflysches von Lemnos, der zentralen und westlichen Inseln Euböa, von Kyparissia im Peloponnes und auf Naxos bei Angares und Vounochori.

Die zweite, dem oberen Eozän und Oligozän angehörend, breitet sich auf Naxos (Stylis, Vounochori, Melanes) auf der Inselgruppe Koufonissia, Kreta, Rhodos und Cypem aus.

Diese beiden Zonen in der Umgebung von Vounochori bei Naxos zeigen eine diskordante Lagerung; die Obereozän- und Oligozän-Flyschkonglomerat-Schichten liegen horizontal auf liburnischen Isoklinalfalten.

Die Teilnahme der Gabbroidgesteine an der Zusammensetzung des Flysches deutet darauf hin, daß sie älter sind als das Eozän; und zwar wohl aus dem Anfang der oberen Kreide stammen.

Vergleichende Tabelle zwischen dem Paläogen von Naxos und den ähnlichen Ablagerungen von Ägäide.

Periode	Stufe	Naxos	Ägäide
Paläogen	Oligozän	<p>Melanes-, Vounochori- und St. Thalalaion-Zone.</p> <p>Nummulitenkalke mit Lepidocyklinen.</p> <p>(C. Renz-G. Ökonomidis.)</p>	<p>Katakoupho von der Inselgruppe Kouphonissia.</p> <p>Nummulitenkalkgerölle m. Lepidocyklinen in Neogenflußkonglomeratablagerungen.</p> <p>(C. Renz.)</p> <p>Oberhorizonte des Fysches von Cypern längs der nördlichen Ketten der Insel innerhalb derer grauwackenartige, kalkige Zwischenlagen mit Foraminiferen sich fanden; Lepidocyklinen in größerer Zahl vorherrschend. Außerdem finden sich noch mit die Gattungen Heterosteginen, Operculinen neben Bryozoen und Echinidenresten. (C. Renz.)</p>
		<p>Umgebung Vounochori—St. Thalalaios.</p> <p>Gelbgrüne Kalkmergel mit Monokotylenfossilien und Stücken von plattigem Marmor.</p> <p>(G. Ökonomidis.)</p>	<p>Gelbliche Plattenkalke von St. Nikolaos, Makares, Anokoufo, Katakoupho, Glaronissi von der Inselgruppe Kouphonissia.</p> <p>(C. Renz.)</p>
	Eozän	<p>Nummulitenkalk und Stücke von Marmor mit Orthophragminen und Riesennummuliten in der Umgebung von St. Thalalaios.</p> <p>(P. Negris-J. Boussac.)</p> <p>Umgebung Kap Styliis.</p> <p>Weißer Quarzsande, Hornsteinbreccien.</p> <p>Quarzstücke, Jaspis mit verkiezelten Nummuliten <i>millecaput</i> Boubée.</p> <p>(P. Negris-J. Boussac.)</p>	<p>Plattenkalke (Olonoskalk) des westlich-zentralen Griechenlands.</p> <p>Plattenkalke mit Hornstein des zentralen und westl. Peloponnes. (Al. Philippson.)</p> <p>Flyschsedimente u. Nummulitenkalk mit <i>Num. millecaput</i> des Apostolon auf Kreta.</p> <p>(V. Raulin-Spatt.)</p> <p>Quarz. Nummulitenkalk mit Alveolinen, Orthophragminen, Operculinen längs des Südostmassivs Äthero auf Rhodos.</p> <p>(C. Renz.)</p> <p>Flyschkalk und Hornstein mit Orthophragminen, Operculinen längs der südlichen Bergketten der Insel Cypern.</p> <p>(C. Renz.)</p>
		<p>Umgebung Achiapsi—Angares.</p> <p>Gelbgrüne, schieferige Kalkmergelsandsteine mit verkohlten Monokotyledonen, Gramineenhalmen und rotem, schieferigem Ton.</p> <p>(G. Ökonomidis.)</p>	<p>Flysch von Ost-Lemnos, bestehend aus Kalksandsteinen, Grauwacken, Konglomeraten mit Gramineenfossilien.</p> <p>(L. De Launay.)</p> <p>Eregli—Kleinasien, verfestigte Sandsteine mit Gramineenüberresten und sonstigen verkohlten Monokotyledonen mit <i>Inoceramus Lamarckii</i> Brongn., <i>Terebratula disparilis</i> D'Orb.</p> <p>(Tschihatscheff.)</p> <p>Zentral und westlich Peloponnes.</p> <p>Flyschgesteine überliegend auf Tripolitza- und Pyloskalk. (A. Philippson.)</p> <p>Flyschsedimente in Demitsana-Peloponnes mit verkohlten pflanzlichen Fossilien.</p> <p>(A. Philippson.)</p> <p>Flysch in Nord- und Zentraleuböa.</p> <p>(J. Deprat.)</p>
Oberkreide—Paläogen	Liburnische Stufe, Thanetien—Montien—Maastrichtien		

Oberes Miocän—Unteres Pliocän. Pontien—Piacentien (Levantinische Stufe).

1. Kap Styliis.

Wenn man der 5 km langen, sehr glatten und niedrigen Küste südlich der Stadt Naxos folgt, gelangt man in die Umgebung von Kap Styliis dessen ebene Küste in niedrigen Hügeln nordöstlich, nordwestlich und nördlich sich erhebt. Der höchste dieser Hügel bei Strongyli erreicht eine Höhe von 152 m, während er zum Meer hin als eine steile und niedrige Küste abschneidet.

Abgesehen von den NO von Styliis gelegenen Hügeln aus schieferigem Biotitgranit, besteht die ganze Küste westlich der Ästuären, bei der jetzigen Fischzucht und bis zu dem Granitmassiv bei Kap St. Georgius hin, aus alluvialen Sandablagerungen geringer Mächtigkeit.

Das ganze alluviale Material entstammt dem Gneisgranit und Gneis der NNO—SSW-Bergkette Aetopholia, welche sich nach dem Binnenlande hinzieht.

Die NO-Küste bei Strongyli zeigt von oben nach unten folgende Schichtenanordnung:

1. Quarzkörner enthaltende Kalk-Konkretionen;
2. Gelbe Sande;
3. Rotgelbe Sandsteine;
4. Braunschwarzer Ton mit zerstücktem Glimmer und Feldspat, mit noch gut versierten Blättern fossiler dikotyler Pflanzen und mit Braunkohletrümmern.

Die Anwesenheit dikotyler Pflanzen und von Braunkohlestücken in den Landsee- und Flußablagerungen läßt deutlich die Süßwasserfacies der levantinischen Stufe erkennen.

Hier handelt es sich also um Landseebildungen aus einer jüngeren Zeit als die bei der Insel Chelindromia, Kymi bei Euböa und Skyros, welche nach Philippson¹⁾ zwischen Oligocän und der levantinischen Stufe, nach J. Deprat²⁾ und Corceix³⁾ aber während des Aquitanien, nach Saporta⁴⁾ und A. Caudry⁵⁾ während des Miocäns und nach Fuchs⁶⁾ während des Pontien oder der levantinischen Stufe stattfanden. Unger⁷⁾ konnte das Alter der Schichten nicht bestimmen.

¹⁾ Al. Philippson, Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft Nr. 134, 1901, S. 73.

²⁾ J. Deprat, Étude Géologique et Pétrographique de l'île d'Eubée. Paris 1904, S. 98.

³⁾ H. Gorceix, Note sur l'île de Cos et sur quelques bassins tertiaires de l'Eubée, de la Thessalie et de la Macedoine. Bull. Soc. Géol. de France. 3^e Série, II. 1874, S. 398 u. 403.

⁴⁾ G. Saporta, Note sur la flore de Koumi (Eubée). Bull. Soc. Géol. de France. 2^e Série, XXV. Paris 1868. S. 315—328.

⁵⁾ A. Gaudry, Plantes fossiles de l'île d'Eubée. Comptes rendus. Paris 1860. S. 1093—1095.

⁶⁾ Th. Fuchs, Über die in Verbindung mit grünen Schiefen und Flyschgesteinen vorkommenden Serpentine bei Kumi auf Euböa. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. 73. Wien 1876. S. 338.

⁷⁾ Fr. Unger, Die fossile Flora von Kumi auf der Insel Euböa. Denkschr. d. Wiener Akad. d. Wissensch. XXVIII. 1867.

Die Neogenablagerungen bei Styli sind auf der von S. Papavassiliou¹⁾ entworfenen geologischen Karte der Insel Naxos als mittlere Stufe Sedimentgesteine der Insel.

Diese Sedimente sind in einem kleinen Landseebecken entstanden, das sich infolge der andauernden Senkung in ein Tal umgewandelt hat. In späteren Zeiten haben sich hier Flußsedimente von Kalksandsteinen, Kalktuffen und Konglomeraten angesammelt.

Meine Ansicht über das Pliocänalter der Neogensedimente von Naxos, stütze ich darauf, daß sie den naheliegenden Bildungen der Inseln Makaron, Koufonissia und Skyros durchaus vergleichbar sind, welche sich wieder den Pliocänsedimenten von Rhodos und den ihnen ähnlichen der levantinischen Stufe auf Insel Kos parallelisieren lassen. Die vorerwähnten, darüberliegenden, marinen Konglomeratablagerungen auf Naxos, bei Palatia Hypsili in der Nähe der Stadt Naxos, stellen wohl entsprechende Bildungen der Sicilienstufe dar.

Wir sehen auf Naxos das Neogen durch seine zwei wichtigen Stufen vertreten. Nämlich durch die gestörte und erhobene kinnische levantinische Stufe einerseits und andererseits durch die marinen Sicilienablagerungen, welche diskordant auf der ersten aufliegen — ganz so wie auf Insel Kos.

In der Nähe von Naxos, u. zw. bei St. Nikolaos auf der Inselgruppe Makaron stellte Renz²⁾ braungrüne, neogene Tuffbildungen und Kalksandsteine mit sporadischen, pflanzlichen Überresten fest. Es dürfte vielleicht von Wichtigkeit sein, zu erwähnen, daß das Niveau dieser Pflanzen von einer an Gastropoden reichen, u. zw. zumal *Melanopsis* zeigenden Kalksandschicht überlagert erscheint.

Ähnliche Bildungen werden von C. Renz noch auf den Inseln Kato und Ano Koufo, der Inselgruppe Koufonissia erwähnt; sollen hier jedoch nur pflanzliche Überreste, u. zw. Blattabdrücke enthalten.

A. Philippson³⁾ gibt weiter noch das Vorkommen von neogenen, gelben Kalksandsteinen (Pori) in Skyros an, welche sich hier längs der Nordküste steil bis zu (300) m erheben und nördlich der Stadt Braunkohle enthalten. Weiter bemerkt er noch hiezu, daß er diese Braunkohlenbildungen, obwohl er sie selbst nicht gesehen habe, doch mit den jungen von Kymi auf Euböa und mit denen von Chelindromia gleich alt halte, u. zw. deshalb, weil er denselben Porikalk im Peloponnes mit einer sehr reichen Fauna, vermutlich der levantinischen Stufe, angetroffen habe.⁴⁾

Die Kalktuff-Sandsteine und Sande bei Makaron Kouphonissia und Skyros kommen auch auf Naxos vor, u. zw. auf der ganzen östlichen und nordwestlichen Küste. Trotz eifrigem Bemühens konnte ich in den starken, roten oder weißen Kalktuffen der Umgebung von Palatia, Hypsili, Amiti und Musuna keine Fossilien finden. Man kann aber gleich-

¹⁾ S. Papavassiliou, Geologische Karte von Naxos. Veröffentlicht in den Berichten des internationalen Kongresses, Abteilung für praktische Geologie. Düsseldorf 1910.

²⁾ C. Renz, Geologische Untersuchungen auf den ägäischen Inseln. Praktika d. Akad. Athen. III. Band. 1928. S. 553.

³⁾ Al. Philippson, Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. Petermanns Mitteilungen 1901, Heft 134. S. 119.

⁴⁾ Al. Philippson, Der Peloponnes. Berlin 1892. S. 408—410.

wohl diese Sandsteine der levantinischen Stufe zusprechen, u. zw. aus dem Grunde, da das Oberpliocän und Sicilien des Zentrums der Kykladischen Masse nur durch Meeresablagerungen repräsentiert wird; so wie es sich ja aus den Forschungen von L. Cayeux auf der Insel Rinia, von Philippson auf Mykonos, und von mir selbst bei Palatia auf Naxos herausstellte.

L. Cayeux¹⁾ erwähnt auf Rinia „Poros“-Gestein mit *Lithothamnium*, das seiner Ansicht nach Pliocän- oder Sicilienalters ist. Dofus aber bestimmte dieses Gestein als gleichzeitige Bildung mit dem marinen Oberpliocän des östlichen Mittelmeergebietes, was er damit begründet, daß innerhalb der Porosgesteine die Gattung *Helix* gefunden wurde. Oppenheim dagegen zweifelt auf Grund seiner Untersuchungen der von A. Philippson²⁾ innerhalb des Poros, bei Mykonos, gesammelten Fossilien sehr, ob es dem Pliocän oder dem Altquartär angehört.

A. Philippson³⁾ führt deshalb die gesamte Senkung des Kykladenmassivs auf das Oberpliocän und Quartär zurück. Meiner Meinung nach ist sie die Folge einfacher Beckensenken, deren Hauptareal vom Meere überflutet wurde.

2. Umgebung Mutsuna.¹⁾

Dem Pliocän rechnen wir noch die leider fossilereen Kalktuffe zu, die in der Umgebung Mutsuna, auf der Halbinsel Azala, der serpentinhaltigen Kreide und den dortigen Diabasen (Ophit-Gabbros) auflagern.

Diese basischen Ausbrüche scheinen hier, den weit verstreuten Vulkanbomben nach zu schließen, recht lebhaft gewesen zu sein.

Wie aus der mikroskopischen Untersuchung hervorgeht, sind diese Serpentine offenbar nachträglich von den Gewässern des darüberliegenden, pliocänen Kalktuffes durchtränkt worden. Sie enthalten Bastitblätter, hervorgegangen aus Dialag mit körnigem Magnesit.

Die Kalktuffe am Ort Epano Akrotiri überlagern gelbgrünen, fossilereen Ton; ihnen selbst ruhen diskordant Diluvialkonglomerate mit großen Marmorgeröllen auf.

Es soll hier bemerkt werden, daß die serpentinierten Diabasgesteine (Ophit-Gabbros) der oberen Kreide bei der Zusammensetzung des Paläogenflysches und der Konglomerate, wie auch der der Piacentien-sedimente der levantinischen Stufe — meinen eigenen Beobachtungen auf Naxos gemäß — eine wichtige Rolle spielen.

J. Deprat erwähnt ganz Gleiches betreffs der Sarmat-, Pont- und Pliocänsedimente des Beckens bei Gides und der aus Serpentin-konglomeraten bestehenden Hügel bei Triada auf Euböa.

¹⁾ L. Cayeux. Exploration Archéologique de Delos. Description Physique de l'île de Delos. I^{re} Partie. Paris 1911. S. 27 u. 32.

²⁾ Al. Philippson, Nachträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. Petermanns Mitteilungen 1902. S. 108.

³⁾ Al. Philippson, Beiträge. S. 151 u. 152.

⁴⁾ Vgl. meine Schilderungen. Die vortertiären metamorphen Gebiete der östlichen Kykladen. Mitteilungen der Geol. Gesellsch. in Wien, Band XXVI, 1933, S. 151 u. 152.

C. Renz¹⁾ erwähnt auf Grund seiner Untersuchungen bei St. Nikolaos auf den Makares-Inseln das Hervorbrechen eines chromitreichen Peridotit-serpentine dortselbst zwischen Konglomeraten und Megalodontenkalk.

3. Nordwestküste von Naxos zwischen Palatia und Kloster Phaneromeni.

Die nordwestliche Küste von Naxos zeigt in der Umgebung von Palatia, Aploti und des Klosters Phaneromeni, das Vorkommen von ganzen und rotgelben Kalksandem, Mergeln und weißem Kalktuff, die diskordant auf geschiefertem Grund liegen.

Diese Schichten wechseln mit Konglomeraten ab, deren große Gerölle aus Gneis, Marmor und anderen kristallinen Schiefergesteinen bestehen.

R. Lepsius²⁾ vergleicht diese Schichten mit dem Süßwassermiocän von Attika und Philippson³⁾ hält sie für neogen oder quartär.

An der nördlichen Küste von Palatia zeigen die Sande und Konglomerate folgende Anordnung von oben nach unten:

1. Gelbe Sandsteine;
2. Marmor- und meistens Granitkonglomerate;
3. alluviale Ablagerungen.

Die diskordante Auflagerung der Pleistocänkonglomerate und der gelben Sandsteine auf den Pliocänkonglomeraten weist hier deutlich auf zwei verschiedene Sedimentationsperioden hin. Die eine wird durch das Süßwasserpliocän (Piacentien) repräsentiert, die zweite durch die marinen Pleistocänablagerungen.

L. Cayeux stellte in den Porosgesteinen bei Rinia und Anavalussa auf Mykonos, jungpliocäne Faltungen und vielleicht gar noch solche der Siciliensedimente fest; und diese Faltungserhebungen scheinen mit den vertikalen Bewegungen kombiniert zu sein, welche die Kykladen in den kontinentalen Zustand zurückgeführt haben.

Daraus ist also ersichtlich, daß die Sedimente der nordwestlichen Küste von Naxos Pliocän, u. zw. speziell Piacentien in Süßwasserfacies und damit jünger sind, als R. Lepsius meint.

Diese Facies weisen auf eine Periode orogenetischer Bewegungen während des Piacentiens hin, wie sie nach J. Deprat auf Euböa nach dem Sarmat und ferner nach Gaudry auch in Attika erscheinen, u. zw. hier speziell wegen der diskordanten Auflagerung der „Pikermi-Schichten“ auf den Meeresablagerungen des Piräus im mittleren Pontien.

Diese Neogenzone von Naxos, welche an der NW-Küste das Mesozoikum und in Mutsuna die Kreidegabbroiden diskordant überlagert, halte ich für dieselbe wie die horizontal dem Mesozoikum und Kristallin aufruhende Dinariden-Ägiidenzone.

1) C. Renz, Geologische Untersuchungen auf den ägäischen Inseln. Praktika d. Akad. von Athen. III. Band, 1928, S. 554.

2) R. Lepsius, Geologie von Attika. Berlin 1893, S. 79.

3) Al. Philippson, Beiträge, S. 74.

Auf diese Zone, welche sich durch das Vorkommen von Sanden und Tonen, wie auch durch die charakteristische Fauna der beiden Unterpliocänphasen (Piacentien) auszeichnet, folgt an den westlichen Küsten des kontinentalen Griechenlands und jenseits im ganzen westlichen Peloponnes nur die Süßwasserphase, während diese in Attika mit älteren, u. zw. von sarmatischen oder noch wahrscheinlicher pontischen Bildungen erscheint.

Die oben erwähnten Sedimente von Naxos halte ich also für Obermiocän und Unterpliocän; die neogenen in Styliis deshalb, weil sie dem Oberpontien oder dem tertiären Binnenlandsee Tschihatscheffs angehören; im Ägäischen Meer, in Pikermi—Megara—Trachones (Attika) und auf Kymi (Euböa)—Mytilini Troada—Chios—Skyros und Chelindromia werden sie durch ähnliche Bildungen vertreten.

Was die nordwestlichen Küstenzonen von Palatia bis Amiti und Mutsuna auf Naxos anbelangt, so halte ich sie für Süßwasserpliocän des Piacentien (Levantinische Stufe) oder des Obertertiärs (Äralokaspische von Tschihatscheff), im Ägäischen Meer durch die ähnlichen Bildungen auf Koufonissia, Makares, Kos, Rhodos und Kreta vertreten.

Quartär — Pleistocän.

Auf den piacentinen Landsee- und Flußablagerungen am Orte Palatia, nahe der Stadt und auch auf den Kalktuffen in Epano Akrotiri, liegen diskordant Meereskonglomerate mit gelben, fossiliferen Sanden. Innerhalb dieser konnte ich weder *Lithodomus*-Spuren, nach alten Küstenlinien finden. Doch am Ort Palatia stellte ich in den von abgetragenen Granit stammenden „marinen“ Sanden *Cardium edule* fest.

Diese grobkörnig-sandigen Meeresablagerungen nehmen in gewissen Abständen kleinere Areale an den Küsten ein und sind so insbesondere an der NW-Küste bei Palatia und nördlich des Amiti-Golfes und auch an der östlichen Küste des Mutsuna-Golfes anzutreffen.

Die Meereskonglomerate von Naxos halte ich für Ablagerungen des Sicilien, jedoch einer jüngeren Zeit als die Porosgesteine von Rinia entstammend. Obwohl wir nördlich von Kos keine solchen Ablagerungen sehen, dürfen wir nach den Arbeiten von Cayeux¹⁾ auf Delos und meinen auf Naxos doch mit Bestimmtheit annehmen, daß es sich hier um ein Vordringen dieses Meeres gehandelt hat.

Die langsame Versenkung der zentralen Umgebung im Archipel veranlaßte das Eindringen des vom Unter-Quartär um sich greifenden Ägäischen Meeres ins Innere der Ägäis, und das langsame, stufenweise Vordringen in die nördlicheren Gegenden.

Ph. Negris²⁾ erwähnt an den Küsten des kontinentalen Griechenlands in 300 m und bei Insel Siphnos³⁾ sogar in 650 m Seehöhe zahlreiche alte, durch *Lithodomus*-Löcher gezeichnete Küstenlinien.

¹⁾ L. Cayeux, Description de l'île de Délos. Paris 1911, S. 132.

²⁾ Ph. Negris, Submersion et régression quaternaires en Grèce. Bull. Soc. Géol. Fr. 4^e Série, VIII, 1908, S. 418—441.

³⁾ Ph. Negris, Observations au sujet des perforations de l'île de Siphnos (Grèce). Bull. Soc. Géol. Fr. 4^e Série, IX, 1909, S. 6.

Diese Tatsache zwingt Negris zu der absolut richtigen Annahme, daß sich die damaligen Hebungsbewegungen nur auf das östliche Mittelmeer¹⁾ beschränkten, denn ich konnte auf Naxos trotz eifrigem Bemühen nirgends *Lithodomus* finden, ein Beweis, daß diese starken Hebungsbewegungen nach dem Sicilien bloß in der östlichen und westlichen Umgebung der Ägäis stattgefunden haben, aber nicht im Zentrum der Kykladen, wo das Meer erst nach der alluvialen *Elephas Antiquus*-Zeit, langsam vordrang.²⁾

Alluvium.

Die Verwitterung der Granit- und Gneißmassive, wie auch die der sonstigen kristallinen Schiefergesteine veranlaßte die Entstehung sehr fruchtbarer Ablagerungen an den Küstenebenen. Doch ist deren Mächtigkeit gering und ihre Ausdehnung auch keineswegs bedeutend. Die größte dieser Ebenen ist die von Naxos.

Literaturverzeichnis.

1. 1860. A. Gaudry, Plantes fossiles de l'île d'Eubée, Comptes rendus. Paris. S. 1093—1095.
2. 1867. Fr. Unger, Die fossile Flora von Kumi auf der Insel Euböa. Denkschr. d. Wiener Akad. d. Wiss., XXVII.
3. 1868. G. Saporta, Note sur la flora de Koumi (Eubée). Bull. Soc. Géol. de France. 2^e Serie, XXV. Paris. S. 315—328.
4. 1874. H. Gorceix, Note sur l'île de Cos et sur quelques bassins tertiaires de l'Eubée, de la Thessalie et de la Macedoine. Bull. Soc. Géol. de France. 3^e Serie, II. Paris. S. 398 u. 403.
5. 1876. Th. Fuchs, Über die in Verbindung mit grünen Schiefen und Flyschgesteinen vorkommenden Serpentine bei Kumi auf Euböa. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. 73 Wien. S. 338.
6. 1892. Al. Philippson, Der Peloponnes. Berlin.
7. 1893. R. Lepsius, Geologie von Attika. Berlin.
8. 1901. Al. Philippson, Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. Peterm. Mitt., Ergänzungsheft 134.
9. 1902. Al. Philippson, Nachträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. Peterm. Mitt. S. 106.
10. 1904. I. Deprat, Étude géologique et petrographique de l'île d'Eubée. Thèse. Besançon. Paris.
11. 1908. Ph. Negris, Submersion et regression quaternaires en Grèce. Bull. Soc. Géol. de France. 4^e Série, VIII. S. 422.
12. 1908. G. Dolfus, Observations à la suite de la communication de Ph. Negris Submersion etc. Bull. Soc. Géol. de France. 4^e Série, VIII. Paris. S. 441.
13. 1909. Ph. Negris, Observations au sujets des perforations de l'île de Siphnos (Grèce). Bull. Soc. Géol. de France. 4^e Série, IX. Paris. S. 6.
14. 1910. S. Papavasiliou, Geologische Karte von Naxos, veröffentlicht in den Berichten des internationalen Kongresses, Abteilung für praktische Geologie. Düsseldorf.
15. 1911. L. Cayeux, Exploration Archéologique de Delos. Description Physique de l'île de Delos. 1^{re} Partie. Paris.
16. 1913. Ph. Negris, Sur la decouverte de l'Eocène au-dessus du Crystallophyllien des Cyclades et sur la genèse des facies Crystallophyllien en Grèce. Comptes rendus de l'Acad. 24. Novembre. Paris.

1) G. Dolfus, Observations à la suite de la communication de Ph. Negris. Submersion etc. Bull. Soc. Géol. Fr. 4^e Série, VIII, 1908, S. 441.

2) L. Cayeux, Description Physique de l'île de Delos. Paris 1911, S. 134.

17. 1914. J. Boussac, Détermination de l'âge lutétien supérieure du Nummulitique de Naxos (Cyclades). Comptes rendus som. de Sc. de la Soc. Géol. de France. Paris. S. 91.

18. 1928. C. Renz, Neue geologische Untersuchungen auf Ithaka. Praktika d. Akad. Athen. III. Band, Heft 7 u. 8. S. 615.

19. 1928. C. Renz, Geologische Untersuchungen auf den ägäischen Inseln. Praktika d. Akad. Athen. III. Band, Heft 7 u. 8. S. 553.

20. 1933. G. Th. Ökonomidis, Die vortertiären metamorphen Gebiete der östlichen Kykladen. Mitteil. d. Geol. Gesellsch. in Wien. Band XXVI. S. 137—153.

21. 1934. G. Th. Ökonomidis, Beiträge zur Kenntnis des Paläogens auf Naxos. Epistimoniki Epetiris der naturwiss. und math. Kl. d. Universität Saloniki. II. Band (griechisch).

Ausgabe Nr. 5 der Mineralogischen geologischen und petrologischen Abteilung der Universität Saloniki. S. 1—23 (griechisch).

Nachträge zur Glazialgeologie des Oberinntales.

Von Otto Ampferer.

Mit 13 Zeichnungen.

In den Jahren 1933/34 sind von Herren Prof. Dr. F. Machatschek in den Mitteilungen der Wiener geographischen Gesellschaft zwei Arbeiten unter den Titeln „Tal- und Glazialstudien im oberen Inngebiete“ und „Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntales“ erschienen, die sich bald ablehnend, bald zustimmend zu meinen Arbeiten und Karten über diese Gebiete geäußert haben.

Dazu ist nun noch im Jahre 1935 die Arbeit von H. Bobek in diesem Jahrbuche „Die jüngere Geschichte der Inntalerrasse und der Rückzug der letzten Vergletscherung im Inntal“ getreten, ebenfalls mit neuen Beobachtungen und Schlußfolgerungen, die meine Stellungnahme herausfordern.

Wenn es sich, wie in meinem Falle, zumeist um Beobachtungen handelt, die stellenweise bis über 30 Jahre zurückliegen, so bleibt, sofern man die Angelegenheit ernst nimmt, wohl kaum etwas anderes übrig, als die betreffenden Gegenden nochmals zu besuchen. Ich habe dies im Spätherbste dieses Jahres für das Gebiet der Imster- und Mieminger Terrassen ausgeführt und bin dabei zu den hier folgenden Ergebnissen gelangt.

Ich möchte aber der Beschreibung meiner Beobachtungen noch folgende allgemeine Überlegungen vorausstellen.

Bei der Untersuchung der Schuttprofile habe ich, soweit als möglich, versucht, geologische Eigenschaften der verschiedenen Schuttarten in den Vordergrund der Beachtung und Darstellung zu bringen. Solche Eigenschaften sind die Größe, die Mischung, die Herkunft, die Verwitterung, die mechanische Beanspruchung, die Bindung, die Schichtung, die Lagerung der Gesteinskomponenten und ihre Vereinigung zu größeren Schuttkörpern.

Weitere Gegenstände der geologischen Betrachtung waren dann die Ausdehnung und Abgrenzung der Schuttverbände vor allem gegeneinander und gegen das Grundgebirge. Endlich waren die Wirkungen der bewegten Eismassen sowohl auf die Schuttkörper als auch auf das Grundgebirge fortlaufend zu beachten.

Für die Darstellung der Schuttprofile war es nötig, durchaus die gleichen Maßstäbe für Höhe und Länge zu verwenden und von den überhöhten Profilen abzurücken, welche immer störende Verzerrungen in die naturgegebenen Verhältnisse hineinbringen.

Die geographische Betrachtungsweise ist dagegen stärker auf die Formen als auf die Inhalte gerichtet. Auch geht sie immer gleich auf die Über-

sicht größerer Räume los, während die geologische Arbeit Stück für Stück aneinanderfügt und endlich eine Art Mosaikbild ergibt.

Es ist nun wohl kein Zweifel, daß beide Betrachtungsweisen ihre eigenen Vorteile und Nachteile haben und daher die Summierung derselben nicht immer einen wirklichen Fortschritt bedeuten muß.

Insbesondere gilt dies für den Fall, wenn der Nachfolger die Unterscheidungen des Vorgängers unschärfer verwendet oder ganz fallen läßt. Wenn z. B. der Vorgänger Grundmoräne und Schotter sorgfältig getrennt hat und der Nachfolger in solchen Fällen vielleicht nur von „schottriger Moräne“ spricht, so ist dies kein Fortschritt, sondern eine Rückkehr ins Ungegliederte.

Eine weitere Veranlassung zu erneuter Prüfung war für mich auch die Erfahrung, daß im ganzen Gebiete der Inntal-Terrassen zahlreiche neue Aufschlüsse durch Straßen-, Weg- und Hausbau sowie durch Abholzungen entstanden sind. Ebenso sind viele alte Bachanschnitte verrutscht und verschüttet worden, andere dafür frisch entstanden.

Die Fragestellungen, mit denen sich Machatschek beschäftigt hat, decken sich weitgehend mit meinen eigenen, dagegen hat Bobek seine Aufmerksamkeit vor allem auf die Umformungen gelenkt, welche die Inntal-Terrassen beim Abschmelzen der Würm-Vergletscherung erfahren haben. Er kommt zur Anschauung, daß im Inntale weithin große Eismassen des Inngletschers bewegungslos wurden und an Ort und Stelle als Toteis zerfielen.

Mit dieser Seite des Terrassenproblems hatte ich mich überhaupt niemals abgegeben, und Bobek hat hier geistiges Neuland betreten.

Die Beobachtungen und Überlegungen, die ich hier vorlegen will, beschränken sich auf das Oberinntal in der Strecke Landeck-Telfs.

Für diese Gebiete habe ich bereits in früheren Jahren Beschreibungen, Profile und Karten geliefert, deren Angaben nun von F. Machatschek teilweise umgedeutet und berichtigt worden sind.

Es ist selbstverständlich, daß in so ausgedehnten und oft nicht gut erschlossenen Gebieten dem Nachfolger jeweils Fortschritte gegenüber seinem Vorgänger zufallen müssen. Wenn man aber das Glück hat, als Nachfolger einen Forscher vom Range von F. Machatschek zu erhalten, so ist es eine Freude, die Anwendung einer so reichen Weiterfahrung auf ein Gebiet zu verfolgen, in dem man durch lange Arbeitsjahre eine Art von geistigem Heimatrecht erworben hat.

Ich wende mich nun den Unterschieden unserer Auffassungen zu.

Interglazial im Oberinntale und Gurgltale.

Bei Beginn meiner geologischen Arbeiten im Inntale war noch die Vorstellung herrschend, daß die Sedimente der Inntal-Terrasse sich oberhalb des Eisriegels des Zillertalgletschers in einem Stausee von zirka 70 km Länge, 200 m Tiefe und einer mittleren Breite von 3-5 km abgelagert hätten. Diese Annahme erwies sich jedoch als unrichtig.

Ich konnte dieselben Sedimente im Bereiche des Inntales noch unterhalb der Mündung des Zillertales bis an den Rand der Kalkalpen verfolgen und weiter zeigen, daß die Verschüttung weit über 200 m Höhe

betrug und sich auch im Oberinntale wesentlich weiter hinauf erstreckte, als noch Penck in den „Alpen im Eiszeitalter“ angenommen hatte.

Diese Ablagerung, für welche Penck seinerzeit die „Achenseeschwankung“ konstruiert hatte, wurde als ein Gebilde des Riss-Würm-Interglaziales erkannt.

F. Machatschek kommt nun in seinen Arbeiten zu dem Ergebnisse, daß während des R.-W.-Interglaziales weder im Gurgltal bei Imst, noch auch im Inntale unter Landeck eine Talverschüttung stattgefunden habe.

„Die mit den jüngsten Moränen in Verbindung stehenden, sie unterlagernden Schotter kann man nicht gut als interglazial bezeichnen; sie wurden vorwiegend unmittelbar vor den neuerlich vorrückenden Eisströmen abgelagert und gehen nach oben in Moräne über, wurden also sofort von dieser, beziehungsweise dem Eise überlagert.“

Mit dieser Deutung kann ich mich nicht einverstanden erklären.

Die hier in Betracht kommenden Stellen wurden von mir im Laufe der geolog. Landesaufnahme in Bereiche der Terrassen Imst—Tarrenz, Imsterberg und Grins—Stanz entdeckt, abgebildet und beschrieben.

Ich habe an den von mir gelieferten Profilen und Beschreibungen nichts zu berichtigen, wohl aber zu zeigen, daß die Umdeutung von F. Machatschek nicht dem Naturbefunde entspricht.

Das Inntal ist auf der Strecke Imst—Landeck sehr stark verschmälert und beiderseits von steilen Felshängen eingefast.

Eine Aufbewahrung der interglazialen Verschüttung war daher in dem engen Talraume kaum möglich. Nur im Winkel bei Perjen und hinter dem Schutzpfeiler der Kronhurg sind hier interglaziale Schotter erhalten geblieben. Der mächtige Eisstrom der Würmeiszeit hat hier in dieser schmalen und geraden Talfurche fast alle älteren Aufschüttungen hinausgefegt. Eine Erhaltung von interglazialen Sedimenten ist daher vielleicht nur unter der heutigen Schuttsohle des Inntales und in den geschützten schmalen Seitentälern zu erwarten. Der Untergrund des Inntales ist bisher durch keine Bohrung erschlossen worden.

Wohl aber finden sich in einigen kleineren Seitentälern Reste von interglazialen Ablagerungen aufbewahrt.

Ich will nur zwei Beispiele solcher Reste von interglazialen Ablagerungen hier genauer besprechen.

Das erste befindet sich im mittleren Teile des Stanzer Tobels nördlich von Landeck in einer Höhenlage von 1100 bis 1200 *m*.

Die geolog. Befunde wurden von mir im Jahrbuche 1930 kurz beschrieben und mit einer Profilreihe auf Seite 427 näher erläutert.

Zu beiden Seiten des Stanzer Tobels liegen hier zwischen 1100 und 1200 *m* große Massen von gut gerollten, sehr bunt gemischten und horizontal geschichteten Inntalschottern. Sie enthalten zahlreiche kopfgroße, schön gerundete kristalline Gerölle. Eine kräftige Vergilbung zeigt die langandauernde Verwitterung dieser Schotter an. Überlagert werden die Schotter dann von typischer, stark bearbeiteter Grundmoräne des Inntalgletschers.

Diese Grundmoräne ist rein weiß und führt vorherrschend kalkalpine Geschiebe. Im untersten Teile ist sie durch Aufnahme von verwittertem Schottergut gelblich verfärbt. Die Grundmoränendecke schneidet die horizontalen Schotter schräg ab und überzieht dabei die seitlichen Felshänge.

Meine Erklärung dieses wichtigen Aufschlusses ist sehr einfach.

Die Talfurche war nach dem Rückzuge der R.-Eiszeit eine kahle, leere Felsform, in welche sich nun eine mächtige Verschüttung ergoß, die allmählig eine Mächtigkeit von zirka 400 *m* erreichte. Diese Schotter- und Sandmasse erlitt im Laufe der langen Zeit in den unteren Teilen eine Verkittung wie bei Perjen, in den oberen eine durchgreifende Verwitterung. Erst über diese verwitterten Innschotter drang dann neuerdings der Inngletscher der W.-Vergletscherung vor, der bis zu Höhen von 2400 *m* anschwoh.

Nach Machatschek waren die Vorgänge wesentlich andere.

Die Einlagerung der hochgelegenen Schotter soll sich am Rande des langsam wachsenden Inngletschers der W.-Eiszeit vollzogen haben. Beim späteren Weiterwachsen desselben wurde die kleine und ganz lokale Schotterablagerung dann von der Grundmoräne überzogen.

In Wörtern hört sich diese Deutung ganz einfach an, beachtet man aber ihre räumlichen Bedingtheiten, so tritt die Unmöglichkeit der Anordnung zutage.

Wir befinden uns hier in einer Schlucht des steilen Südhanges des Rauhenkopfs, der nahezu vollständig von Hauptdolomit aufgehaut wird. Derselbe erhebt sich bis zu 2812 *m* Höhe und bildet den östlichen Eckpfeiler der Parseierspitz-Gruppe. Wenn der Inngletscher an seinem Fuße bis zur Höhe von 1100 *m* angestiegen war, so ist es ziemlich wahrscheinlich, daß die gleichzeitigen Lokalgletscher der Parseierspitz-Gruppe ganz oder nahe bis zu diesem Talgletscher herabgingen. In diesem Falle wäre in der Schlucht hinter dem Talgletscher lokales Eis oder lokale Moräne zu erwarten. Aber auch ohne das Herabhängen des Lokaleises konnten in diesem Winkel niemals so bunt gemischte und gut gerollte Schotter aus dem Gletscherrande abgelagert werden.

Das hier hereindrängende Eis des Inntalgletschers gehörte dem Seitengletscher des Stanzertales, und zwar dessen nordseitiger Faser an. Wie soll aus dieser Eisfaser nun so bunt gemischtes und gut gerundetes zentralalpines Gerölle abstammen? Dies ist unmöglich.

Warum soll denn beim Höherwachsen des gleichen Gletschers in derselben Schlucht plötzlich statt dieser typischen Flußschotter die normale Grundmoräne zur Ablagerung kommen?

Die Flußschotter und die stark bearbeitete Grundmoräne gehören nicht zusammen. Dies kann man mehrfach begründen.

1. Schneidet die Grundmoräne den Ausstrich der Schotter scharf schräg ab.
2. Besteht ein sehr großer Unterschied in Material und Bearbeitung der beiden Ablagerungen.
3. Ist das Material der Schotter tief verwittert, jenes der Grundmoräne frisch.
4. Enthält die Grundmoräne in ihren untersten Lagen ziemlich viel verwittertes Schottermaterial, das sie aus dem Untergrunde aufgenommen hat.

Schotter und Grundmoräne sind also von ganz verschiedener Zusammensetzung, außerdem durch einen schrägen Schnitt der Erosion und einen verschiedenen Grad der Verwitterung voneinander getrennt.

Sie können daher weder zeitlich, noch räumlich zusammengehörige Bildungen sein.

Dieselben Erfahrungen machen wir auch an der Südseite des Inntales, in der wilden Schlucht des Rüsselbaches (Saurer Schlucht), der vom Kreuzjoch in der Richtung gegen Mils zum Inn hinabfließt.

Auch hier findet sich ein Rest von interglazialen Schottern in einer Höhenlage zwischen 900 und 1000 *m*. Über dem Felsgrunde stellt sich zunächst eine wenig mächtige, liegende Grundmoräne ein. Darüber bauen sich bunt gemischte, grobe, gut geschichtete Schotter auf. Dieselben enthalten viele Gneise, Quarzphyllit, allerlei Kalke, Serpentin, Grünschiefer, Granite, also zahlreiche Gesteinsarten, die dem Einzugsgebiete des Rüsselbaches fremd sind. Die Schotter brechen in Steilrändern ab und zeigen gelblichgraue Verwitterungsfarben.

Über diesen Inntalschottern lagert mächtige, weißlichgraue, ungeschichtete Grundmoräne mit schön polierten und gekritzten Kalk- und Serpentin-Geschieben. Sie schneidet die Oberfläche der Schotter ebenso wie im Stanzer Tobel scharf schräg ab. Ein Profil dieses Aufschlusses habe ich im Jahrbuche 1930, Seite 437, gegeben. Die Schotter können auch hier nach ihrer Zusammensetzung nur Inntalschotter sein, die sich hier in der tiefen Schlucht vor der Abtragung gerettet haben. Zwischen den Schottern und der hangenden Grundmoräne liegt auch hier wieder ein scharfer Schnitt des Materials, der Erosion und der Verwitterung.

Die Terrasse von Imst bietet ebenfalls mehrfach in ihren Schluchten kleineren Resten von interglazialen Schottern und Sanden Unterkunft und Schutz. Ich erwähne hier nur die Fundstellen in den Schluchten des Palmers-, Malch- und Salvesenbaches. Auch diese Profile sind bereits im Jahrbuche 1915 ausführlich dargestellt worden.

Das Entscheidende bleibt auch da die Erhaltung von interglazialen Ablagerungen in seitlichen, geschützten Furchen und ihre spätere Eindeckung mit der gewaltigen Grundmoräne des Inngletschers der Würmeiszeit. Die einzelnen Reste des Interglazials sind hier nicht ganz gleichartig. Im Putzeloch ist ein Rest von vollbunten Inntalschottern zwischen 950 und 1000 *m* erhalten. Die horizontal geschichteten Schotter zeigen gelbgraue Verwitterung und werden scharf und schräg von grellweißer Inntaler Grundmoräne überdeckt, die zur Hauptsache aus dem Material von Wettersteindolomit besteht, aber überall vereinzelte kristalline Geschiebe enthält. Materialgegensatz, Diskordanz und Verwitterung scheiden beide Ablagerungen tief und vollständig.

Machatschek spricht an dieser Stelle von „zentralalpiner Grundmoräne“, die von kalkalpiner Grundmoräne überlagert werde.

Die Bezeichnung „zentralalpine Grundmoräne“ ist für diese typischen Flußschotter auf alle Fälle unzutreffend und verwirrend.

Der tiefe Einschnitt des Malchbaches hatte zur Zeit meiner Begehungen ein besonders reichhaltiges Interglazialprofil aufgeschlossen, dessen Befunde die Profile auf Seite 300 und 301 im Jahrbuche 1915 festhalten. Hier war die betonfeste Liegendmoräne prächtig aufgeschlossen und darüber Ton, kalkalpine Schotter und Sande sowie zentralalpine Schotter. Erst diese letzteren werden dann von der mächtigen Grundmoräne des Inntalgletschers flach und schräg eingedeckt.

Auf beiden Seiten der mächtigen Schlucht des Salvesenbaches sind die interglazialen Ablagerungen ebenfalls ausgezeichnet erschlossen.

Die Schlucht ist in die lebhaft gefalteten, steil stehenden Schichten von bituminösem Hauptdolomit eingeschnitten. Die Köpfe des Hauptdolomits sind zu beiden Seiten der Schlucht flach abgetragen. Auf dieser alten Einebnungsfläche lagert nun zunächst kantenbestoßener, vorzüglich lokaler Kies und Schotter des Salvesentales. Über diesem Lokalschutte stellt sich dann aber beiderseits der Schlucht eine Lage von horizontalem, grobem, vorherrschend zentralalpinem Schotter ein. Erst darüber breitet sich dann die typische, gleichmäßige Inntaler Grundmoränendecke aus.

Im Grunde liegt hier in der Salvesenschlucht dasselbe Profil wie in der Malchhachschlucht vor, nur ist der kalkalpine Anteil der Verschüttung im Salvesentale, dem weit größeren Einzugsgebiete entsprechend, auch ein größerer. Der Beitrag der Innaufschotterung ist hier nur eine schmale Bank von auffallend grobem Gerölle.

Fassen wir das Gemeinsame der hier besprochenen Profile zusammen, so sehen wir, wie sich auch im Oberinntale und im Gurgltale mehrfach in seitlichen Schluchten Einlagerungen von gut gerollten, bunt gemischten Innschottern erhalten haben. Diese Einlagerungen sind hier in Höhen zwischen 900 und 1200 *m* zu finden. In zwei Fällen ist auch noch die liegende Grundmoräne erhalten, in allen Fällen werden aber diese Schotterreste scharf und schräg von der mächtigen hangenden Grundmoräne abgeschnitten.

Die Schotter sind sowohl durch ihre gute Abrundung wie durch ihre bunte Zusammensetzung und stärkere Verwitterung von der einformigen hangenden Grundmoräne zeitlich und räumlich klar geschieden.

Die hangende Grundmoräne greift in allen Richtungen weit über diese Schotterreste hinaus.

Der Versuch von Machatschek, Schotter und Grundmoräne als zusammengehörige Bildungen hinzustellen, enthält mehrere Irrtümer.

Die Schotter gehen nirgends in die hangende Grundmoräne über, sondern sind durch Unterschiede von Material, Lagerung und Verwitterung gut von ihr abgetrennt.

Weiter ist die Deutung dieser Schotter als Aufschüttung am Rande der vorrückenden Gletscher technisch unmöglich. Bei Ständen des Inntalgletschers zwischen 900 und 1100 *m* können in die seitlichen Schluchten der Kalkalpen nicht gut gerollte und so bunte Schotter aus den Zentralalpen eingefüllt werden, vielmehr wäre hier nur schlecht gerolltes und vor allem kalkalpines Schuttwerk zu erwarten.

Die Höhenlagen der verschiedenen Schotterreste (1100—1200 *m* nördlich von Landeck, 900—1000 *m* südlich von Mils, 900—1000 *m* bei Imst) wären auch nicht mit einem gleichzeitigen Stande des Inngletschers zu verbinden.

Zwischen Landeck (816 *m*) und Mils (737 *m*) wäre auf 12 *km* Entfernung ein Eisgefälle von 200 *m* zuviel, zwischen Mils (737 *m*) und Imsterau (705 *m*) wäre auf zirka 6 *km* Entfernung kein Gefälle doch zu wenig.

Endlich bleibt noch zu bedenken, daß an der Südseite des Gurgltales östlich von Strad ein zirka 4 *km* langer Streifen von interglazialen Inntal-schottern und Sanden erhalten geblieben ist. Dieser Rest von Interglazial

ist durch Querfurchen in eine Reihe von Querschneiden aufgelöst, die bis zu Höhen von 962—1040—1100—1121—1027—1031—1100—1067 *m* aufsteigen.

Diese Anhöhen bestehen aus zentralalpinen Schottern in vollbunter Mischung und guter Rollung. Durch Aufgraben kann man sich leicht von ihrer Beschaffenheit überzeugen.

Auf dem östlichsten dieser Terrassenreste fand ich am Abhange gegen den Simmering auch noch graue, lehmige Grundmoräne mit gekritzten Dolomitgeschieben. Leider fehlt diese Eintragung auf Blatt „Zirl-Nassereith.“ Jedenfalls haben wir also hier im Gurgltale interglaziale Inntalschotter, die von 800 bis zirka 1100 *m* emporreichen und von der Hangend-Grundmoräne eingedeckt waren.



Fig. 1.

1 = Sande und Schotter, reich an Kristallin-Innschotter. 2 = Graue, lehmige Grundmoräne mit gekritzten Dolomitgeschieben und Kristallin. 3 = Hangschutt. 4 = Lehm.

Fig. 1 legt einen Schnitt quer durch das Gurgltal vor, aus dem man die Ursache der Erhaltung dieses Interglazials ohne weiteres erkennt. Die Hauptstromrichtung des Gletschers befand sich an der Gegenseite, wo die hangende Grundmoräne beim Umbau der Autostraße weithin am Fuße des Felshanges des Sinnes-Waldes erschlossen war. Hier ist der ganze Felsrücken vom Eise abgerundet und mit Gletscherschliffen und der Grundmoräne überzogen, die sich in vielen kleinen Resten bis zum Sinnesbrunnen (1523 *m*) verfolgen lassen. Offenbar hat der Gletscher hier die mächtigen interglazialen Schotter und Sande vollständig hinausgefegt, die auf der Gegenseite noch erhalten blieben und die Verbindung mit der großen interglazialen Aufschüttung herstellen, die zwischen Simmering und Wanneck bis zu einer Höhe von 1000 *m* emporreicht und dort von Grundmoräne eingedeckt wird.

Inndurchbruch von Karres.

Auch bezüglich dieser schönen und auffallenden Durchbruchstrecke ist Machatschek zu Vorstellungen gekommen, die von meinen Ergebnissen wesentlich abweichen.

Machatschek ist der Ansicht, daß die Sande und Schotter, welche die Terrassen südlich des Inndurchbruches aufbauen, nicht interglazial sind, sondern nur in Lücken zwischen den Zungen der Teilgletscher, wahrscheinlich beim Zerfall des Bühlgletschers,

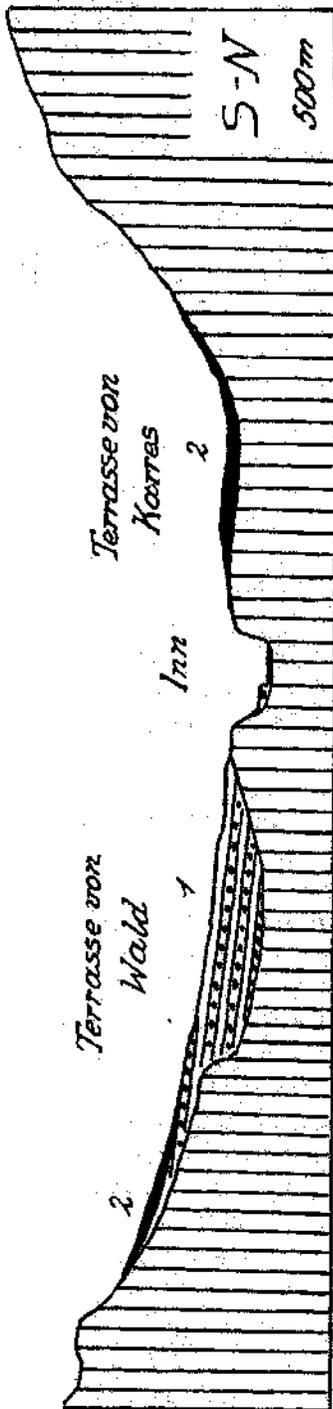


Fig. 2.

1 = Grobe Schotter, Sandlagen, vorwiegend aus dem Walder- und Pitztal hier aufgeschüttet. Teilweise verblüht.
2 = Helligraue, lehmige, stark bearbeitete Grundmoräne, reich an Gneismaterial.

abgelagert wurden. Die von mir südlich der jüngeren Durchbruch-Schlucht nachgewiesene verschüttete, ältere Furche hält er nicht für einheitlich. Die Meinung von Wehrli, daß diese Furche tektonisch verbogen wurde, erscheint ihm unwahrscheinlich. Eine Rückkehr zur alten Auffassung einer Diffferenzstufe im Sinne Pencks hält er für die plausibelste Lösung.

Ich habe zu dieser Auffassung folgende Stellungnahme.

Die Terrassen an der Südseite der Innschlucht bestehen aus Bänder-tonen, Sanden und Schottern. Sie reichen bei der Terrasse von Arzl von zirka 700 bis 883 m, bei der Terrasse von Wald von zirka 700 bis zirka 1400 m empor. Die Terrasse von Arzl ist ziemlich gut eingeebnet, wird aber westlich von Arzl noch von einem Schuttrücken überlagert, der bis über 1000 m ansteigt und wahrscheinlich aus undeutlicher Grundmoräne besteht. Die Terrasse von Wald ist mehrstufig. Sie ist aus einem mächtigen Schütkegel herausgeschnitten, der sich bis zirka 1400 m Höhe ins Tal des Walderbaches hinaufzieht.

Südlich von Wald und zu beiden Seiten der Schlucht des Walderbaches wird diese grobe Schuttmasse von weißlichgrauer Grundmoräne überlagert.

Gegen die Deutung von Machatschek spricht zunächst die große Mächtigkeit der Ablagerung und die wenigstens teilweise Eindeckung mit Grundmoräne.

Um den Raum für eine so mächtige Ablagerung zu gewinnen, muß man den Inntalgletscher ganz abschmelzen lassen. In dem freigegebenen Raume soll nun eine Auf-

schüttung stattfinden, die stellenweise bis 1400 m ansteigt. Später sollen dann die Teilgletscher so stark anwachsen, daß sie auf diese Schutt-massen ihre Grundmoränen legen können.

Wir hätten also hier im Inndurchbruche ungefähr dasselbe Spiel, das wir für die Erklärung der hohen Schotterreste im Gurgl- und Inntale als unmöglich erkannt haben.

Während aber diese Schotterreste beim Vorrücken des Würmgletschers entstanden sein sollen, werden diejenigen neben dem Inndurchbruche in den Rückzug des Würmgletschers eingeordnet.

Die technischen Schwierigkeiten der Einschaltung werden aber auch beim Rückzuge des Würmgletschers nicht umgangen.

Wenn man den schematischen Querschnitt Fig. 2 betrachtet, so fällt gleich auf, daß nördlich des Inndurchbruches das Felsgehänge bis in große Höhe lediglich von stark bearbeiteter Grundmoräne überzogen ist, wogegen sich südlich des Inndurchbruches mächtige Massen von flach geschichteten Sanden und Schottern einstellen.

Diese große Ungleichheit der Talseiten bleibt unverständlich, wenn man annimmt, daß die Grundmoräne an der Nordseite und die Aufschotterung an der Südseite gleichzeitige Gebilde seien.

Eine solche reinliche Trennung der beiden Talseiten ist nur denkbar, wenn die Aufschotterung älter ist und einst das ganze Tal erfüllte und dann vom Gletscher der Würmeiszeit einseitig herausgeschürft wurde. Der umgekehrte Fall, daß die Auskleidung des Tales mit Grundmoränen der ältere Vorgang und die Einschüttungen mit Schottermassen der jüngere sei, führt nicht zum gewünschten Ziele, weil auf der ganzen steilen Nordseite eben keine Einschüttung mit Schottern oder Hangschutt mehr stattgefunden hat.

Aus diesem Grunde ist die Annahme einer älteren, interglazialen Verschüttung des Tales und einer nachfolgenden ungleichseitigen Ausräumung weit wahrscheinlicher.

Für die Ungleichheit der Ausräumung dürfte entscheidend gewesen sein, daß hier an der Südseite der mächtige Gletscher des Pitztales sowie die Lokalgletscher der hohen Wildgratspitze (2974 m) etwas schützend und ablenkend gewirkt haben.

Die Ähnlichkeit der beiden Querschnitte Fig. 1 und 2 tritt sofort ins Auge. Was nun die Beschaffenheit der von mir südlich der Innschlucht entdeckten alten, verstopften Talfurche betrifft, so halte ich die Überlegungen von Machatschek für berechtigt. Es ist wahrscheinlicher, daß es sich um zwei Furchen handle, die beide vom Pitztale her ihren Ausgang nahmen, wobei die eine Furche gegen die Innterau, die andere gegen Roppen zu verlief.

Die Möglichkeit einer Aufbiegung der Durchbruchstrecke, an die schon Penck und Wehrli gedacht haben, möchte ich nicht von der Hand weisen. Wir haben zur Erklärung des Riegels von Karres vor allem zwei verschiedene Wegbarkeiten.

Es kann sich entweder um eine tektonische Aufbiegung handeln oder um eine tiefere Ausschleifung des Gurgitales und eine nur relative Schonung des Riegels.

Die tektonische Erklärung ist nicht unwahrscheinlich. Die geologische Aufnahme hat gerade in diesem Gebiete auffallendes Querstreichen offenbart. Außerdem paßt der ganze Bau des Tschirgant gar nicht recht in seine weitere Umgebung hinein. Der Annahme, daß hier z. B. eine Verschiebung von O gegen W mit einer Verschleppung der Schichten stattgefunden habe, steht nichts im Wege. Es würde ja schon eine Aufbiegung im Betrage von zirka 100 m genügen, um den Riegel von Karres zu erklären.

Die glaziale Erklärung macht die Annahme, daß die Hauptstromrichtung des Eises nicht über den Riegel von Karres, sondern durch das Gurgltal ihren Weg nahm und dabei das Gurgeltal beträchtlich tiefer ausgeschürft wurde als der Riegel von Karres, der durch das am Tschirgant gestaute Eis des Pitztals vor gleich starker Ausschleifung bewahrt blieb.

Tatsächlich dürfte der Felsboden des Inntales unter der Imsterau und im Gurgltale wesentlich tiefer liegen als der heutige Schuttboden.

Es geht dies aus dem ungemein steilen Einschließen der ausgeschliffenen Felshänge des Tschirgants unter das Gurgltal hervor.

Ich wäre nicht erstaunt, wenn der Felsboden erst 50 bis 100 *m* unter der heutigen Schuttsohle anzutreffen wäre.

Ob wir nun eine tektonische Aufbiegung oder Glazialerosion zu Hilfe rufen, in jedem Falle mußte sich hinter dem noch unzerschnittenen Felsriegel von Karres beim Abschmelzen des Eises der Inn zu einem See stauen, bis er entweder durch das Gurgltal oder über unsere Schwelle einen Ausweg fand.

Wie wir wissen, fand aber sowohl im M-R- als auch im R-W- Interglazial im Inntalgebiete eine gewaltige Schuttaufstauung statt, der gegenüber der Riegel von Karres keine Rolle spielen konnte. Er wurde von der 300 bis 400 *m* mächtigen Aufschüttung glatt überwältigt.

Erst als der Gletscherstrom der W-Eiszeit den größten Teil dieser Aufschotterung entfernt hatte, wurde auch der Riegel von Karres wieder bloßgelegt. Die Ausschürfung ist nach der Lage der Grundmoränen auf der Terrasse von Karres jedenfalls bis unter 800 *m* erfolgt.

Ob das Gurgltal in der W-Eiszeit ebenso tief wie zur Zeit der M- und R-Eiszeit ausgeschürft war, entzieht sich unserer Einsicht. Wieder mußte hier ein Stausee sich bilden, der diesmal aber durch das Gurgltal keinen Ausweg mehr fand und sich daher über den Karres-Riegel seinen Weg bahnte.

Die südliche, tiefere Furche war verstopft und der Inn folgte offenbar der tiefsten Ausschleifung des W-Gletschers. Die heutige schmale und leicht gebogene Durchbruchsstrecke ist zirka $3\frac{1}{2}$ *km* lang und durchschnittlich nur 40 bis 80 *m* in Triasdolomit, Raibler Sch., Partnach Sch. eingeschnitten. Die Pitztaler Ache mündet gleichsohlig, hat aber einen schmäleren und höheren Einschnitt. Der Einschnitt des Inns ist hin und hin von einer höheren Schotterbank begleitet, welche die Geleise der Eisenbahn trägt.

Der gleichwertige Einschnitt der Pitztaler Ache erlaubt eine nähere Einsicht in den Gang der Einschneidung. Über den Felsen der tiefen Schlucht liegt hier die Sand-, Schotterterrasse von Arzl.

In diese Lockermassen sind nun, wie Fig. 3 zeigt, eine ganze Reihe von parallelen Terrassen eingeschnitten, welche uns den ruckweisen Fortschritt der Sägearbeit deutlich zeigen.

Zu Beginn derselben muß die Ache auf der Höhe der Arzler Terrasse geflossen sein. Das ist ein sehr merkwürdiger Befund, wenn man beachtet, daß die wesentlich tiefere Terrasse von Karres (837 *m*) keine Zeichen von entsprechenden Innterrassierungen eingepägt zeigt.

Man kann bei dieser Sachlage daran denken, daß vielleicht der Pitztalgletscher früher zurückging als der Inntalgletscher und die Terrassen

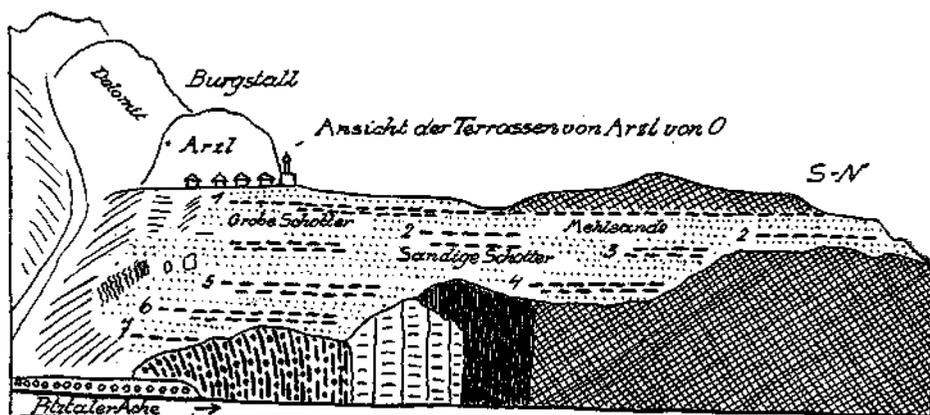


Fig. 3.

Diese Ansicht zeigt das ruckweise Tiefschneiden der Pitztaler Ache, die anfangs auf der Höhe der Arzler Terrasse floß. Man kann 7 bis 8 Einschneidestufen beobachten.

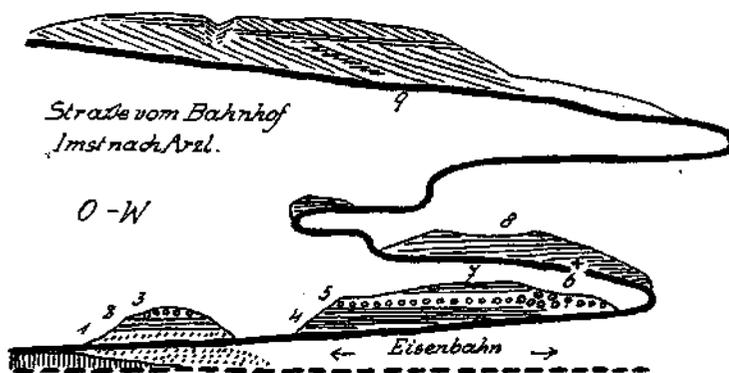


Fig. 4.

1 = Deutliche Grundmoräne. 2 = Geschichtete, lehmige Lagen. 3 = Schotterlagen. 4 = Graue, feingeschichtete, feste Mehlsande. 5 = Schotterlagen. 6 = Grober Blockschotter. 7 = Sand und Schotter wechselnd. 8 = Sand- und Kieslagen. 9 = Mehlsande in zwei Schräglagen (20° – 25°). + = Stelle des Detailbildes, Fig. 5 b.

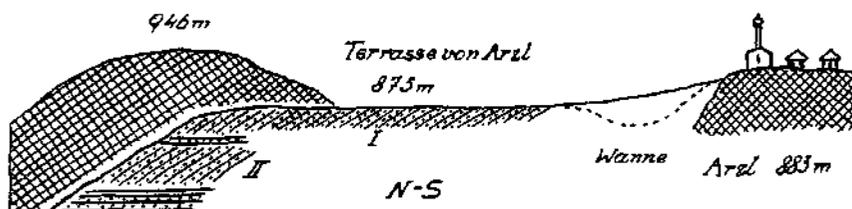


Fig. 5 a.

I = Obere Schrägschichtung der Arzler Terrasse. II = Untere Schrägschichtung. Beide Schrägschichtungen bestehen aus Mehlsanden. Die Wanne liegt zwischen dem Felsrücken von Arzl und der oberen Schrägschichtung.

von Arzl-Wald bereits eisfrei waren, während auf der Terrasse von Karres noch Eis lag. In diesem Falle wäre es möglich, daß die Pitztaler Ache entlang des Inntalgletschers einen Ausweg fand und sich tiefer in die Schuttmassen einschneiden konnte.

Nach der Lage der Grundmoränen auf dem Felsriegel von Karres kann hier die sperrende Felsschwelle kaum die Höhe von 800 m erreicht haben. In dieser Höhe muß wohl dahinter lange Zeit ein Inntalstausee gelegen haben.

Diese Annahme macht auch Machatschek, nur will er diesen See bis zur Höhe der Terrasse von Arzl, also über 870 m hoch, gespannt sein lassen. Ich halte eine so hohe Spannung neben der weit niedrigeren Terrasse von Karres für ausgeschlossen. Auch Wehrli hat in seiner Arbeit „Monographie der interglazialen Ablagerungen zwischen Rhein und Salzach“ im Jahrbuche 1928 nur mit einem Seestande von zirka 800 m gerechnet. Die Struktur der Terrasse von Arzl war beim Bau der neuen Pitztalstraße seinerzeit ziemlich vollständig erschlossen. Ich lege hier ein Bild der Aufschlüsse in Fig. 4 vor und füge folgende Erläuterungen hinzu.

Auffallend ist an dieser Schichtfolge die große Mächtigkeit von gelblichen, feinen, quarzreichen Sanden, die zweimal ausgesprochene Schrägschichtung aufweisen. Die tiefere Schrägschichtung zeigt ein Einfallen von O gegen W, die höhere ein solches von SO nach NW. Zwischen beiden Schrägschichtungen liegt horizontal geschichteter Sand. Die obere Schrägschichtung wird von der Oberfläche der Terrasse glatt geschnitten (Fig. 5 a). Sie erreicht also eine Höhe von über 875 m. Die untere Schrägschichtung dürfte etwas über 800 m Höhe besitzen.

Mit dem Stausee hinter dem Riegel von Karres kann man diese beiden zusammengehörigen Deltaschüttungen ihrer Höhe wegen wohl nicht verbinden. Offenbar handelt es sich um Deltaschüttungen innerhalb der großen Talverschüttung während des R-W-Interglazials. Es ist von Interesse, daß unterhalb dieser Schrägschichtungen beim Straßenbau eine Stelle angeschnitten war, welche, wie Fig. 5 b angibt, eine rostige Verwitterungsgrenze zwischen Bänderthon im Liegenden und Kies im Hangenden bloßlegte. Diese Verrostungszone sowie die durchgreifende gelbliche Verwitterungsfarbe weisen ebenfalls auf ein höheres Alter hin.

Die Begründung, welche Machatschek für eine Spannung des Stausees hinter dem Karres-Riegel bis auf 870 m ins Feld führt, liegt in einzelnen Schrägschichtungen, die in Schottergruben im Gurgltale in dieser Höhenlage zu finden sind.

Diese Schrägschichtungen waren mir ebenfalls bekannt, doch schienen sie mir zu wenig ausgedehnt, um aus ihnen auf einen so hohen Seestand schließen zu können.

Die eine Schottergrube oberhalb der Kirche von Tarrenz habe ich seinerzeit schon mit Penck besucht, der gleich die Deltaschüttung bemerkte und als Seestandzeichen deutete. Ich halte dies nicht für so sicher, weil es sich leicht um eine kleine Wasserlake handeln kann, die hier der Salvesenbach zugeschüttet hat. Übrigens zeigte diese Schottergrube (Fig. 6) im Jahre 1912 zwei Schrägschichtungen übereinander. Die Schrägschichtung bei der sogenannten Mauschelmühle, $1\frac{1}{2}$ km nord-

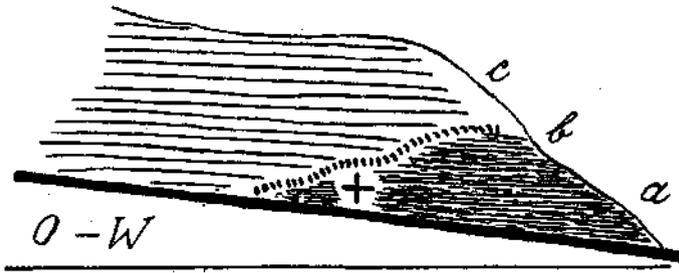


Fig. 5b.

a = Feingeschichteter, gelber Bänderton. *b* = Rostige Zone von kleinen Geröllen.
c = Sand und Kieslagen oder feiner Schotter.

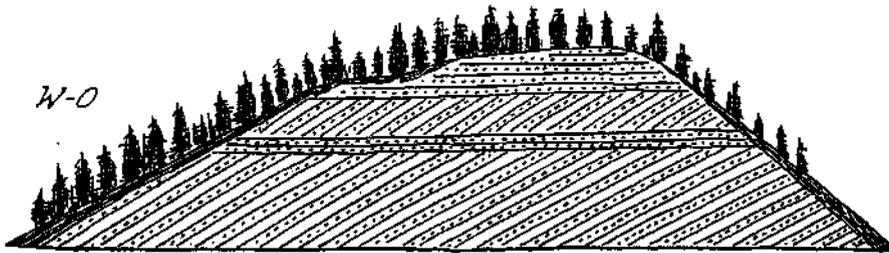


Fig. 6.

Schottergrube ober der Kirche von Tarrenz im Jahre 1912.
 Der Hauptdolomit Kies zeigt zwei Schrägschichtungen und enthält ziemlich häufig kristalline Gerölle.

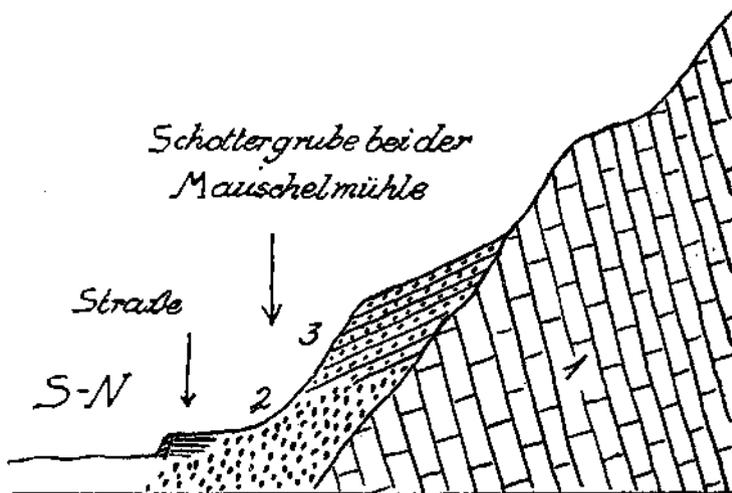


Fig. 7.

1 = Hauptdolomit. 2 = Lehmige, gelbliche Grundmoräne mit guten gekritzten Geschieben und kristallinen Geröllen. 3 = Steilgeschichteter, feinerer kalkalpiner Schutt. Kantenhestoßenes Material, nur selten kristalline Gerölle. Ursache der Schrägschüttung der Felssteilhang:

östlich von Tarrenz, hat nach meiner Meinung überhaupt mit keinerlei Seestand etwas zu tun. Wie Fig. 7 darlegt, befinden wir uns hier knapp an einem Felssteilhange, über den gleich daneben ein Wasserfall stürzt. In der Schottergrube ist unten lehmreiche, gelbliche Grundmoräne mit Kristallingeröllen und guten, gekritzten Kalkgeschieben zu sehen. Darüber liegt steil geschichteter, feinerer kalkalpiner Schutt, kantenbestoßenes Material mit vereinzelt kristallinen Geröllen. Hier handelt es sich wahrscheinlich um Grundmoränenmaterial, das von der Terrasse von

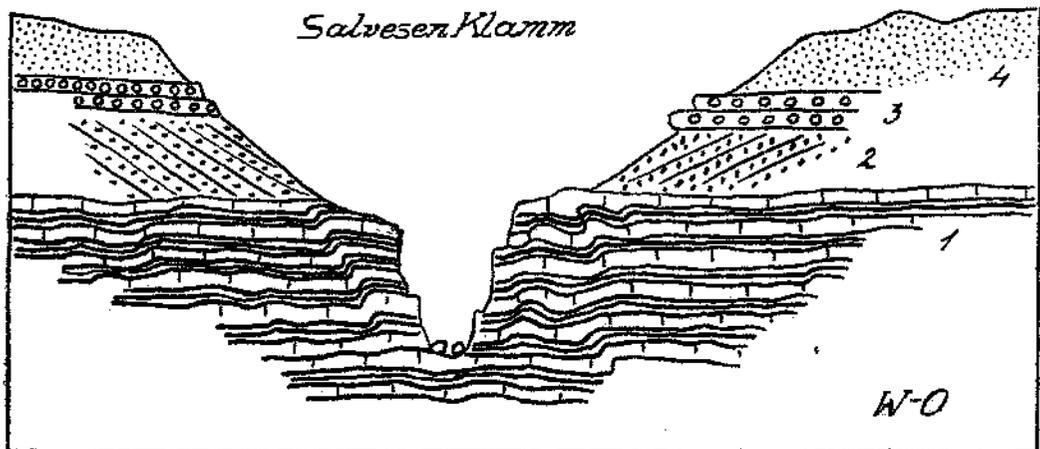


Fig. 8.

1 = Hauptdolomit, reich an bituminösen Lagen. 2 = Feinerer, wenig abgerollter, lokaler Kies und Schotter mit vereinzelt kristallinen Geröllen. Schrägschichtung gegen die Salvesen Klamm. 3 = Grobes, verkittetes Gerölle, viele kristalline Gerölle. 4 = Typische Grundmoräne des Inn-gletschers, viele deutlich gekritzte Geschiebe, dicht und kleinstückig gefügt, wenig Kristallin.

Obtarrenz über das steile Felsgebänge herabgeschwemmt wurde. Die Ursache der Schrägschichtung ist die Schüttung über das steile Felsgebänge.

Auch die Schrägstruktur in der Sandgrube südlich von Imst beim Zilleler Waldele geht auf dieselbe Ursache zurück. Hier wurde der Dolomitmies über steile Gletscherschliffe herabgeschüttet und erhielt so Schrägstruktur. Auch auf der Terrasse von Karres ist ein Beispiel dieser Art von Steilschüttung gleich westlich von Karres zu sehen, Hier handelt es sich um Grundmoräne, die vom höheren Steilgehänge herabgeschwemmt und später verkittet wurde. Diese Schüttung reicht bis zur Straße (824 m) herab.

Ich möchte mit diesen Beispielen nur zeigen, daß man diese vereinzelt, meist wenig ausgedehnten, rein lokalen Schrägschichtungen kaum zur Konstruktion von einheitlichen großen Stauseeniveaus benutzen kann. Außerdem hat Machatschek gerade die weitaus größte Schrägschichtung dieses Gebietes, jene zu beiden Seiten der tiefen Salvesenschlucht, nicht für eine solche Stauseekonstruktion herangezogen.

Diese Schrägschichtung beherrscht die Schuttzone zwischen 950 und 1000 m unmittelbar über der Einebnungsfläche der steil gestellten bitu-

minösen Hauptdolomitschichten beiderseits der Schlucht, wie Fig. 8 andeutet. Die Schrägschichtung wird durch eine horizontal gelagerte Bank von grobem Inngerölle abgeschlossen.

Auch diese wesentlich ausgedehntere Schrägschichtung würde ich nur für das Anzeichen einer lokalen Seeverlandung halten und mit keinem großen Inntalstausee in Verbindung bringen.

Dieser Stausee, welchen die Schrägschotter der Salvesenschlucht verkünden, gehört natürlich in den Besitzstand des R-W-Interglazials.

Übrigens sind auch in der Malchbachschlucht in ähnlicher Höhenlage Schrägstrukturen in interglazialen Konglomeraten abgebildet, die vielleicht derselben Wasserstauung angehören. Sie sind aber wesentlich geringer in ihren Dimensionen. Die Stelle habe ich bereits im Jahrbuche 1915 auf Seite 300 und 301 profilmäßig dargestellt.

Jedenfalls möchte ich dem Stausee hinter dem Karres-Riegel keine Höhe über 800 *m* zuschreiben.

Bekanntlich liegt im Gurgltale eine mächtige Ablagerung von Bänder-tonen, die sich von der Imsterau bis Seehaus auf eine Strecke von zirka 8 *km* verfolgen läßt. Ihre Mächtigkeit ist durch eine Lehmgrube südlich von Imst mit 30 *m* weder gegen oben noch gegen unten erschöpft.

Der Lehm reicht von etwa 725 *m* an seinem Südende bis über 800 *m* an seinem Nordende empor. Schon von Penck, dann von Wehrli und zuletzt von Machatschek ist dieses mächtige Bänder-tonlager als Zeugnis der Verlandung eines Innstausees hinter dem Riegel von Karres betrachtet worden. Wenn dies stimmt, so hätte man hier in den fein geschichteten Bänder-tonen einen Zeitmaßstab für die Verlandung dieses Staures bis zum Beginn des Einschneidens der Sperre, wobei allerdings die Ausmessung der Feinschichten ziemlichen Schwierigkeiten begegnen dürfte.

Ich selbst habe diesen Bänder-tonen ein höheres Alter zugeschrieben und dieselben mit der Talverschüttung im R-W-Interglazial verbunden, wobei sie zeitlich den Bänder-tonen und Mehlsanden der Terrasse von Arzl entsprechen würden.

Es erscheint mir aber auch die Einordnung dieser Bänder-tonen in die Zeit des Rückzuges der W-Vergletscherung nicht ausgeschlossen, wenn es auch ziemlich auffällig ist, daß ein Stausee von dieser Ausdehnung auf 8 *km* Länge ganz mit feinem Schlamm verlandet wurde.

Dies scheint mir bei weit ausgedehnterer Talverschüttung leichter möglich zu sein.

Ich will nochmals die geologischen Erfahrungen über den Inndurchbruch von Karres überschauen und dabei in aller Kürze folgende Ergebnisse mit und gegenüber Machatschek festhalten.

Das Oberinntal zeigt in der Gegend des Riegels von Karres einen großräumigen Talhohlraum mit breit entwickeltem Felsboden. In diesen Felsboden sind mehrere schmälere Furchen eingeschnitten, und zwar an der Südseite zwei vom Pitztale ausgehende, heute verschüttete Rinnen und weiter nördlich die offene Durchbruchsstrecke des Inns.

Für die zwei südlichen Talfurchen schließe ich mich der Ansicht von Machatschek an, daß dieselben keinen einheitlichen alten Innlauf, sondern verlassene Talwege der Pitztaler Ache vorstellen.

Was nun die Hochschaltung des Felsriegels von Karres betrifft, so kann dieselbe entweder durch tektonische Aufwölbung oder durch stärkere Ausschleifung des Gurgltales entstanden sein.

Für eine tektonische Bildung der Felschwelle sprechen die ungemein gestörten Lagerungen im Bereiche der Durchbruchsstrecke. Ist die Bildung der Schwelle aber nur auf eine tiefere Ausschleifung des Gurgltales zurückzuführen, so haben wir wahrscheinlich einen Vorgang vor uns, der sich bei jeder Großeiszeit wiederholte.

Zumindest ist nach dem Rückzuge der M-R und der W-Eiszeit mit ähnlichen Bedingungen, also Ausschleifung des Gurgltales, Schonung des Riegels von Karres, Aufstau eines Innsees mit nachfolgender Verschüttung zu rechnen. Für zwei Talverschüttungen lassen sich beim Riegel von Karres auch geologische Beweise angeben, für eine ältere, deren Reste die Terrassen von Arzl-Wald vorstellen, und die bis zu großen Höhen (über 1000 m) erfolgte, und für eine jüngere, deren Sedimente nur bis zirka 800 m emporreichen.

Vor den interglazialen Verschüttungen muß der Inn durch das Gurgltal einen Ausweg gefunden haben, sonst könnte hier nicht die Pitztaler Ache eine selbständige Furche ausgegraben haben.

Dies war nur bei einer Ablenkung des Inns ausführbar. Die letzte interglaziale Verschüttung hat dann diese Furchen verstopft.

Während der W-Eiszeit lagen gewaltige Eismassen über unserer Schwelle, die den größten Teil der Aufschotterungen entfernten. Diese Ausräumung war ungleichseitig und betraf den nördlichen Teil des Talquerschnittes schärfer als den südlichen. Auch scheint der Pitztalgletscher früher abgeschmolzen zu sein, während der Oberinntaler Gletscher vielleicht als Toteis liegen blieb. Infolgedessen begann die Pitztaler Ache früher mit ihrer Sägearbeit.

Ich stimme Machatschek gerne zu, daß die heutige Oberfläche der Terrasse von Arzl nicht vom Eise ausgeschliffen ist. Sie wurde aber von der Pitztaler Ache abgetragen und eingeebnet, sonst könnten die Köpfe der Schrägschichtung nicht offen zutage austreichen. Nach dem Abschmelzen des Eises auf der viel tieferen Terrasse von Karres begann die Stauung des Innsees bis etwa auf 800 m Höhe und die Durchsägung der Schwelle, die heute im wesentlichen vollendet ist.

Wir haben also zwei Zerschneidungen des Felsriegels von Karres, eine ältere durch den Abfluß der Pitztaler Ache und eine jüngere durch den Inn und die Pitztaler Ache. Bei der ersten Zerschneidung hat der Inn nicht mitgeholfen, wohl aber bei der zweiten.

Endmoränenwälle des Inngletschers bei Starkenberg.

Zwischen Imst und Tarrenz ist der Felsstufe eine breitere Schuttterrasse vorgelagert, welche eine Länge von zirka $2\frac{1}{2}$ km, eine Breite von annähernd 1 km und eine Höhe von zirka 200 m aufweist. Sie besteht aus Sanden, Kiesen, gut gerollten und außerordentlich bunt gemischten Inngeröllen. Wir haben also einen Rest unserer interglazialen Talauftschüttung vor uns, wie wir einen solchen auf der Südseite des Gurgltales beschrieben haben.

In diese Sand-, Schotterterrasse ist nun eine tiefere Talfurche eingeschnitten, die von Imst her bis zu einem flachen Sattel von 903 m Höhe ansteigt und dann mit flachem Gefälle gegen Schloß Neustarckenberg sinkt. In dieser ziemlich breitsobligen Talmulde liegt der künstlich gestaute kleine Schloßweiher.

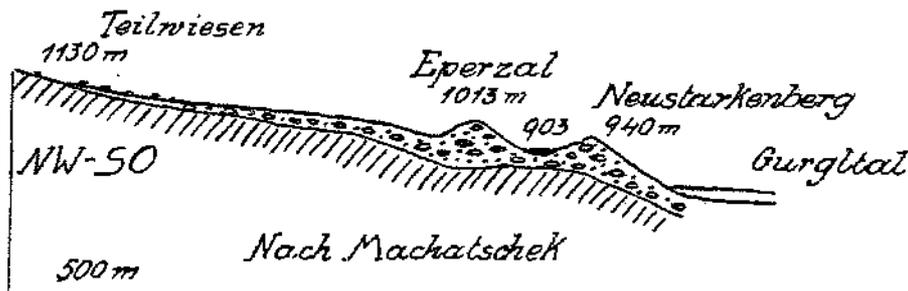


Fig. 9 a.

Auf dem Grundgebirgssockel liegen zwei Ufermoränenwälle des Inngletschers.

Ich habe diese Mulde und die beiderseitigen Hänge oftmals begangen und nie daran gezweifelt, daß wir hier eine Furche vor uns haben, die der Inngletscher ausgeschürft und teilweise auch mit dünner Grundmoräne überzogen und mit erratischen Blöcken überstreut hat.

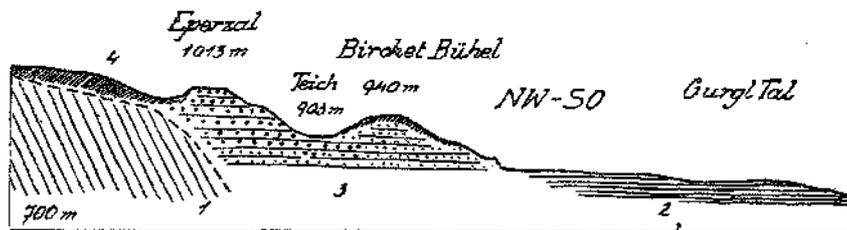


Fig. 9 b.

1 = Hauptdolomit. 2 = Bänder-tonlager. 3 = Mehlsande, die nach oben in gröbere, sehr bunte Innschotter übergehen. 4 = Grundmoräne des Inngletschers, welche den Birchet Bühel überkleidet.

Machatschek ist nun zu einer ganz anderen Vorstellung gekommen.

„Ganz abweichend aber von der Darstellung der geologischen Karte ist meine Auffassung der Ablagerungen zwischen Oberimst und Starckenberg. Hier erstreckt sich in der Richtung des Haupttales nach NNO, steil abfallend zu diesem und zu einer wiesenbedeckten Talung im W, in der der Schloßweiher aufgestaut ist (903 m), ein in zahlreichen Kuppen, ebenen Platten und Sätteln auf- und absteigender Rücken (Birchet Bühel, 942 m). Die Karte gibt hier und in der Talung „interglaziale Terrassensedimente“ an. Aber eine Reihe deutlichster Aufschlüsse zeigt nahe dem Südende der Talung im Abfall des Rückens lehmige Grundmoräne in dicken Lagen, auf seiner Höhe liegen riesige Gneisblöcke in Moräne eingebettet, bei Schloß Starckenberg und längs der zu diesem führenden Straße ist an zahllosen Stellen bald mehr schottrige, bald mehr lehmige Moräne aufgeschlossen. Unzweifelhaft handelt es sich bei diesem Rücken nach Form und Inhalt um einen Ufermoränenwall, der einer schon sehr zusammengeschrumpften Eiszunge im Gurgltale angehört.“ Nördlich von diesem Wall hält dann Machatschek auch noch den Eperzal-Rücken (1013 m) für einen parallelen Ufermoränenwall, der einem etwas größeren Gletscherstande entsprechen soll.

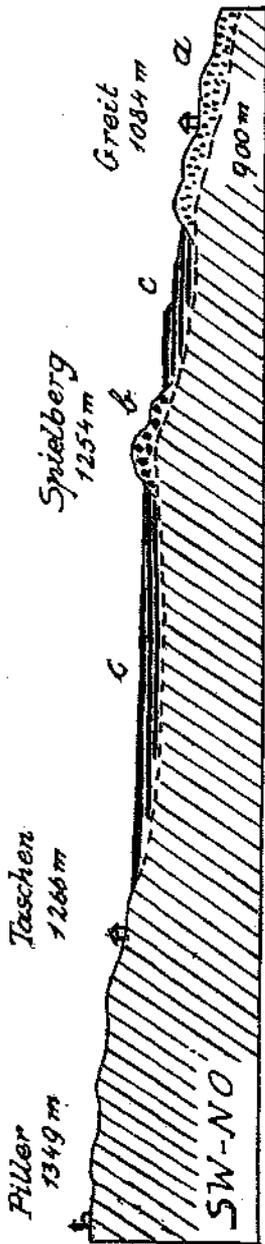


Fig. 10.

a = Weißliche Gneisgrundmoräne des Pitztalgletschers.
b = Grobblockige, ungeschichtete Randmoräne des Pitztalgletschers.
c = Große geschichtete lokale Schotter und Sand-Staubbildungen hinter *a* und *b*.

Ich habe im Spätherbste 1935 dieses Gebiet noch einmal begangen.

Ich kann mich hier der Deutung von Machatschek nicht anschließen und stelle meinen Querschnitt (Fig. 9*b*) dem seinigen gegenüber (Fig. 9*a*). Wenn man die Auffassung dieser Rücken als Ufermoränenwälle festhalten will, so muß man einen Stand des Inngletschers von annähernd gleicher Höhe voraussetzen. Ein solcher Stand würde auch genügen, um das Eis des Inngletschers noch über die Terrasse von Karres (837 m) zu führen. Nun gibt es tatsächlich in diesem Gebiete einen unzweifelhaften Randwall des Inngletschers, der sich in dem versteckten Winkel zwischen Kopfschwindel und Karreser Alpe erhalten hat. Hier liegt ein Randwall von zirka 600 m Länge aus zentralalpinem Schutt mit vielen Gneisblöcken. Es ist nur grobes Material ohne gekritzte Geschiebe vorhanden. Der Wall reicht von zirka 900 m bis über 1000 m empor. Dies wäre mit den Wällen bei Starkenberg wohl vereinbar.

Außerdem habe ich noch im Piztale auf der Strecke von Wenns zum Piller Sattel zwei klare Randwälle des Pitztalgletschers kennengelernt, deren Lage Fig. 10 verzeichnet.

Auch diese Wälle können möglicherweise mit den Wällen von Neustarkenberg in Zeitvergleichung gesetzt werden. Trotz dieser Verkettungsmöglichkeit mit sicheren Randmoränenwällen bestehen starke Zweifel an der Ufermoränennatur der Starkenberger Wälle.

Zunächst besteht gerade der Eperzal-Rücken aus sehr bunt zusammengesetzten und prächtig abgerollten Innschottern. Auch trägt der Eperzal-Rücken, auf dem früher eine Aussichtswarte stand, eine ziemlich breite, ebene Gipfelfläche, was ich bei Randmoränenwällen bisher nie gesehen habe. Jedenfalls unterscheidet sich der Eperzal-Rücken in seinem Aufbau in keiner Weise von den westlich benachbarten Höhen aus interglazialen Schottern zwischen Schweintal und Malchbach-Schlucht, die auch noch oben mit typischer Grundmoräne eingedeckt sind.

Was nun den Birchet Bühel betrifft, so zeigt derselbe äußerlich mehr Ähnlichkeit mit einem Randmoränenwall, aber auch dieser niedrigere Rücken trägt im größeren, südwestlichen Abschnitte eine verbreiterte

Oberfläche, das Birchet Feld, wie solche Flächen bei Randmoränen wohl kaum vorkommen. Überdies beteiligen sich an seinem Aufbaue ausgedehnte Mehlsandlager, teilweise in Schrägschüttung. Die Überstreuung mit erratischen Blöcken ist auf Eperzal und Birchet Bühel nicht dichter als auf der ganzen Imster Terrasse. Eine Anhäufung von Blöcken ist hier keineswegs vorhanden. Ebensowenig fand ich typische Grundmoräne, wohl aber an mehreren Stellen vereinzelte gekritzte Geschiebe und kantiges Material, mit geroltem kreuz und quer gestellt.

Die Gneise sind verwittert und die Gerölle von Kalkkrusten umgeben. Man empfängt den Eindruck, daß Moränenmaterial, wenigstens teilweise, den Rücken überzieht. Der Höhenrücken des Birchet Bühels ragt mit 942 m zirka 140 m über den Lehm Boden des Gurgitales empor. Dies ist für einen Randmoränenwall eine auffallend große Höhe.

Was nun die Lage dieser beiden Wälle betrifft, so sind sie vollständig ins Berggehänge eingefügt, springen also nicht etwa gegen das Tal zu irgendwie selbständig vor. Sie sind aus einem großen Terrassenkörper heraus modelliert und nicht als selbständige Formen aufgeschüttet.

Nach ihrem Aufbau aus Mehlsanden und vollbunten Inntalschottern halte ich sie für Teilstücke der interglazialen Inntal Terrasse. Sie wurden vom darüberziehenden Inntalgletscher ausgefurcht und beim Rückzuge mit Moränenschutt und erratischen Blöcken bedeckt.

Auch nach Höhe und horizontaler Begrenzung schließen sie sich völlig den benachbarten Terrassen an. Auch besitzen sie keine selbständigen Aufschüttungsformen.

Mieminger Hochfläche.

Von dieser Hochfläche hat Machatschek eine Kartenskizze 1 : 100.000 veröffentlicht, welche sich ebenfalls teilweise von meiner Karte 1 : 75.000 unterscheidet.

Die Unterschiede entstehen hauptsächlich dadurch, daß Machatschek östlich von Untermieming und Wildermieming einen breiten Streifen von Inntalschottern als Grundmoräne bezeichnet und außerdem spätglaziale Schotter ausscheidet, die ich zum Alluvium gezogen habe.

Bezüglich der Verbreitung der interglazialen Terrassenschotter möchte ich an meiner alten Darstellung festhalten, dagegen muß ich Machatschek in zwei anderen Fragen Recht gehen.

Die erste betrifft die von mir zwischen Simmering und Grünberg eingetragene Lokalmoräne, welche Machatschek ganz richtig als Inntaler Grundmoräne erkannt hat.

Vor 30 Jahren waren hier in den Wäldern nur schlechte Aufschlüsse. Heute ist weithin abgeholzt, und die Forststraße hat gute Anschnitte geschaffen, die leicht die typische, stark bearbeitete Grundmoräne erkennen lassen. Diese Grundmoräne wurde hier in den geschützten Bergwinkel in gewaltigen Massen hereingestaut und aufgespeichert. Nach dem Rückzuge des Eises schnitt die Erosion in diese Grundmoräne tiefe, parallele Furchen ein, zwischen denen nur schmale Schneiden stehenblieben. Heute sind die Furchen und Schneiden als Erosionsgebilde mit Aufschüttungswällen nicht mehr zu verwechseln.

Die andere Frage betrifft Reste einer älteren interglazialen Nagelfluh im Einschnitte des Strangbaches, die ich auf meiner Karte nicht von den jüngeren konglomerierten Schottern und Sanden geschieden habe. Die älteren Konglomerate enthalten feinkörnige, überwiegend kalkalpine Gerölle, während die jüngeren Konglomerate hauptsächlich zentralalpine Gerölle führen.

Die Trennung zwischen älterem und jüngerem Glazial ist aber bei Mötztal bei weitem nicht so deutlich wie etwa bei Holzleithen, bei Tarrenz oder gar nördlich von Innsbruck.

Was nun die Behauptung von Machatschek anlangt, daß auf der Mieminger Hochfläche östlich der Schlucht des Klammabaches keine interglazialen Terrassensedimente mehr auftreten, so muß ich dagegen Einspruch erheben. Der tiefere, östliche Anteil der Mieminger Hochfläche wird von Schottern gebildet, die 60 bis 70 % zentralalpine Komponenten führen. In der typischen Grundmoräne beträgt der zentralalpine Anteil kaum 10 %. Aus diesem Grunde wittern aus Grundmoränenböden relativ nur wenig zentralalpine Gerölle aus.

Freilich finden sich in diesen Gebieten auch vereinzelte Stellen, wo wirkliche Grundmoräne ansteht. Dies ist nicht verwunderlich, da ja die ursprüngliche, mächtige Grundmoränendecke nicht überall gleich sauber abgeschwemmt wurde.

Während im westlichen Teile der Mieminger Hochfläche die Grundmoränendecke bis zu 150 m Mächtigkeit erreicht, ist im östlichen diese Decke größtenteils zerstört und die interglazialen Schotter treten offen zutage.

Hier gibt es nirgends mehr solche prachtvolle Profile in der typischen Grundmoräne wie in den Gegenden von Mötztal, Obsteig, Holzleithen.

In dem Versuche, den Besitzstand des R-W-Interglazials abzubauen, geht Machatschek so weit, die konglomerierten Sande und Schotter des Klammabaches bei Mötztal und jene des Strangbaches bei Holzleithen voneinander zu trennen und zu lokalen Staubbildungen beim Vorrücken der Vergletscherung zu machen. Machatschek übersieht hier einige weite Zusammenhänge und Gemeinsamkeiten.

Wir haben bei Imst, bei Tarrenz, bei Mötztal in sehr tiefer Lage die Reste von ganz gleichartigen kalkalpinen, alten Konglomeraten. Diese Reste sind tief abgetragen und werden von mächtigen zentralalpinen Innsanden und Schottern überlagert. Diese Überlagerung wird von typischer, stark bearbeiteter Grundmoräne der Würm-Eiszeit abgeschrägt und eingedeckt. Endlich breitet sich dann auf dieser Grundmoränendecke das grobe Blockwerk der Lokalgletscher der Schlußvereisung aus.

Es liegt nicht der geringste Zwang vor, diese klaren Zusammenhänge in eine Kette von lokalen Zufälligkeiten zu verwandeln.

Die interglaziale Aufschüttung des Inntales endet bestimmt nicht bei Flauring, sie endet auch nicht bei Landeck, wo sie immer noch Ausmaße von zirka 400 m erreicht hat.

Nun noch einige Bemerkungen über die Schlußvereisung.

Machatschek ist der Meinung, daß bei beginnendem Rückzuge der Hauptgletscher die Lokalgletscher mehr Raum für ihre Ausbreitung gewinnen und man an eine selbständige Schlußvereisung nicht zu denken brauche.

Die Terrassen von Imst und Mieming sind für mich gerade Hauptbeweisstellen für die Unmöglichkeit, daß in einem großen Talraume in der Talmitte ein Riesengletscher von zirka 2300 m Höhe auf zirka 800 m, also um etwa 1500 m, abschmelze und gleichzeitig am Nord- und Südrande dieses Raumes die Seitengletscher mächtig anschwellen und ganz herabsteigen sollen.

Diese zwei Vorgänge können nicht gleichzeitig sein, da sie sich gegenseitig ausschließen.

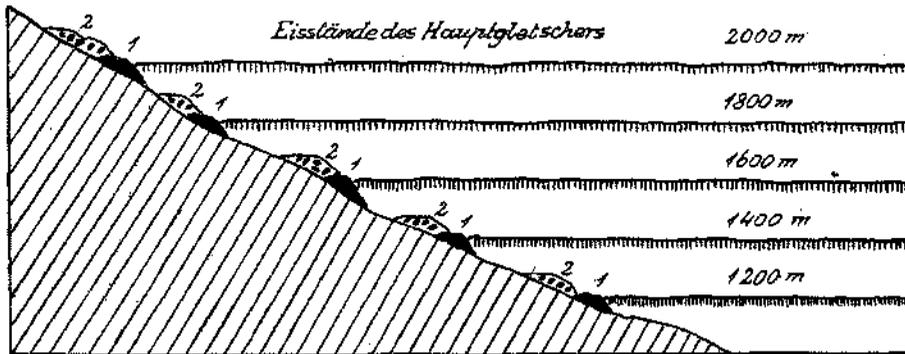


Fig. 11.

Dieses Schema soll zeigen, wie bei der Annahme eines gleichzeitigen Abschmelzens des Hauptgletschers und Nachrücken des Seitengletschers fortlaufend fremdes und lokales Moränenmaterial vermischt würde.

1 = Moränenmaterial des Hauptgletschers. 2 = Moränenmaterial des Seitengletschers.
In Wirklichkeit kommt diese Art der Moränenvermischung nicht vor.

Man kommt aber bei der Annahme der Gleichzeitigkeit nicht bloß zu einer unmöglichen Wärmewirtschaft, sondern auch zu einem Mißverständnis der Aufschüttungsformen der hier vorhandenen Lokalgletscher.

Wenn sich, wie Fig. 11 veranschaulichen soll, in dem Inntal-Querschnitte das Abschmelzen des Hauptgletschers so vollzogen hätte, daß dem jeweils tieferen Stande desselben ein Nachrücken der Seitengletscher entsprechen würde, so müßten die Moränen der Seitengletscher aus zahlreichen kleinen Wallstücken zusammengesetzt sein, die hin und hin Vermischungen von lokalem mit fremdem Schuttwerk zeigen würden.

Zudem müßten die Wallformen in der Stromrichtung des Hauptgletschers einseitig ausgezogen sein.

Von all dem ist nichts zu sehen. Die Wälle der Lokalgletscher liegen ruhig und geschlossen in ihren Becken und zeigen vollkommen ungestörte Aufschüttungsformen. Sie wurden bestimmt nicht am Rande eines langsam abschmelzenden Hauptgletschers aufgeschüttet. Nirgends läßt sich die Anwesenheit des Hauptgletschers bei ihrer Aufschüttung weder in den Formen, noch in der Beimischung von fremdem Material beweisen.

Sie wurden aufgeschüttet zu einer Zeit, da die Seitentäler von fremdem Eise frei waren, aber sie waren nicht nur von fremdem Eise

frei, sondern auch von fremdem Moränenschutt. Daraus geht hervor, daß diese Talfurchen nach dem Abschmelzen der Würm-Vergletscherung durch eine längere Zeit einer lebhaften Abspülung unterlagen, welche die hier vorhandenen fremden Schuttmassen größtenteils abgeschwemmt und entfernt hat.

Erst nach dieser Säuberung brachte der Stoß der Schlußvereisung eine neue, rasch anschwellende Vereisung, die eine ungeheure Zahl von lokalen Moränenwällen in den ganzen Alpen hinterlassen hat.

Die Arbeit von H. Bobek über die jüngere Geschichte der Inntal-terrasse und den Rückzug der letzten Vergletscherung im Inntale be-
rührt nur mit einem Kapitel noch die Mieminger Terrasse.

Bobek baut in dieser Arbeit die Vorstellung aus, daß der große Inntalgletscher bei seinem Rückzuge auf eine lange Strecke die Bewegung verlor und als Toteismasse bis zur völligen Auflösung liegen-
blieb.

Es ist von vornherein ziemlich wahrscheinlich, daß bei diesem Nieder-
schmelzen einer so riesigen Eismasse, wenn der lange Eisfaden genügend
dünn wurde, leicht eine Unterbrechung eintreten konnte und der ab-
getrennte Teil nun für sich an Ort und Stelle zerfiel.

Im großen gemessen, ändert sich dadurch im einzelnen Talquer-
schnitte sehr wenig, im kleinen kann eine etwas andere Formenwelt
entstehen. Das Toteis kann z. B. von Schutt eingedeckt werden und
darunter der Abschmelzung länger widerstehen. Bei seinem allmählichen
Abschmelzen sinkt dann die darüberliegende Schuttdecke nach und
es entstehen „Toteismulden“. Solche Toteismulden und -Löcher hat
Bobek auf den Inntalterrassen vielfach gefunden. Außerdem ist er der
Bildung von Eisrandterrassen und von Abschmelzrinnen genauer nach-
gegangen.

Für das Gebiet der Mieminger Terrasse kommt Bobek nun zu der
Anschauung, daß die schönen Trockentäler im östlichen Teile der Ter-
rasse Schmelzwasserrinnen seien, die einerseits von Lokalgletschern der
Mieminger Kette, andererseits vom Inntalgletscher ausgingen, dessen Stand
bei zirka 850 m eine Weile anhielt.

„Sofern die gewaltigen Schwemmkegel der nördlichen Seitentäler zu den Stürn-
moränenresten an ihren Mündungen gehören, was nie bezweifelt worden ist, so ist
damit der Beweis erbracht, daß zur Zeit dieser tiefen Lokalgletscherstände das Inntal
selbst noch 100 bis 250 m hoch vom Inngletscher erfüllt war.“

Ich halte diese Beweisführung für eine Gleichzeitigkeit der tiefsten
Lokalgletscher mit dem letzten Schmelzrest des Inntalgletschers für
völlig unzureichend.

Hier gelten zunächst einmal die bereits vorgebrachten Einwendungen
gegen eine solche Gleichzeitigmachung von Abschmelzung und Auf-
speicherung des Eises im gleichen Talraume in vollem Umfange. Dazu
kommen aber hier noch folgende Überlegungen.

Die Talfurchen, welche auf der Mieminger Terrasse die Blockfelder
des Stettlbach- und des Alpeilgletschers einranden (Krebsbach, Lehn-
bach, Pulet-Trockental) sind in ihrem Verlaufe von diesen Aufschüttungen
abhängig.

Etwas anderes ist es jedoch mit den Trockentälern östlich von Obermieming und Untermieming. Diese Täler und Tälchen sind in durchaus gleiches Schotter- und Grundmoränenmaterial eingeschnitten. Hier ist keine Spur eines Blockfeldes oder Blockrandes des Inntalgletschers vorhanden, welche für deren Verlauf verantwortlich gemacht werden könnte. Der Inntalgletscher hat bei Untermieming eine breite Mulde ausgeschürft, deren einstiger See (Zeiner See) heute vom Lehnbach schon fast ganz verschüttet liegt. Aus dieser Mulde stieg die Eisbewegung wieder an und wurde zugleich von dem höheren Felsrücken des Achberges (1033 *m*) gegen NO zu abgelenkt. Das ansteigende und abgelenkte Eis schürfte hier in dem lockeren Schuttboden 4 bis 5 aufsteigende Furchen ein. Diese sind zwischen Obermieming—Fiecht—Achberg sehr schön zu sehen. Weiter östlich macht sich der Einfluß des großen Judenbach-Schuttkegels geltend. Außerdem benützen einzelne Quellen diese alten Eisfurchen für ihre Wege.

Das Blockfeld des Stettlbach-Gletschers reicht bei Obermieming bis zirka 880 *m* herab, jenes des Alpeil-Gletschers am Zimmerberg bis zirka 800 *m*. In der Mitte zwischen diesen lokalen Blockfeldern soll nun der Eisrand des Inntalgletschers bei 850 *m* gehalten haben, ohne irgendeine Aufschüttung zu hinterlassen. Seine Anwesenheit soll durch einige Trockentälchen verraten werden.

Dies ist doch eine zu künstliche Konstruktion, die auch bei einer geringen Senkung des Inntalgletschers schon ihre Wirksamkeit verliert. Wenn sich der Gletscherrand unter 850 *m* senkte, so konnten seine Schmelzwasser schon nicht mehr die Schwelle der Nothelfer Kapelle bei 850 *m* überfließen, sondern mußten sich anstauen und Schutt ablagern. Wir treffen indessen auf der ganzen Strecke von der Nothelfer Kapelle bis zum Felsrande bei Untermieming auf keine derartige Stauablagerung.

Daraus ist zu schließen, daß hier keine nennenswerte Schmelzbaltestelle des Inntalgletschers vorliege und die breiten ansteigenden Tal-furchen zwischen Obermieming—Untermieming—Fiecht auch nicht Schmelzwasserrinnen, sondern Eisschleifrinne seien.

Zusammenfassung.

Die Nachprüfung der Angaben von F. Machatschek hat bisher zu folgenden Ergebnissen geführt.

Ich stimme den Korrekturen F. Machatscheks bezüglich der Lokal-moränen zwischen Simmering—Grünberg und der Reste von alten Konglomeraten nördlich von Mötztal zu. Ebenso finde ich seine Annahme, daß die alte Talfurche südlich des Inndurchbruches nicht vom Inn, sondern von der Pitztaler Ache geschaffen wurde, überzeugend.

Dagegen halte ich meine Annahme einer mächtigen Verschüttung des Oberinntales auch noch über Landeck hinaus in dem R-W-Interglazial vollkommen aufrecht. Die Endmoränenwälle des Inntalgletschers bei Starkenberg sind keine Aufschüttungen am Gletscherrande, sondern Ausschneidungen aus der interglazialen Talverschüttung. Liegendmoränen

des R-W-Interglazials sind im Oberinntale mehrfach zu finden. Die Stauung des Innsees hinter der Felsschwelle von Karres dürfte nicht mehr als 800 m Höhe erreicht haben. Die Durchsägung dieser Schwelle ist zweimal erfolgt, znerst durch die Pitztaler Ache allein, dann aber durch Inn und Pitztaler Ache in Zusammenarbeit.

Die Ablehnung der Selbständigkeit der „Schlußvereisung“ ist nur für denjenigen verständlich, welcher die Unmöglichkeit einer Gleichzeitigmachung von gewaltigen Abschmelzungen und Eisaufspeicherungen im gleichen Talraume nicht herauspürt.

Die Ableitung eines gleichzeitigen Gegenüberliegens von Stirnen der Lokalgletscher und Rändern des Inntalgletschers auf der Mieminger Hochfläche durch Bobek ist durchaus nicht überzeugend.