

Über geregelte Wachstumsgefüge.

Von Oskar Schmidegg (Innsbruck).

(Mit 54 Abbildungen.)

Im Rahmen der im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Innsbruck ausgeführten Gefügeanalysen¹⁾ wurden in dieser Arbeit aktiv geregelte Gefüge (Wachstumsgefüge), u. zw. hauptsächlich von Karbonaten, untersucht, um einige Grundlagen für die gefügeanalytische Kenntnis von durch Wachstum entstandenen Bildungen, wie Hohlraumausfüllungen, Sintern und Gängen zu erhalten.

Besonders das zum Teil noch ungelöste Großoolithproblem bot durch die ausgezeichnete und von normalen Sintern abweichende Regelung der sogenannten Großoolithe einen geeigneten Gegenstand der Untersuchung. Die Ähnlichkeit mit dem Karlsbader Sinter gab Anlaß, auch diesen in den Bereich der Untersuchungen zu ziehen, wobei gleichzeitig auch ein Beispiel für die Regelung von Aragonit gegeben wurde. Im Anschluß daran wurde auch der sogenannte Erzbergit herangezogen, der neben primären Aragonit und Kalzit noch sekundären Kalzit enthält. Ferner wurden noch einige kalzithaltige Gangfüllungen untersucht, sowie gemischte aus Kalzit und Quarz bestehende Gänge.

Das Untersuchungsmaterial wurde teils selbst gesammelt, teils erhielt ich es durch Vermittlung und Überlassung von den Herren Dr. Berckhemer, Stuttgart, Dr. Ohnesorge, Wien, Dr. Rüger, Heidelberg, Prof. Dr. Sander, Prof. Dr. Suess, Wien, denen ich hien mit meinen verbindlichsten Dank ausspreche. Ganz besonders zu Dank verpflichtet bin ich aber meinem verehrten Lehrer und Chef, Herrn Prof. Dr. Sander, der mir zu dieser Arbeit die Anregung gab und auch weiterhin bei ständiger Anteilnahme mir jede mögliche Unterstützung und Förderung zukommen ließ.

Untersuchungsmethoden.

Von den in dieser Arbeit verwendeten Methoden ist die wesentlichste die von Schmidt und Sander in der Gefügeanalyse ausgeübte Schmidt'sche Untersuchungsmethode mit dem Universaldrehtisch u. zw. die statistische Methode, wobei die Stellungen der einzelnen Körner des Präparates festgestellt und in ein flächentreues Netz als Projektion der Lagenkugel eingezeichnet werden. Durch Angabe der auf die einzelnen Stellen entfallenden Besetzungsdichte in Prozenten der Gesamtkörner-

¹⁾ B. Sander, Vorläufiger Bericht über Ergebnisse im mineralogisch-petrographischen Institut Innsbruck ausgeführter Gefügeanalysen (Sander, Schmidegg, Felkel), Zeitschrift für Kristallographie. 65. Bd., 1927, S. 501.

anzahl erhält man dann eine übersichtliche und exakte, vergleichbare Darstellung der Lagenverteilung sämtlicher eingemessenen Körner.

Die Methode selbst ist in den Arbeiten von Schmidt, Gefügestatistik (Tschermaks Mineralogische Mitteilungen 1925) und Sander, Zur petrographisch-tektonischen Analyse III (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1926), ausführlich behandelt, weshalb hier darauf verwiesen wird. Verwendet wurde ein Universaldrehtisch der Firma E. Leitz-Wetzlar.

Die Diagramme sind immer so eingestellt, daß die Schichtung, wozu auch die Anwachfläche gehört (mit *s* bezeichnet), horizontal oder wenigstens annähernd horizontal verläuft. Senkrecht dazu, also ungefähr vertikal verläuft die Faserung (*f*). Um die genauere Orientierung in bezug auf den Schliß ersichtlich zu machen, ist eine gleichorientierte Skizze des Schlißes den Diagrammen beigelegt. Außerdem sind die Diagramme unten mit einer Pfeilmarke versehen, so daß also Diagramme, denen ein und derselbe Schliß zugrunde liegt, miteinander verglichen werden können.

Die Kornzahl im Diagramm beträgt ungefähr 200—400, manchmal nur 100 und noch weniger. Letzteres nämlich in den Fällen, wo eine starke Häufung, also eine strenge Regelung vorhanden ist. Denn hier ist für die Erzielung eines guten Durchschnittswertes eine größere Punktzahl nicht nötig. Es kommt ja nicht darauf an, wieviel Punkte im ganzen Diagramm vorhanden sind, sondern nur, wie viele in bezug auf die von ihnen bedeckte Fläche vorhanden sind. Wenn z. B. sich die Punkte auf nur einem Zehntel der ganzen Fläche konzentrieren, genügt zur Erzielung derselben Mitteilung auch eben nur ein Zehntel der Punktzahl.

Außerdem genügen zur Erkennung einfacherer Regelungsgesetze, wie sie ja bei Wachstumsgefügen meistens auftreten, viel weniger Punkte, als es zur Klarlegung der komplizierten Verhältnisse mechanisch beanspruchter Gesteinsgefüge nötig ist. Allerdings können auch hier beim Zusammenwirken mehrerer Faktoren auf das Wachstum verwickeltere Verhältnisse vorliegen (gemischte Gänge zum Beispiel). Dann müssen eben auch mehr Körner vermessen werden. Doch wird sich das Vorhandensein einer guten und einheitlichen Regelung bald klar ergeben. Eine Grenze läßt sich da nicht angeben, da das sehr vom Grade der Regelung abhängt.

Hingegen wird es infolge der bei Wachstumsgefügen häufigen zufälligen Abweichungen (Unebenheiten der Schichtung zum Beispiel) sich öfters als notwendig herausstellen, um diese Zufälligkeiten auszuschalten, besonders bei gröberen Korn den Bereich der auszumessenden Fläche zu vergrößern, entweder indem man einen größeren Schliß nimmt oder indem man mehrere Schliße (natürlich gleichorientiert) auf einem Diagramm kombiniert.

Die Musterung der ausgezählten Diagramme ist auf den Diagrammen selbst angegeben, bzw. darauf verwiesen. Es ist sehr empfehlenswert, die Musterung der Diagramme möglichst einheitlich auszuführen, wie dies hier leider bei den zuerst gezeichneten nicht vollständig durchgeführt wurde. Man braucht dann die Musterung nur

einmal anzuführen und gewinnt außerdem an Übersichtlichkeit. Bei großen Unterschieden in den Abstufungen zwischen den einzelnen Diagrammen läßt sich dies allerdings nicht gut durchführen. Solche stark abweichende Diagramme muß man dann mit einer eigenen Musterung versehen (siehe Abb. 20). Vom Diagramm Abb. 29 an sind alle Diagramme mit der Musterung auf dieses bezogen.

Großoolith.

Die sogenannten Großoolithe sind konzentrisch schalige, radial-faserige Kalkgebilde, die in verschiedenen Kalkgesteinen der Alpen, vorwiegend jedoch im Wettersteinkalk, häufig vorkommen. Die Form der Schalen ist bald mehr kugelförmig, bald mehr unregelmäßig, manchmal, jedoch seltener, auf größere Strecken eben ausgebildet. Die eine Seite dieser Bildungen liegt stets dem normalen Gestein auf, während sie auf der anderen Seite, wenn sie nicht an die von der Gegenseite kommenden Großoolithgebilde stoßen, von Hohlräumen begrenzt sind, die durch nachträgliche Bildungen, wie grobspätigen Kalzit, ausgefüllt sein können. Daß auch die obere Seite von normalen Sediment bedeckt wäre, konnte nie festgestellt werden, immer scheinen die Großoolithe, soweit es verfolgbar war, vollständige Hohlräume auszufüllen.

Früher wurden die Großoolithe als Reste organischer Strukturen angesehen. Stoppani¹⁾ hat sie für Spongien gehalten und mit dem Namen Evinospongien bezeichnet. Es waren allerdings hiebei auch richtige Spongien, welche zusammen mit den typischen Großoolithen unter der erwähnten Bezeichnung zusammengefaßt wurden. Wähler²⁾ hat in seiner Arbeit über das Sonnwendgebirge besonders auf diese Verwechslung hingewiesen, ließ jedoch die Frage der Entstehung der Großoolithe noch offen. Schon vorher wurden indessen von Benecke³⁾ diese Gebilde als anorganische Kalkabscheidungen betrachtet, die verschiedene organische Reste umhüllen sollten. Dieser Ansicht schloß sich dann auch Lepsius⁴⁾ bei der Beschreibung des Esinokalkes an: „Daß diese Oolithstrukturen kein organisches Gebilde, kein Schwamm ist, wie Stoppani glaubte, braucht wohl nicht wiederholt zu werden.“ Eine nähere Begründung für diese Ansicht gibt er nicht. Später wurden die Großoolithe dann von Rothpletz⁵⁾ wieder als organisch gedeutet, jedoch im Gegensatz zu Stoppani nicht als Schwammstruktur, sondern er hielt sie für fossile Kalkalgen. Reis⁶⁾ sieht sie hingegen (1902) wieder als anorganische Bildungen an, u. zw. sekundärer Natur, als „spätere der Zeit der Diagenese oder Metamorphose angehörige mandelsteinartige grobfaserige Kalksinterausfüllung durch ein im Gestein zirkulierendes

1) Stoppani, *Pétrifications d'Esino* (Paléont. Lomb. I), S. 126.

2) Wähler, *Das Sonnwendgebirge*, I, 1903, S. 80.

3) Benecke, *Paläontologische Beiträge II* (Umgebung von Esino), S. 206—299.

4) Lepsius, *Das westliche Südtirol*, 1871, S. 84.

5) Rothpletz, *Querschnitt durch die Ostalpen*, 1894.

6) Reis, *Über Stykolyten, Dutenmergel und Landschaftskalke*, *Geognostische Jahreshfte*, 1902, S. 272.

Reis, *Erläuterungen zur geologischen Karte des Wettersteingebirges*, *Geognostische Jahreshfte*, 1910, S. 69.

auflösendes und wieder Absatz bildendes Wasser¹⁾, eine Ansicht, die er auch in seiner Beschreibung des Wettersteingebirges (1910) aufrecht erhält.

Die alte Ansicht von der Entstehung als organische Struktur (Schwammstruktur) ist derzeit wohl ganz aufgegeben. Man sieht diese Bildungen allgemein als durch schichtweisen Absatz entstanden an. Nur darüber sind die Ansichten noch geteilt, ob dieser Absatz durch Mitwirkung organischer Wesen (Kalkalgen) entstanden ist oder unter rein anorganischen Bedingungen oder überhaupt erst als nachträgliche Bildung. Auch die Diffusion wurde schon zur Deutung der Schichtung herangezogen (Eder²⁾).

Lagengefüge.

Das Lagengefüge ist bei den Großoolithen stets sehr deutlich ausgeprägt, besonders an angewitterten Flächen tritt es oft durch den verschiedenen starken Grad der Auslaugung deutlich hervor. Die Lagen sind immer konzentrisch angeordnet. Das Gefüge kommt zustande einerseits durch verschiedene Korngröße in den verschiedenen Lagen, die dadurch der Verwitterung einen verschieden großen Widerstand leisten, so daß also die Lagen mit größerem Korn herausgearbeitet werden, andererseits durch die die einzelnen Lagen trennenden Inhomogenitätsflächen, an denen der Zusammenhalt ein sehr geringer ist. Beim Zerschlagen von Handstücken tritt dies deutlich hervor, da diese leicht nach den Schalenflächen zerfallen. Auch die das Gestein oft zahlreich durchsetzenden Sprünge verlaufen häufig nach diesen Schalenflächen, die dann durch das entstandene weiße Zerreibsel deutlich hervortreten. Bei manchen Vorkommen (z. B. Mieminger Gruppe) sind zwischen den Schalen oft recht gleichmäßig dicke Schichten von Dolomit eingelagert, die durch ihre Farbe neben der dort meist dunklen der eigentlichen Großoolithschichten das konzentrisch-schalige Gefüge schön sichtbar hervortreten lassen. Ferner ist vielfach auch eine mehr oder weniger verschieden dunkle Färbung einzelner Schichten zu bemerken. Besonders bei Stücken vom Tschirgant ist diese Färbung, die hier einen deutlich bräunlich-schwarzen Ton besitzt, während sie sonst mehr schwärzlichgrau ist, sehr auffällig und kommt hier z. T. in einer feinen rhythmischen Bänderung zum Ausdruck. Sehr häufig fehlt jedoch diese schichtweise Färbung und die Tonunterschiede kommen nur durch die verschiedene Struktur zustande. Man kann dies leicht feststellen, wenn man das Stück grob umschleift, so daß man eine raue Oberfläche erhält; dann verwischen sich die Strukturunterschiede an der Oberfläche und damit die dadurch verursachten Tonunterschiede. Aus der entstandenen einheitlich weißen Färbung heben sich dann nur die Zonen mit dunkler Eigenfarbe heraus.

In der Anordnung der einzelnen Lagen läßt sich keinerlei Gesetzmäßigkeit feststellen, es wechseln dünnere und dickere Schichten in regelloser Folge miteinander ab. Bei verschiedenen Vorkommen ist die Anordnung der Lagen ganz verschieden, aber auch im selben Gehiet

1) Eder, Das Heuberggebiet und sein Vorland, Stuttgart 1910.

lassen Stücke von etwa 100 *m* voneinander entfernten Fundorten in ihrer Schichtenfolge keine Beziehung mehr zueinander erkennen. Bis 30 *m* ungefähr konnte gleiche Schichtfolge verfolgt werden, auf weitere Erstreckung war es jedoch nicht möglich, die Schichtung hinreichend genau zu verfolgen, teils wegen mangelnder Aufschlüsse, teils wegen der meist zahlreichen Störungen, wie Verwerfungen usw.

Im einzelnen Handstück sind die Lagen jedoch fast immer von einer auffallenden Regelmäßigkeit. Es legen sich Schichten von (in derselben Schicht) stets gleichbleibender Dicke konzentrisch in geometrischer Regelmäßigkeit um die Anwachsfläche herum. Unregelmäßigkeiten kommen meist nur im Anfang, in den ersten Schichten vor, wobei die kleinen Unebenheiten der Unterlage ausgeglichen werden, die späteren Schichten sind jedoch immer ganz regelmäßig ausgebildet. Die scheinbar ver-

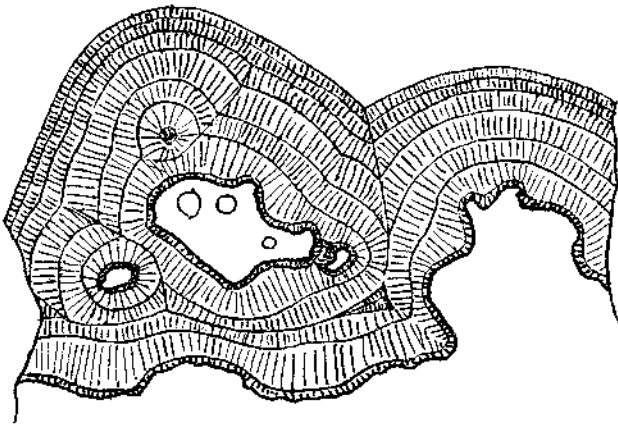


Abb. 1. Großoolith vom Hafelekar.

schiedene, oft sehr schwankende Dicke der Schichten in den Anschliffen rührt von der verschiedenen Lage der Anschlifffläche zu den Schichtflächen her, nur wenn diese senkrecht aufeinander stehen, gibt natürlich der Anschliff ein richtiges Bild von den Schichtdicken, während diese sonst immer vergrößert erscheint. Es ist klar, daß auf diese Weise ganz verzerrte Bilder der Schichtstruktur entstehen können. Es ist jedoch oft schwer, ja vielfach unmöglich, für einen einigermaßen größeren Bereich Schnitte zu erhalten, die nicht zu einem Teil der Schichtflächen schief stehen.

Was die absolute Dicke der einzelnen (durch Unstetigkeiten oder Färbung unterschiedenen) Schichten anlangt, so ist diese, wie gesagt, sehr verschieden, sie schwankt ungefähr in der Größenordnung von 1 *cm* bis 1 *mm*, im Mittel etwa $\frac{1}{2}$ *cm*, kann aber, besonders bei der feinen rhythmischen braunen Bänderung auch erheblich kleiner sein. Schwankungen in der Dicke im Verlauf einer einzelnen Schichte kommen, abgesehen von den ersten Anlagerungen an der Unterfläche, nur sehr selten vor.

Fasergefüge.

Schon mit bloßem Auge ist deutlich zu sehen, daß die einzelnen Lagen stets aus feinen, radial angeordneten Fasern aufgebaut sind. Die Fasern stehen hierbei immer genau senkrecht auf den Schichtflächen. Ausnahmen wurden, außer der büschelartigen Struktur besonders in der ersten Wachstumslage, die jedoch meist nur unter dem Mikroskop erkennbar ist, nie beobachtet. Bei nicht gekrümmten, ebenen Schichtlagen, stehen also die Fasern genau parallel. Die Faserung ist fast immer schon am Handstück mehr oder weniger deutlich sichtbar, besonders, wenn das Stück angeschliffen und poliert wird, wenn auch die Deutlichkeit weit hinter der Schalenstruktur zurückbleibt. Unter dem Mikroskop tritt die Faserung jedoch immer hervor.

Hohlräume.

Meistens sind nicht die ganzen ursprünglichen Hohlräume mit Sintermasse ausgefüllt, sondern es bleiben noch Höhlungen übrig, die dann

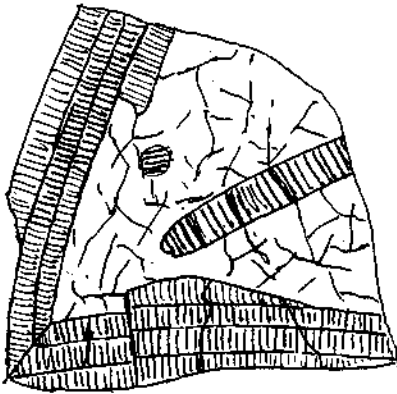


Abb. 2. Großoolith vom Kaisergebirge.
Schalenstücke in weißem Kalzit schwimmend.

später mit weißem, grobspätigem Kalzit erfüllt wurden, wie er auch sonst öfters bei Sinterbildungen nachher zur Ausscheidung kommt.¹⁾ Es ist ein weißer, undurchsichtiger bis durchscheinender Kalzit, der entweder nur aus einem einzigen Individuum besteht oder aus größeren, regellos angeordneten Körnern.

Diese Kalzitmassen dringen auch oft zwischen die einzelnen Schalen der Sintergebilde ein, wenn diese aus ihrem Zusammenhang gebracht waren.

Es wurden auch Stücke beobachtet, in denen die einzelnen Sinterlagen ganz lösgelöst in dem weißen Kalzit schwimmen, so besonders im Kaisergebirge, wo die Zertrümmerung der Großoolithstruktur an manchen Stellen besonders stark und die Bildung des weißen Kalzits, die sich auch in den Muschelkalk hinein erstreckt, besonders reichlich ist. Auch in den Mieminger Bergen sind schmale Einschaltungen von weißlichem Kalzit zwischen die Sinterlagen des Großooliths sehr häufig.

Die Hohlräume enthalten zuweilen auch Erzausscheidungen. Im Bergwerke am Tschirgant bei Imst wurden in diesen sogenannten „Kraken“ Wulfenitkristalle gefunden, die den Oberflächen der Sinterschalen aufsitzen.²⁾

¹⁾ Arndt, Reis, Schweiger, Über die Mineralien und Gesteine der Rheinpfalz. Geognostische Jahreshefte, München 1918/19, S. 168. — Leonhard, Jahrbuch für Mineralogie, 1837, S. 646.

²⁾ Hamuer, Über Gelbbleierz im Oberinntal, Ferd.-Zeitschr., Bd. 59, Innsbruck.

Der weißliche Kalzit ist eine durchaus nachträgliche Bildung, die mit der Entstehung der Großoolithe selbst nichts zu tun hat.

Betrachtung im Dünnschliff.

Im Dünnschliff machen die Großoolithe zunächst den Eindruck eines sehr zerbröckelten und zerpreßten Gesteins, so daß man oft große Mühe hat, die primäre Struktur zu erkennen.

Zwillingslamellen sind manchmal häufig, manchmal fehlen sie jedoch auch, ebenso Spaltrisse. Deren Ausprägung dürfte jedenfalls meist von der Herstellung des Dünnschliffes herrühren, da sie besonders an den Rändern desselben, wo der Schliff dünner und daher gebrechlicher wird, zahlreicher sind. Die Zwillingslamellen und Spaltrisse sind immer mehr oder weniger gebogen (siehe Abb. 3), was auch mit der stets vorhandenen undulösen Auslöschung übereinstimmt.



Abb. 3.

In Schliffen, die senkrecht zur Faserung geschnitten sind, erscheinen die Körner regellos angeordnet. Die Korngrenzen sind hierbei allerdings meist erst bei gekreuzten Nikols durch die verschiedenen Auslöschungsrichtungen sichtbar. Bei Betrachtung nur mit Analysator sind die Korngrenzen wenigstens bei schwächeren Vergrößerungen nicht zu sehen (bei stärkeren Vergrößerungen durch die Becke'sche Linie). Diese dunklen gezackten, unregelmäßigen Linien, die man da sieht, sind nur Suturlinien, die zwar vielfach den Korngrenzen folgen, sehr häufig jedoch auch mitten durch einheitliche Körner hindurch gehen, wie man aus der gleichmäßigen Auslöschung erkennen kann. Sie sind demnach jedenfalls sekundärer Entstehung, durch spätere Einwirkung auf das schon fertig gebildete Gestein. Durch das dabei gebildete Zerreißen werden sie dann deutlich sichtbar.

Die Abbildung 4 zeigt die Beziehung zwischen Auslöschungsrichtungen, also den Körnerlagen und den Suturlinien. Der Teil entstammt einem Schliff senkrecht zur Faserung. Die Schwingungsrichtungen sind durch Kreuze wiedergegeben, in denen die Pfeile die Richtung des stärker brechenden Strahles ω angeben. Gleichzeitig ist der Bereich eines Kornes in dieser Richtung schraffiert. Die geringe undulöse Auslöschung, die vorhanden ist, wurde nicht dargestellt. Bei Betrachtung eines solchen Schliffes möchte man beim

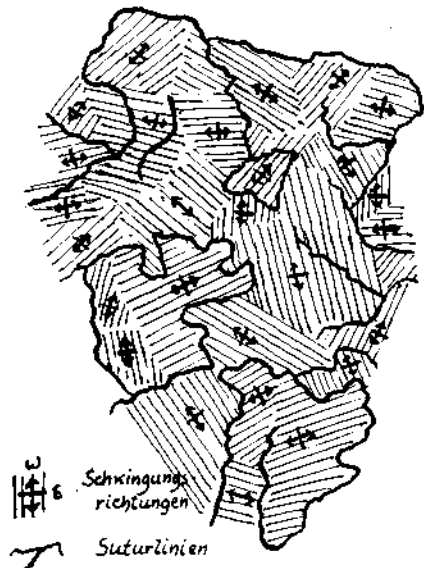


Abb. 4.

ersten Anblick meinen, daß die Auslöschungsrichtungen der einzelnen Körner stetig ineinander übergehen. Aber eine genauere Untersuchung mit Aufzeichnung der Auslöschungsrichtungen hat gezeigt, daß sich, abgesehen von der verhältnismäßig geringen undulösen Auslöschung (bis etwa 20°), der Übergang zwischen den einzelnen Körnern ganz un stetig sprungweise vollzieht.

Die schon mikroskopisch sichtbare Faserung zeigt sich unter dem Mikroskop als von den in der Wachstumsrichtung langgestreckten Kalzitstengeln herrührend, die einander ziemlich gut parallel laufen. Die für Wachstumsstrukturen kennzeichnende, im Anfang büschelförmige Anordnung der Kristalle mit oft beträchtlicher Abweichung von der Senkrechten auf die Unterlage ist hier sehr verschieden ausgeprägt. Gewöhnlich ist sie nur in schwachem Ausmaße vorhanden und die Kristalle setzen ziemlich gerade an. In anderen Fällen ist sie jedoch wieder ganz deutlich zu sehen, jedenfalls aber nur in der ersten Schichtlage in Erscheinung tretend (siehe Abb. 1), Skizze im Diagramm). Gut läßt sich dies bei gekreuzten Nikols beobachten, wenn die Faserungsrichtung unter einem Winkel von 45° gegen die Nikolschwingungen liegt. Beim Vorhandensein



Abb. 5.

der Büschelstruktur tritt diese dann deutlich hervor, während im anderen Falle fast gar keine Verdunklung sichtbar ist (siehe Abb. 5).

Die Anlage der Schichtung ist im Dünnschliff gekennzeichnet durch einen deutlichen Absatz in der Kristallbildung, wobei die

Kristalle, die einen länglich dreieckigen Querschnitt haben, die Spitze des Dreiecks der Wachstumsrichtung entgegengerichtet haben, also in der Richtung des Fortwachsens immer breiter werden, wie es ja auch zu erwarten ist (siehe Abb. 6).

Beim Beginn einer jeden neuen Schicht wiederholt sich immer wieder dieser Neuanfang mit den Spitzenbildungen. Es fehlt jedoch hier fast stets eine Ausbildung von divergenten Büscheln, wie es sonst beim Neueinsetzen eines Kristallrasens meist der Fall ist (siehe Aragonitsinter).

Die Breite der Kristalle erreicht auch bei dickeren Schichten immer nur ein gewisses Höchstausmaß (von etwa 0.2 bis 0.3 mm), das meist bald erreicht wird und oft schon von Anfang an, also vom Aufsitzen des Sinters auf der Unterlage nahezu vorhanden ist. Von da an behält der Sinter die ungefähr gleichmäßige Körnergröße (und auch den gleichen Zustand der Regelung, siehe Diagramme) durch die ganze Mächtigkeit des Absatzes, also bis über 1 dm hindurch bei. Geringe Schwankungen der Korngröße unter den einzelnen Schichten bestehen aber doch noch, die dann in der verschiedenen Tönung und bei der Anwitterung in Erscheinung treten.

Stellenweise sind auch Einlagerungen von Verunreinigungen zu bemerken, die in ganz dünnen Bändern oder Linien parallel zur Schichtung durchziehen. Es ist ganz fein verteilte, schwärzliche (kohlige) Substanz; beim Erhitzen verschwindet sie. Diese Zonen haben meist eine scharfe

Grenze nach unten, während sie nach oben mehr allmählich verlaufen und wie Fortsätze in die höheren Schichten hineinragen. Diese Einlagerungen sind besonders an den Stellen abgelagert, wo die Schichten scharf absetzen. Hier war wohl eine Pause im Schichtabsatz und während der Zeit war Gelegenheit für die Substanz, sich in größerer Menge abzulagern. Vielleicht war auch die Zufuhr in der Zeit größer (siehe Abb. 7).

Lage der optischen Achsen.

Bei der so deutlichen Einstellung der Längsrichtung der einzelnen Kalzitkristalle in die Wachstumsrichtung würde man, wie es ja auch bei den gewöhnlichen Kalk- und auch den Aragonitsintern der Fall ist, auch eine genaue Einregelung der optischen Achsen in die Faserrichtung erwarten. Es müßten also Schnitte senkrecht zur Faserung je nach dem Grade der Regelung mehr oder weniger optisch isotrope Körner oder

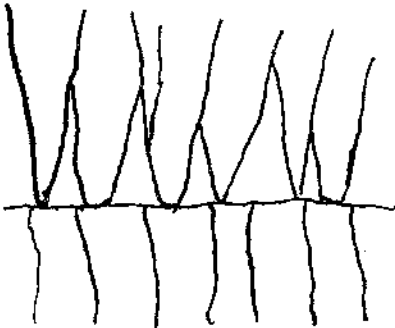


Abb. 6.



Abb. 7.

zumindest ein Vorherrschen niederer Interferenzfarben zeigen; Schnitte senkrecht zur Faserung hingegen hauptsächlich das Weiß höherer Ordnung.

Bei den Großoolithen zeigt sich jedoch das Umgekehrte: Schnitte senkrecht zur Faserung zeigen das Weiß höherer Ordnung, während Schnitte parallel zur Faserung sowohl Körner mit dem Weiß höherer Ordnung als auch dazwischen in etwa gleichen Mengen Körner mit niederen Interferenzfarben sowie zahlreiche isotrope Körner zeigen.

Es sind also hier die optischen Achsen nicht in der Wachstumsrichtung, in der größten Längserstreckung des Kornes angeordnet, sondern senkrecht dazu, parallel zu den Schichtflächen.

Dies läßt sich leicht durch Beobachtung der Brechungsverhältnisse feststellen, besonders in den Schnitten parallel zur Faserung, bei denen also die Körner der Länge nach geschnitten sind (siehe Abb. 8). Bei normalen Sintern, bei denen die optische Achse in die Längserstreckung fällt, schwingt der außerordentliche Strahl mit dem kleineren Brechungsindex ϵ in der Faserrichtung, während der ordentliche Strahl mit dem größeren Index ω quer dazu schwingt. Dreht man also bei ausgeschaltetem Polarisator den Schliff so, daß die Faserrichtung mit der Schwingungsrichtung des Analysators (in der Zeichnung vertikal) zusammenfällt, so haben wir nur ein schwaches Relief. Bei einer Drehung um

90°, wenn also die Schwingungsrichtung des Analysators quer zu den Fasern steht und nur der ordentliche Strahl mit dem größeren Index durchgelassen wird, tritt dann das deutliche Relief der Schliffoberfläche hervor.

Bei den Großoolithen ist es nun, wenn die optische Achse in der Schliffebene liegt, gerade umgekehrt. Hier steht ja die optische Achse senkrecht zur Faserung, wir haben daher ein starkes Relief, wenn die Nikolschwingung mit der Faserungsrichtung übereinstimmt und ein schwaches, wenn sie senkrecht dazu steht. Ist die optische Achse senkrecht auf die Schlifffläche, so haben wir in jeder Richtung nur den größeren Brechungsindex ω und das Korn zeigt in jeder Lage ein stärkeres Relief.

In den Zwischenlagen (optische Achse schief zur Schlifffläche) tritt auch der Reliefunterschied in den verschiedenen Stellungen auf, nur wird er um so schwächer, je mehr die optische Achse gegen die Schliffebene geneigt ist.

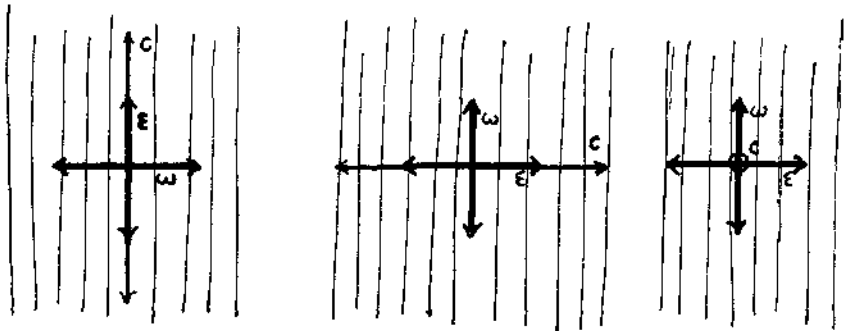


Abb. 8.

Dies gilt für die normale Einbettung in Kanadabalsam, dessen Brechungsindex $n = 1.51$ nicht viel von $\epsilon = 1.487$ verschieden ist. Nimmt man ein Einbettungsmittel, dessen Index nahezu gleich $\omega = 1.66$ ist, z. B. α -Monobromnaphthalin mit $n = 1.657$, so treten die Unterschiede noch deutlicher hervor. Es entsteht jetzt ein deutliches Relief, wenn ϵ parallel zur Polarisatorschwingung liegt, also die Schwingungsrichtung des Analysators senkrecht zur Faserung ist, u. zw. bei verschiedenen Körnern in verschieden hohem Maße je nachdem, ob die optische Achse in der Schlifffläche liegt oder schief bis senkrecht dazu steht, also ϵ rein oder nur als Komponente gegenüber ω auftritt.

Auch die Betrachtung mit dem Konoskop bestätigt diese Achsenanordnung. Während im Gegensatz zu den gewöhnlichen Faserkalken in Schliffen senkrecht zur Faserung kein Achsenbild zu sehen ist, sieht man bei Schliffen parallel zur Faserung an sehr zahlreichen Körnern den Achsenaustritt im Bildfeld. Bei den übrigen kann man an den sichtbaren schwarzen Balken des Achsenkreuzes leicht feststellen, daß die Achsen alle in die Ebene senkrecht zur Faserung fallen.

Durch diese Methoden läßt sich also nachweisen, daß die *c*-Achsen der Kalzite bei den Großoolithen alle in einer Ebene liegen, die senkrecht zur Faserachse steht. Daß die Verteilung der *c*-Achsen in dieser Ebene eine gleichmäßige ist, läßt sich aus diesen Beobachtungen annehmen und ist auch an sich ziemlich wahrscheinlich. Sicherheit läßt sich darüber jedoch nur durch eine genaue Aufnahme der Achsenrichtungen und übersichtliche Darstellung derselben gewinnen. Dies wurde nun durch Aufnahme mit dem U-Tisch erreicht.

Untersuchung mit dem U-Tisch.

Das zum Diagramm (Abb. 9) verwendete Stück (vom Brunnstein) ist einer auf längere Erstreckung ebenen Lage entnommen, u. zw. einige Zentimeter vom Anwachsrand. Der Schriff war senkrecht zur Schichtung geschnitten, wobei, wie die Skizze im Diagramm zeigt, einige parallele Schichtlagen in den Schriff fielen. Die Korngröße, d. h. die Faserbreite beträgt in einer Schichtlage etwa 0.02 mm, in den anderen ist sie kleiner, nämlich nur durchschnittlich 0.01 mm.

Bei der stark undulösen Auslöschung, die fast alle Körner zeigten, gestaltete sich die Vermessung der Achsen ziemlich schwierig, da die Auslöschung in einem Korn in fächerförmiger Anordnung um einen Bereich von 20° und mehr schwankte. Es wurde von jedem deutlich abgrenzbaren Korn eine Messung gemacht, hiebei möglichst die Mitte des Kornes genommen. Die Unsicherheit beträgt etwa 5—10° und nimmt nach der Peripherie (des Projektionsnetzes) hin zu, so daß die „Achsenlagen“ (im Sinne Schmidts) als die genauesten anzusehen sind.

Es wurden 435 Körner vermessen, wobei der Schriff in drei horizontalen Schichten (in der Skizze durch Pfeile bezeichnet) durchgegangen wurde. Zwischen den einzelnen Lagen ergaben sich keine wesentlichen Unterschiede.

Das Diagramm zeigt, daß die Achsenpole alle in einen Gürtel fallen, dessen Achse mit der Faserachse der Kalzite zusammenfällt. Die Breite dieses Gürtels beträgt 30°, was also einer Streuung von je 15° nach oben und unten entspricht. Außerhalb dieses Gürtels liegen nur wenige vereinzelt Körner. Die Regelung ist also sehr ausgeprägt, es fallen fast alle Achsenlagen in einem Bereich, der etwa 26% der Kugeloberfläche beträgt. Die durchschnittliche Überbesetzung ist also hier nahezu 4fach.

Hiebei ist jedoch zu beachten, daß die Achsenpole längs eines Gürtels angeordnet sind, wodurch schon an sich eine Verteilung zustande kommt. Nimmt man an, daß die Punkte nicht längs eines Gürtels, sondern um einen Punkt herum angeordnet sind (wenn die *c*-Achse z. B. längs der Faser verläuft wie bei Aragonit), rechnet man also die Verhältnisse für eine Kugelkappe mit dem entsprechenden Streuwinkel von 15° aus, so erhält man eine durchschnittliche 39fache Überbesetzung. Die Überbesetzung ist also nicht immer auf die Streuung direkt beziehbar.

Was die Verteilung längs des Gürtels betrifft, so ist die im allgemeinen gleichmäßig, jedoch sind einzelne kleine Maxima zu bemerken, die aber, wie der Vergleich verschiedener Diagramme zeigt, teilweise

zufälliger Entstehung sein dürften. Zum Teil wirken jedenfalls auch Einflüsse mit, die im Meßverfahren liegen (besonders durch die so stark verschiedenen Brechungsindizes des Kalzits) und die sich am stärksten in den Polhöhen auswirken. Dadurch kommen dann Verschiebungen innerhalb des Gürtels zustande.

Außer diesen hier angeführten wurden von Großoolithen noch Diagramme an Stücken von der Seegrube, bezw. Hafelekar (nördlich Innsbruck) und vom Kaisergebirge aufgenommen. Diese bestätigten nur die für den Großoolith des Brunnstein gewonnenen Ergebnisse. Sie zeigten alle das scharf ausgesprochene geschlossene Gürtelmaximum von 20—35° Breite mit nur ganz vereinzelt darüber hinausfallenden Kornlagen.

In Abb. 10 und 11 sind Diagramme dargestellt, die die Achsenregelung in verschiedenen Schichtlagen ein und desselben Stückes zeigen. Das Stück stammt vom Brunnstein. Der untersuchte Schliff (Skizze in Abb. 10) zeigt drei schon bei gewöhnlicher Beobachtung deutlich unterscheidbare Schichten, die hier mit *a*, *b*, *c* bezeichnet werden.

In der Lage *a*, 1 mm von der Anwachsfläche an, sind unter dem Mikroskop besonders nahe der Anwachsfläche stark divergente Büschel zu bemerken. Dementsprechend zeigt auch das bezügliche Diagramm eine starke Streuung der Achsenlagen nach allen Richtungen, nur die Lagen parallel zur Faserung fehlen auch hier vollständig. Das Gürtelmaximum ist schon deutlich erkennbar.

Die Lage *b* mit einer Breite von ungefähr $2\frac{1}{4}$ mm zeigt schon nur noch die charakteristischen schmalen Faserbüschel mit schwach divergenter Auslöschung. Nur am Rande gegen *a*, dessen Grenze durch einige schwärzliche Einlagerungen gekennzeichnet ist, sind noch einige wenige, stärker divergente Büschel zu bemerken, die aber in das Diagramm nicht mitaufgenommen wurden, da sie schon zu nahe am Rand lagen. Das Diagramm zeigt schon das schön geschlossene Maximum mit einer Breite von etwa 35°, mit nur vereinzelt darüber etwas hinausfallenden Kornlagen.

Bei Lage *c*, die von der vorhergehenden wieder durch eine aber etwas breitere Zone von Einlagerungen getrennt war (jedoch ohne divergente Büschel), zeigt sich eine noch stärkere Geschlossenheit im Gürtelmaximum (etwa 20° Breite). Es entspricht dies einer ungefähr 60 bis 70fachen Überbesetzung.

Die Regelung stellt sich also sehr bald ein, schon höchstens 1 bis 2 mm von der Anwachsfläche sind alle stärker divergierenden Büschel verschwunden, und sie bleibt auch dann weiterhin sehr gleichmäßig, mag auch die Korngröße Schwankungen unterworfen sein.

Lamellendiagramm.

Es wurden nun auch vom selben Schliff wie bei Abb. 9 ein Diagramm der Kalzitlamellen hergestellt (Abb. 12). Hierbei wurden sämtliche sichtbaren Lamellen vermessen, die sich jedoch auf die einzelnen Körner ganz ungleich verteilen. Entweder es waren zwei sichtbar, dann wurden beide eingemessen (sie schließen miteinander einen Winkel von 45°, bzw. 135° ein), oder nur eine oder, wie es bei etwa der Hälfte der Körner der Fall war, überhaupt keine. Letzteres

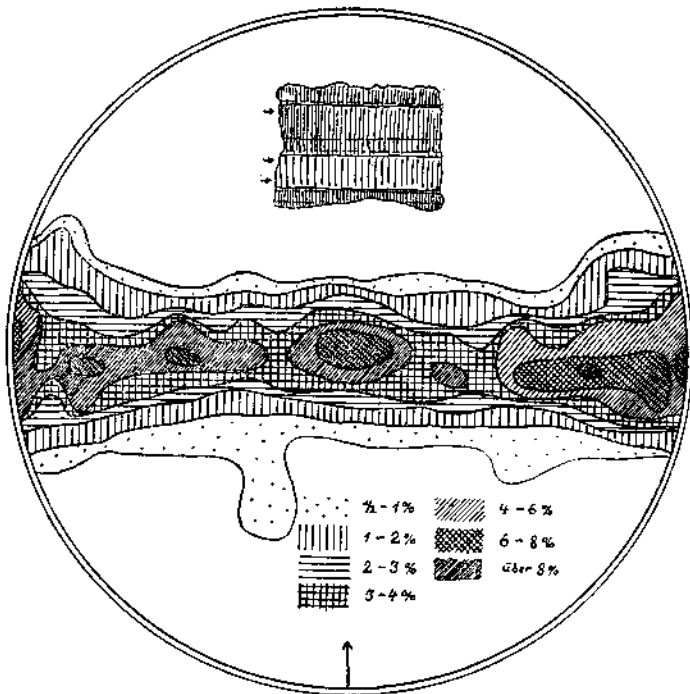


Abb. 9. Groöoolith, Brunnstein, senkrecht s, 435 Achsenpole.

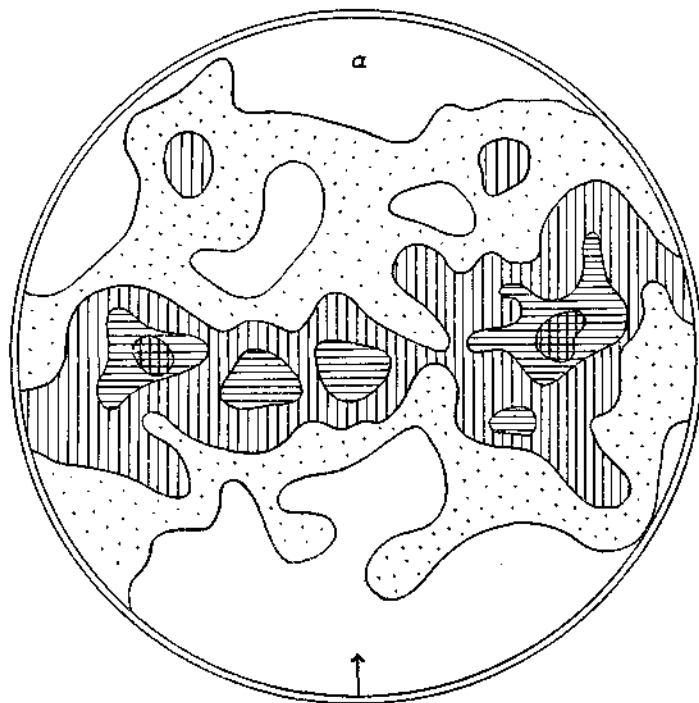


Abb. 10. Groöoolith, Brunnstein, Lage a, 0—1 mm von der Anwachfläche, 330 Achsenpole. Musterung wie in Abb. 9.

hat seinen Grund darin, daß entweder die Zwillinglamellen schlecht oder nicht ausgebildet waren oder infolge ihrer Stellung nicht sichtbar sind. Es sind nämlich nur diese Lamellen sichtbar und einmeßbar, deren Ebenen mit der Schlißnormalen einen Winkel unter 30° einschließen. Darüber sind sie nur in den besonders günstigen Fällen zur Messung verwendbar. Bei den anderen treten bei der steilen Lage der Schlißfläche die Unebenheiten der Oberfläche so sehr bei dem starken Relief hervor, daß ein Einstellen der Lamellen zur Unmöglichkeit wird. Sie sind dann überhaupt nicht mehr erkennbar.

Der Bereich der Flächenpole der meßbaren Lamellen umfaßt also einen Gürtel von etwa $30\text{--}35^\circ$ Breite, während ein Mittelfeld von $60\text{--}55^\circ$ Radius freibleibt (mit einer Streuung von 15°).

Dem Achsendiagramm nach müßten die Lamellenpole auf einem Gürtel liegen, dessen äußerste Breite nach jeder Seite des Äquators 26° (Winkel zwischen c -Achse und Lamellennormale) plus 15° (Streuung) beträgt. Die Verteilung der Lamellenpole auf diesem Gürtel muß nun zwei Maxima haben: Denkt man sich die Achsenpole nicht längs eines Äquators angeordnet, sondern mit derselben Streuung um einen Punkt herum, so müssen die zugehörigen Lamellenpole auf einem Kreisring liegen, mit den Halbmessern $26 \pm 15^\circ$ ist gleich 41° , bzw. 14° . Geht man nun wieder auf die Verteilung längs des Äquators über, so kommt für die Dichteverteilung der Lamellenpole, da die Abstände vom Äquator dieselben bleiben, die relative Zahl der auf den Querschnitten parallel

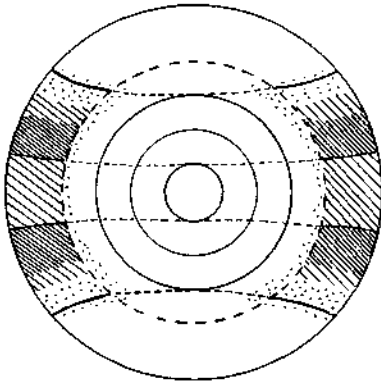


Abb. 13.

zum Äquator liegenden Lamellenpole in Betracht. Hier ergibt sich nun ein Maximum in der Breite des inneren Halbmessers des Kreisringes, bei 11° . Außerdem nimmt die Dichte nach außen bedeutend langsamer ab als nach innen, so daß also der Schwerpunkt weiter vom Äquator weg zu liegen kommt.

Zieht man nun von diesem Gürtel das Mittelfeld der nicht meßbaren Lamellenpole ab, so bleiben für die dichtest besetzten Gebiete vier \pm trapezförmige Flächen übrig, die durch weniger dicht besetzte Gebiete zusammenhängen (Abb. 13).

Damit stimmen, wie Diagramm Abb. 12 zeigt, auch die Ergebnisse der U-Tischaufnahme überein.

Karlsbader Aragonitsinter.

Der Aragonitsinter des Karlsbader Sprudelsteines bildet ein gutes Beispiel eines primären Sinters, dessen Bildung sich auch jetzt noch vollzieht. In der Arbeit von F. E. Suess,¹⁾ „Die Bildung der Karlsbader

¹⁾ Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, II, 1909, S. 392.

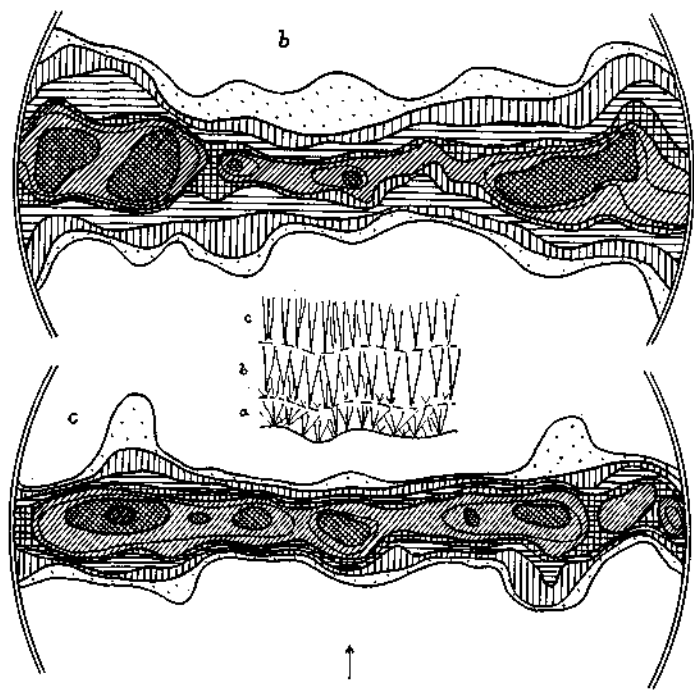


Abb. 11. Groöolith, Brunnstein, Lage *b* (1—3 mm von der Anwachfläche, 230 Achsenpole) und Lage *c* (3—5 mm von der Anwachfläche, 180 Achsenpole).

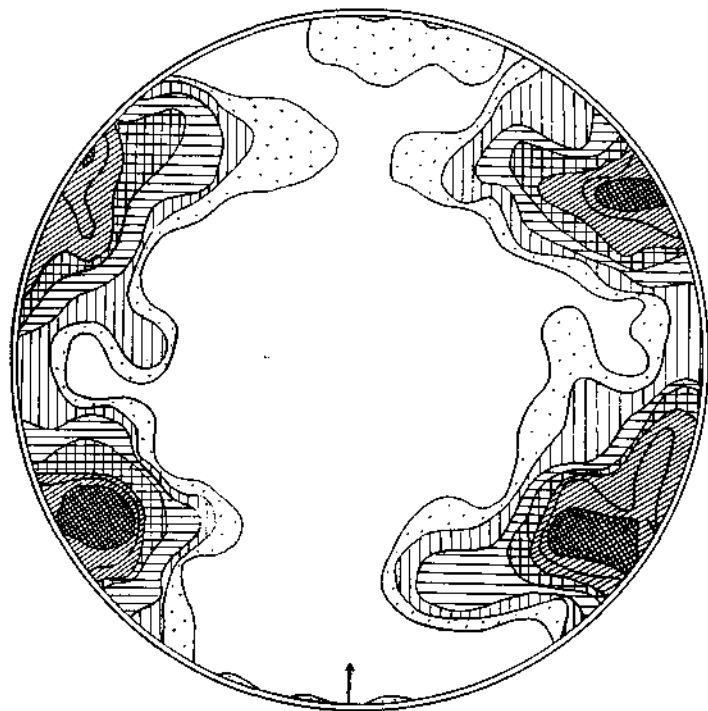


Abb. 12. Groöolith, Brunnstein, senkrecht *s*, 389 Kalzitlamellen. Musterung wie bei Abb. 9.

Sprudelschale“, besitzen wir eine ausführliche Beschreibung des ganzen Vorkommens und Untersuchungen über die Bildungsbedingungen. Der Sprudelstein ist demnach ein Absatz warmer kalziumkarbonathaltiger Wässer vorwiegend in der Tiefe in Spalten und Höhlungen des Gesteins, wobei die Ausscheidung des Kalziumkarbonates bewirkt wird durch Abkühlung der Lösung und Entweichen von Kohlendioxyd.

Der Absatz erfolgte z. T. ungestört als rein weißer Aragonit ohne Ausbildung von Schichtung mit oft ziemlich großen divergenten Faserbüscheln.

In anderen Fällen treten Verunreinigungen von hauptsächlich Eisenoxyd auf, die, da sie schichtweise bald stärker, bald schwächer auftreten oder auch ganz fehlen,

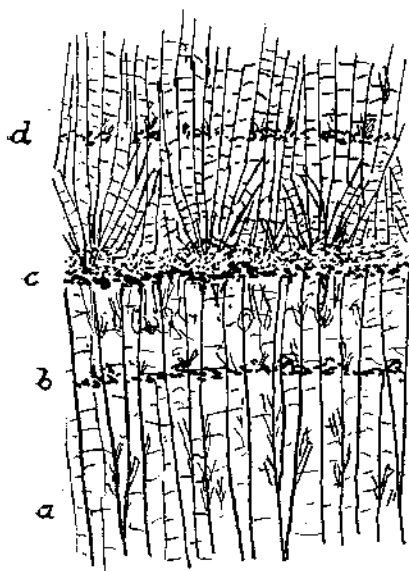


Abb. 14.

die bekannte braunrote Bänderung hervorrufen. Aber auch das Wachstumsgefüge der Aragonitkristalle kann sich ändern, so daß gröberkristalline Schichten mit makroskopisch oft ganz dichten Aragonitlagen abwechseln.

Im Dünnschliff läßt sich diese Änderung des Wachstumsgefüges sehr gut verfolgen. Der Schliff (Abb. 14) stammt aus einem schön gebänderten Aragonitsinter mit verhältnismäßig grobem Korn. Die Wachstumsrichtung geht von unten nach oben. Die im Schliff unterste Schicht (a) wird durch ziemlich grobe und nahezu genau parallellaufende Aragonitfasern gebildet, die also jedenfalls Zeit gehabt hatten, sich zu dieser Größe und Regelmäßigkeit aus-

zubilden, ohne daß sie während des Wachstums durch den Absatz von Verunreinigungen gestört worden wären. Bei b tritt eine kleine Eisenoxydlage auf, ohne jedoch das Weiterwachsen des Kristallrasens wesentlich zu stören. Sie befördert nur die Anlage einiger neuer Kristallkeime, die zur Ausbildung von kleinen divergentstrahligen Kristallbüscheln führen, sich aber nicht weiter entwickeln, sondern bald von den größeren Kristallfasern überwuchert werden.

Bei c findet nun das ungestörte Wachstum der Aragonitfasern sein Ende. Es lagerte sich nämlich eine etwa $\frac{1}{2}$ mm breite Zone, bestehend aus einem regellosen Hautwerk fast submikroskopisch kleiner Aragonitkriställchen ab, die sich über die Spitzen des vorherigen Kristallrasens legten, dabei die noch vorhandenen Zwischenräume ausfüllend. Eingeleitet wird diese Ablagerung hier von geringeren Mengen von Eisenoxyd, das jedoch unwesentlich ist, wie aus anderen Beispielen hervorgeht, wo es fehlt. Aus dieser regellosen Zone entwickeln sich

dann bald wieder zunächst stark divergentstrahlige Büschel mit geringer Korngröße, die dann allmählich in ein gröberes parallelfaseriges Gefüge übergehen, indem die von der geraden Richtung abweichenden Körner nach und nach verschwinden. Eine später bei *d* auftretende schmale Schichte von Eisenoxydeinlagerungen vermag wieder keinen wesentlichen Einfluß auf das Gefüge auszuüben, außer dem Auftreten einiger kleiner, von der geraden Richtung abweichender Kriställchen.

Für die plötzliche Änderung des Gefüges, wie bei *c* ist also die Ursache jedenfalls nicht im Auftreten der Eisenoxydeinlagerungen zu suchen, sondern in einer vorübergehenden Änderung der Wachstumsbedingungen (Temperatur, Konzentration usw.), die die Keimbildungs- und Wachstumsgeschwindigkeit erhöhte, so daß ein langsames geregeltes Wachstum nicht mehr möglich war.

Durch größeren Absatz von Verunreinigungen können auch Veränderungen auftreten, die, wenn sie lokal vorkommen, oft die Gleichmäßigkeit in den Schichten stören. So kann man häufig Ansammlungen von Eisenoxydflocken beobachten, die auf einer örtlich begrenzten Stelle den Absatz des Aragonites unterbrechen. Es bildet sich dann um jede solche Flocke ein selbständiger Aragonitrasen und erst die neue Aragonitschichte, die sich nach Ablagerung dieser Flocken bildet, legt sich wieder gleichförmig darüber. Eine Ausbuchtung nach oben bleibt zurück, die aber im weiteren Verlauf des Schichtabsatzes allmählich ausgeglichen wird und verschwindet (Abb. 15).



Abb. 15.

Andere Unregelmäßigkeiten werden dadurch verursacht, daß vorübergehend ein Wiederauflösen von Aragonitsubstanz stattfindet, gewöhnlich unter schrägem Abschneiden der Schichten, und wenn der Absatz von Aragonit wieder beginnt, sich die neue Lage diskordant über die schräg abgeschnittenen Schichten legt.

Solche Stellen können bei derartigen Bildungen zur Deutung oft sehr wichtig werden, weil sie den Beweis liefern, daß sich die Schichten durch Absatz gebildet haben und nicht etwa nachträglich erst die Schichtstruktur entstanden ist (etwa durch Diffusionsvorgänge). Außerdem bilden sie einen Anhaltspunkt zur Feststellung, in welcher Richtung der Absatz der Schichten erfolgt ist, was oft besonders in einzelnen Handstücken schwierig oder gar unmöglich festzustellen ist.

An manchen Stellen kann man beobachten, daß schon gebildete Schichtteile teilweise abgelöst wurden und so gewissermaßen weghängen. Später wurden sie dann wieder normal übersintert, wobei manchesmal unter dem abstehenden Schichtstück Hohlräume bleiben können.

Untersuchung mit dem U-Tisch.

Es wurden sowohl Schliffe vermessen, die senkrecht zur Schichtung, also parallel zur Faserung geschnitten waren, also auch solche, die parallel zur Schichtung lagen.

Da der Aragonit optisch zweiachsig ist, lassen sich die Methoden, wie sie beim einachsigen Kalzit verwendet wurden, nicht ohne weiteres anwenden. Es lassen sich aber infolge der Umstände, daß einerseits der Achsenwinkel sehr gering ist ($18-19^\circ$), andererseits fast immer eine Zwillingbildung nach einem einfachen Zwillingsgesetz vorhanden ist, wieder einfachere Methoden anwenden, als sie normalerweise bei zweiachsigen Mineralien gebraucht werden müssen.

Es sind hier zwei Fälle in den Kornlagen zu unterscheiden:

1. Die c -Achse liegt nahezu oder genau in der Schlißfläche (Äquatorlage). Hier kann (und muß) der Aragonit als einachsig betrachtet werden, da bei der Kleinheit des optischen Achsenwinkels die Zweiachsigkeit bei den verwendeten Methoden nicht in Erscheinung tritt. Die Messung erfolgt also wie beim Kalzit.

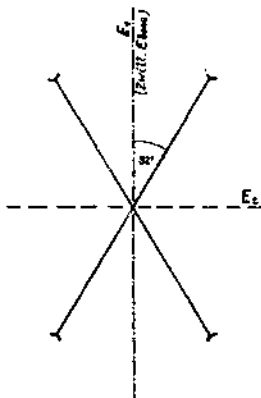


Abb. 16.

2. Die c -Achse liegt ungefähr senkrecht zur Schlißfläche (Pollage). Hier läßt sich die fast immer vorhandene Zwillingbildung mit Vorteil zur Kornlagenbestimmung verwenden, die stets nach demselben Gesetz, nämlich nach (110) als Zwillingsebene, erfolgt. Bei den Zwillingkörnern ist die spitze Bisektrix (c -Achse) gemeinsam, in der sich die Zwillingsebene (110) und die zu ihr senkrechte, durch die c -Achse gehende Ebene schneiden. Durch Bestimmung dieser beiden Ebenen ist dann die spitze Bisektrix und damit die c -Achse des Zwillingspaars vollständig bestimmt und damit eine wohl für die meisten Fälle hinreichende Orientierung gegeben, besonders da ja in der Äquatorstellung sich auch nur die Lage der c -Achse feststellen läßt. Die Lage der optischen Achsenebene bleibt damit noch unbestimmt. Man kann deren Lage jedoch auch leicht noch festlegen, indem man den Schliff so dreht, daß das Korn in die von der Zwillingsebene um den kleinsten Winkel (32°) abweichende Auslöschungsstellung bringt. Diese Richtung stellt dann die Lage der optischen Achsenebene des einen Kornes dar. Beim andern Korn verfährt man ebenso, womit die Lagen beider Individuen vollständig bestimmt sind (Abb. 16 und 17).

Ausführung der Bestimmung für die Polstellung.

1. Zunächst wurde durch Drehen um A_1 die Zwillingsgrenze genau parallel dem Vertikalfaden gebracht, wodurch man für die Lage der Zwillingsebene den Winkel α_1 erhält.

2. Dann wurde der Schliff um die Achse A_2 geneigt, bis bei jeder Stellung von A_4 beide Lamellen die gleiche Interferenzfarbe haben. Dies geschieht am besten, indem man vorher durch Drehen um A_4 eine möglichst kontrastreiche Stellung einstellt. Dadurch hat man jetzt die Zwillingsebene E_1 in eine Lage senkrecht zur Beobachtungsfläche (= die Ebene senkrecht zur Mikroskopachse) gebracht. Den Winkel links, bzw. rechts liest man ab.

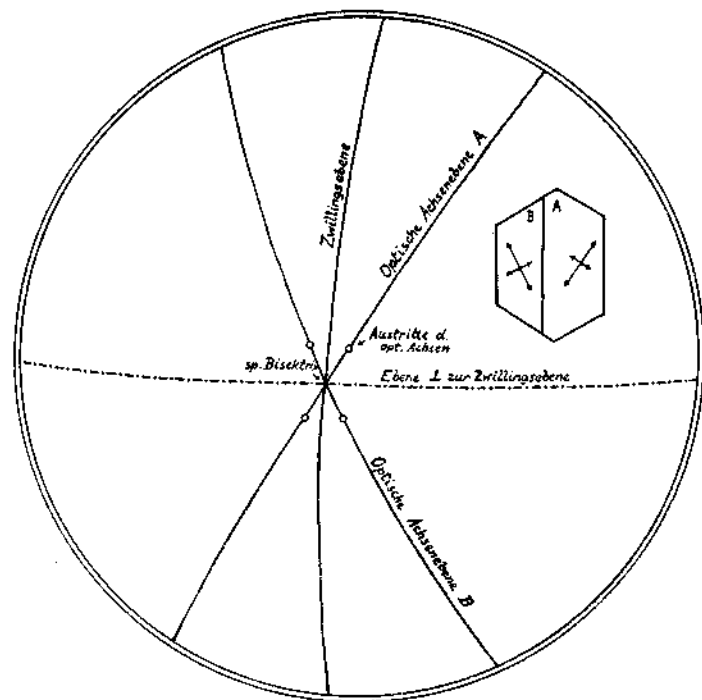


Abb. 17. Diagramm eines Aragonitzwilling.

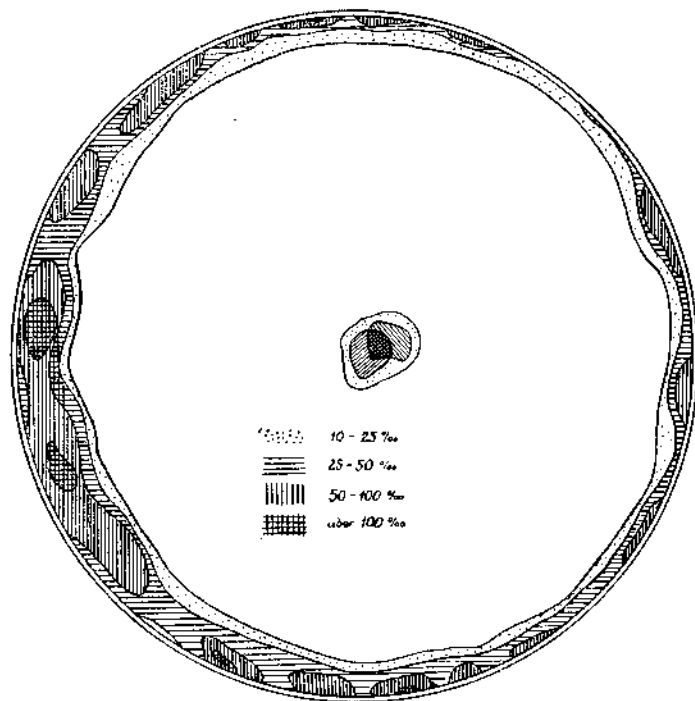


Abb. 19. Aragonitsinter, Karlsbad, parallel s , 154 Körner.
Mitte: c -Achsenpole, Rand: Pole der Zwillingslamellen

3. Um nun auch die zur Zwillingssebene senkrechte Ebene E_2 in eine Lage senkrecht zur Beobachtungsebene zu bringen, verfährt man entsprechend wie bei 2., nur wird jetzt der Schliff so lange um A_4 gedreht, bis bei jeder Stellung von A_3 die Interferenzfarben gleich sind. Der erhaltene Winkel ist α_4 .

Das Auftragen dieser hiemit erhaltenen Winkel auf der Oleate geschieht dann folgendermaßen:

1. Der Winkel α_1 wird wie gewöhnlich durch Drehen der Oleate und Ablesen an der Peripherie eingestellt.

2. α_2 wird am wagrechten Mittelbalken von der Mitte aus aufgetragen, u. z. bei Ablesung am linken Bügel nach rechts und umgekehrt.

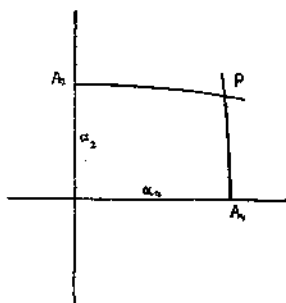


Abb. 18.

3. α_4 wird am senkrechten Mittelbalken aufgetragen in umgekehrter Richtung wie die Bezeichnung an der Trommelskala, nämlich in der Richtung von unten nach oben.

Der Schnittpunkt der Großkreise, die durch die nach 2. und 3. erhaltenen Punkte gelegt werden, ist dann der Austrittspunkt der spitzen Bisektrix (s. Abb. 18). Die Zwillingssebene E_1 ist gegeben durch die durch den Großkreis A_3P gehende Ebene, die zu ihr senkrechte E_2 durch die durch den Großkreis A_4P gehende Ebene.

Da die spitze Bisektrix mit der c -Achse zusammenfällt, so erhält man also dadurch wie

bei den Einachsigen die Lage der c -Achse. Wenn man noch dazu die Lage der Zwillingssebene einmißt und verzeichnet, so ist damit die Orientierung des Zwillingspaars und damit jedes einzelnen Kornes vollständig bestimmt.

Diagramme.

Das Diagramm Abb. 19 wurde an einem Schliff parallel zur Schichtung aufgenommen. Er ging durch eine eisenoxydfreie Schicht mit einer Korngröße von 0.05—0.1 mm. Vermessen wurden 154 Körner. Das Diagramm besteht aus zwei Teilen, die eigentlich zwei verschiedene Diagramme darstellen.

1. Die beiden schraffierten Flecke in der Mitte umfassen das Gebiet der Austritte der spitzen Bisektrizen, bzw. der c -Achsen. Bei der Aufnahme des Diagrammes wurden sie als Striche dargestellt, die gleichzeitig die Richtung der Zwillingssebenen angaben. Da die Striche aber bei der Verkleinerung des Diagrammes schlecht sichtbar werden und die Lagen der Zwillingssebenen außerdem noch eigens dargestellt sind, wurden sie hier weggelassen und nur das Gebiet umgrenzt. Darüber hinaus fallen nur ganz vereinzelte Kornlagen. Die zwei Flecke geben die Achsenlagen in verschiedenen Bereichen des Schliffes an.

Die Streuung ist also äußerst gering. Sie wird außerdem noch etwas verwischt durch eine leichte Unebenheit der Schichtenfläche, die natürlich die Streuung des Gesamtbildes etwas vergrößert. Während der Aufnahme des Diagrammes konnte dies deutlich bemerkt werden durch das Wandern des Schwerpunktes der Eintragungen; z. T. wurde es durch verschiedene Farben der Eintragungen zum Ausdruck

gebracht. Zwei solcher Gruppen sind im abgebildeten Diagramm durch die Umgrenzung unterschieden. In kleineren Bereichen, in denen man annehmen kann, daß der Untergrund eben ist, beträgt die Streuung höchstens $5-10^\circ$, die Beziehung der Achsenlagen auf die Fläche des Untergrundes, was bei der Darstellung dessen Unebenheiten ausgleichen würde, scheidet daran, daß die Lage des Untergrundes hier nicht genügend genau faßbar ist.

2. Schon bei der vorhin erwähnten Darstellung der Richtung der Zwillingsebenen durch die Striche war keinerlei Regelmäßigkeit in deren Lage erkennbar. Um dies jedoch noch deutlicher darzustellen, wurden die Zwillingsebenen besonders eingemessen und deren Normalen im Diagramm eingetragen. Der Randteil des Diagramms stellt nun die Verteilung der eingemessenen Pole der Zwillingsebenen dar, u. z. derselben Körner, deren Achsenlagen in der Mitte angegeben sind. Die Besetzung ist ziemlich gleichmäßig, irgendein besonderes Maximum ist nicht erkennbar. Es ist also eine Regelung in bezug auf die *a*-, bzw. *b*-Achse nicht vorhanden, dagegen eine sehr ausgesprochene und scharfe in bezug auf die *c*-Achse.

Diagramm Abb. 20. Hier wurde ein Schnitt senkrecht zur Schichtung eines durch Eisenoxydeinlagerungen deutlich gebänderten Karlsbader Sprudelsteins vermessen. Es sind drei Diagramme zusammengefaßt, die um den Winkel von je 60° gegeneinander gedreht sind. Jedes Diagramm umfaßt die Achsenlagen der in einem gewissen, gleichbleibenden Abstand von der Anwachsfläche liegenden Körner. Dadurch soll die Änderung der Regelung im Verlauf des Wachstums ersichtlich gemacht werden.

Diagramm *a*), in der Höhe von 1 mm von der Anwachsfläche. Vermessen 188 Körner. Die Korngröße betrug $0.02-0.05$ mm. Es zeigt sich eine Streuung von rund 60° , was einer zehnfachen Überbesetzung entspricht.

Diagramm *b*), in einem Abstand von 4 mm, vermessen 197 Körner, Korngröße: $0.1-0.2$ mm. Die Streuung ist erheblich geringer geworden, sie beträgt nur mehr ungefähr 20° , nur einzelne Lagen sind noch außerhalb, aber auch nur bis höchstens 60° . Überbesetzung: 75fach.

Diagramm *c*), im Abstand von 8 mm von der Anwachsfläche, vermessen 120 Körner. Das Gebiet auf dem die Achsenpole liegen ist schon sehr klein und ziemlich geschlossen, die Streuung also sehr gering, etwa $5-10^\circ$. Die *c*-Achsen kann man also schon als nahezu parallel bezeichnen. Die Überbesetzung ist 150fach.

Gänge und Lagen von Kalzit in Seefelder Bitumenschiefer.

In den bituminösen Schiefen des Hauptdolomits von Seefeld und anderen alpinen Vorkommen sind oft sehr zahlreich von Kalzit erfüllte Gänge und gangartige Bildungen vorhanden.¹ Sie sind von weißer bis schwach gelblicher Färbung (Bitumengehalt). Sie laufen meist den Schichten parallel, durchbrechen sie aber auch häufig quer, sind also

¹) Sander, Über bituminöse Mergel. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1921, S. 143 ff., hält einen Teil dieser „Kalzitrasen“ nicht für eigentliche Gänge, sondern für Bildungen während der Sedimentation und Diagenese.

dann sicher jüngere Bildungen. Die Breite schwankt von mikroskopischer Mächtigkeit bis zu mehreren Zentimetern. Es lassen sich auch häufig Gänge verschiedenen Alters unterscheiden, hiebei sind stets die quer zu den Schichten streichenden die jüngeren.

Unter dem Mikroskop erkennt man, daß diese Kalzitgänge aus hellen farblosen Kalzitstengeln bestehen, die mit ihrer Längserstreckung senkrecht zur Wandung des Ganges stehen, bisweilen auch wenig schief dazu, wie bei dem in Abb. 26 gezeigten Fall, wo der Winkel zwischen Stengelrichtung und Gangwandung 81° beträgt. Die Hauptachsen der Kalzite fallen mit deren Längserstreckung zusammen, wie sich durch Bestimmung der Schwingungsrichtungen leicht feststellen läßt (siehe auch die Diagramme).

Die Wachstumsstruktur ist fast immer deutlich erkennbar: An der Stelle des Wachstumsbeginnes kleinere Körner mit verschiedenen diver-

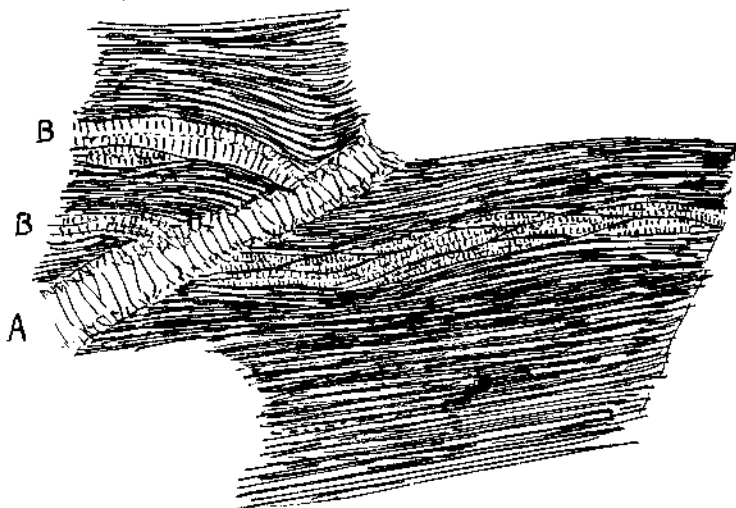


Abb. 21.

genten Achsenlagen und mehr rundlichem Querschnitt, aus denen dann die größeren, wandständigen, langgestreckten Kalzite herauswachsen. Was die Wachstumsrichtung in bezug auf die Gangwandung anlangt, so konnten hier folgende zwei Fälle beobachtet werden:

A. Von beiden Gangwänden gegen die Mitte zu gewachsen, mit mehr oder weniger symmetrischem Bau. Es bildet sich hiebei in der Mitte keine ausgeprägte gerade verlaufende Naht, wie es etwa bei den Großoolithen die Regel ist, sondern die von beiden Seiten kommenden Kalzitstengel greifen regellos ineinander, so daß nicht immer festgestellt werden kann, von welcher Seite des Ganges aus ein Korn gewachsen ist. Zu diesem Typus gehören Gänge, die zwar auch größtenteils in der Schichtung liegen, aber oft plötzlich ihre Richtung ändern und dann quer dazu die Schichten durchbrechend verlaufen (siehe Abb. 21, Gang A).

B. Bei den anderen gangartigen Bildungen, und das sind solche, die immer in der Schichtung liegen, sind die feinkörnigen Kalzite, die den

Beginn des Wachstums anzeigen und auch eine mehr regellose Achsenlage haben, nicht am Rande, an der Gangwandung, sondern in der Mitte gelegen. Man muß also annehmen, daß die Kalzite nicht von der jetzt vorhandenen Gangwand, sondern von der Mitte aus gewachsen sind. Als Ansatz für den Wachstumsvorgang sind manchmal noch ganz dünne, oft unterbrochene Lagen von bituminöser Substanz des Gesteines sichtbar. Vielfach ist aber überhaupt nichts mehr erkennbar, als ein Aggregat von kleinen Kalzitkörnern, aus welchem dann nach den Rändern hin die größeren, gut geregelten Kalzitstengel wachsen, die hier vielmehr in die Länge gestreckt und schmaler erscheinen als beim anderen Typus.

Auch die Form dieser Einschaltungen ist oft eigentümlich, besonders die kleineren treten nämlich meist mehr linsenförmig auf, wobei ganze Reihen solcher Linsen in einer Lage hintereinander folgt, deren Enden sich gegenseitig übergreifen (siehe Abb. 21, Gang *B* und Abb. 22). Die durch kleinere unregelmäßige Körner immer deutlich gekennzeichnete Fläche des Wachstumsgewebes geht hiebei immer in der Mitte oder nahe derselben hindurch, so daß diese Gebilde einen mehr oder weniger symmetrischen Bau erhalten.

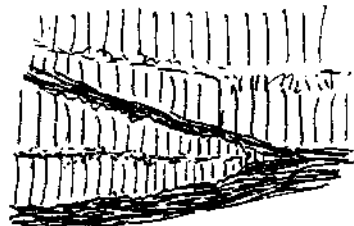


Abb. 22.

Die Diagramme, Abb. 23 und 24, stellen die Achsenlagen eines Kalzitganges dar, der die Schichtung des Gesteines schief, an der vermessenen Stelle unter einem Winkel von etwa 30° durchbricht. Er gehört dem unter *A* genannten Typus an.

Diagramm 24 umfaßt die in der Mitte des Ganges liegenden, hauptsächlich groß ausgebildeten und mehr stengeligen Kalzitkörner (es wurden jedoch auch kleinere mitvermessen). Das scharf ausgeprägte Maximum (mehr als 10% Überbesetzung) läßt die gute Einregelung der *c*-Achsen in die Stengelrichtung (die im Diagramm durch eine Linie bezeichnet ist), also senkrecht zur Gangwand erkennen.

Beim anderen Diagramm 23, das die Achsenlagen der am Rande liegenden Körner, die im allgemeinen viel kleiner und mehr rundlich ausgebildet sind, enthält, ist zunächst einmal eine bedeutend größere Streuung zu erkennen: Verteilung der Achsenpole über die ganze Lagenkugel, nur 6fache Überbesetzung im Maximum. Ferner zerfällt das Maximum deutlich in zwei Teilmaxima, von denen das kleinere wie beim früheren Diagramm die Achsenlagen in der Stengelrichtung, senkrecht zur Gangwandung angibt, während das andere besser ausgebildete zeigt, daß der größere Teil der Körner die Achsen nicht senkrecht zum Verlauf der Gangwandung hat, sondern senkrecht zur Schichtung des Gesteines.

Es tritt also bei den meist klein ausgebildeten Körnern nahe der Gangwand zunächst eine Regelung senkrecht zu den schief angeschnittenen Schichten des Gesteines auf, während die Richtung senkrecht zum Gangverlauf vorerst nur ganz untergeordnet vorhanden ist. Mit dem

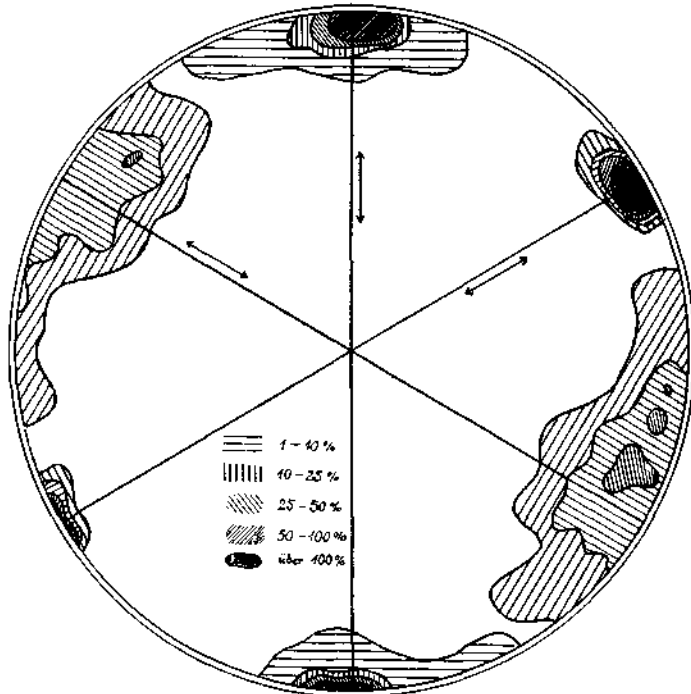


Abb. 20. Aragonitsinter, Karlsbad, senkrecht s, verschiedene Wachstumschichten. Im Diagramm um je 60 gedreht, 190, 197 und 100 Achsenpole.

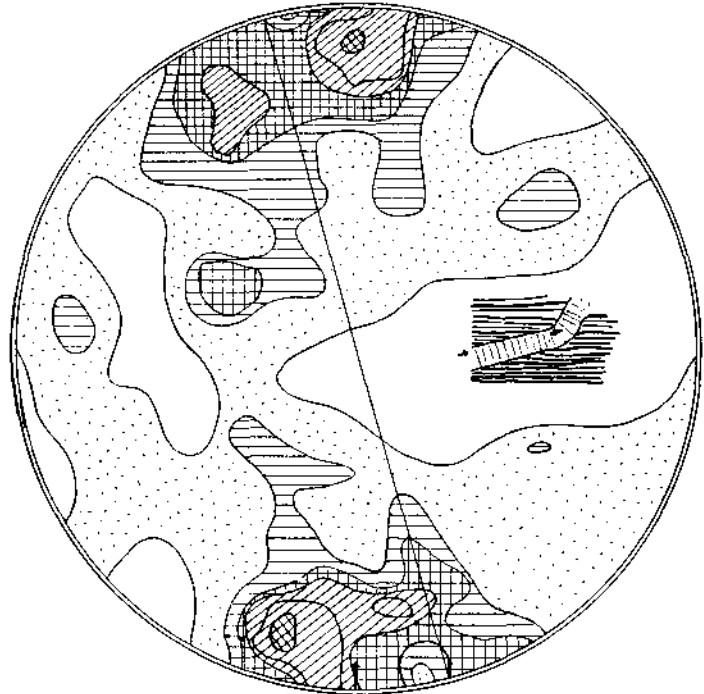


Abb. 23. Seefelder Kalzitgang, Rand, 355 Achsenpole. Musterung wie in Abb. 24.

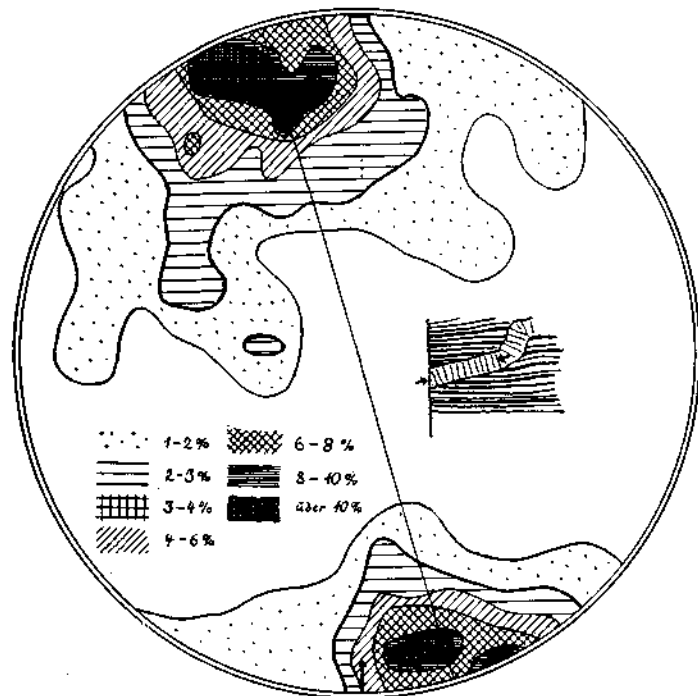


Abb. 24. Seefelder Kalzitgang, Mitte, 206 Achsenpole.

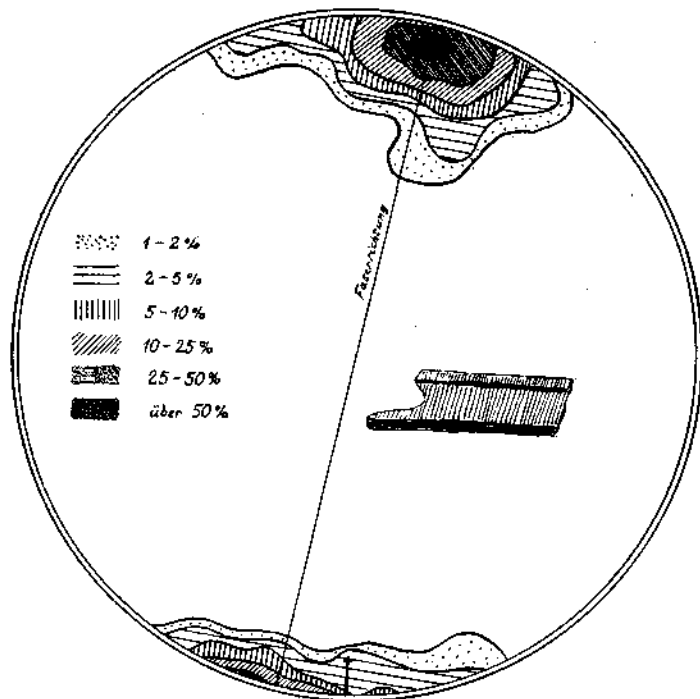


Abb. 26. Seefelder Kalzitrasen, senkrecht s, 190 Achsenpole.

Weiterwachstum tritt dann die erstere Regel ganz zurück, auf dem Diagramm ist davon gar nichts mehr zu bemerken, und die Regelung senkrecht zur Gangwand wird die allein herrschende.

Die Erklärung für die Regelung senkrecht zur Schichtung muß in einem richtenden Einfluß der Gangwand auf die erstgebildeten Kalzite zu suchen sein. Dieser kann darauf beruhen, daß die Gangwand nicht



Abb. 25.

gerade in der Gangrichtung verläuft, sondern stufenförmig entsprechend der Schichtung des Gesteins. Das ist öfters auch ganz deutlich zu beobachten (siehe Abb. 25). Bei Beginn des Wachstums, solange die Korngröße noch gering ist, sind also die kleinen Unebenheiten der Unterlage, deren Hauptrichtung in diesem Fall nicht

durch den durchschnittlichen Gangverlauf, sondern durch die Schichtflächen gegeben ist, für die Orientierung der Kalzitkörner maßgebend. Erst im weiteren Verlauf des Wachstums, wenn die Unebenheiten des Untergrundes schon ausgeglichen und die Körner größer ausgebildet sind, erfolgt auf Grund der geometrischen Auslese eine Einregelung der Kalzite entsprechend dem durchschnittlichen Verlauf der Gangwand ohne Rücksicht auf die kleineren Unregelmäßigkeiten derselben.

Das Diagramm 26 zeigt die Achsenlagen eines Kalzitrasens vom zweiten Typus. Die Regelung ist hier noch schärfer mit einem Maximum

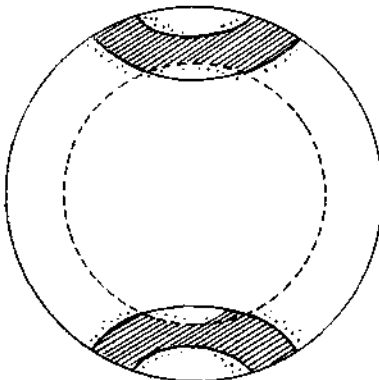


Abb. 28a.

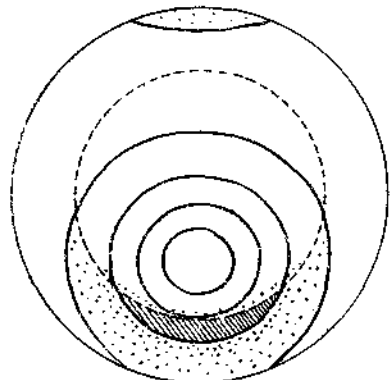


Abb. 28b.

von über 50%, bei sehr geringer Streuung. Die Achsenlagen stehen entsprechend der Stengelrichtung zu den Schichtenlagen schief unter einem Winkel von 80°.

Von den hier sehr zahlreich vorkommenden und deutlich ausgebildeten Zwillingslamellen wurden auch Diagramme ausgemessen. Diagramm 27 stellt die dem Achsenlagendiagramm 23 entsprechenden Lamellenpole dar. (Schliff parallel zur Stengelung.)

Theoretisch sollen hier die Lamellenpole einen Gürtel um die Hauptachse bilden, dessen Mittellinie im Abstand von $26\frac{1}{4}^\circ$ von der Haupt-

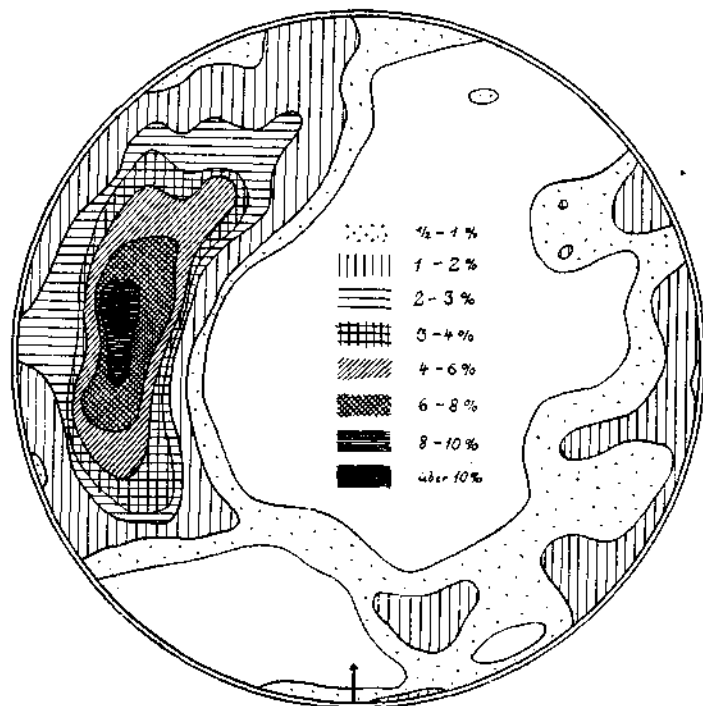


Abb. 27. Seefelder Kalzitrasen, senkrecht s Rand, 248 Pole der Zwillinglamellen. Musterung wie in Abb. 29.

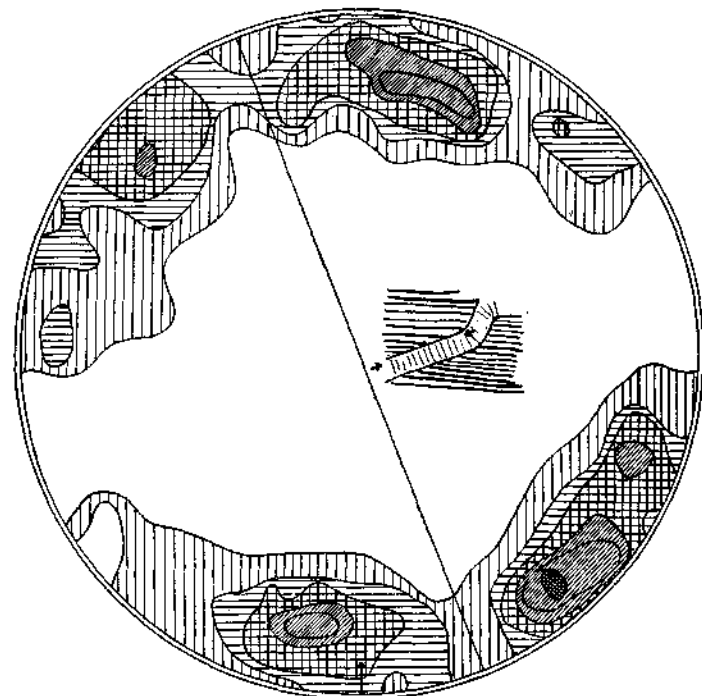


Abb. 29. Seefelder Kalzitgang, parallel s, 394 Pole der Zwillinglamellen.

achse verläuft; die Breite dieses Gürtels wird dann durch die Streuung bedingt, also gemäß dem Achsendiagramm hier etwa 30° . Der mittlere Teil des Diagrammes mit einem Radius von 50 bis 60 fällt als nicht meßbar weg (siehe Abb. 28 a).

Damit stimmen auch im wesentlichen die ausgemessenen Diagramme überein. Nur sind die Maxima gewöhnlich etwas weiter nach außen gerückt als der Schwerlinie des Gürtels entspricht, auch sind die Zusammenhänge der Maxima mit zu wenig Punkten besetzt. Diese Abweichungen zeigten auch die anderen vermessenen und hier nicht abgebildeten Lamellenpoldiagramme.

Die Lamellenpole eines senkrecht zur Stengelumgebung geschnittenen Schließes stellt Diagramm 29 dar. Es ist derselbe Kalzitgang, wie bei Diagramm 26, wo also die *c*-Achsen schief (unter 80°) auf die Schichtenflächen stehen und damit auch schief auf den Schließ, der parallel den Schichten geschnitten ist. Die Pole der Lamellen besetzen also einen Gürtel, der exzentrisch liegt und von dem dann nach Abzug des nicht beobachtbaren Mittelfeldes ein halbmondförmiges Maximum übrigbleibt (siehe Abb. 28 b).

Kalzitgänge in den oberrhätischen Kalken von Züri.

In den oberrhätischen Kalken an der Valluga (Arlberggebiet, anstehend an der Felsschwelle unterhalb des Pazielferners) gibt es Bildungen, die z. T. den großoolithischen äußerlich sehr ähnlich sehen und auch schon damit verwechselt wurden. Sie durchziehen entweder in langen 1—3 *cm* breiten Gängen das Gestein in verschiedenen Richtungen oder bilden die Zwischenmasse von eckigen Bruchstücken.

Sie bestehen aus sehr grobkristallinem Kalzit mit einer Korngröße von 1 bis 2 *mm* im Querschnitt bei normaler Ausbildung. Die Farbe ist hellgrau gefleckt und geht in der Wachstumsrichtung allmählich in Weiß über.

Unter dem Mikroskop läßt sich leicht erkennen, daß diese Gangbildungen mit der Großoolithstruktur nichts zu tun haben. Es unterscheidet sie davon vor allem die Lage der optischen Achsen, die nämlich parallel zur Faserachse ist. Es sind gewöhnliche Kalzitgänge, die vielmehr den (querlaufenden) Seefeldler Kalzitgängen ähneln.

Sie bestehen aus grobkörnigen, länglich (senkrecht zur Wand) gestreckten Kalziten, mit mehr eckigem Umriß, die mit sich allmählich verbreiternden Korndurchmesser aus den am Rande befindlichen Zonen kleiner, mehr regelloser Körner, gegen die Mitte des Ganges zusammenwachsen. Zur Ausbildung einer Mittelnacht kommt es hierbei nicht. Deutliche Zwillinglamellierung ist reichlich vorhanden. Die Körner sind durch beigemengtes bräunliches Pigment und Trübungen meist etwas trübe, u. zw. verschiedene Kristalle in verschiedenem Maße, daher auch das fleckige Aussehen.

Diese Bildungen sind also mit Kalzit verheilte Risse und Hohlräume, deren Entstehung in schon verfestigtem Gestein erfolgt ist, wie die eckigen Bruchstücke zeigen. Die zugeführte Karbonatlösung war mit feiner toniger Substanz verunreinigt, die manchmal vorübergehend so zunahm, daß eine Unterbrechung der Kalzitrasenbildung eintrat. Es kam dadurch zur Ausbildung geschichteter Gänge. Siehe Abb. 30.

Die Wachstumsrichtung geht von links nach rechts. Das Wachstum der ersten Schicht wurde durch Absatz von toniger Substanz unterbrochen, die sich als dünne Schicht darüberlegte, dabei auch etwas in die an der Oberfläche vorhandenen Zwischenräume eindrang, so daß eine girlandenartige Grenzfläche entstand. Die Entwicklung der sich über dieser tonigen Schicht neu ansetzenden Kalzitkristalle wurde bald wieder (nach 0·1 mm Breite) durch eine tonige Ablagerung unterbrochen. Erst die nächste Lage konnte sich dann ungestört entfalten (3 mm Breite). Dasselbe vollzog sich auf der anderen Seite des Ganges. In der Mitte stießen beide Kristallrasen in einer zickzackförmigen unregelmäßigen Linie mit den Kristallenden zusammen.

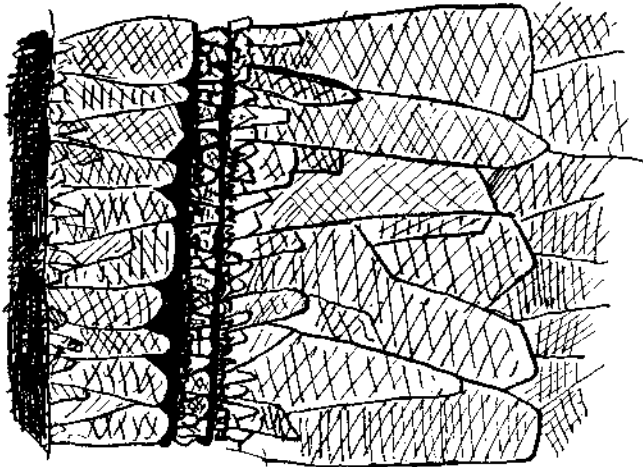


Abb. 30.

Verheiltes Zugriß in einem Silurkalk.

Das mir von Herrn Dr. Ohnesorge freundlich überlassene Stück besteht aus paläozoischem Kalk (Silur) der Kitzbühler Alpen und enthält einen mit Kalzit und Quarz verheilten Zugriß. Der Fundort war nach Angabe Dr. Olmesorges in einem Graben auf der Nordseite des vom Klein-Rettenstein gegen Paß Thurn ziehenden Rückens. Der Kalk gehörte einem in engem Verband mit der Grünschieferdecke stehenden, von N nach S geschuppten Komplex an.

Das im Handstück dunkelgraue Gestein besteht aus $\frac{1}{2}$ —1 mm großen Kalzitkörnern, die unter dem Mikroskop starke undulöse Auslöschung und zerbröselte Ränder zeigen. In den Intergranularen ist reichlich graphitische Substanz enthalten.

Um festzustellen, ob die Kalzite des Grundgesteins schon irgendeine bevorzugte Richtung besitzen und dadurch auf die Regelung der Gangfüllung einwirken, wurde von ihnen ein Diagramm aufgenommen. Wie dieses zeigt (Diagramm 31) ist keine bevorzugte Orientierung zu bemerken. Den geringen (nur 2—3% Übersetzung) ziemlich gleichmäßig verstreuten Dichteanhäufungen kann, besonders in Anbetracht des relativ kleinen vermessenen Gebietes, wohl keine Bedeutung zugemessen werden.

Bei Ausmessung eines größeren Bereiches könnte vielleicht noch eine Regelung aufgefunden werden, die aber infolge der jedenfalls geringen

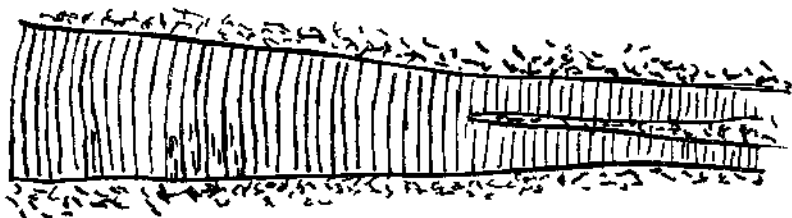
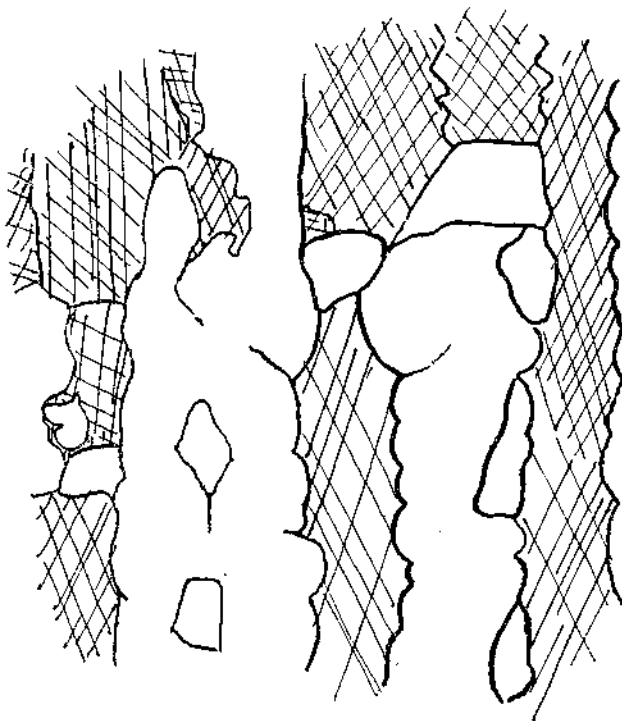


Abb. 32.

Ausprägung für einen Einfluß auf die Orientierung der Gangfüllung nicht in Betracht kommt. Wohl ist jedoch eine andere Feststellung von Wichtigkeit, die während der U-Tisch-Aufnahme gemacht wurde, nämlich



|| zur Faserung

Abb. 33.

daß Gruppen von nebeneinander liegenden Körnern annähernd dieselben Achsenlagen haben. Aus dem fertigen Diagramm ist dies nicht mehr zu ersehen, da sich diese Gruppen gegenseitig überdecken.

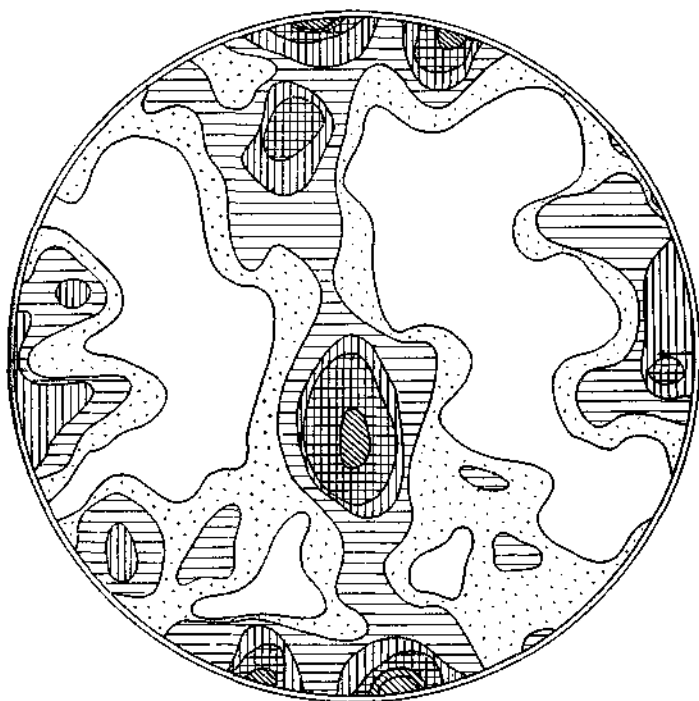


Abb. 35. Silurkalkgang, Paß Thurm, Quarze, 394 Achsenpole.

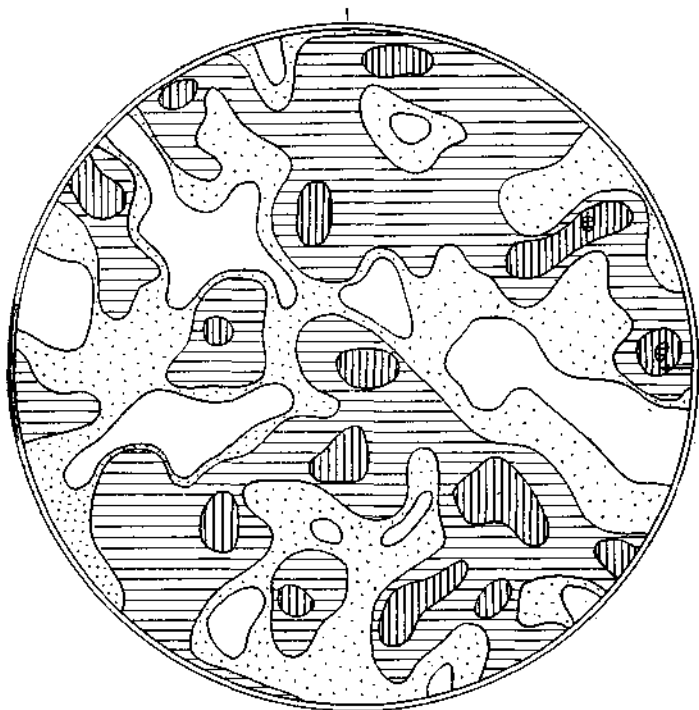
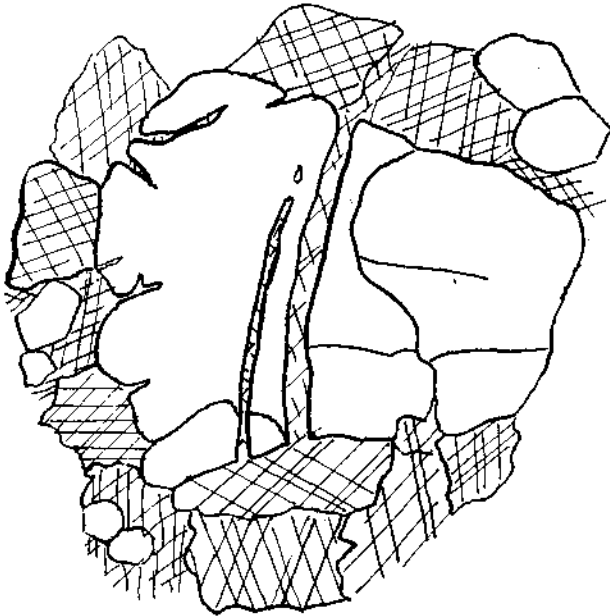


Abb. 31. Silurkalk, Paß Thurm, Kalzite im Gestein, 330 Achsenpole.

Der Zugriß (Abb. 32) ist erfüllt von faserigem Kalzit mit der Faserichtung senkrecht zur Gangwand und dazwischen eingelagerten Quarzkörnern, die soweit sie stengelige Form besitzen, auch dieselbe Längserstreckung haben. Graphitische Substanz ist hier nicht mehr vorhanden, der Zugriß hebt sich deshalb auch mit seinem reinen Weiß deutlich vom umgebenden Gestein ab. Die Faserrichtung verläuft fast genau senkrecht zur Wandung, so daß bei nicht parallelen Gangwänden, wie bei dem vorliegenden Stück, bei dem der Gang auskeilt, in der Mitte ein Knick entsteht. Sonst ist aber das Zusammentreffen der von beiden Wänden herkommenden Fasern durch nichts gekennzeichnet. Fehlt nun



⊥ zur Faserung

Abb. 34.

dieser Knick, laufen also die Fasern beiderseits zueinander parallel, so läßt sich nicht erkennen, wo die Grenze zwischen den von der einen und von der anderen Wand kommenden Fasern ist; sie gehen allmählich ineinander über. Unter dem Mikroskop zeigt sich auch im Falle des Knickes keine scharfe Grenze, etwa eine Naht. Der Knick zeigt sich hier nur als Umbiegung der durchlaufenden Fasern. Die Auslöschungsrichtung macht diese Umbiegung auch nicht mit, sondern bleibt einheitlich. Es sind also sozusagen Pseudomorphosen nach mechanisch deformierten Kristallen gleicher Art.

Die Quarze sind immer mehr rundlich geformt, wenn auch sehr zahlreiche stengelartige Querschnitte vorkommen. Die Umgrenzung ist jedoch stets deutlich abgerundet, besonders gegen den Kalzit. (Abb. 33 und 34.)

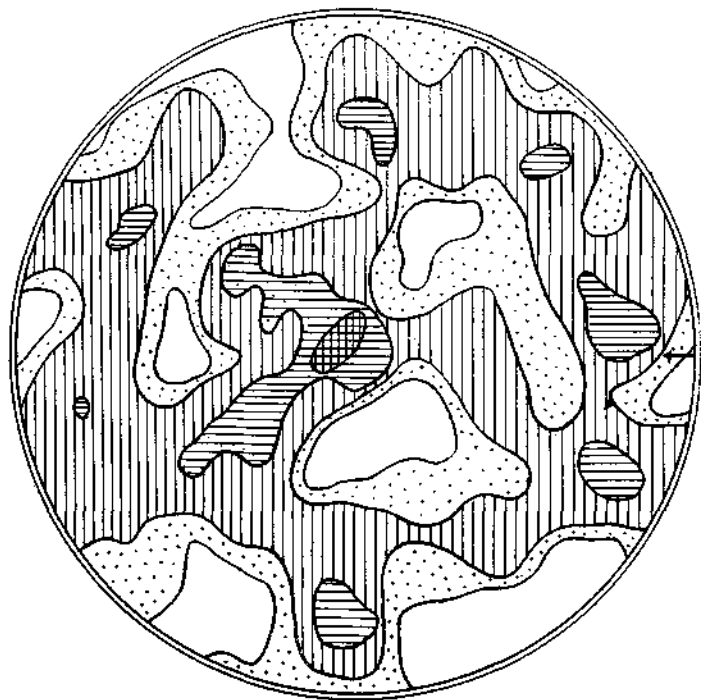


Abb. 39. Bonisandstein, Ellmau, Quarze im Gestein. 280 Achsenpole.

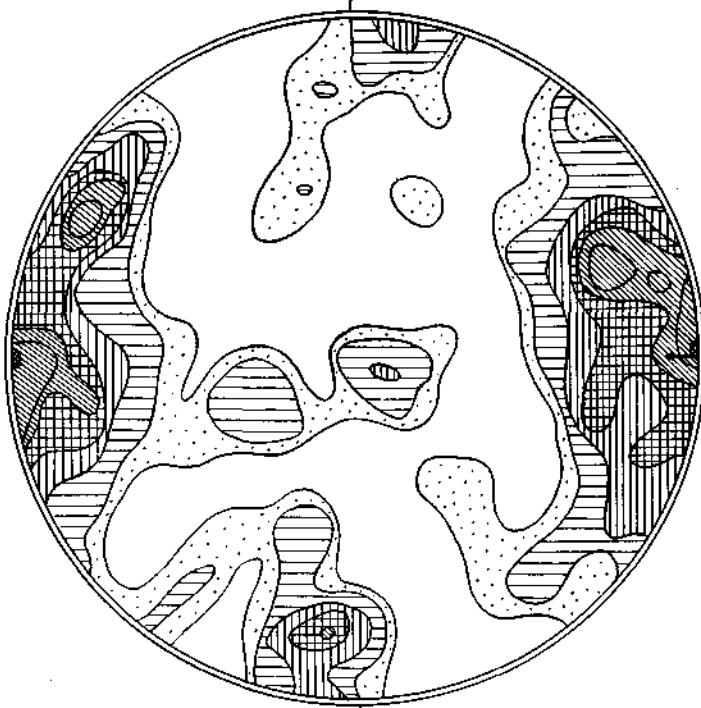


Abb. 36. Silorkalkgang, Paß Thurn, Kalzite, 430 Achsenpole.

Der Kalzit tritt immer in langstengeligen Formen auf, deren Querschnitt häufig nur sehr schmal ist. Ihre Begrenzung untereinander ist unregelmäßig zackig. Dem Quarz gegenüber besitzt er nie eigene Formen. Er füllt nur immer mit rundlich konkaver Begrenzung, entsprechend den Umrissen der Quarzkörner, deren Zwischenräume aus, und dringt

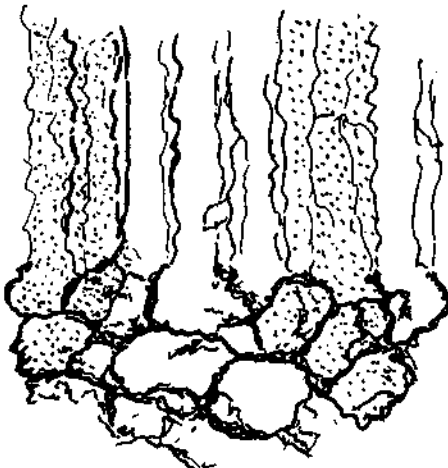


Abb. 37.

hiebei in Form von Ausläufern in alle Unebenheiten der Oberfläche der Quarzkörner ein. Auch ganz durchlaufende Risse und Sprünge sind oft davon erfüllt.

Aus dem Diagramm 35 ist zu ersehen, daß der größte Teil der Quarze (62%, also ungefähr $\frac{2}{3}$) mit der *c*-Achse senkrecht zur Wand angeordnet sind, wie es der normalen Wachstumsregel entspricht. Das restliche Drittel der Achsenlagen verteilt sich mit mehreren Häufungsstellen auf einen äquatorialen Gürtel. Dazwischen bleiben dann zwei unterbesetzte Zonen. Die Ursache der abweichenden Regel: *c*-Achse parallel zur Wand könnte auf Zwillingsbildung beruhen.

Bei den Kalziten (Diagramm 36) ist die Mehrzahl mit den *c*-Achsen parallel zur Wand eingestellt. Auf dem Diagramm erscheint also ein äquatorialer Gürtel. Wieder deutlich davon durch ein unterhesetztes Gebiet abgetrennt ist dann ein Polmaximum vorhanden, das Kalzitkörnern entspricht, die mit ihren *c*-Achsen senkrecht zur Gangwand eingestellt sind.

Betrachtet man die Grenze Gestein—Gang im Dünnschliff, so sieht man, daß zwischen beiden Bereichen, abgesehen von der weiter ab von der Wand erfolgten stengeligen Ausbildung der Gangkalzite, keine weitere Trennung vorhanden ist, als daß an der Grenze gegen den Gang die graphitische Substanz des Gesteines aufhört. Die Kalzitkörner greifen jedoch unverändert vom Gestein in den Gang über. Im Gestein sind nun, wie schon erwähnt Gruppen von Körnern vorhanden, deren Achsen annähernd gleich gerichtet sind, und aus solchen am Rande des Ganges befindlichen Gruppen wachsen gleichgerichtet die Kalzitstengel des Ganges gruppenweise heraus. Besonders deutlich ist dies bei solchen Körnergruppen zu sehen, die mit ihren Achsen senkrecht zur Schlißfläche stehen und sich daher durch ihre niederen Interferenzfarben deutlich herausheben. Die Gangkalzite wurzeln also gewissermaßen im Gestein. (Abb. 37.)

Es ist also die Regelung der Gangkalzite abhängig von der Orientierung der Kalzite im Gestein.

Würde weiter keine Auslese mehr stattfinden, so müßten die Gangkalzite unregelmäßig sein und sich nur Gruppen homoaxer Körner bilden.

Nun sind aber beim Wachstum der Kalzite im allgemeinen zwei Richtungen der c -Achsen bevorzugt: c -Achse senkrecht zur Wand und c -Achse parallel zur Wand. In diesem Sinne findet nun eine Auslese statt.

Nimmt man an, daß von allen möglichen Richtungen (Lagen auf der Kugeloberfläche) nur die Lagen mit der Abweichung vom Winkel α von den bevorzugten Richtungen Pol und Äquator zur Ausbildung kommen, so entfallen auf die Gürtelzone um den Äquator $\sin \alpha$ Lagen, auf die Polkappen $\sin^2 \alpha/2$ Lagen, bezogen auf alle möglichen Lagen (Kugeloberfläche = 1). Da $\sin^2 \alpha/2 < \sin \alpha$ ist, so muß die Einstellung parallel zur Wand überwiegen, und zwar um so mehr, je kleiner der Winkel α , also die Streuung ist. (Abb. 38.)

Kommen bei der Auslese nur die Körner zur Entwicklung mit einer Abweichung bis zu 30° von der Lage Achse parallel bzw. senkrecht zur Wand, so verhalten sich dann die wandständigen zu den wandparallelen Lagen wie 21 : 79, wie eine einfache Rechnung zeigt. Im Diagramm muß also der äquatoriale Gürtel viermal mehr Achsenpole zählen als die Polmaxima.

Das ausgemessene Diagramm ergab hierfür das Verhältnis 1 : 2·5. Die Abweichung kann davon herrühren, daß die Auslese in einer Richtung (Achse senkrecht zur Wand) nicht so scharf erfolgte, also die Streuung größer war als in der anderen, wie es der Fall ist, wenn die Wachstumsform etwa ein Grundrhomboeder (1011) ist. Denn da ist der Durchmesser in der Richtung senkrecht c größer und diese daher mehr bevorzugt.

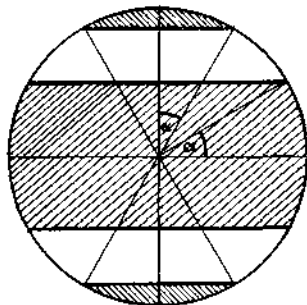


Abb. 38.

Gang im Buntsandstein von Ellmau.

Das Stück stammt aus dem Buntsandstein südlich des Kaisergehirges. Der Fundort war bei Ellmau.

Das Grundgestein besteht aus Quarz und Kalzitkörnern mit eingestreuten Glimmerschüppchen, die in einer Richtung s etwa 60° schief zum Gang liegen. Die Quarze sind in $0\cdot1$ — $0\cdot2$ mm großen, unregelmäßig umgrenzten Körnern vorhanden mit undulöser Auslöschung. Körner, bei denen man eine Längserstreckung feststellen kann, liegen mit dieser ungefähr in der s -Richtung entsprechend den Glimmerschüppchen. Trotzdem ist, wie das Diagramm (Abb. 39) zeigt, die optische Orientierung der Quarze im allgemeinen ungeordnet. Von einer bevorzugten Richtung ist hier nichts zu bemerken. Der Kalzit ist in kleinen unregelmäßigen Fetzen vorhanden, deren Einmessung nicht möglich war.

Der Gang besteht aus stengeligen Quarz und Kalzit in ziemlich gleichmäßiger Verteilung. Er zerfällt durch einen Streifen mit Resten von Buntsandstein in zwei ungleiche Teile, die sich bezüglich Wachstumsgefüge selbständig verhalten. Auch der mittlere Teil zeigt neben den Buntsandsteinresten dazwischen sekundär gebildetes Wachstumsgefüge.

Die Quarze zeigen deutlich keuleuförmige Wachstumsformen; am Rande des Ganges noch kleiner Querschnitt, dann in der Richtung des Wachstums breiter werdend. Die Wachstumsrichtungen gehen im allgemeinen von beiden Seiten des Ganges aus, eine Richtung, nämlich vom schmälereu zum breiteren Gang hin, herrscht jedoch bei weitem vor (Abb. 40).

Beim Kalzit lassen sich selbständige Wachstumsformen schwerer feststellen, hingegen macht es öfters den Eindruck, als würde er nur Zwischenräume ausfüllen. Vereinzelt sieht man auch Risse im Quarz von Kalzit ausgefüllt.

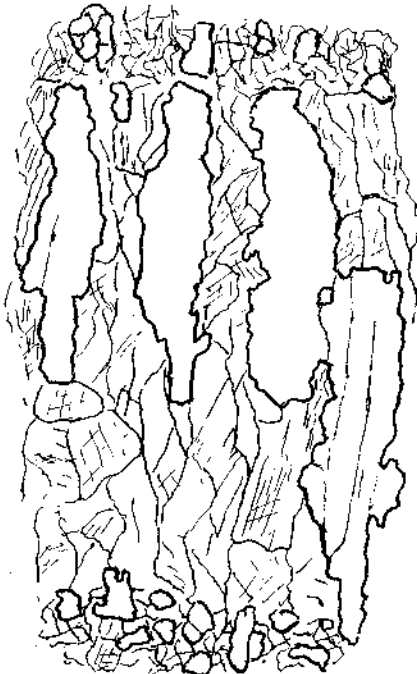


Abb. 40.

Aus dem Diagramm (Abb. 41) geht hervor, daß der größte Teil der Quarze wieder wandständig geregelt ist, jedoch auch ein beträchtlicher Teil der Körner in wandparalleler Achsenlage vorhanden sind. Darunter sind auch große, schön ausgebildete. Im Diagramm ist infolge der schiefen Schnittlage des Schliffes zur Stengelrichtung das Polmaximum sowie auch der Äquatorgürtel um etwa 10° verschoben.

Der Kalzit zeigt hier hingegen (Diagramm Abb. 42) ausnahmslose Regelung der Achse parallel zur Wand, auch bei ganz rundlichen Körnern. Doch ist die Regelung im breiteren Gangteil viel besser als im schmälereu, wo auch die Stengel nicht so schön ausgebildet sind, ist aber jedenfalls deutlich vorhanden.

Auch im Grundgestein zeigt der Kalzit an Körnern, die eine deutliche Längserstreckung besitzen, immer eine Achsenlage senkrecht zu dieser Richtung, mag auch die Längsrichtung dieser Körner im Gestein ganz beliebig liegen. Wahrscheinlich sind diese Körner auch erst nachträglicher Entstehung und haben sich unter denselben Bedingungen wie die Gangkalzite durch Wachstum unter Lösungszufuhr gebildet, wobei die bessere Wegsamkeit im Intergranularennetz bestimmend war für die Richtung der Längserstreckung der Körner und damit auch (senkrecht dazu) für die Lage der c -Achse.

Daß die c -Achsenrichtung hier und bei den Gangkalziten senkrecht auf die Hauptwachstumsrichtung steht, deute ich als Folge der Wachstumsbedingungen, die bewirkten, daß die Richtung größter Wachstumsgeschwindigkeit senkrecht zu c liegt.

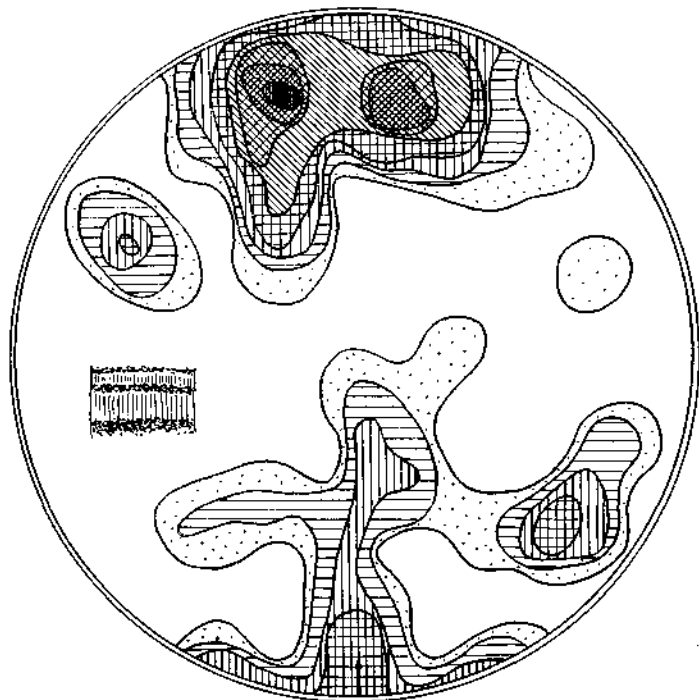


Abb. 41. Gang im Buntsandstein, Ellmau, parallel *f*, Quarze,
172 Achsenpole.

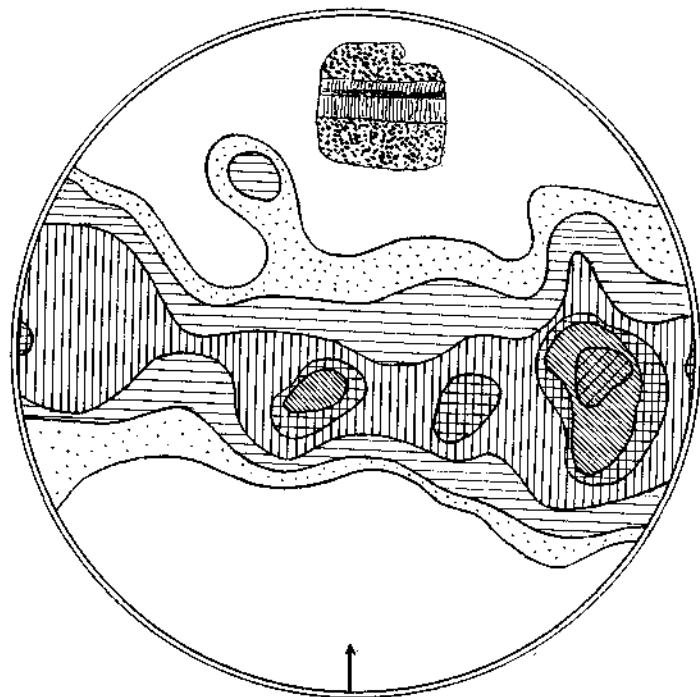


Abb. 42. Gang im Buntsandstein, Ellmau, parallel *f*, Kalzite,
313 Achsenpole.

Erzbergit.

Zu den Sinterbildungen, die nebeneinander Aragonit und Kalzit enthalten, gehört der im steirischen Erzberg vorkommende, von Hatle¹⁾ beschriebene und „Erzbergit“ genannte Sinter.

Er besteht in der Hauptsache aus weißem, hie und da auch dunkelgefärbtem, sehr feinfaserigem Aragonit, in dem bräunliche und farblose Kalzitzwischenlagen eingeschaltet sind. Die bräunlichen Lagen sind, wie später gezeigt wird, primärer, die farblosen sekundärer Natur.

Sowohl die Aragonit- als auch die Kalzitlagen schwanken oft in ihrem Verlauf sehr in ihrer Mächtigkeit, dabei können die Verdickungen der einzelnen Lagen einander entsprechen, so daß eine außerordentlich höckerige und mit tiefen Furchen versehene Oberfläche zustande komme, wie das die Abbildungen in der angeführten Arbeit von Hatle schön zeigen (siehe auch Abb. 43) oder die Dickeschwankungen sind in den einzelnen Schichten ganz unregelmäßig verteilt, so daß sich die Dickeschwankungen gegenseitig wieder ausgleichen, wie das an dem untersuchten Stück der Fall war.

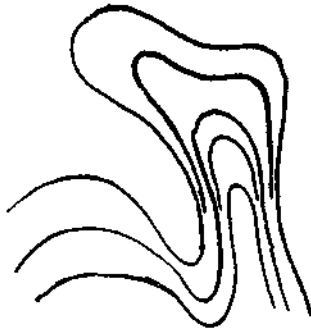


Abb. 43.

Der Nachweis von Aragonit und Kalzit, bzw. ihre Trennung wurde mit Hilfe der bekannten Färbemethoden durchgeführt, mit Eisensulfat- und mit Kobaltnitratlösung. Letztere Methode wurde, da ein Kochen

der Schliche sich als nicht vorteilhaft erweist, dahin abgeändert, daß die Schliche (und auch Anschliche) in eine etwa 5—10%ige Kobaltnitratlösung eingelegt und darin (ohne Erwärmung) ungefähr 24 Stunden belassen wurden. Die Färbung war dann hinreichend stark, so daß auch in feinen Einzelheiten unter dem Mikroskop Aragonit und Kalzit unterschieden werden konnten. Sie ist auch genügend haltbar, um die gefärbten Schliche als Dauerpräparate aufbewahren zu können.

Auf Grund dieser Feststellungen ließen sich in den untersuchten Schlichen der stets sehr feinfaserige, meist weiße Aragonit leicht auch ohne Anfärbung vom bräunlichen durchsichtigen bis durchscheinenden Kalzit, bzw. vom farblosen sekundären Kalzit leicht unterscheiden. Ein anderes gutes Unterscheidungsmerkmal bot auch die Form der einzelnen Fasern, deren prismatische Natur beim Aragonit immer deutlich zu erkennen war, während beim Kalzit die Fasern sich nach oben hin verbreitern, wenn er nicht überhaupt grobkörnig ausgebildet ist.

Ein Übersichtsbild eines Dünnschliffes von Erzbergit gibt Abb. 44.

Der sehr feinfaserige Aragonit (Faserbreite etwa 2—5 μ) ist zu schwach divergenten Büscheln angeordnet, nur beim Neuansatz der Aragonitschichten (Wachstumsbeginna) ist stärkere Divergenz vorhanden.

¹⁾ Dr. E. Hatle, Fünfter Beitrag zur mineralogischen Topographie der Steiermark, 1892, S. 4. — Leitmeier, Aragonit in Doelter, Handbuch der Mineralchemie, I, S. 349.

Außerdem ist der Aragonit noch von feinen bräunlichen Schichten durchsetzt, die aus schichtweise angeordneten eisenoxydhaltigen Einlagerungen zwischen den Aragonitfasern bestehen.

Der primäre Kalzit, der makroskopisch bräunlich erscheint, ist unter dem Mikroskop ganz farblos bis auf die feine braune Schichtung, die hier ähnlich, nur meist etwas schwächer, wie beim Aragonit gir-

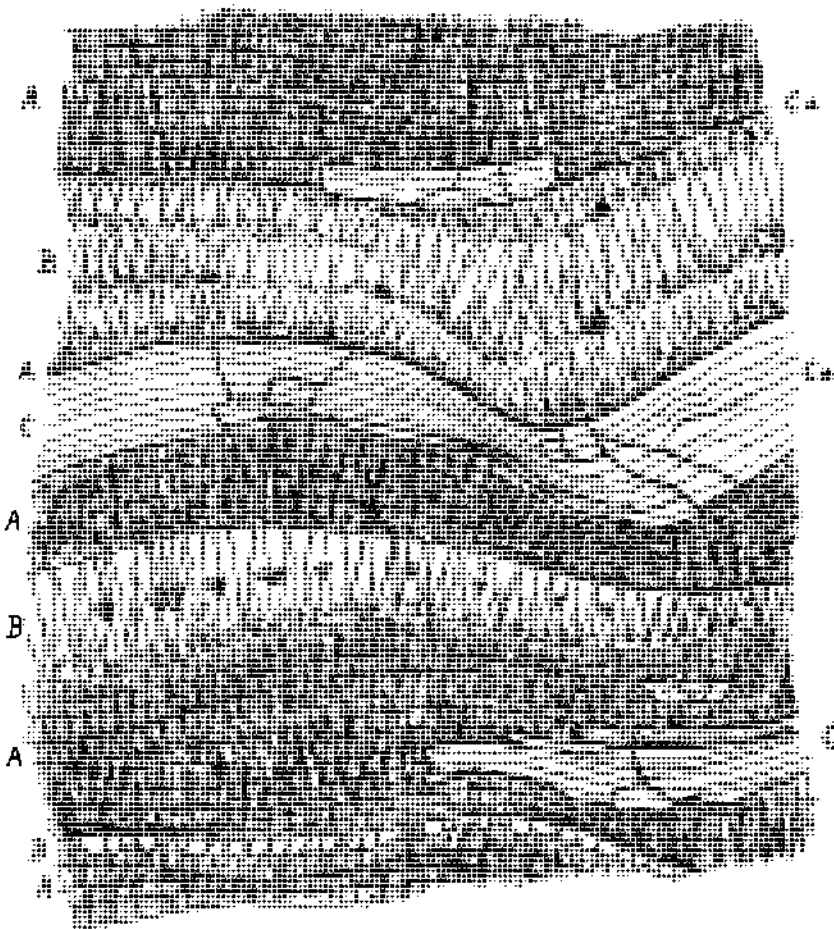


Abb. 44. Dünnschliff von Erzbergit.

A = Aragonit, B = primärer Kalzit, C = sekundärer Kalzit.

landenartig die Büschel durchzieht. Das Koru ist beim Kalzit bedeutend größer als beim Aragonit: die Büschel auch viel breiter, mehr fächerförmig. Am Beginn der Büschel ist die regellose Anordnung der zuerst ausgebildeten Kristalle immer deutlich ausgeprägt.

An den Grenzen — Kalzit (unten), Aragonit (oben) — ist deutlich die primäre Aufeinanderfolge der beiden Bildungen zu erkennen. Auf der durch einzelne hervorstehende Kristallenden von Kalzit unregelmäßigen

Oberfläche der Unterlage haben sich Wachstumsbüschel von Aragonit angesiedelt, u. zw. zunächst nicht überall gleichmäßig, sondern nur an einzelnen Stellen, so daß sie genügend Platz hatten, um sich selbständig breit zu entwickeln. Erst im weiteren Verlauf wuchsen sie dann zusammen und lieferten wieder die gewöhnliche parallelfaserige Struktur. Die Kalzite wuchsen noch, solange zwischen den Aragonitbüscheln Platz war, weiter, wurden aber dann bald vom Aragonit überwuchert.

Dasselbe Bild ergibt sich auch beim Übergang Aragonit-Kalzit, nur bilden sich vom Kalzit gleich viel größere Körner aus. Das Fortwachsen der feinen Aragonitfasern in die Kalzitzwischenräume ist auch hier ganz gut zu sehen (siehe Abb. 45).



Abb. 45.

Häufig kommt es nur zu einer ganz vorübergehenden Modifikationsänderung, es vermögen sich z. B. nur einzelne Keime zu Aragonitbüscheln auszubilden, während sonst die Kalzite unverändert weiterwachsen. In der untersten Kalzitlage des abgebildeten Schliffes ist eine solche Reihe einzelner Aragonitbüschel vorhanden.

Auch zu vorübergehender Kalzitausscheidung innerhalb der Aragonitschichten kommt es öfters. Der Kalzit tritt aber dabei immer in einzelnen größeren Kristallen oder in Aggregaten von nur wenigen Kristallindividuen auf. Da die Breite der Körner in der Wachstumsrichtung zunimmt, so erhalten sie im Querschnitt eine dreieckige Form, deren Spitze nach unten gerichtet ist. Auch im Schnitt parallel zur Schichtung haben sie gewöhnlich die Form eines (gleichseitigen) Dreieckes, die hier vom Wachstums-Rhomboeder (-Skalenoeder) herrührt.

Im Diagramm, Abb. 46, ist die Verteilung der in der untersten Aragonitschichte des Schliffes eingelagerten Kalzite dargestellt. Die Einstellung der *c*-Achsen senkrecht zur Schichtung ist sehr ausgeprägt, besonders in Anbetracht dessen, daß die Kalzite hier erst den Beginn einer Wachstumsperiode darstellen.

Für die anderen Kalzitlagen des Schliffes sowie für die Aragonitschichten ergaben sich auf Grund von vier ausgemessenen, aber hier nicht dargestellten Diagrammen ganz entsprechende Verteilungen der Achsenlagen: *c*-Achsen senkrecht zur Schichtung mit einer Streuung von ungefähr 50—70°.

Der sekundäre Kalzit, der farblos und durchsichtig bis stark durchscheinend ist, ist in verschiedenlangen, oft plötzlich unterbrochenen Schichten im Aragonit eingelagert. Im Handstück fällt schon die Grobspätigkeit auf. Die Einlagerungen bestehen nämlich in der Regel aus nur wenigen großen Körnern, die die ganze Schicht zusammensetzen, manchmal nur aus einem einzigen Kristall.

Dieser Kalzit liegt nur innerhalb des Aragonits, nie im primären Kalzit und zeigt noch deutlich die Reliktstruktur des Aragonits, nämlich die feine braune Schichtung, die unverändert hindurchgeht, sowie auch oft noch eine Andeutung der Faserung. Im ganzen folgt er ziemlich

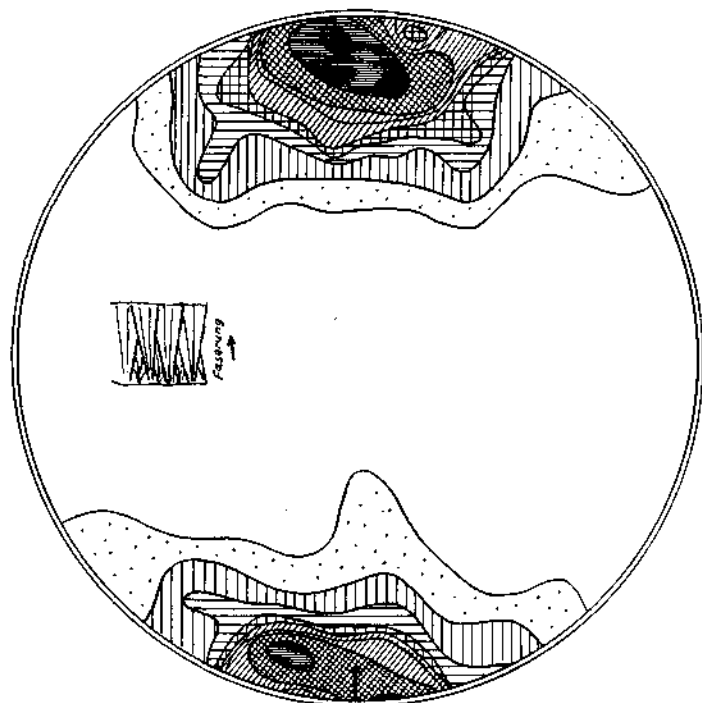


Abb. 46. Erzbergit, 328 Achsenpole der primären Kalzite.

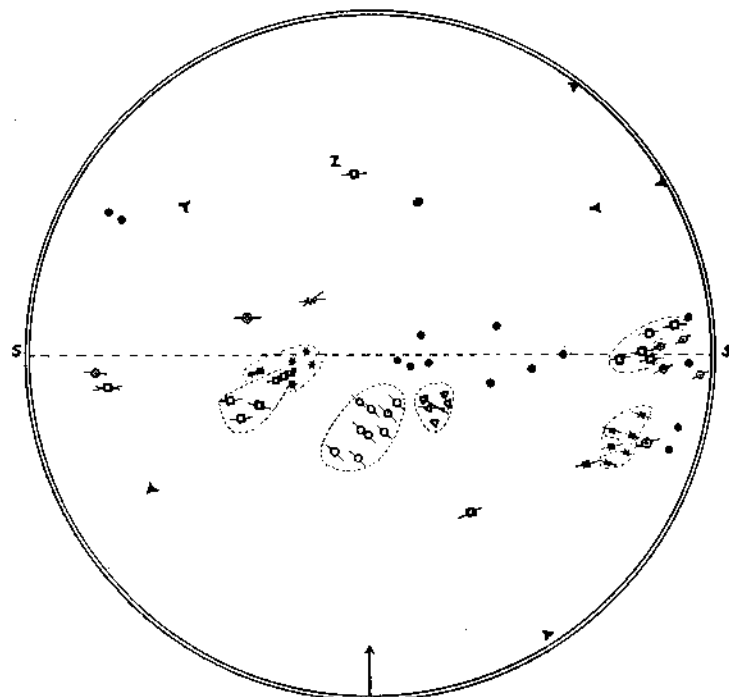


Abb. 48. Erzbergit, Achsenpole der sekundären Kalzite.

der Schichtung, bricht aber dann plötzlich ab. Die Grenze gegen den unveränderten Aragonit ist immer etwas abgerundet, sie folgt meist mit kleinen Unregelmäßigkeiten den Schichtenlinien, geht aber häufig auch quer hindurch. Kennzeichnend ist das Übergreifen auf eine andere Schichtenlage, wobei vielfach noch unveränderte Reste von Aragonit dazwischen erhalten geblieben sind, wie es Abb. 47 darstellt.

Die Achsenlagen des sekundären Kalzits sind im (verschiedenen Schliffen entnommenen) Diagramm, Abb. 48, dargestellt. Gleiche Signaturen entsprechen hierbei zusammenhängenden Korngruppen, sie sind nach Möglichkeit auch durch eine strichlierte Umgrenzungslinie zusammengefaßt. Die Achsenlagen der dem abgebildeten Schliff entnommenen Körner (bezeichnet durch Punkte, Sternchen und Kreise, diese Zeichen sind auch in der Abbildung den entsprechenden Schichten beige setzt) wurden alle auf die in ihnen enthaltene Schichtung bezogen und dann auf eine gemeinsame Horizontale zurückgeführt. Die angegebenen Achsenlagen stellen also immer die Lage in bezug auf die

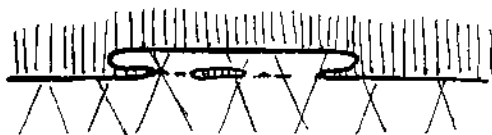


Abb. 47.

zum Korn gehörige Schichtung dar. Bei den Körnern, die anderen Schliffen entnommen sind, ist die jeweilige Schichtung durch längere Querstriche dargestellt, die die Richtung des Schichtenverlaufes angeben. Hier wurden die Lagen nicht auf eine einheitliche Ebene zurückgeführt, sondern nur auf eine mittlere Schichtenlage bezogen, weil in einem einzigen Korn die Schichtenlage oft sehr stark wechselte. Ein Korn hätte so mehrfach dargestellt werden müssen und die zusammengehörigen Gruppen wären dann ganz auseinandergerissen worden. Nicht berücksichtigt konnten in diesem Diagramm die Abweichungen der Schichtenlagen aus der Richtung normal zum Schliff werden, da diese nur schwierig feststellbar waren.

Aus diesem Diagramm ergibt sich somit eine bevorzugte Lage der *c*-Achse parallel zur Schichtung. Ferner, daß die Körner einer Gruppe meistens, allerdings nicht immer, mit ihren Achsen eine annähernd parallele Lage haben. Manchmal ergeben sich ziemlich starke Abweichungen in der Achsenrichtung benachbarter Körner. Hier können möglicherweise Zwillingungsverwachsungen eine Rolle spielen, so schließt das eine mit einem *z* bezeichnete Korn, als Einschluß in einem größeren, mit diesem einen Winkel von rund 50° ein. Der Zwillingwinkel für (0112) als Zwillingsebene beträgt $52^\circ 30\frac{1}{2}'$.

Wie aus dem häufigen Wechsel von Aragonit- und Kalzitschichten hervorgeht, ging die Entstehung des Erbergites unter stets schwankenden Bedingungen vor sich. Hierbei können sich nun Temperatur, Konzentration, Lösungsgenossen und vielleicht aus Gasdruck geändert haben. Ob auch

der Wechsel der Jahreszeiten eine Rolle spielt, wie Leitmeier meint, erscheint bei der Unregelmäßigkeit der Schwankungen wenigstens bei den untersuchten Stücken unwahrscheinlich.

Wir haben aber hier nicht nur ein Aufeinanderfolgen von Aragonit und Kalzit in verschiedenen Schichten, sondern die beiden Modifikationen treten auch nebeneinander, also gleichzeitig in ein und derselben Schicht auf. Die Bedingungen müssen bei dieser gleichzeitigen Entstehung dieselben gewesen sein, denn daß diese in derselben Schicht nebeneinander so rasch gewechselt haben, ist doch nicht gut anzunehmen. Aragonit und Kalzit sind in diesem Fall also unter Bedingungen entstanden, die einem gemeinsamen Bildungsbereich entsprechen (zum Unterschied vom Stabilitätsbereich, der bei Aragonit erst bei über 400° beginnt).⁴⁾

Der gemeinsame Bildungsbereich kann sich nun entweder nur darauf beziehen, daß beide Modifikationen nebeneinander weiterwachsen können (gemeinsamer Wachstumsbereich) oder daß sich auch Keime beider Modifikationen stets bilden können (gemeinsamer Keimbildungsbereich), also z. B. neben bisher gebildetem Kalzit auch Aragonitkeime, die dann natürlich auch zur Bildung von Kristallbüscheln führen. Je nach der Zahl der gebildeten Keime im Verhältnis zur Wachstumsgeschwindigkeit des schon vorhandenen Kristallrasens und der neu-gebildeten Büschel werden dann die letzteren nur vereinzelt auftreten oder zahlreicher, so daß ein gemischtes Kristallaggregat entsteht. Auch die wahrscheinlich vorhandene Verschiedenheit von gemeinsamem Wachstums- und Keimbildungsbereich muß hier eine wesentliche Rolle spielen. Es werden beim Übergang von Kalzit- zu Aragonitbildungsbedingungen, wenn der gemeinsame Keimbildungsbereich erst spät beginnt, wo der gemeinsame Wachstumsbereich sich schon dem Ende nähert, zwischen beiden Modifikationen eine viel schärfere Grenze zu erwarten sein, als wenn sich die erwähnten Bereiche mehr decken.

Für die Ausbildung einer scharfen Grenze sind also günstig:

1. rascher Wechsel in den Bedingungen,
2. geringe Breite der gemeinsamen Bildungsfelder,
3. geringe Deckung beider,
4. geringe Keimbildungsgeschwindigkeit gegenüber der Wachstumsgeschwindigkeit.

Bezieht sich der gemeinsame Bildungsbereich nur auf den gemeinsamen Wachstumsbereich, so kommt für das vereinzelt Auftreten einer Modifikation in der anderen, z. B. Aragonitbüschel in Kalzit, folgende Erklärungsmöglichkeit in Betracht:

Die Aragonitkeime haben sich noch außerhalb des Absatzgebietes, wo die Lösung andere Bedingungen bot, z. B. noch wärmer, also für die Aragonitbildung günstiger war, gebildet und wurden dann erst niedergeschlagen. Hier standen die Bedingungen im gemeinsamen Wachstumsbereich (aber nicht mehr Keimbildungsbereich). Es konnte daher sowohl der Kalzit fortwachsen, als auch der Aragonit sich aus

⁴⁾ Niggli, Lehrbuch der Mineralogie, Bd. I, 2. Aufl., 1924, S. 523 (Untersuchungen von Allen und Crenshaw an Zinkblende-Wurtzit).

den von außen niedergeschlagenen Keimen neubilden, bis sich entweder die Verhältnisse wieder soweit änderten, daß ein Fortwachsen der Aragonitbüschel nicht mehr möglich war (Aufhören des gemischten Wachstumsbereiches) oder die Zufuhr von Aragonitkeimen hörte auf.

Genauere Kenntnis dieser Bildungsbereiche kann nur eine experimentelle Untersuchung über die Bildungsbedingungen geben. Doch zeigt dieses Beispiel, daß es bei Aragonit-Kalzit wenigstens einen gemeinsamen Wachstumsbereich gibt.

Der grob-spätige farblose Kalzit kann, wie schon aus der Beschreibung hervorgeht, nur als sekundäre Bildung gedeutet werden. Es ist hiebei an Stelle des feinfaserigen büschelförmigen Aragonits mit den *c*-Achsen senkrecht zur Schichtung größtenteils einheitlich orientierter Kalzit getreten, dessen Hauptachsen parallel zur Schichtung liegen. Die durch Einschlüsse bedingte Feinstruktur, wie Schichtung und Faserung, blieb hiebei deutlich und unverzerrt erhalten.

An Anzeichen einer Volumvermehrung, wie sie mit der Umwandlung von Aragonit in Kalzit notwendigerweise verbunden ist (+ 5.5%), fehlt

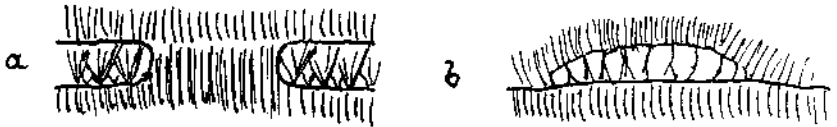


Abb. 49 a und b.

es jedoch gänzlich, so geht die feine Bänderung unverändert hindurch. Das überschüssige Kalziumkarbonat muß also in Lösung gegangen sein, was für eine Mitwirkung von Lösungen bei der Umwandlung spricht.

Zu solchen gemischten Aragonitkalzitsintern ist auch der von Berckhemer¹⁾ beschriebene „Aragonit“ der Ulrichshöhle zu rechnen. Er zeigt auch abwechselnde Bildung von feinfaserigem seidenglänzendem Aragonit mit gleichzeitig ausgeschiedenem Kalzit. Beide sind an ihren büscheligen Wachstumsformen sicher als primär zu erkennen. Häufiger noch als bei Erzbergit läßt sich hier beobachten, wie Aragonit und Kalzit in ein und derselben Schicht nebeneinander, also gleichzeitig, gebildet wurden (Abb. 49 a). Der Kalzit ist dabei oft viel stärker entwickelt, so daß linsenartige Anschwellungen entstehen (Abb. 49 b).

Aber auch hier läßt sich nie eine vollständige Mischung von Aragonit und Kalzit beobachten, sondern immer treten beide Modifikationen deutlich getrennt, mindestens in Büscheln, auf.

Lagengefüge (Allgemeines).

An Unregelmäßigkeiten beim Kristallwachstum und überhaupt bei jedem schichtweise erfolgendem Absatz muß man unterscheiden zwischen lokalen Änderungen (verschiedene Dicke der einzelnen Schichten durch verschieden schnellen Absatz zur selben Zeit) und zeitlichen Änderungen

¹⁾ F. Berckhemer, Eine neue fossile Therme im Rhätsandstein der „Ulrichshöhle“ bei Hardt O. A. Nürtingen. Jb. u. Mitt. d. Oberrhein. Geol. Ver., N. F., XII, 1923.

(verschiedene Dicke der nacheinander sich bildenden Schichten, die Dicke ein und derselben Schicht bleibt gleich). Letztere haben auf das Lagengefüge weiter keinen Einfluß und können daher hier unberücksichtigt bleiben. Schichtung bedeutet ja an sich schon eine Änderung im Absatz und wird hier nur als räumliche Vorzeichnung der zeitlichen Aufeinanderfolge des Absatzes angesehen, die die verschiedenen Stadien des letzteren erkennen läßt. Von lokalen Änderungen wird hier abgesehen und die Annahme eines lokal ganz gleichmäßig erfolgenden Absatzes gemacht.

Da der Absatz immer senkrecht auf die Unterlage erfolgt, so muß also die Dicke der einzelnen Schicht normal auf die Schichtflächen gemessen, überall die gleiche sein. An ebene Schichtlagen legen sich daher wieder ebene Schichtlagen an. Bei gekrümmten Flächen ändert sich jedoch die Krümmung, u. zw. wird sie bei konvexen Flächen schwächer, der Krümmungsradius also größer, und bei konkaven Flächen,



Abb. 50.

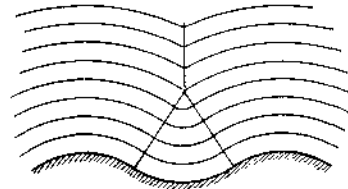


Abb. 51.

z. B. Ausfüllung eines Hohlraumes, stärker, also der Krümmungsradius kleiner bis Null, bis eben der Hohlraum vollständig ausgefüllt ist. Es ergibt sich also ein konzentrisch schaliges Gefüge (Abb. 50).

Wechseln auf der Unterlage erhabene und hohle Flächen ab, so verbreitert sich im Verlauf des Schichtabsatzes der Bereich der erhabenen Formen unter Verflachung derselben, während der Bereich der Hohlform, wenn deren Grenzlinie ursprünglich kreisförmig war, die Gestalt eines Kegels annimmt. Der konkave Teil der Lagen wird immer kleiner, bis er schließlich bei der Spitze des Kegels ganz verschwindet (Abb. 51). Ist die Begrenzung der hohlen Flächen ein Keil statt des Kegels, so bildet die Stelle des Verschwindens eine Linie. Die erhabenen Flächen stoßen dann hier mit einem Knick unmittelbar zusammen. Der Knickwinkel wird im Verlauf des Weiterwachsens zwar immer flacher, kann aber theoretisch wenigstens nie verschwinden, sondern nähert sich asymptotisch dem Winkel 180° , also der Ebene. Es entsteht im Querschnitt die für Sinterbildungen u. ä. typische sogenannte Girlandenstruktur. Die Spitzen zeigen dabei immer entgegengesetzt zur Wachstumsrichtung.

Der Verlauf dieser Knicke wird als Naht bezeichnet. Sie lassen sich vergleichen mit den Gratbahnen beim Wachstum der Kristalle,¹⁾ unterscheiden sich aber davon u. a. dadurch, daß sie dort durch erhabene Kanten gebildet werden, während es hier immer einspringende Winkel sind.

¹⁾ Groß, Zur Theorie des Wachstums- und Auflösungs Vorganges kristalliner Materie, Abh. d. math.-phys. Kl. d. sächs. Ges. d. Wiss., 1918, S. 143.

Stoßen zwei Nähte zusammen, so verschwindet das zwischen ihnen liegende Teilstück und die beiden Nähte verlaufen als eine gemeinsame weiter (Abb. 52).

In Wirklichkeit vollzieht sich aber die Bildung des Lagengefüges mehr oder weniger abweichend von diesem theoretischen Schema. Es kommen durch die Korngröße bedingt Abweichungen zustande, die sich in einer rascheren Ausgleich der Flächen äußern. Besonders die Nähte werden, wenn der Winkel nahe an 180° gekommen ist, zum Verschwinden gebracht. An ihre Stelle tritt dann nur eine flache Einbuchtung, bis auch diese schließlich verschwindet und die Schichtflächen ganz eben verlaufen (Abb. 53).

Ein gutes Beispiel hierfür bieten die Großoolithe, bei denen die Nähte immer sehr scharf ausgebildet sind. Dagegen sind bei den meisten sonstigen Kalksintern wegen dem meist beträchtlich groben Korn Nähte

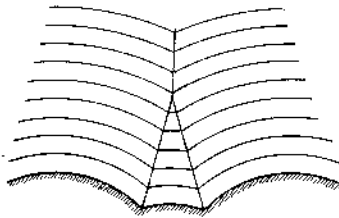


Abb. 52.

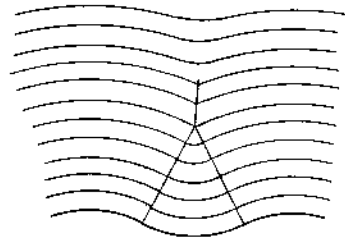


Abb. 53.

oft überhaupt nicht ausgebildet. Es kommt dann eben gleich zum raschen Ausgleich der Knicke, oder es stoßen, bei kleineren Winkeln, die beiden gegenüberliegenden Seiten des Sinters ganz unregelmäßig zusammen, indem die einzelnen Körner zahnförmig ineinander eingreifen.

Allgemeine Bemerkungen zum Wachstumsgefüge.

Für die Untersuchung der Wachstumsgefüge ist zu unterscheiden:

- | | |
|--|--|
| a) Äußere Form der Kristalle; | } Bestimmend für
die
„Gefügetracht“. |
| b) Lage der kristallographischen Hauptrichtungen
(des Raumgitters) in ihnen, bezogen auf a). | |
| c) Anordnung der Kristalle im Gefüge, bezogen auf ihre äußere Form
(radialfaserig z. B., Struktur im gewöhnlichem Sinne). | |
| d) Anordnung der Kristalle im Gefüge, bezogen auf das Raumgitter,
gegeben durch die Lage der kristallographischen, bzw. optischen
Hauptrichtungen. (Regelung). | |

Als Ursachen für die Verschiedenheiten des Gefüges, namentlich in bezug auf c) kommen in Betracht:

1. Die Verteilungsdichte der Ansatzstellen für das Wachstum. Einzelne Stellen führen zur Ausbildung von breiten, stark divergenten Büscheln (Beispiel: Aragonit im Kalzit des Erzbergits) oder zu größeren Kristallen (Kalzit im Aragonit des Erzbergits). Bei zahlreichen, eng an-

einander gelagerten Ansatzstellen entstehen nur schmale Büschel (zusammenhängender Aragonit im Erzbergit, Großoolith) oder streng parallele Fasern (Karlsbader Sprudelstein, Großoolith, Silurkalkgang).

2. Form der Anwachsfläche in bezug auf die Größe der gebildeten Kristalle. Ist sie mehr eben und glatt, so entsteht ein mehr parallel-faseriges Gefüge (Sprudelstein), ist die Unterlage hingegen uneben, so daß, auch wenn alle Kristalle senkrecht darauf angelagert sind, sie mit ihren Hauptachsen nach allen Richtungen auseinanderstreben, so entstehen mehr büschel- und fächerförmige, radialstrahlige Anordnungen (Karlsbader Aragonitsinter auf Granitgrus).

3. Raumgitter richtender Einfluß der Unterlage, besonders beim Bestehen aus gleicher Mineralart (Silurkalkgang, neuverheilte, schiefliegende Gänge im Aragonitsinter).

4. Verhältnis von Keimbildungs- zu Wachstumsgeschwindigkeit. Relativ starke Keimbildung verursacht feinkristallines Korn (Aragonit im Erzbergit), geringe Keimbildung dagegen grobes Korn.

5. Wachstumsgeschwindigkeiten in verschiedener Richtung (siehe auch später unter geom. Auslese). Starkes Vorherrschen einer Richtung führt zu feinfaserigem, parallelem Gefüge (Aragonit), während nur schwaches Vorherrschen zu breit ausgebildeten Kristallen führt (Kalzit in der Regel).

6. Äußere Einwirkungen auf das Wachstum, die meistens zu einer Schiefstellung der Kristalle führen, wie Strömung des sedimentierenden Mediums (Sinter in Leitungsröhren), gegenseitige Verschiebung der Gangwände und dadurch Schleppung des Ganginhaltes (Buntsandsteingaug.)

Je nach dem stärkeren oder schwächeren Wirken dieser Ursachen ergeben sich dann die verschiedenen Ausbildungen der Wachstumsgefüge.

Für die Ausbildung der Gefügetracht und die Entstehung der Regelung erwiesen sich folgende zwei Umstände als grundlegend:

1. Die Art des Aufwachsens der Kristallkeime auf die Unterlage.

Von Becke¹⁾ wurde festgestellt, daß die Kristalle so aufwachsen, daß ihre Oberfläche der Mutterlauge den größtmöglichen Lösungswiderstand entgegensetzt, sie umgeben sich also mit Flächen kleinster Lösungsgeschwindigkeit.

Kalb²⁾ hat diese Beziehungen weiter untersucht und gefunden, daß die Kristalle auf ihrer Unterlage meist mit solchen Stellen ihrer Oberfläche aufwachsen, die besonders große Oberflächenspannung (bezogen auf die Grenzfläche Kristall—Lösung) besitzen. Diese Ergebnisse von Becke und Kalb wurden von Johnsen³⁾ in zahlreichen Fällen be-

1) Becke, Die Kristallform des Traubenzuckers und optisch aktiver Substanzen im Allgemeinen. Tsch. min.-petr. Mitt. 1880, S. 494.

2) Kalb, Herrscht Zufall oder Gesetz beim Festwachsen der Kristalle auf ihrer Unterlage? Zbl. f. Min. 1920, S. 65.

— Gesetzmäßige Aufwachsung der Kristalle und Zwillingsverwachsung. Zbl. f. Min. 1920, S. 285.

— Gesetzmäßige Aufwachsung der Kristalle und die Kristallstruktur. Zbl. f. Min. 1920, S. 321.

3) Johnsen, Untersuchungen über Kristallzwillinge und deren Zusammenhang mit anderen Erscheinungen. N. Jb. B. B. 23, 1907, S. 237.

stätigt. Die Aufwachungsfläche lag immer annähernd an einer solchen Richtung, die einen größten Durchmesser des Kristalls bildet.

Diese Ergebnisse können jedoch nur das geregelte Aufwachsen der Kristalle erklären. Für die Ausbildung der Regelung während des Weiterwachsens, wie sie ja fast durchwegs eintritt, sind diese Prinzipien nicht anwendbar.

2. Art des Weiterwachsens benachbarter Kristalle.

Hier ist nun die von Groß¹⁾ und Möller²⁾ untersuchte, nach geometrischen Grundsätzen erfolgende Auslese der Kristalle während des Wachstums auf Grund der linearen Wachstumsgeschwindigkeit im Einzelkristall in verschiedener Richtung maßgebend. Die linearen Wachstumsgeschwindigkeiten, die auch die Tracht des freiwachsenden Einzelkristalles bedingen, sind außer natürlich vom Bau des Raumgitters bedingt von den äußeren Wachstumsverhältnissen: Temperatur, Konzentration, Lösungsgenossen, Druck, ferner Strömungen, Kraftfelder u. a. Die Auslese wirkt sich nun darin aus, daß solche Kristalle in der Entwicklung im Gefüge begünstigt werden, bei denen die größte lineare Wachstumsgeschwindigkeit in das Lot zur Unterlage fällt.

Kommen nur Flächen mit gleicher normalen Wachstumsgeschwindigkeit in Betracht, so fällt die Richtung größter linearer Wachstumsgeschwindigkeit mit dem größten Durchmesser zusammen.

Ist also ein Mineral nach einer Hauptrichtung gestreckt (langprismatischer Habitus, spitzpyramidal oder ähnlich; beim Kalzit z. B. Skalenoeder), so stellt sich diese Hauptrichtung im Gefüge senkrecht zur Unterlage.

Ist ein Mineral aber nach einer Hauptrichtung erheblich schwächer entwickelt als nach den anderen Richtungen (tafeliger, blätteriger Habitus, z. B. Glimmer, beim Kalzit flache Rhomboeder), so stellt sich das Mineral mit dieser Richtung parallel zur Unterlage, die Tafeln werden also auf die Schmalseiten gestellt. Ob von den anderen Richtungen eine bevorzugt wird, hängt davon ab, ob eine dieser Richtungen gegenüber den anderen stärker entwickeltes Wachstum zeigt.

Daher sind auch in Drusen, bei denen der Kalzit in flachen Rhomboedern ausgebildet ist, die Kristalle fast immer auf die scharfe Kante gestellt, mit den c -Achsen also parallel der Unterlage, während bei der gewöhnlichen Wachstumsform des Skalenoeders die Achse senkrecht zur Unterlage steht.

Eine entsprechende Erscheinung wie beim Kalzit, nämlich eine verschiedene optische Orientierung eines feinkristallinen Fasergefüges, findet sich auch beim Quarz, bzw. Chalcedon. Beim gewöhnlichen Chalcedon entspricht die Faserrichtung der c -Achse, während sie beim Quarzin senkrecht dazu liegt.³⁾ Die Ursache der anders gerichteten Faserung beim

1) Groß und Möller, Über das Kristallwachstum in röhrenförmigen Hohlräumen. Zsch. f. Phys. 1923, S. 375.

2) Möller, Die Gesetze des Keim- und Kristallwachstums mit besonderer Berücksichtigung der Keimauslese und des orientierten Kristallwachstums. Inaug.-Diss. Greifswald, 1924.

3) Wetzel, Untersuchungen über die Verhältnisse von Chalcedon und Quarzin zu Quarz. Cbl. f. Min. 1913, S. 356.

Quarzin wird wohl auch in einer Ausbildung des Quarzins liegen, bei der der größte Kristalldurchmesser (= die größte Kantengeschwindigkeit) senkrecht zur Hauptachse liegt, wenn auch entsprechende Flächen, die wenig gegen (0001) geneigt sind, bei freiwachsendem Quarz nur selten sind [(1012) und (1013) selten, (0001) überhaupt nicht].

Geometrische Auslese beim Gefügewachstum.

Für ein Kristallgefüge lassen sich ganz dieselben Gesetzmäßigkeiten anwenden, wie sie Groß für den Einzelkristall aufgestellt hat: Gratbahnen, Verschwinden von Flächen, wenn die sie begrenzenden Gratbahnen konvergieren; Vergrößerung der Flächen, wenn die Gratbahnen divergieren usw.

Wird also ein Kristall des Gefüges von Wachstumsflächen begrenzt, die im Verlauf des Wachstums verschwinden, so verschwindet auch der ganze Kristall und wird von den andern überwachsen.

Unter der Voraussetzung, daß alle vorkommenden Flächen gleiche Wachstumsgeschwindigkeit (W. G.) haben, bewegen sich die Gratbahnen immer auf den Winkelsymmetralen (im Raume also auf Symmetrieebenen, die den Winkel zwischen den Wachstumsflächen halbieren). Ist die Wachstumsgeschwindigkeit verschieden, so wird der Winkel durch die Gratbahn so geteilt, daß die Sinus der beiden durch die Teilung entstehenden Winkel sich verhalten wie die zugehörigen Wachstumsgeschwindigkeiten. Die Gratbahn wird also näher der Fläche mit kleinerer Wachstumsgeschwindigkeit verlaufen.

In Abb. 54 ist ein Teil eines Kristallgefüges dargestellt, der aus den drei Kristallen *A*, *B* und *C* besteht. *A* und *C* stehen lotrecht auf die Unterlage, während *B* schief dazu gegen *C* geneigt ist. In der Phase 1 sind alle drei mit ihren Spitzen gleich weit vorgerückt. Die Gratbahnen der Spitze von *B* und *C* und der Grenze *B—C* konvergieren, bei ihrem Zusammentreffen muß daher eine Spitze verschwinden, und zwar die, die zuerst auf die Winkelsymmetrale trifft, also die, deren Spitze weiter zurück ist, und das ist natürlich die schief liegende, da diese einen größeren Weg zurückzulegen hat. Von der Schichte 2 ab, biegt die Grenze *B—C* (= Winkelsymmetrale zwischen den entsprechenden Flächen) scharf gegen *B* um, wodurch sie jetzt stark gegen die Grenze *A—B* konvergiert und daher auch dieses dazwischen liegende Flächenstück zum Verschwinden bringt und damit den ganzen Kristall *B*, der somit von beiden Nachbarkristallen überwachsen wird. *A* und *C* wachsen nun parallel ohne gegenseitige Störung weiter.

Auf diese Weise vollzieht sich also die Ausscheidung von Kristallen, die nicht in der günstigsten Wachstumsrichtung liegen, nämlich mit der Richtung größter Wachstumsgeschwindigkeit in der Hauptwachstumsrichtung, also senkrecht zur Unterlage. Nur solche bilden dann in den höheren Lagen das Wachstumsgefüge. Vollständig parallel werden sie jedoch nie, sondern es werden immer mehr oder weniger starke Abweichungen vorhanden sein.

Die durch die geometrische Auslese erfolgte Regelung in immer höheren Wachstumsschichten konnte in dieser Arbeit durch Diagramme

gezeigt werden, die in verschiedenen Schichtenabstand von der Anwachfläche aufgenommen wurden. Es ist damit, durch Feststellung der Streuung ein objektiver Maßstab für den Grad der Regelung gegeben.

Hiebei wurde festgestellt, daß die Regelung, die im Anfang mehr oder weniger schwach ausgeprägt ist, zunächst rasch zunimmt und schließlich einen für das entsprechende Gefüge charakteristischen Grenzwert erreicht, der sich dann nur mehr noch wenig ändert (s. auch S. 12).

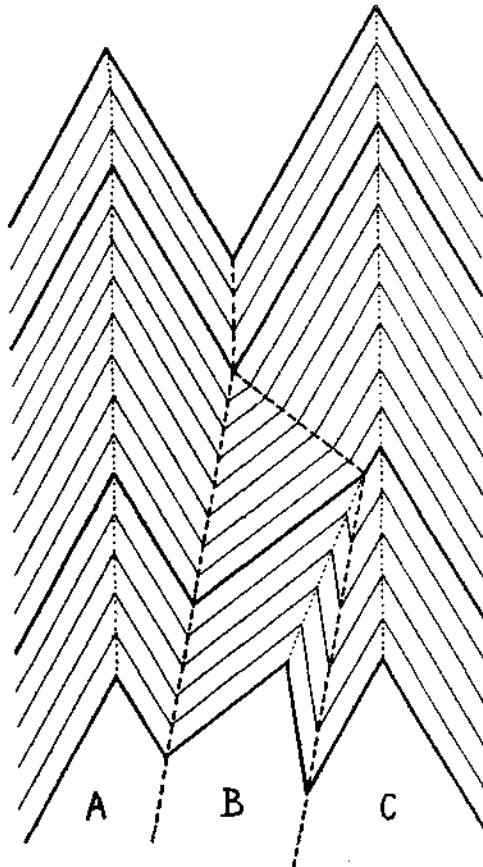


Abb. 54. Schema eines Wachstumsgefüges.

Es läßt sich somit den Kristallen im Wachstumsgefüge, auch wenn sie keinerlei Eigenformen haben, allein aus der Art der Regelung, eine gewisse Gefügetracht zuweisen, die den Trachten freigebildeter Kristalle zuordenbar ist, da sie ebenfalls wie diese ihre Grundlage in den in verschiedenen Richtungen verschiedenen Wachstumsgeschwindigkeiten hat.

Durch Untersuchungen der Bedingungen, unter denen eine gewisse Tracht entsteht, lassen sich dann weitere Rückschlüsse auf die Ent-

stehung der Wachstumsgefüge ziehen, womit dann auch für die Sedimentpetrographie wichtige Grundlagen geschaffen werden.

Während der Korrektur bekam ich noch eine Arbeit von Mügge, „Die Vorgänge in der Gesteinswelt und ihre Messung“ (Nachrichten der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen 1919, S. 78), in die Hand, worin er S. 94 über das Wachstum von Fasermineralien in sich öffnenden Gängen schreibt. Mügge behauptet hier, daß alle Kristalle mit derselben Geschwindigkeit wachsen, wenn die Geschwindigkeit, mit der sich die Kluft öffnet, kleiner ist als die kleinste Wachstumsgeschwindigkeit der Faserkristalle, sich also eine Gegenwand als Hindernis in den Weg stellt. Daher entstehe ein unregelmäßiges parallelfaseriges Kristallaggregat.

Hiezu möchte ich bemerken, daß die Regelung im Gefügewachstum ja hauptsächlich durch gegenseitige Behinderung der einzelnen Kristalle beim Wachstum in die Breite (nicht senkrecht zur Wand) erfolgt und daher eine entgegenstehende Wand keinen Einfluß auf die Regelung besitzt, sofern sie nicht Anlaß zu Kristallneubildungen gibt.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	1
Untersuchungsmethoden	1
Großoolith	3
Aragonitsinter, Karlsbad	14
Gänge und Lagen von Kalzit in Seefelder Bitumenschiefen	21
Kalzitgänge in den oberrätischen Kalken von Zürs	28
Kalzit-Quarzgang im Sibirakalk von Paß Thum	29
" " Bundsandsstein von Ellmau	35
Erzbergit (Kalzit-Aragonitsinter)	38
Lagengefüge	44
Allgemeine Bemerkungen zum Wachstumsgefüge	46
Geometrische Auslese beim Gefügewachstum	49

Sachverzeichnis.

	Seite
Aragonit, Methode der U -Tisch-Untersuchung	17ff
" Unterscheidung von Kalzit durch F ärbung	38
Bildungsbereich, gemeinsamer	43
Diagramme, O rientierung	2
" M asterung	2
Gefügetracht	50
Geometrische Auslese	49
Geschichtete G änge	28
Girlandenstruktur	45
Gratbahnen	45
Grenzwert der R egelung	12, 50
Keimbildungsbereich, gemeinsamer	43
Korngröße	46
Kornzahl	2
Lagengefüge	4, 44ff
Nähte	45
O rientiertes A ufwachsen	47
Richtender Einfluß der Unterlage	26, 34, 47
Schichten, verschiedener R egelungsgrad	12, 21
Schleppung	47
Strömung des s edimentierenden Mediums	47
Wachstumsbereich, gemeinsamer	43
Zwillingslamellen im Diagramm	12, 26

Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentalles und des oberen Pielachgebietes.

Von E. Spengler.

(Mit zwei petrographischen Beiträgen von H. P. Cornelius.)

[Mit 2 Tafeln und 14 Abbildungen im Text.]

In dieser Arbeit soll ein folgendermaßen begrenztes Stück der Nördlichen Kalkalpen geologisch beschrieben werden: Westgrenze: Westrand des Spezialkartenblattes „Schneeberg—St. Ägyd“ zwischen Bodenleitsattel (südlich der Büchleralpe) und der Nordwestecke der Karte; Nordgrenze: Nordrand des Kartenblattes bis zum Höhenberg bei Kleinzell; Ostgrenze: Wasserscheide zwischen Hallbach und Ramsaubach bis zum Kamme des Unterberges; Südgrenze: Wasserscheide zwischen der Gölsern, Traisen und Erlauf einerseits, der Schwarzau, Mürz und Salza anderseits.¹⁾

Das Gebiet gehört zum größten Teil dem Flußgebiete der Traisen an, nur der nordwestliche Teil wird durch die Pielach entwässert; daher wurde der oben angegebene Titel gewählt.

Da der Zweck dieser Arbeit in erster Linie die Darstellung der Ergebnisse der in den Sommern 1924—1927 durchgeführten Neuaufnahmen auf Spezialkartenblatt „Schneeberg—St. Ägyd“ ist, wurde der oben angeführte künstliche Rahmen nur insoweit überschritten, als es zum Verständnis des Gebirgsbaues erforderlich ist.

Mir standen vor allem zwei ausgezeichnete Vorarbeiten zur Verfügung:

1. die in den Jahren 1863—1864 durchgeführten Aufnahmsarbeiten von L. Hertle (5)²⁾ und M. V. Lipold (6—8);

2. die Aufnahmen A. Bittners in den Jahren 1893, 1894, 1896 und 1897. Ich möchte in diesem Falle die Leistung der beiden Erstgenannten fast noch höher einschätzen als diejenige Bittners. Wenn man nämlich in Betracht zieht, daß Hertle und Lipold noch fast keine Vorarbeiten vorgefunden haben, und bedenkt, daß diesen Geologen für ihre Aufnahmsarbeiten sehr wenig Zeit zur Verfügung stand, so muß man den Fleiß und das Geschick bewundern, mit welchem schon diese erste Aufnahme durchgeführt wurde.

¹⁾ Nur südlich von Annaberg wurde noch teilweise das zur Salza entwässerte Quellgebiet der Walster in die Darstellung miteinbezogen.

²⁾ Die Ziffern beziehen sich hier und im folgenden auf das Literaturverzeichnis am Schluß der Arbeit.

Wenn man die Hertle-Lipoldsche und die Bittnersche Karte vergleicht, so zeigt es sich, daß die wesentlichsten Züge im geologischen Bau schon auf der älteren Karte richtig eingetragen sind, wenn auch Bittner immerhin eine Reihe sehr wichtiger Verbesserungen angebracht hat: besonders bedeutsam ist die Erkenntnis, daß der Kalkzug des Unterberges und Traisenberges sowie die Kalke des Hennestecks und Kögelberges bei Annaberg Muschelkalk sind. Andererseits gibt es einige wenige Stellen, wo richtige Beobachtungen Hertles bei Bittner wieder verlorengegangen sind, weil sie letzterem gänzlich unverständlich waren. So das Vorkommen von Liasfleckenmergeln in Verbindung mit den Werfener Schieferen zwischen Reisalpe und Rotbenstein oder die Beobachtung, daß die Kalke des Staff etwas anderes sind als diejenigen der Reisalpe.

Herrn Hofrat G. Geyer bin ich sehr dankbar dafür, daß er mir die Benützung der geradezu vorbildlich geführten Tagebücher A. Bittners möglich gemacht hat. Die Einsicht in diese Tagebücher war für die Neuaufnahme in zweifacher Hinsicht von großem Werte: einerseits sind in diesen Tagebüchern so manche Beobachtungen enthalten, die Bittner nicht publiziert hat, andererseits ergeben sich aus den Tagebüchern die genauen Routen der Aufnahmstouren Bittners, so daß ich es bei der Neuaufnahme so einrichten konnte, daß in erster Linie solche Strecken begangen wurden, die Bittner nicht besucht hatte. Denn dort, wo Bittner tatsächlich war, ist seine Karte in den seltensten Fällen verbesserungsbedürftig.

L. Kober (19) hat im Jahre 1912 auf Grund der Bittnerschen Arbeiten eine Aufteilung dieses Gebietes auf seine drei voralpinen Decken: Frankenfelsen, Lunzer und Ötscherdecke vorgenommen. Die Kobersche Deckengliederung hat sich im allgemeinen auch bei der Neuaufnahme gut bewährt und kann daher auch hier zur Grundlage der Darstellung gemacht werden.

Die vorliegende Arbeit ist in erster Linie der Beschreibung der tektonischen Verhältnisse des Gebietes gewidmet. Eine zusammenfassende Darstellung der Stratigraphie, insbesondere der älteren Literatur entnommene Fossilisten, soll den „Erläuterungen“ zu Blatt „Schneeberg—St. Ägyd“ vorbehalten bleiben.

Die Arbeit wird naturgemäß erst nach Erscheinen der geologischen Spezialkarte, Blatt „Schneeberg—St. Ägyd“ (wahrscheinlich in den Jahren 1930 oder 1931) leichter lesbar werden. Um sie aber schon vorher benützbar zu machen, mußten eine größere Anzahl von topographischen Angaben gemacht werden, als es bei gleichzeitigem Erscheinen der Karte nötig wäre. Vor allem aber habe ich mich bemüht, nur solche Namen zu nennen, welche auf der österreichischen Spezialkarte 1:75.000 verzeichnet sind. Wo es nötig war, auch andere Örtlichkeiten anzugeben, wird deren Lage so genau bezeichnet, daß eine Orientierung mit Hilfe der Spezialkarte möglich ist.

Dankbar gedenke ich an dieser Stelle der Mithilfe meiner lieben Frau, die mich auf den meisten Aufnahmstouren begleitete. Manchen wertvollen Fund und manche Anregung verdanke ich ihr.

Die Frankenfeser Decke.

Stratigraphie.

(Taf. I, Prof. I—III, VIII)

Der Frankenfeser Decke gehört nur eine etwa 4 km^2 umfassende Fläche in der Nordwestecke des Spezialkartenblattes an. Das älteste Gestein, welches man aus der Frankenfeser Decke kennt, sind die Rauhacken¹⁾ der Opponitzer Kalke (16, Profile S. 387), was zweifellos darauf zurückzuführen ist, daß die älteren Schichtglieder der Trias bei der Überschiebung der Frankenfeser Decke auf die Flyschzone im S zurückgeblieben sind. Eine ganz ähnliche Abscherung in der karnischen Stufe treffen wir ja auch in der Allgäuer Decke des Westens. Es treten jedoch weder diese Rauhacken noch der über ihnen folgende Hauptdolomit in das Gebiet der Karte ein, sondern erst die Kössener Schichten, die in einem sehr schmalen Streifen im Nesselgraben²⁾ und in einer etwa dreieckig begrenzten Fläche am linken Ufer des Nattersbaches³⁾ (Prof. II) anstehen. Es sind schwarze, geschichtete Kalke, in denen Lumachellen- und Lithodendronbänke auftreten.

Am Nattersbach gehen die Kössener Schichten ohne scharfe Grenze in die dunkelgrauen Liasfleckenmergel über, im Nesselgraben liegen dunkelgraue Kalke mit Hornsteinlagen (Liaskieselskalk) dazwischen. Über den Liasfleckenmergeln folgen in bedeutender Mächtigkeit die grauen und roten Jurahornsteinkalke. An der Basis dieser Schichtengruppe liegt östlich von Ober-Grub und östlich Punkt 634 eine Bank massigen, hellroten Kalks (Vertretung der Klaussschichten?), darüber folgen sehr regelmäßig geschichtete, rote und graue Kalke mit Bändern von intensiv rotem Hornstein. Diese Jurahornsteinkalke bilden keine zusammenhängende Decke mehr, sondern sind durch die Erosion in eine Reihe von Lappen aufgelöst: 1. die auf der Karte 1:25.000 mit 720 bezeichnete höchste Erhebung des Rückens von Ober-Grub (Prof. II); 2. eine westlich benachbarte Kuppe dieses Rückens; 3. die steilen Abhänge an beiden Ufern der Pielach und auch noch etwa 1 km am linken Ufer des Nattersbaches aufwärts. Diese Jurakalkmasse ist durch einen schmalen, eingefalteten Streifen von Liasfleckenmergeln unterbrochen, der von Unter-Grub bis zum Gasthaus Schönau neben Station Schwarzenbach hinabzieht, wo auch noch an der Straße und im Bahneinschnitt Fleckenmergel aufgeschlossen ist. Diese Flecken-

¹⁾ Da diese Rauhacken an der Überschiebungslinie der Kalk- über die Flyschzone auftreten, könnte man sie auch als tektonische Bildung auffassen. Da sie aber genau dieselbe Lage haben wie die Opponitzer Rauhacken im Innern der Kalkalpen, ist die Deutung dieser Rauhacken als stratigraphischer Horizont wesentlich wahrscheinlicher, zumal da die Mergel, welche meist in ihrem Liegenden auftreten, sich als ein für die Abscherung sehr geeigneter Horizont erweisen. Vgl. auch H. P. Cornelius, Über tektonische Breccien, tektonische Rauhacken und verwandte Erscheinungen, Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie 1927, Abt. B, S. 127.

²⁾ Rechter Seitengraben des Weißenbaches, bei Taffern (Blatt „St. Pölten“) in diesen mündend.

³⁾ Wo die Straße von St. Pölten nach Frankenfeser auf das rechte Ufer des Nattersbaches übertritt.

mergelzone bewirkt die kleine Talweitung bei Schönau, wodurch die Anlage des Bahnhofes Schwarzenbach an dieser Stelle möglich war: 4. die südwestliche Fortsetzung dieser Jurakalkmasse ist die auffallende Felsklippe am rechten Nattersbachufer beim Hause Angelbach¹⁾ (Prof. II); 5. von diesen Vorkommen durch die unten noch näher beschriebene Verwerfung getrennt, eine sich bis nahe an die westliche Blattgrenze erstreckende, an der Bahnlinie und im Bachbette aufgeschlossene Partie roter Kalke. Auf den Jurakalken liegen dünnplattige, hellgraue, mergelige Aptychenkalke des Tithon und Neokom. Am linken Ufer des Nattersbaches am westlichen Kartenrande im Hangenden der Jurakalkmasse 5 erlangen diese Kalke die größte Flächenverbreitung, was sich dadurch erklärt, daß hier das Gehänge fast vollständig mit der Schichtfläche zusammenfällt. Sonst aber treten diese Gesteine nur als sehr schmaler Streifen im Hangenden der Jurakalke 3 und 4 am rechten Ufer des Nattersbaches und der Pielach auf und steigen am Westgehänge des Punktes 770 über den steilen Jurakalkwänden hoch empor.

Über diesen Aptychenkalken folgt eine Schichtengruppe, welche Bittner noch mit dem Neokom vereinigte, die aber höchstwahrscheinlich bereits der Oberkreide angehört. Es sind Konglomerate, sehr fischähnliche, feinkörnige Sandsteine und sandige Mergel mit Glimmer auf den Schichtflächen. Die weitaus größte Konglomeratbank wurde von Bittner²⁾ in dem Hohlwege unmittelbar südlich von Frankenfels aufgefunden. Die Konglomeratbank ist mindestens 4 m mächtig, streicht seiner WSW—ONO und enthält bis kindskopfgroße Gerölle. Kalkalpiner Herkunft sind die verschiedenen Kalke, die Lunzer Sandsteine und die in besonderer Menge auftretenden Hornsteine unter den Geröllen, während die sehr zahlreichen Quarz- und Quarzitzerölle, sowie ein Diabasgerölle³⁾ als exotisch bezeichnet werden müssen. Südlich dieser Konglomeratbank folgen drei, je 20 cm dicke, durch Mergellagen getrennte Sandsteinbänke und hierauf neuerdings eine 50 cm mächtige Bank groben Konglomerates, dann in ziemlich großer Mächtigkeit Sandsteine und sandige Mergel, welche mittelsteil gegen SO unter die Lunzer Decke einfallen (Prof. I). Es besteht daher kein Zweifel, daß die Konglomerate und die fischähnlichen Gesteine strati-

¹⁾ Nördlich vom ersten „A“ des Wortes „Nattersbach“ der Spezialkarte.

²⁾ Tagebuch Nr. XIII, S. 151. Leider hat Bittner diese Beobachtung nicht veröffentlicht. Der Aufschluß liegt an dem blau markierten Wege Frankenfels—Schwarzenbach, wenige Schritte von den Häusern von Frankenfels entfernt.

³⁾ Petrographische Beschreibung des Diabasgerölles aus der Oberkreide von Frankenfels.

Typische Diabasstruktur ist hier noch zu erkennen; doch sind sowohl die leistenförmigen Feldspate wie die feinschischen Gemengteile sehr stark umgewandelt, ein Rückschluß auf die ursprüngliche Natur der letzteren nicht mehr möglich. Bemerkenswert ist das (sehr spärliche) Vorkommen von Quarz, teils für sich allein, teils in schriffgranitartiger Verwachsung mit Feldspat als letztes Ausscheidungsprodukt. Erz fehlt fast ganz, dagegen sind Apatitsäulchen reichlich zu erkennen; außerdem finden sich Kalzitfelder, von einem schwer auflösbaren braunen Kranz umgeben, in dem mitunter Rutil zu erkennen ist — also wohl Pseudomorphosen nach einem Titanmineral.

Eine Herleitung des Gerölles von dem Diabas des Schmelzfensters kommt angesichts der Verschiedenheit der untergeordneten Gemengteile wohl nicht in Frage.

H. P. Cornelius.

graphisch zusammengehören. Es sind dieselben Konglomerate und Sandsteine, die von Uhlig¹⁾ und Kober (19, S. 361) aus der Gegend von St. Anton an der Jeßnitz beschrieben wurden. Ebenso wie diese beiden Autoren möchte ich diese Serie vom Neokom der Frankenfelscher Decke abtrennen und als Oberkreide auffassen; ob es sich um Cenoman oder um jüngere Stufen der Oberkreide handelt, ist ohne Fossilien nicht zu entscheiden. Auf der kurzen, von mir untersuchten Strecke ist keine Diskordanz gegenüber dem Neokom zu beobachten.

Die Sandsteine und Mergel sind überall scharf von den sie unterlagernden mergeligen Aptychenkalken des Neokoms getrennt und lassen sich als zusammenhängende meist mit Äckern und Wiesen bedeckte Zone über Pielachleiten bis an den Nordrand des Blattes verfolgen. Grobe Konglomerate sind in dem auf Blatt „Schneeberg—St. Ägyd“ gelegenen Teil der Frankenfelscher Decke nicht vorhanden, wohl aber konnte ich eine Breccienbank, welche vorwiegend wenig gerollte Quarze von 2 bis 4 mm Durchmesser führt, am Südufer des Nattersbaches gegenüber von Bahnkilometer 408 auffinden.

Tektonik.

Das kleine Stück der Frankenfelscher Decke, das jetzt neu aufgenommen wurde, fügt sich auch in tektonischer Hinsicht sehr gut den auf den Nachbarblättern gelegenen Teilen ein. Überall ist ein sehr deutliches, meist flaches Einfallen der Schichten gegen die Lunzer Decke zu beobachten (Prof. I—III). Am Nattersbach ist das Einfallen gegen SO gerichtet, an der Pielach schwenkt die Fallrichtung gegen O um. Wie ein Blick auf das Blatt „St. Pölten“ zeigt, hält diese Fallrichtung bis in die Gegend des Pichlberges an, um dann neuerdings einer südöstlichen Platz zu machen.

Mit dieser plötzlichen Drehung der Streichungsrichtung von NO gegen N hängt wohl auch die prachtvolle Kleinfaltung der Jurakalke zusammen, die in der Pielachschlucht zwischen Station Schwarzenbach und der Ruine Weißenburg zu beobachten ist.

Bemerkenswert ist ferner, daß die Oberkreide der Frankenfelscher Decke nicht unmittelbar unter die Trias der Lunzer Decke einfällt, sondern von dieser abermals durch einen schmalen Zug von Aptychenkalken getrennt ist (Prof. I—III), in welchem ich unmittelbar an der Schubfläche einen arg deformierten, nicht näher bestimmbareren Ammoniten auffand. Daß diese Erscheinung nicht lokal auf die hier untersuchte Strecke beschränkt ist, beweist das Profil, welches Kober (19, S. 361) durch die entsprechende Zone bei St. Anton an der Jeßnitz gibt, in welchem sich nicht nur Tithon, sondern auch Liasfleckenmergel zwischen die Oberkreide und die Muschelkalke einschalten.

Die Frankenfelscher Decke ist beim Hause Angelbach von einem NNW—SSO streichenden Querbruch durchsetzt, an welchem der westliche Flügel abgesunken ist. Es grenzen daher nördlich des Natters-

¹⁾ V. Uhlig, Bericht über die Exkursion nach Scheibbs. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1909, S. 357.

baches Kösseuer Schichten (O) an Jurakalk und Neokom im W, südlich dieses Baches, ist der Abbruch der Juraklippe von Angelbach (siehe S. 56) gegen W auf diese Verwerfung zurückzuführen. In die Lunzer Decke scheint sich dieser Querbruch nicht fortzusetzen, er scheint daher älter zu sein als die Deckenüberschiebung.

Anhangsweise sollen hier einige Bemerkungen über ein Stück der Frankenfelder Decke angeschlossen werden, welches zwar nicht auf dem Blatte „Schneeberg—St. Ägyd“ gelegen ist, dem ich aber doch einige Beobachtungen widmen konnte: über das Traisental unterhalb von Lilienfeld.

Das Traisental von Traisen aufwärts bis Dörfel bei Lilienfeld am linken, bis Marktl am rechten Ufer gehört der Frankenfelder Decke an, welche hier in einem gegen N geöffneten Halbfenster unter der Lunzer Decke hervortritt.

Besonders klar sind die Verhältnisse am linken Traisenufer (Prof. VIII). Bereits Bittner (18, S. 161, 162) hat auf die auffallende Erscheinung hingewiesen, daß am linken Traisenufer oberhalb der jungtriadischen, liassisch-jurassischen und unterkretazischen Bildungen der Tältiefe fast durchaus nur Muschelkalk, Lunzer Sandstein und Opponitzer Kalk anzutreffen sind, aber von einer Überschiebung wagte er noch nicht zu sprechen. Die Lagerungsverhältnisse sind aber nur verständlich, wenn man annimmt, daß die erstgenannten jüngeren Bildungen von den letztgenannten älteren überschoben werden. So fällt z. B. der von rotem Jurakalk überlagerte Liasfleckenmergel in dem großen Aufschluß an der Straße Lilienfeld—Marktl etwa 50° gegen WNW unter den Muschelkalk der höheren Gehägeteile ein. Besonders deutlich aber sieht man in dem gegenüber vom Bahnhof Lilienfeld mündenden Jungherrntal, daß hier Aptychenkalke¹⁾ des Tithon und Neokom einerseits nach SO unter den Muschelkalk am Taleingang, anderseits nach NW unter die Muschelkalke im oberen Jungherrntal einfallen, so daß die Aptychenkalke geradezu den Kern der ins obere Stangental weiterreichenden Antiklinale bilden, die die östliche Fortsetzung der Antiklinale von Wenigshof bildet.²⁾

Am rechten Traisenufer gehört der nördlichste kalkalpine Zug zwischen Traisen und Maierhofer im Wiesenbachtale, welcher durch Fleckenmergelfazies im Lias ausgezeichnet ist (29), noch der Frankenfelder, Puchersreith und die die Gosauschichten der Vordereben tragende Hauptdolomitplatte bereits der Lunzer Decke an. Das jüngste Schichtglied der Frankenfelder Decke im Halbfenster des Traisentales ist das von Bittner³⁾ beschriebene Cenoman von Marktl. Die über dieses Cenoman überschobenen und unter den Hauptdolomit des Sockels der

¹⁾ Die Farbe dieser Aptychenkalke ist auf der geologischen Spezialkarte, Blatt „St. Pölten“, etwas dunkler ausgefallen als die sonstigen Vorkommen dieses Gesteins.

²⁾ Siehe geologische Spezialkarte, Blatt „St. Pölten“.

³⁾ A. Bittner. Über ein Vorkommen kretazischer Ablagerungen mit *Orbitolina concava Lam.* bei Lilienfeld in Niederösterreich. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1897, S. 216.

Vordereben einfallenden, mit Jurakalken und Kössener Schichten in Verbindung stehenden Liasfleckenmergel südöstlich von Marktl gehören wohl auch noch zur Frankenfesler Decke und sind mit den entsprechenden Gesteinen des linken Traisenufers zu verbinden, die eine Antiklinale in der Frankenfesler Decke bilden (Prof. VIII).

Zu dem von Vettters (29) kürzlich veröffentlichten Profile der linken Talseite des Wiesenbachtals möchte ich folgendes bemerken: Vettters nimmt an, daß an der Verwerfung zwischen den Punkten 773 und 787 der Nordflügel um 300 m versenkt ist und daher die Jura-Neokommergel nördlich des Punktes 773 die Fortsetzung derjenigen nördlich des Punktes 782 darstellen. Dann müßte die Hauptdolomitmasse zwischen Weghofer und Maierhofer die nördliche Fortsetzung derjenigen des Punktes 787 sein. Wenn man daher erstere der Frankenfesler Decke zurechnet, müßte auch die letztere der Frankenfesler Decke angehören.¹⁾ Das ist aber unmöglich, denn die Reiflinger Kalke beim Sulzer sind die westliche Fortsetzung derjenigen westlich der Staffspitze (29, S. 267), die aber bereits südlich des Neokomzuges der Frankenfesler Decke liegen und daher der Lunzer Decke angehören müssen. Außerdem spricht die Hierlatzfazies des Lias in der Mulde südlich des Punktes 787 und das Vorkommen von Gesteinen, die älter als Hauptdolomit sind, für die Zugehörigkeit zur Lunzer Decke. Es scheint mir daher wahrscheinlicher, daß an dieser Verwerfung nicht der Nordflügel, sondern der Südflügel um etwa 500 m gesenkt ist; dadurch würde der Hauptdolomit des Punktes 773 der inverse Mittelschenkel der liegenden Falte werden, deren Hangendschenkel den Punkt 787 aufbaut. Dadurch fällt nicht nur der Hauptdolomit des Punktes 773, sondern auch derjenige des Punktes 781 der Lunzer Decke zu. Außerdem aber erklärt eine Senkung des Südflügels auch die Tatsache, daß nur der Südflügel der Verwerfung das von Vettters beschriebene, gegen W gerichtete Absenken der Schichten zeigt (vgl. das Längsprofil in 29, S. 267), der Nordschenkel jedoch nicht.

Unentschieden möchte ich die Frage lassen, ob das Neokom zwischen den Punkten 787 und 782 der Lunzer oder Frankenfesler Decke angehört. In letzterem Falle wäre es sekundär auf den Hauptdolomit des Punktes 787 hinaufgeschoben.

Die Lunzer Decke.

Tektonische Übersicht.

Die Lunzer Decke weist, wie bereits aus den Profilen bei Bittner (16, S. 387) hervorgeht, einen typischen und im allgemeinen sehr regelmäßigen Falten- und Schuppenbau auf. Als ältestes Gestein treten in den Antiklinalkernen der Muschelkalk, als jüngstes in den Synklinalkernen der Aptychenkalk des Tithon und Neokom auf.

Um eine genauere Beschreibung zu ermöglichen, ist es nötig, den einzelnen Antiklinalen und Synklinalen — ähnlich wie es Spitz im

¹⁾ Außer man hält die Verwerfung selbst für die steilgestellte Überschiebung der Lunzer auf die Frankenfesler Decke, eine Möglichkeit, welche Vettters auch in Betracht zieht. Eine solche Steilstellung der Überschiebungsfäche scheint mir aber bei der sonst sehr flachen Lage dieser Fläche (Prof. VIII) sehr unwahrscheinlich.

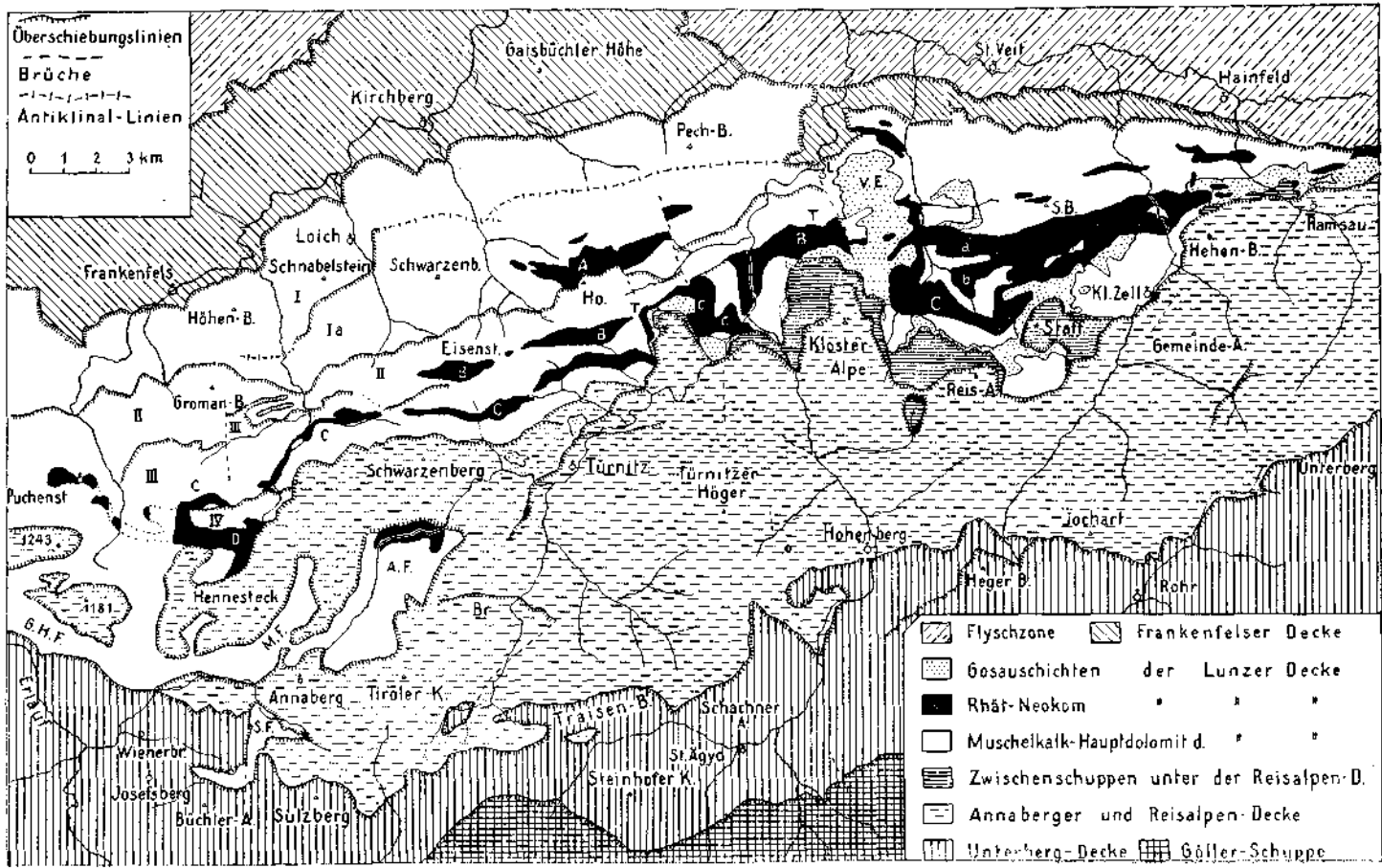


Fig. 1. Tektonische Übersichtskarte.

Erklärung zur tektonischen Übersichtskarte (Fig. 1).

Die tektonische Karte ist nur soweit sie auf Spezialkartenblatt „Schneeberg—St. Ägyd“ gelegen ist, auf Grund von eigenen Neuaufnahmen gezeichnet. Um aber die Zusammenhänge besser hervortreten zu lassen, wurden auch angrenzende Teile der Blätter „Gaming—Mariazell“ und „St. Pölten“ mit einbezogen. Diese Teile wurden nach der von A. Bittner aufgenommenen geologischen Spezialkarte gezeichnet; nur in der Umgebung von Gösing habe ich einige eigene Revisionstouren und am linken Ufer des Wiesenbachtals die Karte von H. Vettors (29) verwendet. Aber selbst am Blatt „Schneeberg—St. Ägyd“ mußte der Schubrand der Unterbergdecke zwischen dem Unterberg und dem Kienstein und zwischen Knollhof und Ulreichsberg nach der Bittnerschen Karte eingetragen werden, da er zur Zeit der Veröffentlichung dieser Arbeit noch nicht neu begangen werden konnte. Es ist daher möglich, daß sich an diesen Stellen Unterschiede gegenüber der erst in einigen Jahren zur Veröffentlichung gelangenden geologischen Spezialkarte ergeben werden.

Abkürzungen auf der Karte: 1. Ortsbezeichnungen: *Puchenst.* = Puchenstuben; *Eisenst.* = Eisenstein; *Ho* = Hohenstein; *V. E.* = Vordereben; *S. D.* = Sengenebenberg. 2. Tektonische Einheiten: *I* = Loicher Schuppe, *Ia* = Hammerhühlschuppe, *II* = Hohensteinschuppe, *III* = Schwarzenbacher Schuppe, *IV* = Fuchsigriegelschuppe; *A* = Reitelmulde, *B* = Eisensteinmulde, *C* = Seilerriegelmulde, *D* = Pielach-Ursprung-Mulde; *a* = Wendelgupfmulde, *b* = Gaisgrabenmulde, *C* = Ebeuwaldmulde; *G. H. F.* = Gössinger Halbfenster, *M. F.* = Mühlfelder Fenster, *A. F.* = Annaberger Fenster, *S. F.* = Schmelzfenster, *Br* = Bruckhofer Schuppe.

Ich vermute, daß sich die vereinigten Mulden *C* und *D* über die von Bittner eingetragenen Neokomvorkommen, bis Puchenstuben auf Blatt „Gaming—Mariazell“ fortsetzen; da aber die betreffende Gegend wegen Zeitmangel nicht begangen werden konnte, ist die Verbindung hier nur punktiert gezeichnet.

Der Genanigkeit halber sei bemerkt, daß auch die Gosansichten des wahrscheinlich zur Annaberger Decke gehörigen Gebietes nördlich von Türitz durch Punktierung bezeichnet sind.

Höllensteinzung gefam hat — Namen zu geben. Diese Namen ergeben sich zum Teil bereits aus Bittners Arbeiten. Bittner (16) hat die Muschelkalkzüge, die im Pielachgebiete entweder im Kern von Antiklinalen auftreten oder die liegendste Schichtengruppe von Schuppen bilden, von N gegen S als:

- I. Frankenfels Zug,
- Ia. Hammerhühlszug,
- II. Gaisner Zug,
- III. Engleitener Zug

unterschieden. Daraus würde sich für die tiefste Schuppe der Lunzer Decke die Bezeichnung: Frankenfels Schuppe ergeben; doch würde dieser Name zu Verwechslungen Anlaß geben, da Kober die unter der Lunzer Decke liegende Decke als Frankenfels Decke bezeichnet hatte. Ich möchte daher den Namen: I. Loicher Schuppe vorschlagen. Die nächste Schuppe könnte aber ganz gut Ia. Hammerhühlschuppe heißen; östlich vom Loicher Tal und westlich vom Pielachale geht die Hammerhühlschuppe in die Hammerhühlsantiklinalen über. Östlich des Soistales trägt der Hauptdolomit der Hammerhühlschuppe eine mit Rhät-, Jura- und Neokongesteinen erfüllte Synklinalen, die ich *A. Reitelmulden* nennem möchte. Nun hat es sich aber, wie S. 66 näher ausgeführt werden wird, gezeigt, daß Bittners Gaisner und Engleitener Muschelkalkzug identisch sind. Die Schuppe, welche dieser Muschelkalkzug einleitet, möchte ich nach dem höchsten und markantesten Punkte als II. Hohensteinschuppe bezeichnen. In den Hauptdolomit dieser Schuppe

ist eine weithin zu verfolgende Synklinale eingefaltet, in deren Kern sich Rhät- und Juragesteine erhalten haben. Sie soll *B. Eisensteinmulde* genannt werden, da ihr der Gipfel des Eisenstein angehört. Der Muschelkalkzug im innersten Schwarzenbachtal hat — entgegen der Meinung Bittners — mit dem Engleitener Zug nichts zu tun, er leitet eine neue Schuppe ein, die *III. Schwarzenbacher Schuppe*. Die Schwarzenbacher Schuppe trägt eine ähnliche, langgestreckte Synklinale mit Rhät-, Jura- und Neokongesteinen im Kern, die nach dem südlich vom Eisenstein auf der Wasserscheide zwischen dem Pielach- und Türnitzer Traisentale gelegenen Seilerriegel als *C. Seilerriegelmulde* bezeichnet werden soll. Die Eisensteinmulde läßt sich vom Eisenstein an über das Traisental bei Tavern bis ins Klostertal südlich von Lilienfeld verfolgen, die Seilerriegelmulde vom Westrande des Kartenblattes bis Freiland. Beide Mulden sind in dem Raume zwischen Traisen- und Wiesenbachtale durch die transgredierenden Gosauschichten der Hintereben und durch den weit nach N reichenden Lappen der Reißalpendecke am Muckenkogel verhüllt. In dem Raume östlich der Gosauschichten der Hintereben erscheinen drei mit Jura- und Neokongesteinen erfüllte Mulden, die sich gegen O vereinigen: *a) Wendelgupfmulde*, *b) Gaisgrabenmulde*, *c) Ebenwaldmulde*. Wie Seite 84 genauer gezeigt werden soll, entspricht die Wendelgupfmulde wahrscheinlich der Eisensteinmulde, die Ebenwaldmulde der Schwarzenbachermulde, während die Gaisgrabenmulde gegen W rasch verschwindet.

Noch südlichere tektonische Elemente der Lunzer Decke sind nur im obersten Pielachtale südlich von Schwarzenbach, und im Annaberger Fenster sichtbar — sonst sind sie von der Ötscherdecke verhüllt. Im obersten Pielachtale folgt südlich der Hohensteinschuppe noch *IV. die Fuchsriegelschuppe*, welche auch eine mit Rhät-, Jura- und Neokongesteinen erfüllte Synklinale die *D. Pielach-Ursprungmulde* trägt.

Diese Schuppen und Mulden sind auf der tektonischen Übersichtskarte (Fig. 1) mit den hier angegebenen Ziffern und Buchstaben bezeichnet.

Im Vergleich mit den die genannten Mulden tragenden Hauptdolomitmassen bilden die Mulden im Kartenbilde nur sehr schmale Streifen, bisweilen so schmal, daß sie auf der Karte 1 : 75.000 mit etwas übertriebener Breite eingetragen werden mußten, um überhaupt deutlich sichtbar zu bleiben.

Da zu befürchten ist, daß die einzelnen Schichtglieder der Mulden bei dem kleinen Maßstabe der Karte stellenweise etwas undeutlich werden, ist die geologische Beschreibung im Bereiche der Mulden ziemlich ausführlich gehalten.

Die Loicher Schuppe (I.).

(Taf. I. Prof. I—III.)

Der Loicher Schuppe gehören im Bereiche des Blattes „Schneeberg—St. Ägyd“ die Gruppe des Höhenberges westlich der Pielach (Profil II) und des Schnabelsteinberges zwischen Pielach- und Loichtal samt den

nördlich vorgelagerten Höhen (Punkt 770 und 782) an (Prof. III). Sie wird nur aus Muschelkalk, Lunzer Schichten und Opponitzer Kalk aufgebaut.¹⁾

Dem Muschelkalke gehört der in Steilwänden gegen das Nattersbachtal abfallende Zug der Falkensteinmauer (Punkt 734 und 713 der Karte 1:25.000), ferner fast der ganze Raum zwischen Punkt 770 und Loich an. Der untere Teil des Muschelkalkes sind hellgraue, meist undeutlich geschichtete Kalke, die sich somit in ihrer Fazies bereits dem Wettersteinkalk nähern.²⁾ Die Kalke neigen sehr zur Felsbildung und bilden die schroffen Falkensteinmauern südöstlich von Frankenfels, sowie die felsigen Westgehänge des Punktes 770. Gegen oben gehen diese massigen Kalke in typische Reiflinger Kalke über, dunkelgraue, dünnplattige Knollenkalke, welche meist Hornsteinknollen führen. In den obersten Lagen sind zwischen die Kalkbänke von Reiflinger Charakter Lagen von Partnachmergeln mit *Bactryllien* und *Koninckina Leonhardi* eingeschaltet (16, S. 388). In dem Raume zwischen der westlichen Blattgrenze und dem Pielachtale ist der Muschelkalkzug kaum $\frac{1}{2}$ km breit; zwischen Pielach- und Loichtal schwillt er auf $1-1\frac{1}{2}$ km Breite an, ohne daß sich die Fallwinkel wesentlich ermäßigen. Diese Breitenzunahme gegen O ist dadurch verständlicher geworden, daß es mir gelang; zwischen den Höfen „Schroffen“ und „Am Weg“ eine synklinal eingefaltete Masse von Lunzer Schichten aufzufinden (Prof. III).

Über den Reiflinger Kalken und Partnachmergeln folgen die ziemlich mächtigen Lunzer Schichten, die sich von Rederbach dem Nordgehänge des Höhenberges³⁾ entlang zur Schmeiselmühle und von hier längs des Nordabhanges des Schnabelberges bis Loich⁴⁾ verfolgen lassen. Die Lunzer Schichten sind mächtiger als in den südlicheren Schuppen (etwa 300 m).

Über den Lunzer Schichten liegen die Opponitzer Kalke (und Rauhbacken), welche den Gipfel des Höhenberges (933 m) und Schnabelsteinberges (955 m) aufbauen. Auch der Opponitzer Kalk ist mächtiger als in den südlichen Schuppen (250--300 m). Am Höhenberg bildet der Opponitzer Kalk nur einen sehr schmalen, steil SSO einfallenden Zug, südlich dessen neuerdings mächtige Lunzer Schichten erscheinen (Prof. II), am Schnabelsteinberg hingegen ist er von

1) Erst in der östlichen Fortsetzung dieser Zone, auf Blatt „St. Pölten“, hat sich am Eihenberg und in der Zone des Pechberges auch Hauptdolomit erhalten.

2) Da es auf Blatt „Schneeberg—St. Ägyd“ ebenso wie im Hochschwabgebiete unmöglich ist, die anisische und ladinische Stufe kartographisch zu trennen, wird die Bezeichnung „Wettersteinkalk“ immer nur als Faziesbegriff verwendet (helle, mehr oder minder massige, nicht selten Diploporen führende Kalke), ohne Rücksicht darauf, ob diese Kalke der anisischen oder ladinischen Stufe angehören.

3) Die Terrasse an der Nordseite des Höhenberges, welche die Falkensteinbauern trägt, fällt noch zum größeren Teil den Reiflinger Kalken und Partnachmergeln zu; dafür reichen die Lunzer Schichten bis unter die Gipfelwände des Höhenberges empor (Prof. II).

4) Die obersten, durch schwache Kohlenschmitze ausgezeichneten Lagen der Lunzer Schichten und deren Kontakt mit dem Opponitzer Kalk sind in einem etwa 30 m langen künstlichen Aufschluß am linken Ufer des Loiehbaches (oberhalb Kilometer 3) gut aufgeschlossen. Die Schichten fallen hier 45° S, das ausführliche Profil wird in den „Erläuterungen“ veröffentlicht.

beträchtlicher Breite (Prof. III), während er in den Westwänden der „Mäuer“ (Punkt 788) bei Loich wieder eine sehr schmale Zone bildet (Fig. 2).

Die große Breite der Zone des Opponitzer Kalkes am Schnabelstein erklärt sich dadurch, daß — wie schon ein Anblick des Berges von W zeigt — der Opponitzer Kalk hier infolge sekundärer Faltung oder Schuppung mehrmals übereinanderliegt. Der schmale Streifen von Lunzer Schichten, welcher die oberste von der mittleren Schuppe trennt, zieht aus dem Nordgelänge des Schnabelsteingipfels bis in die Gegend von Hainbach (Prof. III); die Lunzer Schichten treten auch morphologisch als Flachstufe zwischen den Wänden gut hervor, einige Wiesen liegen in dieser Zone. Hingegen ist die unterste von der mittleren Schuppe durch eine etwa mitten zwischen Hainbach und der Schmeiselmühle emporziehende Zunge von Lunzer Schichten nur unvollkommen getrennt. Im östlichen Teile des Schnabelsteinberges gibt sich die mehrfache tektonische Wiederholung der Opponitzer Schichten nur durch das Auftreten mehrerer Bänder von Rauhwaekel kund.

In dem Raume westlich der Pielach ist nur mehr die tiefste Schuppe von Opponitzer Kalk vorhanden, welche hier den felsigen Kamm des Höhenberges bildet; die beiden höheren liegen infolge Ansteigens der Achse bereits über dem Denudationsniveau, wodurch sich die ungewöhnliche Breite der Lunzer Sandsteinzone südlich vom Höhenberg erklärt (Prof. II). Dafür taucht in dem Graben südöstlich des Höhenberges zwischen den Gehöften Holz und Steinbach¹⁾ eine kleine Kuppel von Reiflinger Kalk unter den Lunzer Schichten empor.

Die Hammermühlschuppe (I a).

(Taf. 1, Prof. I—VI.)

Die Hammermühlschuppe nimmt auf Blatt „Schneeberg—St. Ägyd“ bereits einen wesentlich größeren Raum ein als die Loicher Schuppe; ihr gehören westlich der Pielach der Punkt 989, in dem Raume zwischen Pielach- und Loichtal der Punkt 870 (Brentkogel) und Hainbachberg, zwischen Loich- und Soistal beinahe der ganze Raum vom Nordrand des Blattes bis fast zum Aufkrautsattel, östlich des Soistales das ganze Gebiet nördlich des Hohensteingipfels und des Zögersbachtals bis nach Schrambach an. Entsprechend der größeren Flächenverbreitung beteiligt sich auch ein größerer Schichtenbestand am Bau dieser Schuppe: es ist eine vom Muschelkalk bis zum Neokom reichende Schichtenfolge vorhanden, der Jura und das Neokom allerdings nur im Bereiche der im folgenden Abschnitte beschriebenen Reitehnlude. Bezeichnend ist das Fehlen des Lias.

Der Nordrand wird von dem Muschelkalkzug gebildet, den Bittner (16) nach der Hammermühle im Loichtale als Hammermühlzug bezeichnet hat. Dieser Muschelkalkzug läßt sich vom Reidl westlich der Pielach 9 km lang bis knapp über das Soistal verfolgen. Wie

¹⁾ Name nur auf der Karte 1:25.000.

bereits Bittner (16, S. 390, 391) gezeigt hat, ist dieser Muschelkalkzug westlich der Pielach und östlich des Soistales der Kern einer schiefen, nach NNW aufsteigenden Antiklinale (Prof. II und IV); nur in dem Raume zwischen der Pielach und den „Mauern“ (Punkt 788) am rechten Gehänge des Loichtales (Fig. 2) geht diese Antiklinale in eine Überschiebung über (Prof. III). Strenggenommen kann daher nur in diesem Mittelstück von einer Trennung in eine Loicher und eine Hammermühlschuppe die Rede sein. Aber selbst hier kann der Muschelkalkzug seine Natur als Antiklinalkern nicht ganz verleugnen, indem sich eine ganz verdrückte Zone von Lunzer Schichten zwischen den Opponitzer Kalk des Schnabelsteinberges und den Muschelkalk des Brentkogels (Punkt 870) und in den Loicher Mäuern (Fig. 2) in derselben Lage einschaltet. In petrographischer Hinsicht gleicht der Muschelkalk des Hammermühlzuges so ziemlich demjenigen der Loicher Schuppe, doch fehlen die Partnachmergel.

Die Lunzer Schichten, die im Süden den Muschelkalk überlagern, lassen sich mit außerordentlicher Regelmäßigkeit, aber in etwas geringerer Mächtigkeit als in der Loicher Schuppe vom Reidl über das Pielachtal oberhalb Thoreben und die Gehöfte Ries, Hausgrub

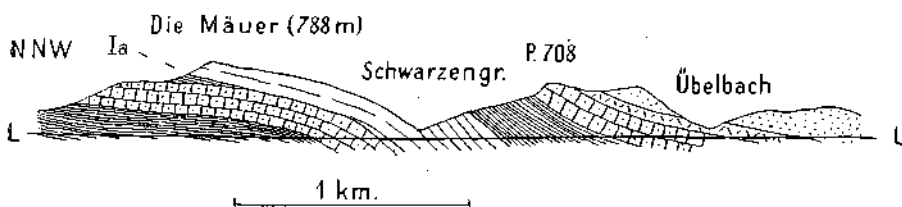


Fig. 2. Profil des rechten Gehänges des Loichtales.

L—L = Talboden des Loichtales, Ia = Überschiebung der Hammermühlschuppe über die Loicher Schuppe, Signaturen wie auf Taf. I, nur wurde in der Hammermühlschuppe auch der Raubwackenzug zwischen Opponitzer Kalk und Hauptdolomit angedeutet.

und Ort ins Loichtal und von hier durch den Schwarzengraben und an der Nordseite des Punktes 706 (Kleinsteinst.) vorbei zur Riegelmühle im Soistale und von hier ins Prinzbachtal verfolgen, wo sie auf Blatt „St. Pölten“ übertreten. An der Obergrenze gegen die Opponitzer Kalke trifft man zahlreiche alte Kohlenstollen.

Mit ebensolcher Regelmäßigkeit folgen im Hangenden der Lunzer Schichten die Opponitzer Kalke, ebenfalls von merklich geringerer Mächtigkeit als in der Loicher Schuppe. Die eigentlichen Opponitzer Kalke bilden eine Felsrippe, die über diesen liegenden Raubwacken meist eine ebenso weiche Zone wie die Lunzer Schichten, so daß Doppelsättel die Regel sind.¹⁾ Nur im Loichtale bei Baumgardl treten auch die Raubwacken felsbildend hervor. Die auffallend große, sanft geneigte Fläche beim Brack nördlich vom Schwarzenberg liegt auch in Bereiche der Raubwackenzone, ist aber wesentlich breiter, so daß deren Untergrund zum Teil auch bereits von Hauptdolomit gebildet

¹⁾ Z. B. die Doppelsättel: Perneben (Raubwacke) und Schweinberg (Lunzer Schichten), Riegel (Raubwacke) und Hausgrub (Lunzer Schichten).

wird. Leider sind keine eigentlichen Aufschlüsse auf dieser Fläche vorhanden, doch dürfte es sich nur um den Rest einer sehr flachen, alten Dolomitschutthalde handeln, welche zu der pliozänen (?) Ver-
ebnungsfläche „Auf der Eben“ südöstlich von Kirchberg gehört.

Der Hauptdolomit im Hangenden der Opponitzer Rauhacken hat sich westlich der Pielach nur am Punkt 989, östlich der Pielach in einer bei Staudach beginnenden, gegen O rasch an Breite zunehmenden Masse erhalten, welcher u. a. der Hainbachberg, der Loicher Schwarzenberg (= Kummelberg) und der südlich benachbarte, 982 m hohe Brunstkogel, ferner die tieferen Teile des Ameisser,¹⁾ die Hauptmasse des Schindlwaldberges (= Gschettberges), am Blatt „St. Pölten“ der Lindenberg angehören. Am besten ist der Hauptdolomit an den Fahrwegen in den Quellgräben des Soistales aufgeschlossen. Hier zeigt es sich, daß der Hauptdolomit lebhaft gefaltet ist (Prof. IV) und auch lokale O—W gerichtete Druckbeanspruchungen vorhanden sind. Auf der Strecke zwischen Punkt 989 und Staudach liegt diese Hauptdolomitmasse unter der vordringenden Hobensteinschuppe.

Am Gipfel des Schwarzenberges haben sich im Hangenden des Hauptdolomites schwarze Kalke — offenbar Kössener Schichten — erhalten, als westliche Fortsetzung der im folgenden Abschnitte beschriebenen, in denselben Dachsteinkalk eingefalteten Reitelmulde.

Die Reitelmulde (A).

(Taf. I, Prof. V, VI)

Die Reitelmulde läßt sich vom Ameisser (westlichen Ausläufer des Hohensteins) über den Sattel „Im Reitel“ zwischen Hohenstein und Schindlwaldberg in den nördlichen Ast des Zögersbachtals und über den südöstlichen Ausläufer des Lindenberges bis ins Schrambachtal verfolgen. Die Mulde besitzt eine Länge von etwa $7\frac{1}{2}$ km, läßt sich also viel weniger weit im Streichen verfolgen als die beiden südlichen Mulden.

Das vollständigste Profil durch den Nordschenkel dieser Mulde ist am Reitelsattel zu sehen, weshalb ich sie als Reitelmulde bezeichnen will. Wenn man vom Reitelsattel gegen den Schindlwaldberg emporsteigt, trifft man folgende Schichtenfolge (Prof. V):

1. Rote und graue Aptychenkalke (sehr mächtig).
2. Rote Hornsteine (eigentlich Hornsteinkalke, in denen der Kalk gänzlich gegenüber den roten Hornsteinen zurücktritt) (wenige Meter).
3. Dichte, rote, knollige Kalke, eine auffallende Felsrippe bildend (wenige Meter).
4. Schwarze Kalke mit Bivalven- und Brachiopodenlunachellen (Kössener Schichten, wenige Meter).
5. Hauptdolomit.

1) Westlicher Ausläufer des Hohensteins, Name nur auf der Karte 1:75.000.

In den roten und grauen Aptychenkalken findet man beim Finstertaler im Zögersbachtal, u. zw. im Bachbette sehr häufig und in sehr guter Erhaltung:

Aptychus Beyrichi Opp.¹⁾

außerdem fand ich

Belemnites (Belemnopsis) cf. hastatus Blv.

Aptychus Beyrichi tritt im Tithon und unteren Neokom auf, der Belemnit spricht eher für tieferen Malm, ist aber nicht so sicher bestimmbar wie die Aptychen. Da sich aber an anderen Orten (S. 85) auch rein neokome Aptychen in denselben Gesteinen gefunden haben, so kann man sagen, daß die Aptychenkalke mindestens denselben stratigraphischen Umfang haben wie im Höllensteinzug,²⁾ wo sie der Tithon- und Neokomstufe entsprechen, aber vielleicht noch tiefer in den Malm hinabreichen. Eine kartographische Trennung von oberem Jura und Neokom läßt sich hier ebensowenig durchführen wie in dem von Spitz bearbeiteten Gebiete.

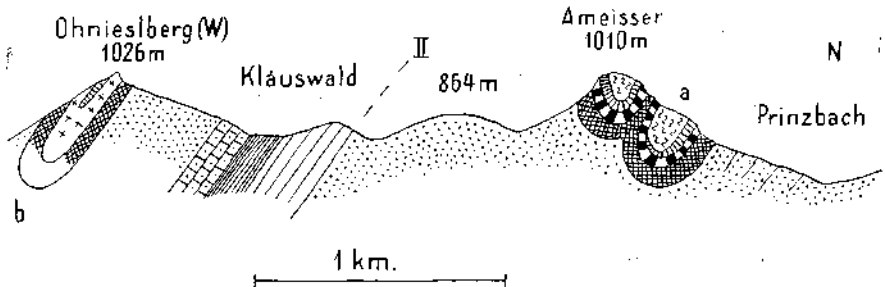


Fig. 3. Profil durch die Reitelmulde (a) und Eisensteinmulde (b).

II = Überschiebung der Hohensteinschluppe. Auf die Schichtung senkrechte Schraffen bedeuten Radiolarite, sonst Signaturen wie auf Taf. I.

Den roten Knollenkalk halte ich eher für Klaussschichten³⁾ als für Lias, da dieser in dem ganzen Gebiete in der Krinoidenfazies (Hierlatzkalk) entwickelt ist. Der Lias fehlt somit.

Der Südschenkel zeigt dieselbe Schichtenfolge, wie am Kamm des Armeisser zu sehen ist. Auch hier bilden die Klauskalke auffallende Felspartien.

Im O, am Nordgehänge des Schoberberges gegen den Nordost des Zögersbachtals, verarmt die Schichtenfolge, so daß Aptychenkalk unmittelbar auf den Kössener Schichten liegt (Prof. VI).

Die Mulde ist als eine schiefe Mulde zu bezeichnen, da der Nordflügel etwa 50° gegen S einfällt, der Südflügel entweder seiger steht

¹⁾ Für die Bestimmung der Aptychen bin ich meinem Freunde Dr. F. Tranth zu bestem Danke verpflichtet.

²⁾ A. Spitz, Der Höllensteinzug bei Wien. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1910.

³⁾ Auch Lipold (8, S. 167) und Bittner (16, S. 387, oberstes Profil) halten diese Knollenkalke für höheren Jura. Denn wenn sie Bittner für Lias gehalten hätte, würde er in der Mulde der Hoheneben einen Lias eingezeichnet haben.

oder sehr steil gegen N geneigt ist. Der Muschelkalk des Hohensteins ist auf die Aptychenkalke des Muldenkernes aufgeschoben (Prof. V). Westlich vom Hohenstein streicht die Mulde WNW—OSO, östlich vom Hohenstein WSW—ONO.

Die scheinbar außerordentlich große Mächtigkeit des Aptychenkalks nördlich vom Hohenstein erklärt sich dadurch, daß dieser Kalk infolge sekundärer Faltung mehrmals übereinanderliegt. Das ist im Nordabhang des Ameisser deutlich zu sehen.

Bis 750 oder 800 m reicht der Hauptdolomit. Höher oben wird dieses Gebänge von einigen niedrigen Wandstufen durchzogen, welche von Klauskalk und Kössener Schichten gebildet werden, während die flacheren Zwischenräume zwischen diesen Wandstufen aus rotem Radiolarit und Aptychenkalcken bestehen. Die Kössener Schichten und Klauskalke bilden eine sekundäre Antiklinale¹⁾ innerhalb der großen Synklinale (Fig. 3). Die starke Bewaldung und Schuttbedeckung des Abhanges erschwert die Verfolgung der einzelnen Zonen, daher ist das Kartenbild etwas schematisch. Am westlichen Ende des Ameisserkammes (Brunst, Punkt 925) hat sich noch ein isolierter Rest des Jnrakernes der südlichen Teilmulde erhalten.

Unterhalb des Finstertalers ist die Mulde an einer Querstörung, nach N verschoben — es ist offenbar dieselbe Querstörung, welche auch den Lunzer Schichtenzug von Schrambach—Engleiten in gleichem Sinne verschiebt, S. 71) Zögersbacher Blattverschiebung). (Siehe Fig. 1.)

Am Kamm des Schindlwaldberges ist eine sehr kleine, der Reitelmulde nördlich benachbarte Mulde erhalten geblieben, welche nur rote Jurahornsteinkalke und rote und graue Aptychenkalke führt (Prof. V).

Die Hohensteinschuppe (II).

(Taf. I, Prof. I—VII.)

Die Hohensteinschuppe ist von der Hammerlmühlschuppe viel schärfer getrennt als diese von der Loicher Schuppe. Nirgends hat der Muschelkalk, welcher diese Schuppe einleitet, den Charakter eines Antiklinalkernes, auf der ganzen 28 km langen Strecke ist er an einer scharfen, wenn auch häufig sehr steil stehenden Schubfläche auf die Gesteine der Hammerlmühlschuppe aufgeschoben. Es ist daher vollständig berechtigt, wenn man mit Bittner die engere Zusammengehörigkeit der Loicher und Hammerlmühlschuppe dadurch zum Ausdrucke bringt, daß man diese mit I und I_a bezeichnet, der Hohensteinschuppe hingegen die Nummer II gibt.

Die Überschiebungslinie der Hohensteinschuppe ist durch folgende Punkte bezeichnet: Auf Blatt „Gaming—Mariazell“:²⁾ Südlich Winterbach—Thorriegl—Predenbach — nördlich Gsoll; auf Blatt „Schneeberg—St. Ägyd“: Sattel südlich Punkt 989—Schlegel—Brunn—

¹⁾ Besonders schön ist diese Antiklinale an dem von der Riegelmühle im Nordabhang des Ameisser zum Punkt 1060 emporziehenden Jagdsteige zu sehen. Man quert in etwa 930—960 m die Schichtenfolge: Aptychenkalk, Radiolarit, Klauskalk, Kössener Schichten, Klauskalk, Radiolarit (mittelsteil südfallend), Aptychenkalk.

²⁾ Von mir nicht überprüft.

Kamm zwischen Perneben und Usang—Irenberg—nördlich Aufkraut—nördlich Roßalmühle—Fuß der Felswände an der Nordseite des Hohensteingipfels—Nordgehänge des unteren Zögersbachtals; auf Blatt „St. Pölten“: Eisenbahnhaltestelle Stangental im Traisental—Klostertal bei Lilienfeld.

Die Schichtenentwicklung der Hohensteinschuppe ist eine ganz ähnliche wie in der Hammerlmühlschuppe:

1. Ein ziemlich hellgrau gefärbter, meist grobgebankter Muschelkalk (z. B. Hohensteingipfel). An der Obergrenze geht der hellgraue Muschelkalk oft in typischen, knolligen, Hornstein führenden Reiflinger Kalk über (z. B. Reit nördlich von Loicheck, östlich Engelleitner); an der letztgenannten Stelle sind auch Bactryllien führende Partnachmergel mit den obersten Reiflinger Kalken in Verbindung.

2. Im Maximum etwa 200 m mächtige, in ihren obersten Lagen an vielen Stellen Kohlenflötze führende Lunzer Schichten. Den Lunzer Schichten der Hohensteinschuppe gehört das bedeutende, erst vor kurzem stillgelegte Kohlenbergwerk Schrambach an, ferner ein kleines, derzeit noch im Betrieb befindliches Kohlenbergwerk (Mittereck im Soistale), sowie zahlreiche aufgelassene Bergbaue und Schürfe.

3. Typischer, meist als Wandstufe hervortretender, grauer, gebankter Opponitzer Kalk, der von dem darüber folgenden Hauptdolomit meist durch eine Rauhwackenlage getrennt ist, die ebenso wie in der Hammerlmühlschuppe durch eine Reihe weicher, Wiesen tragender Sättel im Landschaftsbilde hervortritt. Besonders schön ist diese weiche Rauhwackenzone an den die einzelnen Quellgräben des Loich- und Soistales trennenden Querkämmen vorhanden (Prof. IV, V). Die Mächtigkeit der Opponitzer Kalke und Rauhwacken dürfte nirgends 200 m überschreiten, ist aber meist viel geringer.

4. Hauptdolomit. Die Mächtigkeit des Hauptdolomits beträgt im Nordgehänge des Eisensteins etwa 700 m (Fig. 4). Am Gromanberg ist der Hauptdolomit vielleicht noch mächtiger (Prof. I).

5. Die S. 72—75 beschriebenen Rhät.- und Juragesteine der Eisensteinsynklinale. Lias ist in Form von Hierlatzkalken vorhanden.

An mehreren Stellen fehlt der Muschelkalk, so daß die Hohensteinschuppe sofort mit den Lunzer Schichten beginnt. Selbstverständlich kann in diesen Fällen nicht von einer „Ausquetschung“ die Rede sein, da der Muschelkalk vielleicht das widerstandsfähigste Gestein der Schuppe darstellt, sondern die Schubfläche hat sich streckenweise an der Grenze von Muschelkalk und Lunzer Schichten, streckenweise innerhalb des Muschelkalks ausgebildet. Denn es unterliegt keinem Zweifel, daß wir auch dort, wo der Muschelkalk vorhanden ist, nur den oberen Teil dieser Schichtgruppe sehen, während der untere im S in der Tiefe zurückgeblieben ist.

Der Muschelkalk fehlt vor allem auf der Strecke zwischen dem Sattel südlich des Punktes 989 und Brunn an der Pielach (Prof. II). Darauf ist es zurückzuführen, daß Bittner (16) den Zusammenhang zwischen dem Guganser¹⁾ und dem Engleitener Muschelkalkzug nicht erkannt hatte,

1) Von Bittner nach dem nur auf der Karte 1:25.000 mit Namen versehenen Hofe Gugans (600 m westlich der Fischbachmühle südlich von Frankenfels) benannt.

sondern annahm, daß der letztere sich in die Muschelkalkmasse im oberen Schwarzenbachtale (beim Hartberg) fortsetze. Daß aber Guganser und Engleitener Muschelkalkzug zusammengehören, ergibt sich daraus, daß sich die Lunzer Schichten im Hangenden des ersteren ununterbrochen — wenn auch vielfach tektonisch stark reduziert — ins Hangende des letzteren verfolgen lassen. Die Lunzer Schichten streichen vom Sattel südöstlich des Punktes 989, in dessen Nähe der Muschelkalk des Guganser Zuges auskeilt, auffallend geradlinig bis Brunn a. d. Pielach;¹⁾ von hier durch den Graben aufwärts bis Usang, wo sie sich bereits im Hangenden der Muschelkalke des Engleitener Zuges befinden.

Außerdem fehlt der Muschelkalk östlich der Hausruine von Aufkraut. Die Lunzer Schichten fehlen infolge tektonischer Beanspruchung nur an einer einzigen Stelle gänzlich, nämlich am Aufkrautsattel (Fig. 4). Vielleicht ist es daher kein Zufall, daß gerade an dieser, für die Erosion am wenigsten angreifbaren Stelle der Loich- und Soistal trennende, den Schwarzenberg und Brunstkogel tragende Seitenkamm von der Eisensteinkette abzweigt. Aber an zahlreichen Stellen sind die Lunzer Schichten in ihrer Mächtigkeit stark reduziert, besonders auf der Strecke, wo auch die Muschelkalke fehlen (zwischen Sattel südlich Punkt 989 und Brunn). Auch die Opponitzer Kalke sind hier sehr stark reduziert, die Rauhackzone fehlt gänzlich. Diese Reduktion der einzelnen Schichtgruppen wird verständlich, wenn man bedenkt, daß es sich hier um die einzige Stelle handelt, in welcher das sonst auffallend geradlinige ONO-WSW-Streichen der Schubfläche durch ein OSO—WNW gerichtetes Streichen abgelöst wird. Es ist also der westliche Teil der Schuppe bedeutend stärker nach NNW vorgeschoben als der östliche, was auf dem Verbindungsstück zwischen beiden zu Streckungs- und Auswühlungserscheinungen führen mußte.

Die Schubfläche besitzt insbesondere in dem Raume zwischen Pielach und Traisental eine meist sehr steile Stellung (Prof. III — VI). Das ergibt sich schon aus ihrem auffallend geradlinigen Verlaufe. Auch die wenigen Stellen, an denen eine Messung des Fallwinkels der Gesteine möglich ist, lassen dies erkennen. Zwischen Loichegg und Reit fallen Muschelkalk und Opponitzer Kalk 70° — 80° gegen S ein; bei der Roßalmühle fällt der Muschelkalk 60° , im Klauswalde nordwestlich vom Ohniesberg beträgt der Fallwinkel von Muschelkalk und Opponitzer Kalk etwa 50° — 55° (Fig. 3). Am Hohenstein ermäßigt sich der Fallwinkel des Muschelkalks weiter²⁾, was sich auch in der größeren Breite des Muschelkalkzuges im Kartenbilde bemerkbar macht. Die Stellung der Lunzer Schichten und Opponitzer Kalke bleibt steil (50° — 70°)³⁾. Es hat

1) Nach Bittner endet der Guganser Zug von Lunzer Schichten beim Schlegel. Tatsächlich aber lassen sich diese Lunzer Schichten, wie man auf dem Wege Brunn—Schlegel sieht, bis Brunn verfolgen. Sie treten auch in der Landschaft als lange, schmale Wiesenzone hervor und bedingen Quellen in 550 m und 720 m Seehöhe. Die starken Quellen am linken Pielachufer bei Brunn dürften aber eher aus der zugehörigen Opponitzer Rauhack entspringen.

2) In den Felsen des Nordgipfels beträgt das Fallen 20° — 25° SO.

3) Auch an der südwestlichen Fortsetzung des Hainbachberges (Punkt 896 der Karte 1:25.000) ist dieselbe Erscheinung wie am Hohenstein, wenn auch weniger deutlich, zu sehen (Prof. III). Die Muschelkalke fallen sehr flach, die Lunzer und Opponitzer Schichten viel steiler gegen SSO ein.

also hier eine nachträgliche Faltung die Überschiebungsfläche verbogen (Prof. V), so daß die steile Schichtenstellung auf der Strecke zwischen dem Pielach- und Traisental ein erst sekundär durch diese dem Überschiebungsvorgange nachfolgende Faltung erworbenes Merkmal wäre.

Zweifelloos ist die Überschiebung der Hohensteinschuppe jünger als die Faltung der nördlich dieser gelegenen Teile der Lunzer Decke. Das ergibt sich aus der Art und Weise, in welcher die einzelnen Gesteinszüge der Hammermühlschuppe unter der Hohensteinschuppe verschwinden. Die keilförmige Zuspitzung der großen Hauptdolomitmasse des Schwarzenberges gegen W, insbesondere aber das Abschneiden der komplizierten Reitelnulde an der Muschelkalkmasse des Hohenstein ist nur unter dieser Annahme verständlich (Prof. V).

Blattverschiebungen und Faltungen in der Hohensteinschuppe.

Etwa $\frac{1}{2}$ km östlich des Engleitener Stollens erscheinen die Lunzer Schichten und Opponitzer Kalke der Hohensteinschuppe an einer Blattverschiebung um etwa 1 km nach N verschoben (Zögersbacher Blattverschiebung).

Das vom unteren Zögersbache durchflossene, etwa $2\frac{1}{2}$ km lange Stück des Lunzer und Opponitzer Schichtenzuges der Hohensteinschuppe zwischen Niederhofer und Schrambach ist durch den Schrambacher Kohlenbergbau gut aufgeschlossen. Die Lunzer und Opponitzer Schichten bilden hier eine regelmäßige Falte mit steilstehendem Mittelschenkel und etwa 40° südfallendem Liegend- und Hangendschenkel (Prof. VII und 25, S. 522, Abb. 180).

Sehr schön ist die Falte auch in der aus Opponitzer Kalken bestehenden Felswand zu sehen, welche sich am rechten Traisenufer über der Eisenbahnstrecke zwischen den Stationen Schrambach und Tavern erhebt (18, S. 160).

Diese Falte bewirkt, daß im unteren Zögersbachtale zwei Züge von Lunzer Schichten und drei Züge von Opponitzer Kalk an die Oberfläche treten. Die Kohlenflöze erscheinen im steilstehenden Mittelschenkel der Falte tektonisch reduziert. Die Schubfläche der Hohensteinschuppe auf die Hammermühlschuppe ist hier an einer steil nordfallenden Verwerfung in die Tiefe versenkt, so daß der Muschelkalk im Liegenden der Lunzer Schichten nicht an den Tag tritt. Erst zwischen Schrambach und Stangental erscheint der Muschelkalkzug wieder zu beiden Seiten des Traisentales und läßt sich quer über das „Stille Tal“ und die Nordabhänge des Spitzbrandkogels bis in das Klostertal verfolgen.¹⁾

Im Klostertale erscheint der Muschelkalk-Lunzer-Opponitzer Zug der Hohensteinschuppe an der von Bittner (18, S. 161) beschriebenen Querstörung um 1 km nach SSO verschoben, so daß er wieder in das Blatt „Schneeberg-St. Ägyd“ eintritt, jedoch hier sehr bald unter den Gosauschichten der Vorder- und Hintereben verschwindet (Klostertaler Blattverschiebung).

¹⁾ Siehe die geologische Spezialkarte Blatt „St. Pölten“. Der Spitzbrandkogel ist an der Westseite vom Stillen Tal, an der Ostseite vom Klostertal begrenzt. Beide Namen sind in der Spezialkarte nicht vorhanden.

Die Eisensteinmulde (B).

(Taf. I, Prof. IV—VIII.)

Die Eisensteinmulde läßt sich vom Westgipfel des Eisensteins (Kolleneck 1174 m) durch 15 km bis ins Klostertal bei Lilienfeld verfolgen, wo sie unter den Gosauschichten der Hintereben verschwindet. Wenn tatsächlich — was sehr wahrscheinlich ist — die Wendelgupfmulde die östliche Fortsetzung der Eisensteinmulde ist, kann man diese Muldenzone bis zum Schönlebensattel südlich von Hainfeld verfolgen, wodurch sich die Gesamtlänge der Mulde auf etwa 26 km erhöhen würde. Aber auch am Schönlebensattel ist noch nicht das wirkliche Ende der Mulde erreicht, da hier abermals die Juragesteine der Mulde unter transgredierenden Gosauschichten verschwinden.

Der ganze $2\frac{1}{4}$ km lange, sehr geringe Höhenunterschiede aufweisende Kamm vom Kolleneck (1174 m) über den Eisenstein (1185 m) zum Perzelhofspitz (1164 m) folgt dem Streichen der Mulde. Die Mulde besteht

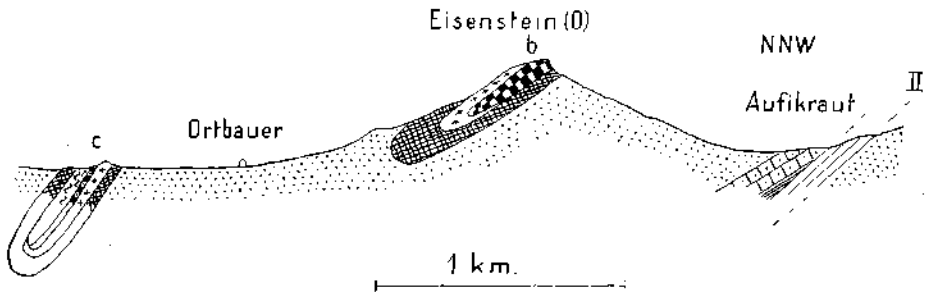


Fig. 4. Profil durch den Eisenstein.

Signaturen wie auf Taf. I. *b* = Eisensteinmulde, *c* = Seilerriegebnulde, II = Hohensteinüberschiebung.

aus folgenden Gesteinen (Fig. 4): 1. graue Kalke mit dolomitischen Lagen, die in ihren obersten Teilen sicherlich den Kössener Schichten entsprechen, 2. hellroter Hierlatz-Krinoidenkalk mit Brachiopodenspuren und dicken Belemnitenrostren (*Bel. paxillosus?*), 3. rote Knollenkalke mit dunkelroten Hornsteinknollen, welche ich mit Lipold (7, S. 167) für oberjurassisch (Klausschichten?) halten möchte. Die Hierlatzkalke sind nur im Südflügel der Mulde in der östlichen Hälfte des Eisensteinkammes entwickelt, sonst transgredieren die roten Knollenkalke über die Kössener Schichten. Das Kolleneck besteht aus Kössener Schichten, der Hauptgipfel des Eisensteins, welcher die Seitnerhütte trägt, aus dem roten Jurakalk des Muldenkernes, der schroffe Perzelhofspitz aus Hierlatzalk. Am Hauptgipfel fallen die Jurakalke 20° gegen S ein — daher der steilere Absturz des Berges gegen N —, weiter gegen W scheint sich die isoklinale Mulde steiler zu stellen. Die scheinbar bedeutende Verbreiterung der Kössener Schichten im Südgehänge des Eisensteins erklärt sich nur dadurch, daß hier der Abhang beinahe der Schichtfläche entspricht.

An der Nordseite des Perzelhofspitzes ist der Nordflügel der Mulde an einer Schubfläche unterdrückt, nur die Hierlatzkalke des Südflügels haben sich erhalten (Profil IV), noch weiter gegen O verschwindet die

Mulde gänzlich, so daß auf einer Strecke von $\frac{1}{2}$ km der mittelsteil südfallende Hauptdolomit des Nord- und Südflügels der Mulde unmittelbar zusammenschließen. Auf dem dem Ochsenstanz nördlich vorgelagerten Punkt 914 ist wieder eine Spur roter Lias, der nördlich von Kössener Schichten begleitet ist, vorhanden.

Nach einer abermaligen kurzen Unterbrechung¹⁾ setzen die Juragesteine nahe an dem vom Fahrwege Türnitz—Kirchberg benützten Sattel der Kreuzwiese (843 m) wieder an. Am grün markierten Höhenweg Eisenstein—Hohenstein ist die Synklinale auf eine nur wenige Meter mächtige, sehr stark verquetschte Partie von Hierlatzkalken und Kössener Schichten reduziert. Gegen O aber schwillt die Breite der aus Juragesteinen bestehenden Synklinale wieder rasch an. Der Kamm des Ohnieslberges liegt nicht genau im Streichen der Synklinale, sondern bildet mit diesem einen — allerdings sehr spitzen — Winkel. Daher besteht der westlichste Teil des Kammes aus dem Hauptdolomit des Südflügels, hierauf wird der Kamm durch etwa $\frac{1}{2}$ km von Hierlatzkalk²⁾ gebildet; der Gipfel des Ohnieslberges wird jedoch bereits aus den Kössener Schichten des Nordflügels aufgebaut, der weitere Kamm bis zum Sattel 899 westlich des Zittertales liegt im Hauptdolomit und Opponitzer Kalk des Nordflügels.

Das beste Profil durch die Synklinale bekommt man bei einer Begehung des vom Gipfel des Ohnieslberges gegen SO abzweigenden Seitenkammes. Man durchschreitet der Reihe nach folgende Gesteine: schwarze Kössener Kalke, felsbildende, rote Hierlatzschichten des Nordflügels, rote Radiolarienhorne³⁾ und eine Spur Aptychenmergel im Kern der Synklinale, welche einen auffallend weichen Wiesensattel bilden. Hierlatzkalk des Südflügels, den auf der Karte 1 : 25.000 als Punkt 998 bezeichneten Felskopf bildend, dann eine Spur Hornsteinkalk (*Spongienlias?*) und hierauf geringmächtige Kössener Schichten. Der Sattel 839 südlich des Punktes 998 wird bereits vom Hauptdolomit der Antiklinale zwischen Eisenstein- und Schwarzenbachermulde gebildet. Die Eisensteinmulde fällt isoklinal 50° — 60° gegen S ein.

Gute Parallelprofile zu diesem Kammprofil bieten der Weg von Siegau zum Zittertaler, der horizontal am Ostgehänge des Ohnieslberges dahinführt, ferner der vom Zittertaler nach Dickenau ziehende Häuserbaurgraben (Prof. V), sowie das Südgehänge des Hochkogels. Wenn man diese Profile miteinander vergleicht, so fällt die außerordentlich schwankende Mächtigkeit der einzelnen Schichtgruppen auf, die bisweilen zum Ausfallen des einen oder anderen Schichtgliedes führt. Diese Schwankungen in der Mächtigkeit der einzelnen Schichtgruppen sind sicherlich tektonisch bedingt, die Mulde ist zweifellos sehr stark von annähernd schichtenparallelen Schubflächen durchsetzt. So fehlen z. B. am Wege Siegau—Zittertaler gänzlich die Kössener

1) Am rot markierten Fahrwege Türnitz—Kirchberg fehlen die Juragesteine der Mulde.

2) Dort, wo der Kamm aus Hierlatzkalken besteht (Punkt 1031 und Punkt 1026 [Fig. 3] der Karte 1 : 25.000), bildet er einen scharfen Felsgrat, der besonders wegen der üppigen Bewachsung mit Brennnesseln (Ohniesln) recht unangenehm zu begehen ist.

3) Ein Schriff zeigte keine deutlichen Radiolarien, wohl aber die kugelförmigen Hohlräume, die offenbar früher von Radiolarien erfüllt waren.

Schichten des Südflügels, auch die Hierlatzkalke und Kössener Schichten des Nordflügels sind stark reduziert, während diese beiden letzteren Schichtgruppen an der Südseite des Hochkogels wiederum ziemlich mächtig sind. Das mächtigste Schichtglied der ganzen Mulde ist der Hierlatzkalk des Südflügels, der im Häuserbauergraben (Zittertale) eine felsige Enge und Steilstufe bildet. Fossilien aus diesem Hierlatzkalke erwähnt Lipold (7, S. 166, 167).

An dem vom Hochkogel gegen SO abzweigenden Seitenkamm fehlt der ganze Südflügel der Mulde, der südlich angrenzende Hauptdolomit grenzt infolge einer steilen Überschiebung (Taverner Überschiebung, S. 75) unmittelbar an die Radiolarite des Muldenkernes. Beim oberen Hochkogler (Jagdschloß des Fabrikanten Karger in Freiland) im Thorbeckergraben schneidet diese Schubfläche auch den Hierlatzkalk des Nordflügels ab, so daß von der ganzen Mulde nur die steil südfallenden Kössener Schichten des Nordflügels übriggeblieben sind.

Durch $3\frac{1}{2}$ km bleibt nun die Eisensteinmulde gänzlich unter der Taverner Schuppe verborgen (Prof. VI).

Erst in dem Quertale der Traisen zwischen Tavern und Freiland ist sie wieder an der Erdoberfläche sichtbar, aber nur der Südflügel (Prof. VII). Die Synklinale ist hier schon nahezu zu einer liegenden Mulde geworden, so daß wir eine verkehrte, flach südfallende Schichtenfolge vor uns haben. Die hellgrauen, mergeligen Aptychenkalke des Tithon und Neokom im Kern der Mulde bilden den Untergrund der schönen Wiesenstreifen, die unmittelbar nördlich des Gasthauses Tavern an beiden Talseiten, dem Streichen der Schichten folgend, das Gehänge emporziehen. Der Kontakt zwischen diesen Aptychenkalken und roten, knolligen, undeutlich geschichteten Kalken mit roten Hornsteinknollen (Klausschichten?) ist hinter dem Gasthause Tavern gut aufgeschlossen. Das in stratigraphischem Sinne Liegende, aber infolge der verkehrten Schichtenfolge tatsächlich Hangende dieser Hornsteinkalke sind die roten Hierlatzkalke, welche beiderseits des Tales eine auffallende Wandstufe bilden. Ein Steinbruch am rechten Traisenufer, unmittelbar über der Bahnstrecke, hat eine reiche, von Peters (3) und Hertle (5, S. 541) beschriebene Brachiopodenfauna des Lias β geliefert.¹⁾ Über den Hierlatzkalken folgen dann mittelsteil südfallende Kössener Schichten, dunkelgraue Kalke und Mergel, die nach Hertle (5, S. 530) *Terebratula gregoria* geliefert haben. Auch helle, an Dachsteinkalk erinnernde Kalke stehen mit diesen Kössener Schichten in Verbindung, doch derart, daß eine Abtrennung dieser hellen Kalke von den Kössener Schichten auf der Karte nicht möglich ist. Am Ostgehänge des Freilandberges (linkes Traisenufer) ist infolge lokaler Schuppung eine Wiederholung der Schichtenfolge vorhanden (Prof. VII).

¹⁾ Auffallend ist das häufige Vorkommen von Belemniten in den Hierlatzkalken dieses Steinbruches. Man könnte daher auch das Auftreten einer höheren Jurastufe vermuten, zumal da Stur (9, S. 480) das Vorkommen von Brachiopoden der Vilser Kalke erwähnt. Die Belemniten liegen aber in demselben Gestein wie Hierlatzbrachiopoden (*Spiriferina* sp., *Rhynchonella* cf. *polyptycha* Opp. etc.), so daß auch die Belemniten führenden Kalke in den Lias gestellt werden müssen. Die Belemniten sind ziemlich dick, dürften daher ebenso wie die S. 72 erwähnten Belemniten im Hierlatzkalk des Eisensteintopfes der Gruppe des *Belemnites pacillosus* angehören.

Diese verkehrte südfallende Schichtenfolge (Südschenkel der Eisensteinmulde) läßt sich über den Kolm (Klumberg, 956 der Spezialkarte) bis an die Querverschiebung des Klostertales (S. 71) verfolgen. Im Westgehänge des Kolm beginnt die Hornsteinfazies des Lias einzusetzen, die S. 80 näher beschrieben wird. An dem gelb markierten Wege vom Muckenkogel nach Lilienfeld geht dieser Hornsteinkalk im Liegenden und Hangenden in typischen Hierlatz-Krinoidekalk über (Prof. VIII); darunter folgen in sehr geringer Mächtigkeit die gleichfalls Hornstein führenden Oberjurakalke und hierunter endlich, den breiten Wiesensattel südlich des Spitzbrandkogels zusammensetzend, die mergeligen Aptychenkalke des Tithon und Neokom. Die Felswand, über welche der Wasserfall im Lindenbrunngraben¹⁾ (18, S. 160) hinabstürzt, besteht zum größten Teile aus weißgrauen, feinkristallinen Hornsteinkalken des Lias.

Der Südschenkel der Eisensteinmulde ist auf der ganzen Strecke vom Himmel über Tavern bis ins Klostertal im N von einer steil südfallenden Schubfläche begrenzt (Taverner Überschiebung). Infolge dieser Überschiebung fehlt hier der Nordschenkel der Mulde vom Aptychenkalk bis zu einem mehr oder minder großen Teil des Hauptdolomits hinab; am linken Traisenufer, bei Tavern, fehlt sogar der Hauptdolomit gänzlich, so daß der Aptychenkalk des Muldenkernes unmittelbar an Opponitzer Kalk grenzt.

Die Schwarzenbacher Schuppe (III).

(Taf. I Prof. I—III.)

Die Schubfläche der Schwarzenbacher Schuppe läßt sich von der Nattersmühle östlich von Fuchenstuben bis Punkt 850²⁾ 1 km östlich von Schwarzenbach verfolgen.

Das älteste Schichtglied dieser Schuppe, der Muschelkalk, sind weiße, massige oder grobgebankte Kalke, die man geradezu als Wettersteinkalke bezeichnen könnte. Sie stehen im Quellgebiet des Schwarzenbachs³⁾ zwischen den Höfen Hartberg und Hofrott an; der Bach hat sich in tiefer, felsiger Schlucht in diese Kalke eingeschnitten. Gegen oben gehen sie in typischen, knolligen, Hornstein führenden Reiflinger Kalk über. Der Muschelkalk bildet ein flaches, O—W streichendes Gewölbe, eine Andeutung einer Stirnwölbung in dieser Schuppe (Prof. I). Über den Reiflinger Kalken folgen ziemlich mächtige Lunzer Schichten, dann typischer Opponitzer Kalk mit einer meist wenig ausgeprägten Rauhwackenzone,⁴⁾ dann geringmächtiger (oder tektonisch stark reduzierter?) Hauptdolomit, der die im nächsten Abschnitte beschriebene Seilerriegelmulde trägt.

Die Überschiebung der Schwarzenbacher Schuppe ist — wenigstens westlich der Pielach — wesentlich flacher als diejenige der Hohenstein-

1) Nur auf der Karte 1:25.000 verzeichnet.

2) Nur auf der Karte 1:25.000.

3) Schwarzenbach heißt der bedeutende linke Zufluß der Pielach, der im Ort Schwarzenbach mündet.

4) Am besten ist die Rauhwackenzone noch auf dem Sattel südwestlich des Punkt 755 aufgeschlossen.

schuppe. Die flache Lage der Schubfläche westlich von Schwarzenbach bedingt die große Oberflächenverbreitung der Lunzer Schichten zwischen Windhag, Hofrott und Lueg, ferner das Wiederauftauchen der Opponitzer Kalke in dem Graben südlich des aus Hauptdolomit bestehenden Kammes des Punkt 755 (Prof. II). Östlich von Hofrott und Windhag teilt sich die zusammenhängende Masse von Lunzer Schichten in drei schmale, parallele Züge, die als Wiesen, Äcker und Bauernhöfe tragende weiche Zonen morphologisch sehr scharf hervortreten. Nur die südlichste der drei Lunzer Zonen überschreitet das Pielachtal¹⁾ und ist südlich von Opponitzer Kalk begleitet, die beiden nördlichen endigen hoch über dem Pielachtale. Das spricht dafür, daß die beiden nördlichen Streifen keine selbständigen Schuppen, sondern nachträgliche Einfaltungen der flach überschobenen Lunzer Schichten in den Hauptdolomit der Hohensteinschuppe darstellen (Prof. II).

Bei Lueg ist die Schwarzenbacher Schuppe von einer, bereits von Bittner (16, S. 393) erkannten Blattverschiebung durchschnitten, an welcher die Lunzer Schichten des Ostflügels um 750 m nach N verschoben und gleichzeitig um 200 m gesenkt sind. Westlich von Hofgrenzen Lunzer Schichten und Hauptdolomit ohne Zwischenschaltung von Opponitzer Kalk scharf aneinander.

Östlich der Pielach lassen sich die Lunzer Schichten und der Opponitzer Kalk der Schwarzenbacher Schuppe bis auf den Sattel nördlich des Punktes 850 (der Karte 1 : 25.000) nördlich von Ort verfolgen (Prof. III). Mit den Lunzer Schichten und Opponitzer Kalken beim Usang, die der Hohensteinschuppe angehören, besteht kein Zusammenhang, es ist daher die von Bittner angenommene Verbindung des Engleiterer Muschelkalkzuges mit demjenigen im oberen Schwarzenbachtal nicht möglich. Weiter im O verliert sich die Schubfläche im Hauptdolomit.

Erst beim Reit im Viehhofgraben erscheint wieder ein Aufbruch von Lunzer Schichten und Opponitzer Kalk (16, S. 394). Letzterer bildet auch am Kamm südlich vom Kolleneck auffallende Felsmassen. Dieser Zug von Lunzer Schichten und Opponitzer Kalk ist zwar gegenüber den gleichen Gesteinen östlich von Schwarzenbach bedeutend nach Süden verschoben, es ist aber trotzdem möglich, daß es sich um deren östliche Fortsetzung handelt.

Seilerriegelmulde (C).

(Taf. I, Prof. I—VII.)

Der aus Jura- und Neokongesteinen bestehende Kern der Seilerriegelmulde läßt sich in viel geschlossenerer Weise verfolgen, als es Bittner eingezeichnet hatte — allerdings sind die Aufschlüsse häufig sehr schlecht.

Auf Blatt „Schneeberg—St. Ágyd“ reicht diese Mulde vom Westrande der Karte bis Freiland, was einer Länge von 19 km entsprechen würde. Ist aber die Ebenwaldmulde, wie S. 84 gezeigt werden wird,

¹⁾ Die Kirche von Schwarzenbach liegt auf diesem Zuge von Lunzer Schichten.

die östliche Fortsetzung der Seilerriegelmulde, so kann man sagen, daß diese Mulde fast der ganzen Länge nach durch das Spezialkartenblatt zieht.

Die Mulde beginnt bereits am Blatte „Gaming—Mariazell“. Wie Bittner richtig angibt, bilden die wohl tilhonisch-neokomen Aptychenkalke dieser Mulde einen Teil des nahe am östlichen Kartenrande in NS-Richtung verlaufenden Kammes vom Punkt 1169 zum Hühnerkogel—Jägerhaus (J. H.). Die Einzeichnung Bittners ist aber insofern unrichtig, als diese Aptychenkalke nicht, wie die Karte angibt, auf den Kamm beschränkt sind, sondern sowohl nach W als nach O weiterstreichen.

Wir verfolgen diesen Gesteinszug von hier nur gegen O. Südlich unterhalb des Gaisenberggipfels (1102) tritt er in das Gebiet des Blattes „Schneeberg—St. Ägyd“ ein (Prof. I), läßt sich aber zunächst nur bis in die Nähe des 884 m hoch gelegenen Hauses „Gaisenberg“ verfolgen, wo er anscheinend unter den steil aufgeschobenen Muschelkalken der Fuchsriegelschuppe verschwindet. Im Nordflügel wird der Aptychenkalk von steil nach S einfallenden Kössener Schichten und lichten Rhätkalken, im Südflügel von hellgrauen Krinoidenkalken mit Hornstein begleitet, welche weiter im O noch viel deutlicher entwickelt sind (S. 80) und auch in der Eisensteinmulde vorkommen (S. 75).

Nach einer Unterbrechung von 1 km Länge erscheint die Mulde wieder bei dem frei am Kamme gelegenen, oberen Fuchsriegelhof¹⁾ (Prof. II), von wo sie ins Pielachtal hinabzieht. Das Pielachtal folgt nun der Mulde bis 300 m oberhalb Schwarzenbach. Gute Aufschlüsse in den Aptychenmergeln des Muldenkernes liegen an der Straße unterhalb der Säge (Steinigen der Spezialkarte) und auf den Haslauer Wiesen an dem am rechten Pielachufer befindlichen markierten Wege: Schwarzenbach—Hölzerne Kirche—Annaberg; die roten Jurakalke des Nordflügels sind auf demselben Wege nächst dem Wehr aufgeschlossen, bei dem der Lehnenkanal für das Sägewerk abzweigt, die darunterliegenden roten Hierlatzkalke an der Straße oberhalb und unterhalb des Sägewerkes. Im Liegenden der letzteren Hierlatzkalke erscheinen helle Rhätkalke, die am rechten Pielachufer eine kleine Felsstufe bilden. Oberhalb des Punktes 513 tritt der Hauptdolomit des Südflügels der Mulde, auch auf das nordwestliche Pielachufer über; er überschiebt hier fast gänzlich die Mulde, so daß nur 100 m über dem Tal, am Gehänge des Punktes 755, zerdrückte Teile des Nordflügels sichtbar sind.

Weiterhin quert die Mulde die vom Punkt 673 nach NW verlaufende, das Pielach- vom Weißenbachtale trennende Rippe und tritt westlich von „Ort“ auf das Nordufer des letzteren Tales über. Die im Kartenbilde so auffällig in die Erscheinung tretende Verbreiterung des rhätisch-jurassisch-neokomen Gesteinsstreifens an dem Nordgehänge des Weißenbachtals bei Ort ist nicht auf eine Verbreiterung der Mulde, sondern darauf zurückzuführen, daß das Gehänge hier nahezu mit der südwärts einfallenden Schichtfläche zusammenfällt (Prof. III). Da das

¹⁾ Das Haus nördlich vom „n“ des Wortes „Steinrott“.

genaue Profil wegen des kleinen Maßstabes auf Taf. I nicht darstellbar ist, zeigt Fig. 5 dasselbe Profil in größerem Maßstabe. Auch hier erscheinen im Nordflügel der Mulde Kössener Schichten, heller Rhätkalk, Hierlitzkalk und roter, Belemniten führender Jurakalk (Klausschichten), während im Südflügel unmittelbar über den mergeligen Aptychenkalken fossilführende Kössener Schichten (schwarze Lithodendronkalke und Lumachellen) folgen.¹⁾ Der größte Teil der Wiesen- und Felderflächen bei Ort wird von den mergeligen Aptychenkalken gebildet.

Am Eingang des nördlichen Quelltales des Weißenbachtals (Viehhofgraben) ist die Mulde nur mehr auf einen wenige Meter mächtigen Streifen von Rhätkalk und Klausschichten reduziert, noch weiter gegen O ist sie fast 1 km lang gänzlich ausgequetscht, so daß die Hauptdolomitmassen beider Flügel sich vereinigen.

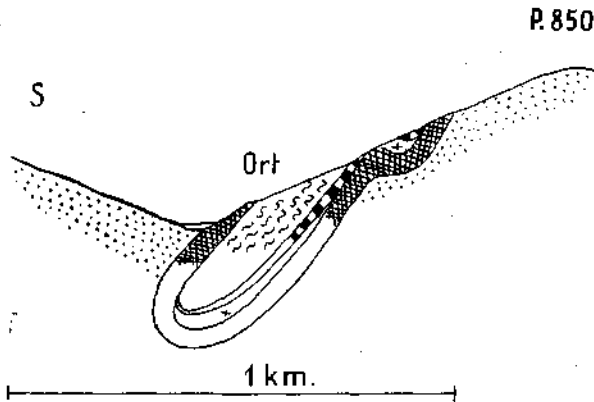


Fig. 5. Profil durch die Seilerriegelmulde östlich von Schwarzenbach. Detail aus Prof. III (Taf. I) in größerem Maßstabe. Signaturen wie auf Taf. I.

Erst bei der Ruine des Hauses Seilerriegel erscheint die Mulde wieder, u. zw. mit derselben Schichtenfolge wie bei Ort und im Pielachtale: Im Nordflügel Kössener Schichten, Hierlitzkalk und Jurakalk, im Kern Neokom, im Südflügel nur Kössener Schichten.

Auf dem vom Kolleneck zum Schwarzenbacher Gscheid ziehenden Rücken (Wasserscheide zwischen Pielach und Traisen) ist der zwischen den Hauptdolomitmassen im N und S gelegene Synklinalkern höchstens 200 m breit und schlecht aufgeschlossen: Es sind bloß lichte Rhätkalke, eine Spur roter Hierlitzkalk und Aptychenkalk, also der Nordflügel der Mulde, aufgeschlossen, der Südflügel ist — anscheinend infolge einer lokalen Schubfläche — nicht sichtbar. Hingegen sind auf der Südostkante des Punktes 1075 gegen den Knedelhof wieder beide Flügel der Mulde vorhanden:

¹⁾ Gutes Querprofil in dem bei Hütten von N her mündenden Graben. Über die auffallend geringe Breite der Hauptdolomitzone zwischen dem Opponitzer Kalk der Schwarzenbacher Schuppe und der Seilerriegelmulde siehe S. 97.

950 m	bis	1075 m	(Gipfel) Hauptdolomit,
925 "	"	950 "	Kössener Schichten,
900 "	"	925 "	Aptychenkalk, einen kleinen Wiesensattel bildend,
870 "	"	900 "	Hornsteinkalke, einen Felskopf bildend (Lias?).
820 "	"	870 "	Kössener Schichten,
Knedelhof (600) "	"	820 "	Hauptdolomit.

Bemerkenswert ist hier das gänzliche Fehlen des Hierlatzkalks. Dieser setzt erst im Ortbauergraben wieder an (Fig. 4) und zieht als waldbedeckte Felsrippe gegen den Riesberg. Auf dem vom Riesberge gegen S ziehenden Rücken ist die Synklinale ziemlich breit (Prof. IV); im Nordflügel ist der Lias in der Fazies des roten Hierlatz-Krinoidenkalks, im Südflügel als weißlichgrauer Hornstein-Krinoidenkalk entwickelt; die Wiesen beim Hochgraser liegen größtenteils im Aptychenkalk des Muldenkernes. Unmittelbar oberhalb des Hochgraser schalten sich zwischen die Hierlatzkalke des Nordflügels und die Aptychenkalke 70° SSO fallende rote Hornsteinkalke (Klausschichten?) ein.

Westlich vom Riesbauer verschwindet etwa 250 m lang der Muldenkern gänzlich, so daß die Hauptdolomite des Nord- und Südflügels zusammenschließen. Diese Erscheinung ist nicht so sehr auf ein Herausheben der Mulde als auf Verquetschung an Bewegungsflächen zurückzuführen.

Aber schon unmittelbar östlich vom Riesbauer sind bereits wieder felsbildende Kössener Kalke und nördlich von diesen eine Spur Aptychenkalke aufgeschlossen. Von hier an läßt sich die 45° bis 60° südfallende Mulde ununterbrochen bis in den Thorbecker Graben verfolgen, wo sie unter der vordringenden Reisalpendecke verschwindet. Auch auf dieser Strecke sind Hierlatzkalke nur im Nordflügel anzutreffen.

An dem vom Mitterecker¹⁾ in etwa 650 m Seehöhe gegen O der Isohypse folgenden Wege ist ein gutes Profil aufgeschlossen (Prof. V). Man trifft von S gegen N: Kössener Schichten, ziemlich mächtige Aptychenkalke, wenige Meter rote Jurahornsteinkalke, Hierlatzkalk, Kössener Schichten. Im Südschenkel liegt also auch hier der Aptychenkalk unmittelbar auf Kössener Schichten.

Zwischen Häuserbauer- und Thorbeckergraben liegt der Aptychenkalk sogar in beiden Muldenschenkeln unmittelbar den Kössener Schichten auf.

Östlich vom Thorbeckergraben treten sehr merkwürdige tektonische Verhältnisse auf. Durch die unter dem Einflusse des tertiären Vorschubes der Reisalpendecke gebildete Taverner Überschiebung (vgl. S. 74 und 75) sind die Juragesteine der vorgosauischen Seilerriegelmulde so weit nach N verschleppt, daß sie sich geradezu in die Streichungsfortsetzung der Eisensteinmulde einstellen²⁾ (Fig. 1 u. Prof. VI).

¹⁾ Bauernhof etwa 200 m nordöstlich vom „u“ von „Siegau“ der Spezialkarte.

²⁾ In Lit. 26 hatte ich die Rotmauer noch fälschlich als die östliche Fortsetzung der Hierlatzkalke der Eisensteinmulde aufgefaßt. Dagegen spricht vor allem die Tatsache, daß dieser Hierlatzkalk beim Himmelbauer unmittelbar an den Aptychenkalk des Kernes der Seilerriegelmulde grenzt, während er von der Eisensteinmulde im Traisenquartale bei Tavern durch den Hauptdolomit und die Kössener Schichten des Ratzenecks (nordwestlich von Freiland) getrennt ist. Auch die flache Lagerung des Hierlatzkalks und Hornsteinlias an der Rotmauer und am Nordabhange des Himmels (Prof. VI) läßt sich mit der steilen Stellung der Eisensteinmulde nicht vereinbaren.

So erscheint am linken Gehänge des Thorbeckergrabens der Hornsteinjura des Südflügels der Seilerriegelmulde gegenüber dem rechten Gehänge um 1 km nach N verschoben. Nördlich des Hornsteinjura tritt eine kleine Masse von Aptychenkalk (Kern der Seilerriegelmulde) östlich des Kargerschen Jagdhauses beim Hochkogler auf. Nördlich dieser Aptychenkalke folgt der Hierlatzkalk des Nordflügels der Mulde.

Es besteht nämlich der Punkt 900 östlich dieses Grabens aus typischem roten Hierlatzkalk.¹⁾ Von hier an lassen sich die Hierlatzkalke am Nordabhang des „Himmels“ über den Punkt 896 östlich des Himmelbauer bis ins Türnitzer Traisental bei Gsteinach verfolgen; sie bilden den obersten Teil der Felswand²⁾ unterhalb der mit Äckern und Wiesen bedeckten, aus Gosaugesteinen (S. 91) bestehenden Flachstufe, die sich nahe unterhalb des Kammes des Berges westlich des Himmelbauer ausbreitet. Weitans der größte, tiefere Teil der Wand besteht jedoch nicht aus typischem Hierlatzkalk, sondern aus Hornsteinkalken. Es sind sehr feinkörnige, weißlichgraue Krinoidenkalke, welche gänzlich mit Hornstein durchsetzt sind. Der Hornstein tritt aber niemals in Lagen, gewöhnlich auch nicht in größeren Knollen auf, sondern erfüllt meist ziemlich gleichmäßig das Gestein, u. zw. derart, daß beim Herausätzen des Kalks an der Verwitterungsoberfläche ein in der Struktur an Raubwacke erinnerndes Gebilde übrigbleibt. Infolge der schwereren Verwitterbarkeit des Hornsteins zeigt die verwitterte Oberfläche dieser Kalke ein auffallend rauhes Aussehen. Das Gestein ist leider gänzlich fossilfrei; im Schriff zeigt es sich, daß die Kieselsubstanz die nachträgliche Füllmasse eines Krinoidenkalks ist. Der Zwischenraum zwischen den einzelnen Kalkspatkrystallen, die — wie gelegentlich zu beobachtende Nahrungskanäle zeigen — sicherlich aus dem Zerfall von Krinoiden herrühren, ist mit einem feinen Quarzmosaik erfüllt. Die unmittelbar den Kalkspatkrystallen aufsitzenden, offenbar zuerst gebildeten Quarze bilden häufig sphärolithische Aggregate.

Die Verknüpfung mit typischem Hierlatzkalk macht es wahrscheinlich, daß auch diese Kieselkalke in den Lias gehören. Anhaltspunkte für diese Parallelisierung aus der Lagerung ergeben sich vor allem im Wiesenbachtale (S. 83). Auch Spitz³⁾ stellt ähnliche Hornsteinkalke aus dem Schweichatfenster in den Lias.

Ebenso beschreibt F. Trauth⁴⁾ Kieselkalklagen im Hierlatzkalk des Mieseck bei Reichraming.

Die Hornsteinkalke fallen flach nach S unter den Hierlatzkalk ein. Die Unterlage der Hornsteinkalke ist anscheinend unmittelbar der Hauptdolomit, so daß zwischen beiden Gesteinen schon aus diesem Grunde eine Schubfläche angenommen werden muß.

¹⁾ Daher die Bezeichnung „Rote Mauer“ für diesen Felskopf auf der Karte 1 : 25.000.

²⁾ Trotz der nicht unbeträchtlichen Höhe ist diese Felswand auf der topographischen Spezialkarte nicht eingezeichnet.

³⁾ A. Spitz, Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1919, S. 11.

⁴⁾ F. Trauth, Über die Stellung der „pieninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1921, S. 204.

Östlich des nach N vorspringenden Deckenlappens der Reisalpendecke am Punkt 833 tritt auch der Kern und der Südflügel der Seilerriegelmulde südlich vom Himinelbauer wieder hervor und läßt sich durch etwa 2 km bis an das rechte Ufer der Türnitzer Traisen bei Gsteinach¹⁾ verfolgen, wo sie abermals unter dem Muschelkalk der Reisalpendecke verschwindet. Der aus ziemlich mächtigen Aptychenkalken bestehende Kern der Seilerriegelmulde wird bei Gsteinach im Nordflügel von roten Jura-Hornsteinkalken, Hierlatzkalk, der die Kuppe 711²⁾ zusammensetzt, und Kössener Schichten unterlagert. Der Nordflügel der Mulde zeigt im Eisenbahnprofil zwischen Freiland und Lehenrotte von Kilometer 1.00 bis 1.27 etwa 40° südfallende Kössener Schichten (dunkelgraue Kalke), darüber sehr verquetschte, nur 1—2 m mächtige, rote Kalke (Lias?), endlich von Kilometer 1.27 bis 1.35 südfallende mergelige Aptychenkalke. Im Südflügel folgen am Bergabhang nördlich von Lehenrotte über den Aptychenkalken rote und graue Jura-Hornsteinkalke, dann Kössener Schichten und schließlich am Ausgange des bei Gsteinach von N in die Traisen mündenden Grabens steil SSW fallender Hauptdolomit.³⁾

Die Fuchsriegelschuppe (IV) und die Pielachursprungmulde (D).

(Taf. I, Prof. I, II.)

Die die Seilerriegelmulde tragende Schwarzenbacher Schuppe wird am Südabhang des Gaisenberges an steiler Schubfläche von der in sehr komplizierter Weise aus Muschelkalk und Lunzer Schichten aufgebauten Fuchsriegelschuppe überschoben.

Der Muschelkalk ist bald dünnplattiger, dunkler Kalk, bald heller Wettersteinkalk wie am Gipfel des Fuchsriegels (Prof. II, Hügel südöstlich vom Ob. Fuchsriegelhof = Steinrott der Spezialkarte). Auch Bänke grauen Krinoidenkalks, wie in der Reisalpendecke (S. 116), treten an der Straße im Pielachtale, südöstlich des Fuchsriegels, auf.

Die Lunzer Schichten der Fuchsriegelschuppe sind hauptsächlich in zwei Zügen angeordnet, von denen der nördliche unterhalb des Hauses Zaisenbacher das Pielachtal quert, während der südliche erst zwischen den beiden auf der Spezialkarte als „Schwarzenbach“ bezeichneten Höfen das Pielachtal überschreitet.

Die Fuchsriegelschuppe weist einen sehr komplizierten, wegen der ungenügenden Aufschlüsse nicht restlos aufzulösenden Faltenbau auf; darauf deutet auch eine an der Pielachtalstraße gegenüber von Zaisenbach aufgeschlossene liegende Kleinfalte hin. Merkwürdigerweise tritt am Südabhang des Fuchsriegels eine Spur Aptychenkalk und Hauptdolomit fensterartig zwischen dem Muschelkalk der Fuchsriegelschuppe hervor (Prof. II).

Im Hängenden des südlichen Zuges von Lunzer Schichten folgen bei dem Hegerhause (westliches Haus Schwarzenbach der Spezialkarte)

¹⁾ Deshalb in Lit. 26 als Gsteinachmulde bezeichnet.

²⁾ Nur auf der Karte 1 : 25.000 kotiert. Unmittelbar südlich vom „a“ des Wortes „Freiland“ der Spezialkarte.

³⁾ Das Profil bei Gsteinach wurde in das nur $\frac{1}{2}$ km östlicher gelegene Prof. VII hineinprojiziert.

etwas Opponitzer Kalk und Rauhwacke und darüber in sehr geringer Mächtigkeit der Hauptdolomit, welcher die Rhät-, Jura- und Neokomgesteine der Pielachursprungmulde trägt.

Die neuen Forststraßen im Pielachtale und in dem „Beim Kurzen“ mündenden Sagleitengraben haben in dieser Mulde ausgezeichnete Aufschlüsse geschaffen. Im Pielachtale trifft man etwa $\frac{1}{2}$ km unterhalb der Mündung des Sagleitengrabens über dem Hauptdolomit zunächst helle, dolomitische Kalke, dann 0.5 m graue Mergel (wohl Kössener Schichten?), hierauf steil südfallende, etwa 20 m mächtige, rote Hierlatzkalke, die von den sehr mächtigen, mergeligen Aptychenkalcken des Tithon und Neokom überlagert werden. Die tiefsten Bänke der Aptychenkalke haben noch rötliche Farbe, die Hauptmasse ist hellgrau gefärbt. Diese durchwegs südfallenden Aptychenkalke bilden den Kern der Mulde und stehen fast 1 km lang an beiden Ufern der Pielach an. Der Südflügel der Mulde zeigt gleichfalls südgerichtetes Fallen und somit inverse Lagerung (Prof. I).

Auffallend ist die vom Nordflügel gänzlich verschiedene Fazies. Über den Aptychenkalcken folgen zunächst felsbildende, ziemlich mächtige, graue, regelmäßig geschichtete Jura-Hornsteinkalke, die an die gleichaltrigen Kalke der Frankenfelder Decke erinnern. Diese Kalke werden am linken Ufer der Pielach von Kössener Schichten (schwarzen Kalcken) überlagert, welche eine für die Lunzer Decke ungewöhnliche Mächtigkeit besitzen und eine fossilreiche Brachiopodenbank enthalten, die massenhaft

Terebratula gregaria Sueß

außerdem noch *Spiriferina* cf. *uncinata* Schafh. führt. Auch nicht näher bestimmbare Lamellibranchiaten treten auf.

Gegen oben gehen die Kössener Schichten in Hauptdolomit über.

In dem unteren, schluchtartigen Stück des Sagleitengrabens hat die erst kürzlich fertiggestellte Forststraße einen ununterbrochenen Aufschluß geschaffen. Wir treffen beim Taleinwärtswandern folgende Schichtenfolge an:

1. Hellgraue, mergelige Aptychenkalke. Vereinzelt Mergelzwischenmittel mit Kohlenhäcksel auf den Schichtenflächen. Die starke Durchsetzung mit häufig linsenförmigen Lagergängen von Kalkspat ist ein Anzeichen für intensive Durchbewegung. Fallen mittelsteil Süd.

Sehr scharf ausgeprägte NNO—SSW streichende und 50° SSO fallende Verwerfung.

2. Hauptdolomit, 65 m lang anstehend.

3. Dunkelgraue Kalke, mit schwarzen Schiefem wechsellagernd. Kössener Schichten, 50° SW fallend, 60 m lang anstehend, Mächtigkeit etwa 35 m.

4. Hellgrauer, grobgebankter oherrhätischer Kalk, 40 m lang anstehend, etwa 25 m mächtig.

5. Roter Hierlatzkalk, 2 m mächtig.

6. Aptychenkalke, mittelsteil SW fallend. An der Basis eine 2 m mächtige, dunkelrote Mergellage, höher oben hellgrau gefärbt.

In dem durch einen etwas breiteren Talboden ausgezeichneten mittleren Abschnitt des Sagleitengrabens grenzen diese Aptychenkalke an einer steilen Schubfläche unmittelbar an die Lunzer Schichten der Fuchsiriegelschuppe, höher oben schaltet sich Hauptdolomit ein.

Die Aptychenkalke lassen sich im Nordgehänge des Hühnerkogels bis auf den Verbindungskamm zwischen Hühnerkogel und Gaisenberg verfolgen, wo sie sich anscheinend mit den Aptychenkalken der Seilerriegelmulde vereinigen, so daß die Triasgesteine der Fuchsrriegelschuppe dazwischen gänzlich auskeilen.

Schon aus diesen wenigen Bemerkungen ergibt sich, daß die innersten Teile der Lunzer Decke im Quellgebiete der Pielach einen äußerst verwickelten Bau aufweisen. Es handelt sich um ein älteres Faltengebiet, welches bei einer späteren Gebirgsbildung von steilen Schubflächen durchschnitten wurde, so daß Gleitbrettstruktur im Sinne von Spitz¹⁾ eingetreten ist.

Die Annaberger Decke aber muß diese steilen Schubflächen bei ihrem Vorschub bereits angetroffen haben, da sie sich mit flacher Schubbahn quer über deren Ausbühlungen legt (Prof. I).

Die Falten der Lunzer Decke in dem Raume zwischen der Gosauplatte der Hintereben und dem Hallbachtale bei Kleinzell.

(Taf. I, Prof. IX—XI.)

An der Ostseite der zwischen Traisen- und Wiesenbachtal gelegenen Gosauplatte der Vorder- und Hintereben tanzen dieselben Falten der Lunzer Decke wieder hervor, die im W unter dieser Gosauplatte verschwunden waren. Soweit diese Falten auf Blatt „Schneeberg—St. Ägyd“ liegen, treffen wir von N gegen S zunächst drei mit Juragesteinen erfüllte, sich gegen O vereinigende Synklinale an: Wendelgupfmulde, Gaisbachmulde und Ebenwaldmulde (Prof. X). Südlich der Ebenwaldmulde folgt eine Antiklinale (Kleinzeller Antiklinale), von der jedoch nur der überkippte Nordflügel bis zum Reiflinger Kalk herab erhalten ist.

Im Wiesenbachtale zwischen dem Nordrande des Kartenblattes „Schneeberg—St. Ägyd“ und der Vereinigung der beiden Quelltäler ist der Südflügel der Wendelgupfmulde gut aufgeschlossen. Wir treffen hier von N gegen S folgende Schichtenfolge (Prof. IX).

1. Neokomer Aptychenkalk, welcher ein Ammonitenbruchstück (*Crioceras?*) geliefert hat (Kern der Mulde);
2. Jurassischer Hornsteinkalk;
3. Hierlatzkalk, die Talenge zwischen Außer- und Innerwiesenbach bildend;
4. raue Hornsteinkrinoidenkalke des Lias;
5. Kössener Schichten (schwarze Kalke), die gegen unten in hellere, graue, z. T. dolomitische Kalke (Plattenkalk) übergehen. Beim Gasthaus Birkner 70° N fallend.
6. Hauptdolomit.

Dieses Profil ist sehr beweisend dafür, daß die Hornsteinkalke 4, welche sich von den Hornsteinkalken 2 durch die kristalline Beschaffenheit und durch viel reichere Hornsteinführung unterscheiden, in den Lias gehören. Der Hornsteinlias läßt sich noch ein Stück in den Windbeckergraben hinein verfolgen; der (nur auf der Karte 1:25.000 kotierte) Punkt 734 ist ein isoliert aus der Gosauhülle hervorragender Felskopf aus feinkristallinem Hornsteinlias.

¹⁾ A. Spitz, Gedanken über tektonische Lücken, Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1911.

Vom Wiesenbachtale streicht die Mulde genau gegen O: Der den Gipfel des Wendelgupfs bildende Hornsteinlias (4) bildet hier den Kern der Mulde und wird beiderseits von dunklen Kössener Schichten flankiert; erst an der Kiensteiner Öde stellt sich wieder Hierlatzkalk ein.

Die Wendelgupfmulde ist höchstwahrscheinlich die östliche Fortsetzung der Eisensteinmulde. Dafür spricht: 1. Die Lage in der östlichen Streichungsfortsetzung der Eisensteinmulde¹⁾; 2. die übereinstimmende Fazies (Auftreten des Hornsteinlias). Ein unwesentlicher Unterschied gegenüber der Eisensteinmulde im Traisental besteht darin, daß die Gesteine der Wendelgupfmulde nicht nach S einfallen, sondern fast völlig seiger stehen.

Die Gaisgrabenmulde zweigt südlich vom Wendelgupf von der Wendelgupfmulde ab und läßt sich nur $1\frac{1}{2}$ km weit längs des Gaisgrabens bis zum Grieshecker verfolgen. Dieser Mulde gehören die schönen, roten Hierlatzkalke an, welche die Felsen beiderseits des Einganges des Gaisgrabens bilden. Hinter der Villa Bistritzky folgen im Hangenden der Hierlatzkalke dichte rote Kalke und grünliche Hornsteinkalke des Jura 70° N fallend und über diesen eine Spur Aptychenkalk. Der Aptychenkalk grenzt mittels einer Störung unmittelbar an die Kössener Schichten und den Hauptdolomit des Nordflügels; es ist also auch bei der Gaisgrabenmulde nur der Südflügel vorhanden. Hingegen dürften weiter drinnen im Gaisgraben beide Muldenflügel vorhanden sein (Prof. X).

Sehr eigenartig ist das plötzliche Abschneiden der Gaisgrabenmulde gegen W. Die Gaisgrabenmulde verschwindet östlich des Schindeltales dadurch von der Erdoberfläche, daß die südlich angrenzende Antiklinale samt der Ebenwaldmulde plötzlich nach N vorspringt und dadurch die Gaisgrabenmulde gänzlich überschiebt (Prof. IX). Es ist also eine der Überschiebung der Eisensteinmulde durch die Seilerriegelmulde in Profil VI spiegelbildlich analoge Erscheinung.

Die Ebenwaldmulde ist das weitaus am besten zu verfolgende tektonische Element dieses Teiles der Lunzer Decke. Schon östlich vom Neuhofer taucht der aus Tithon-Neokom-Aptychenkalken bestehende Kern dieser Mulde unter der Gosau der Hintereben hervor und läßt sich ununterbrochen über Engeltalmühle—Unter-Weidentaler—Mitterecker—innerstes Schindeltal—Schottwieser am Ebenwald—Scherer—Traxler—Ehrenreiter aufs Schwarzwaldeck verfolgen. Östlich vom Schwarzwaldeck zieht das hier sehr schmale Aptychenkalkband ins Hallbachtal hinab, welches es knapp am Kartenrand überschreitet und jenseits (bereits auf Blatt „St. Pölten“) gegen den Schönleitensattel empor, wo es unter Gosauschichten verschwindet. Fast überall sind die Aptychenkalke infolge ihrer mergeligen Beschaffenheit durch einen Wiesenstreifen im Gelände angedeutet.

¹⁾ Man würde mit Rücksicht auf die Querstörung des Klöstertales (S. 71), an welcher der östliche Flügel im S zurückgeblieben ist, die östliche Fortsetzung der Eisensteinmulde eher südlicher vermuten. Ich habe daher ursprünglich (26, S. 19) die Ebenwaldmulde für die östliche Fortsetzung der Eisensteinmulde gehalten. Doch sprechen die Faziesverhältnisse viel mehr dafür, daß Eisensteinmulde = Wendelgupfmulde und Seilerriegelmulde = Ebenwaldmulde ist.

Im Nordschenkel der Ebenwaldmulde liegt unmittelbar unter den Aptychenkalke das von Bittner (17) beschriebene Vorkommen von *Posidonomya alpina* Gras. beim Engeltaler. Es sind lichtgraue, von roten Klüften durchsetzte Kalke, welche ganz erfüllt sind von den winzigen Schalen dieser Muschel. In der östlichen Streichungsfortsetzung der Posidonomyenkalke stehen beim Mitterecker massige, dunkelrote Kalke an, welche neben Krinoiden massenhaft Belemniten führen (Prof. IX). Diese Kalke bilden die felsigen, nur auf der Karte 1:25.000 verzeichneten Punkte 760 und 809 beim Mitterecker. Auf der Karte wurden die Belemniten- und Posidonomyenkalke als Klauskalke bezeichnet.

Im Südschenkel werden die Aptychenkalke des Muldenkernes von dunkelroten, geschichteten Oberjurakalke überlagert, welche lagenweise gleichfalls dunkelroten Hornstein führen.

Sowohl die Klauskalke als diese Jura-Hornsteinkalke wurden unmittelbar auf Kössener Schichten, schwarzen Kalken¹⁾ mit Bivalvenlunachellen und Lithodendronbänken, abgelagert. Der Lias fehlt also diesem Teile der Ebenwaldmulde.

Der Südschenkel der Ebenwaldmulde wird bis über das Hallbachtal hinaus von auf Kössener Schichten transgredierenden, oberjurassischen Hornsteinkalke (Prof. IX—XI) gebildet; im Nordschenkel hingegen schalten sich vom Kernsteiner an gegen O Hierlatzkalke (Prof. X, XI) ein. Das Fehlen des Hornsteinjura zwischen Hierlatzkalke und Aptychenkalke ist wohl einer Schubfläche zuzuschreiben. Da sich vom Kernsteiner an gegen O die Jurakerne aller drei Synklinalen vereinigen (Prof. XI), haben wir hier eine mehr als $1\frac{1}{2}$ km breite Zone von Juragesteinen (hauptsächlich Hierlatzkalke und Hornsteinlias) vor uns.

Die Schichten der Ebenwaldmulde fallen durchwegs isoklinal, und zwar in der Regel mittelsteil, gegen S ein.

Die Ebenwaldmulde ist offenbar die östliche Fortsetzung der Seilerriegelmulde; auch in dieser fehlt an sehr vielen Stellen der Lias (S. 79).

Der überkippte Südschenkel der Ebenwaldmulde zeigt in dem Profile des Südabhanges des Schwarzwaldecks eine regelmäßige, vom Neokom bis zum Reiflinger Kalk herabreichende Schichtenfolge (Prof. XI):

1. Hellgraue, dünnplattige, mergelige Aptychenkalke, welche beim Ehrenreiter: *Aptychus guembeliformis* Trauth führen, was für neokomes Alter spricht.

2. Sehr hornsteinreiche, wohlgeschichtete Jurakalke, am Gipfel des Schwarzwaldecks 30° SSO fallend. Diesen Jurakalke entstammen wahrscheinlich auch die von Bittner (17) beschriebenen Blöcke mit *Posidonomya alpina* Gras. Etwa 150 m mächtig.²⁾

3. Kössener Schichten, vorwiegend schwarze Kalke, bisweilen mit ästigen Korallen (Lithodendronkalke) und Bivalvenlunachellen. Mergel sehr zurücktretend. Etwa 150 m mächtig.

¹⁾ Im innersten Schindeltal (östlicher Quellast des Wiesenbachtals) bilden die Kössener Kalke eine niedrige Wandstufe, über welche der unterhalb des Sattels zwischen Reisalpe und Staff entspringende Bach in einem kleinen Wasserfall herabstürzt. Zwischen die Kössener Kalke und den roten Jurakalk schalten sich geringmächtige schwarze Mergel ein, die wohl auch noch dem Rhät angehören dürften.

²⁾ Die verhältnismäßig große Mächtigkeit der Hornsteinkalke 2 legt übrigens die Vermutung nahe, daß in diesen Kalken Lias und Oberjura vertreten ist.

4. Hauptdolomit 800 m mächtig.

5. Opponitzer Kalk, dunkelgraue, dolomitische Kalke und Rauh-
wacken von sehr geringer Mächtigkeit. Am Wege von Kleinzell auf das
Schwarzwaldeck wurden in den hier 70° SSO fallenden Opponitzer
Kalken bei den geologischen Aufnahmeübungen im Frühjahr 1925 ge-
funden:

Ostrea montis caprillis;

Corbis Mellingi;

Plicatula sp.

Weitere Fossilfunde in diesem Zug von Opponitzer Kalk gibt Hertle
(5, S. 519) an.

6. Die kohlenführenden Lunzer Schichten¹⁾ von Kleinzell, welche sich
bis in das Nordgehänge des Staff (siehe S. 112) im Streichen verfolgen
lassen. Die größte Breite erreicht der Zug von Lunzer Schichten bei
Kleinzell selbst, wo er auf beiden Talseiten ansteht. Da das zu beob-
achtende Fallen der Lunzer Schichten meist ziemlich steil gegen SSO
gerichtet ist (z. B. am Beginn des Reisalpenweges 65°), würde sich
eine sehr beträchtliche Mächtigkeit ergeben. Doch gibt Lipold sehr rasch
wechselnde Fallwinkel der Flöze an, was auf intensive Faltung der
Lunzer Schichten hindeutet. Gegen W verschmälert sich der Zug von
Lunzer Schichten immer mehr. Bei Kleinzell sind die Lunzer und
Opponitzer Schichten von einer kleinen Blattverschiebung durchsetzt,
an welcher der Ostflügel um etwa 150 m nach N vorgeschoben ist.

Als westliche Fortsetzung der Kleinzeller Lunzer Schichten können
die Lunzer Schichten gelten, die an der Vereinigung der Quellbäche
beim Inner-Traisenbacher anstehen.²⁾ Im Hangenden dieser Lunzer
Schichten folgt die mächtige Masse Hauptdolomit, welche die Gosau-
schichten der Zeislalpe und auch eine Spur Lias (Krinoiden und Horn-
steinkalke) nordöstlich der Zeislalpe trägt.

7. Als das stratigraphisch Liegende der Kleinzeller Lunzer Schichten
fasse ich den schmalen, SSO fallenden Zug von Hornstein führenden
Reiflinger Kalken auf, der am Kleinzeller Reißalpenweg oberhalb des
Hauses „Solneck“³⁾ ansteht.

Überblick über den Jura und das Neokom der Frankenfesler und Lunzer Decke auf Blatt „Schneeberg—St. Ägyd“.

Da im Bereiche der Ötscherdecke — wenigstens in dem hier be-
schriebenen Teile des Blattes „Schneeberg—St. Ägyd“ — der Jura und
das Neokom fehlt, kommen die Frankenfesler und Lunzer Decke allein
für eine Darstellung der Entwicklung des Jura und der Unterkreide in
Betracht.

Wenn man die Juraentwicklung im Bereiche der Frankenfesler Decke
und der einzelnen Synklinalen der Lunzer Decke überblickt, ergeben
sich vor allem bedeutende Faziesunterschiede zwischen der Franken-

¹⁾ Angaben über die Beschaffenheit der Kohlenflöze siehe bei Lipold (4, S. 69
bis 73) und bei Petrascheck (25, S. 521).

²⁾ In Profil X hineinprojiziert und auf Fig. 11 (S. 110) eingezeichnet.

³⁾ Nur auf der Karte 1:25.000. Nordwestlich von Anger.

felser und der Lunzer Decke, außerdem aber auch nicht unbedeutliche Verschiedenheiten zwischen den einzelnen Mulden der Lunzer Decke. Nur die hellen, mergeligen Aptychenkalke sind der Frankenfelsener Decke und allen Synklinalen der Lunzer Decke gemeinsam.¹⁾

Im Lias ist der Faziesunterschied am größten. Für die Frankenfelsener Decke ist die Fleckenmergelfazies, für die Lunzer Decke die Hierlatzfazies charakteristisch.²⁾ In dem kleinen, auf Blatt „Schneeberg—St. Agyd“ gelegenen Teil der Frankenfelsener Decke erscheinen nur Fleckenmergel und außerdem im Nestelgraben im Liegenden der Fleckenmergel auch graue Kieselkalke, aus dem auf Blatt „St. Pölten“ gelegenen Teile dieser Decke gibt aber Lipold (7) auch Grestener Schichten an. Auch Vettters (29) beschreibt Grestener Schichten aus der Frankenfelsener Decke im untersten Wiesenbachtale.

In der Lunzer Decke ist der Lias am regelmäßigsten in der mittleren, der Eisenstein-Wendelgupf-Mulde, sowie in der kleinen Gaisgrabenmulde (Prof. X) entwickelt, u. zw. in der Fazies des Hierlatzkalks und des Hornsteinkrinoidenkalks. U. zw. liegt der Hornsteinkrinoidenkalk bald zwischen Kössener Schichten und Hierlatzkalk (Wendelgupfmulde im Wiesenbachtale, Prof. IX), bald ist er im Liegenden und Hangenden von Hierlatzkalk eingeschlossen (Nordgehänge des Kolm, Prof. VIII). Aus den Hierlatzkalken sind bisher nur unterliassische Fossilien bekannt geworden, doch spricht das Auftreten von Belemniten, die anscheinend der Untergattung *Megatheutis* angehören, auch für eine Vertretung des Mittellias. In der nördlichen, der Reitelmulde, fehlt der Lias gänzlich (Prof. V, VI); ebenso fehlt nach den Angaben Bittners auf Blatt „St. Pölten“ der Lias in der östlichen Fortsetzung dieser Zone in den enggepreßten Mulden am Sengenebenberge, bei der Engelschärnmühle und auf der Suchtalerhöhe (= Kirchenberg) bei Hainfeld. Es wäre jedoch unrichtig, wenn man daraus den Schluß ziehen wollte, daß sich zwischen das Gebiet der Fleckenmergelfazies und desjenigen der Hierlatzfazies eine Zone einschalte, in der der Lias überhaupt fehlt; denn Vettters (29) beschreibt vom Punkt 782 nördlich dieser Zone abermals Lias, u. zw. Hierlatzkalke. In der Seilerriegel-Ebenwald-Mulde ist der Lias viel lückenhafter entwickelt als in der Eisensteinmulde. Im Nordschenkel tritt er meist in Hierlatzfazies, in Prof. VI überdies auch in Form der Hornsteinkrinoidenkalken, im Südschenkel nur an wenigen Stellen, u. zw. in Hornstein-Krinoidenkalkfazies auf. Im Nordschenkel der südlichsten Synklinale, der Pielachursprungmulde, ist er wieder als sehr geringmächtiger Hierlatzkalk vorhanden, im Südschenkel fehlt er gänzlich.

Im Nordschenkel der Seilerriegel-Ebenwald-Mulde liegen über dem Hierlatzkalk (Fig. 5), und im westlichen Teile der Reitelmulde wo dieser fehlt, unmittelbar auf den Kössener Schichten (Prof. V, Fig. 3)

¹⁾ Das fast vollständige Fehlen des Aptychenkalks in der Eisensteinmulde erklärt sich wohl nur dadurch, daß von dieser eng zusammengepreßten Mulde nur mehr der tiefste Teil erhalten ist.

²⁾ Das steht in bester Übereinstimmung mit den Ergebnissen, zu denen Trauth (Über die Stellung der „penninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1921, S. 256, 257) auf dem Nachbarblatte „Gaming—Mariazell“ gelangt ist.

helle Kalke mit *Posidonomya alpina* und rote Belemnitenkalke, die wohl als Klausschichten aufgefaßt werden müssen. In der Frankenfeser Decke scheint dieses Niveau durch eine massige, rote Kalkbank an der Basis der Hornsteinkalke vertreten zu sein.

Viel verbreiteter aber als die Klauskalke sind im höheren Jura geschichtete Hornsteinkalke, welche mangels an Fossilien schwer genau zu horizontieren sind. Doch möchte ich mich der Meinung Trauths¹⁾ anschließen, daß diese Hornsteinkalke wahrscheinlich dem obersten Dogger und dem tieferen Malm angehören dürften. Hier unterscheidet sich die Frankenfeser von der Lunzer Decke hauptsächlich durch die bedeutend größere Mächtigkeit der Hornsteinkalke; erst in dem südlichsten Teil der Lunzer Decke, besonders im Südschenkel der Pielach-Ursprungmulde (Prof. I) werden ähnliche Mächtigkeiten erreicht. Weiter ist für die Frankenfeser Decke die lagenförmige Verteilung des meist rot gefärbten Hornsteins charakteristisch. Rote Hornsteine finden sich auch in der Eisensteinmulde. Im Nordflügel der Ebenwaldmulde und in der Reitelmulde, wo die Klauskalke auftreten, scheint der Hornsteinkalk zu fehlen.

Über den Klauskalken oder den Hornsteinkalken, im östlichen Teil der Reitelmulde über den Kössener Schichten (Prof. VI), in Vettters' Profil, am Sengenebenberg und auf der Suchtaler Höhe sogar unmittelbar über dem Hauptdolomit folgen die Aptychenkalke. Die meist hellgrauen, weißlich verwitterten, seltener roten mergeligen Aptychenkalke entsprechen nach ihrer Aptychensfauna genau wie im Höllensteinzuge,²⁾ der ja die östliche Streichungsfortsetzung dieser Zone ist, der Tithon- und Neokomstufe.

Auch die Erscheinung, daß die Aptychenkalke weitaus das mächtigste Sediment dieser Mulden sind und bald unmittelbar auf Kössener Schichten oder Hauptdolomit liegen, bald von diesen durch verschiedene Jura-stufen getrennt sind, tritt in ganz übereinstimmender Weise im Höllensteinzuge auf. Wie ist diese Erscheinung zu erklären? Das Fehlen der stets sehr geringmächtigen Jurahornsteinkalke und Klauskalke ist vielleicht teilweise auf das Auftreten von Schubflächen,³⁾ teilweise aber vielleicht auch darauf zurückzuführen, daß die Fazies der mergeligen Kalke, die vom Tithon und Neokom nicht unterscheidbar ist, schon im Klausniveau auftritt.⁴⁾ Anders jedoch muß das Fehlen des stellenweise zu beträchtlicher Mächtigkeit anschwellenden Lias und der Kössener Schichten erklärt werden. Hier möchte ich — ebenso wie ich es für das Salzkammergut angenommen habe⁵⁾ — mit einer Erosionsperiode im tieferen Dogger und nachfolgender Transgression der Klausschichten rechnen.

1) F. Trauth, l. c. S. 205.

2) A. Spitz, Der Höllensteinzug bei Wien. Mitteilungen der geologischen Gesellschaft, 1910.

3) So ist wohl die Grenze zwischen den Aptychenkalken und den Hierlatzkalken zwischen Schönbodner und Schwarzwaldeck eine Schubfläche.

4) Auch Spitz hielt die Vertretung tieferer Horizonte als das Tithon durch die Mergelfazies für möglich. „Höllensteinzug“, S. 383.

5) E. Spengler, Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1918, S. 54. — Die Gebirgsgruppe des Plassen und des Hallstätter Salzbergs, Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt, 1918, S. 332.

Die Gosauschichten und das Alter der Faltung in der Lunzer Decke.

Das ausgedehnteste Gosauvorkommen in dem hier in Betracht kommenden Gebiete ist die sich N-S-Richtung etwa 5 km weit erstreckende Gosauplatte der Vorder- und Hintereben (Prof. VIII) östlich von Lilienfeld (siehe Fig. 1). In der Landschaft treten diese Gosauschichten zwischen den Kalken als ausgedehnte, sanft geneigte Wiesenflächen hervor, im Winter die berühmten Lilienfelder Übungswiesen der Wiener Skiläufer. Die Gosauschichten beginnen hier 1. mit Grundkonglomeraten,¹⁾ die vorwiegend kalkalpines Material aus der Nähe, vereinzelt aber auch Porphyrgerölle²⁾ führen. Darüber folgt 2. eine ziemlich mächtige Ablagerung von bunt (ziegelrot, grünlich, violett, in verwittertem Zustande grau) gefärbten Mergeln, welche in mehreren großen Steinbrüchen zur Zementbereitung abgebaut werden. Makroskopisch haben sich diese Mergel bisher als fast gänzlich fossilfrei erwiesen; Bittner (18, S. 168) erwähnt das Vorkommen von Inoceramenbruchstücken. Im Schlift sind sie reich an *Globigerinen*, ebenso wie die Nierentaler Schichten des Salzkammergutes, denen besonders die ziegelrote Varietät auch makroskopisch gleicht.

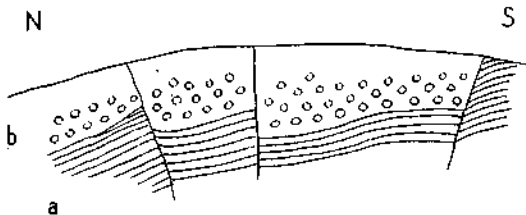


Fig. 6. Profil durch die Gosauablagerungen in einem Zementmergel-Steinbruch auf der Vordereben südöstlich von Lilienfeld.

a = Zementmergel, *b* = Dolomitbreccie.

Über den Zementmergeln liegt als oberstes Schichtglied der Gosauschichten, wie bereits Bittner (18, S. 167) richtig erkannt hat, 3. eine Dolomitbreccie, die zur Bildung ruinenartig zerfallender Felsmassen neigt. Während die Basalbildung der Gosauschichten ein typisches rotzementiertes, aus gut abgerollten Geröllen bestehendes Konglomerat ist, besteht die Hangendbreccie fast durchwegs aus eckigem Dolomitgrus, der durch ein grünliches oder graues, mergeliges Bindemittel verkittet ist. Neben Hauptdolomit treten in dieser Breccie, aber nur ganz vereinzelt, auch Hierlatzkalk und Hornsteinjura auf. Daß sich diese Breccie tatsächlich im Hangenden der Zementmergel befindet, ist in dem großen Steinbruch³⁾ westlich vom Groß-Riegler⁴⁾ prachtvoll aufgeschlossen (Fig. 6). Die Auflagerung auf den Mergeln ist hier keine ganz normale,

1) Besonders gut sind diese Konglomerate an dem aus dem Klostertale auf die Hintereben führenden Fahrwege (rot markierter Lilienfelder Reisalpenweg) und an dem Fahrweg vom Kalbenschwitzer (1:25.000) zum Punkt 475 im Klostertal aufgeschlossen.

2) Porphyrgerölle fanden sich auf der Vorder- und Hintereben, sowie in dem nördlichen, in Prof. XI verzeichneten Gosauvorkommen westlich des Schwarzwaldecks.

3) Oberes Ende der von Lilienfeld zu den Steinbrüchen führenden Seilbahn.

4) Auf Spezialkartenblatt „St. Pölten“ gelegen.

es dürften an der Grenzfläche zwischen beiden Gesteinen Bewegungen erfolgt sein. Trotzdem glaube ich nicht, daß die Dolomitbreccien etwa eine über die Gosauergel von fernher überschobene Decke darstellen; denn es wäre in diesem Falle äußerst unwahrscheinlich, daß sich zwischen der Breccie und den Mergeln keine Spuren älterer Gesteine einschalten. Außerdem sieht man, daß knapp westlich des Sattels 669¹⁾ eine Breccienbank noch in die oberen Teile der violetten Zementmergel ganz regelmäßig eingeschaltet ist, gewissermaßen als Vorläufer der mächtigen Breccienmassen im Hangenden der Mergel. Diese Beobachtung, sowie die nicht unbedeutende Mächtigkeit schützen die Dolomitbreccie vor einer Deutung als Reibungsbreccie an der Basis einer etwa früher über den Gosauschichten gelegenen Dolomitdecke; auch müßten, wenn es eine Reibungsbreccie wäre, Bruchstücke der Mergel in der Breccie enthalten sein. Es scheint die Breccie daher tatsächlich auf den Mergeln abgelagert worden zu sein; wir können vielleicht in diesen Breccien die Wirkungen gebirgsbildender Bewegungen sehen, die gegen Ende der Ablagerung der Zementmergel erfolgt sind (Iaramische Phase Stilles.²⁾) Da die Zementmergel (= Nierentaler Schichten) nach den Beobachtungen in den Gosau Becken der Neuen Welt und von Gosau die jüngsten Gosauschichten darstellen (Maestrichtien?), ist es nicht sicher, ob die Dolomitbreccie überhaupt noch der Oberkreide zugerechnet werden darf. Auch im Becken von Gosau liegen über den Nierentaler Mergeln wieder grobklastische Sedimente — nur sind es dort keine Dolomitbreccien, sondern Quarzkonglomerate.³⁾

Im Gosau Becken von Gießhübl bei Mödling, der östlichen Fortsetzung der Lilienfelder Gosau, sind Breccienbänke in die Inoceramenmergel eingeschaltet; F. Mariner⁴⁾ deutet diese Erscheinung rein tektonisch, derart, daß mit jeder Breccienbank eine neue Schuppe beginnen soll. Nach den Befunden bei Lilienfeld möchte ich diese Deutung sehr bezweifeln.

Das beste Profil durch die Lilienfelder Gosauschichten bietet der blau markierte Weg von Lilienfeld über den nördlich vom Groß-Riegler gelegenen Sattel zum Hasenwirt⁵⁾ im Wiesenbachtale. Man erreicht hier schon in 460 m Seehöhe, also 80 m über Lilienfeld, die Auflagerungsfläche der Grundkonglomerate der Gosauschichten auf dem Hauptdolomit; in etwa 540 m Höhe werden die Zementmergel, in 610 m, knapp unterhalb des Sattels, die Dolomitbreccien erreicht. Bei der beinahe horizontalen Lagerung der Gosauschichten bedeuten die Differenzen zwischen diesen Zahlen annähernd die Mächtigkeit der einzelnen Gosau Stufen. Am rot markierten über die Hintereben führenden Lilienfelder Reisalpenwege ist das Grundkonglomerat von viel geringerer Mächtigkeit

1) Höhenangabe nur auf der Karte 1:25.000; beim „b“ von „Gruber“ der Karte 1:75.000.

2) H. Stille, Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin 1924.

3) E. Spengler, Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. II. Teil. Das Becken von Gosau. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien, 1914, S. 287.

4) F. Mariner, Untersuchungen über die Tektonik des Höllensteinzuges bei Wien. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1926.

5) W. H. der Spezialkarte „St. Pölten“.

und durch die Zwischenlagerung von Mergeln ausgezeichnet; die Hangendbreccie trifft man nordöstlich dieses Weges beim hochgelegenen Bauernhaus Burgstaller.¹⁾

In der Gegend des Pichler treten vielfach flyschähnliche Sandsteine auf; die schlechten Aufschlüsse erlauben nicht, das Lagerungsverhältnis dieser Sandsteine zu den Mergeln festzustellen. Bittner (18, S. 168) erwähnt aus dieser Gegend auch das Vorkommen von Brackwasserschichten mit cerithienartigen Gastropoden.

Die Gosauschichten lassen sich von der Hintereben aus, dem Schubrande der Reisalpendecke folgend, sowohl gegen O als gegen W verfolgen.

Wenden wir uns zunächst gegen O. Bei der Neuaufnahme hat es sich gezeigt, daß die Gosauschichten der Hintereben durch einen fast ununterbrochenen schmalen Streifen mit denjenigen zwischen Reisalpe und Staff und am Ebenwaldplateau in Verbindung stehen. Dieser Streifen (Prof. IX und Fig. 11) besteht vorherrschend aus Dolomitbreccien, die südlich vom Punkt 861 und am Hirschstein²⁾ auffallende Felspartien bilden. Die Gosauschichten zwischen Staff und Reisalpe führen geringmächtiges Grundkonglomerat, Zementmergel und Hangendbreccie (am Schubrand gegen die Reisalpe zu). Die Gosauschichten des Ebenwaldplateaus sind vorherrschend Grundkonglomerate; deutlich zeigt sich die Abhängigkeit dieser Konglomerate und Breccien von ihrem triadischen oder jurassischen Untergrund. Oft ist es gar nicht leicht, das ursprüngliche Gestein von dem im Oberkreidemeer umgelagerten mit Sicherheit zu trennen; Spitz³⁾ spricht in solchen Fällen von durch Gosau „angefressenen“ Gesteinen.

In der westlichen Fortsetzung der Gosauschichten der Hintereben findet sich zunächst ein sehr kleines Vorkommen von flach SW fallenden Zementmergeln im Rempelgraben, der oberhalb von Freiland zur Vorderalpe emporzieht. Dann folgen die Gosauschichten bei Lehenrotte⁴⁾ (rote Konglomerate und Sandsteine, Dolomitbreccien, feine polygene Breccien, rote Sandsteine), hierauf diejenigen am „Himmel“ (Prof. VI) (nur die basalen Schichten konglomeratisch, die Hauptmasse Sandstein), die sich um den vorspringenden Lappen der Reisalpendecke herum bis zum Torhecker verfolgen lassen. Endlich gehören hierher die beiden Lappen von Dolomitbreccie nördlich von Törnitz, deren westlicher die phantastischen Felstürme der Steinbachmauer bildet. Wie S. 99 näher ausgeführt wird, gehören diese beiden Gosaulappen wahrscheinlich der Annaberger Decke an.

Sämtliche Vorkommen von Gosauschichten liegen mit außerordentlich scharf ausgeprägter Diskordanz ihrem Untergrunde auf.

Sie erscheinen nirgends im Kerne der S. 66—85 beschriebenen Synklinalen, sondern die Falten verschwinden auf der einen Seite unter

1) Der Name findet sich nur auf der Karte 1:25.000; nordwestlich vom „W“ von „Windbecker“ der Karte 1:75.000. Nicht ganz sicher ist die Stellung der Konglomerate und Breccien im oberen Windbeckergraben. Ich habe sie als Grundkonglomerate kartiert, obwohl sie petrographisch bisweilen mehr den Hangendbreccien gleichen.

2) Name nur auf der Karte 1:25.000, beim „S“ von „Schindeltal“ der Karte 1:75.000. Nach Angabe eines Försters soll übrigens der Fels in Wirklichkeit Kirchenstein heißen.

3) A. Spitz, Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft. Wien 1919.

4) In das Prof. VII hineinprojiziert.

den Gosauschichten von Lilienfeld und tauchen auf der anderen Seite wieder unter diesen hervor. Es ergibt sich hieraus mit voller Sicherheit das vorgosauische Alter der Falten der Lunzer Decke.

Wir treffen also hier genau dasselbe Verhalten wie in der östlichen Fortsetzung der Zone, wie im Höllensteinzug bei Wien. Es muß bei Betrachtung der ausgezeichneten Karte von Spitz¹⁾ ganz unbegreiflich erscheinen, daß Kober (21, S. 172, 173) die Behauptung aussprechen konnte, die Falten des Höllensteinzuges seien Schuppen und die Gosauschichten ebenso am Gebirgsbau beteiligt, wie jedes andere Schichtglied.²⁾ Daraus, daß in der Gegend der Josefsware lokal die Gosauschichten dasselbe Fallen zeigen wie der Hauptdolomit (24, S. 59), ergibt sich noch lange kein Beweis gegen den vorgosauischen Faltenbau. Im Gegenteil, schon die Tatsache allein, daß es bei der Josefsware, also auf dem Hauptdolomit der Teufelssteinantiklinale, überhaupt Gosauschichten gibt, ist schon ein Beweis für vorgosauische Faltung; denn wenn es hier nur eine tertiäre Gebirgsbildung gäbe, dürften die Gosauschichten nur im Kerne der Synklinalen auftreten. Vielmehr noch spricht das Bild im Großen — auf das sich ja sonst Kober mit Vorliebe beruft — für das vorgosauische Alter der Faltung. Selbst Mariner, der sonst sehr stark von Kober beeinflußt ist, läßt das vorgosauische Alter der Falten des Höllensteinzuges gelten.³⁾ Daß die Gosauschichten des Höllensteinzuges ungestört sind, daß also tertiäre Gebirgsbildung fehlt, hat ja auch Spitz niemals behauptet.

Da im Höllensteinzug bereits das Cenoman dem Faltenbau diskordant aufgelagert ist und zwischen dem Cenoman und den Gosauschichten eine Diskordanz wenigstens nicht nachweisbar ist, müssen wir den Faltenbau des Höllensteinzuges der vorceuomanen Phase (= austrische Phase Stilles) zuweisen. Dasselbe muß dann wohl auch für die Falten der Lunzer Decke bei Lilienfeld gelten; das Cenoman von Marktl kommt hier gar nicht in Betracht, da es der Frankenfelder Decke angehört (S. 58).

Ebensowenig wie die Gosauschichten des Höllensteinzuges sind diejenigen von Lilienfeld bei der tertiären Gebirgsbildung ungestört geblieben, aber sie zeigen einen ungleich flacheren, weitspannigeren Faltenbau als die Trias- und Juragesteine. Wir können in der Gosau von Lilienfeld im wesentlichen zwei flache Mulden unterscheiden, welche durch den Muschelkalkaufbruch des Punktes 763 voneinander getrennt sind; man könnte die beiden Mulden die Mulde der Vordereben und der Hintereben nennen. Nur im Kern der beiden flachen Mulden haben sich Reste der Hangendbreccie erhalten. Daß die Gosauschichten außerdem durch Brüche gestört sind, zeigt Fig. 6.

Wenn hier festgestellt wird, daß der Faltenbau der Lunzer Decke, insbesondere die Entstehung der mit Jura und Neokom erfüllten Synklinalen, vorgosauischer Entstehung ist, so gilt dasselbe nicht ohne

1) A. Spitz, Der Höllensteinzug bei Wien. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1910.

2) Man betrachte z. B. die Flößmulde, die doch der Typus einer regelmäßigen Faltenmulde ist.

3) F. Mariner, Untersuchungen über die Tektonik des Höllensteinzuges bei Wien. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1926, Profile S. 92.

weiteres für die Schuppen innerhalb der Lunzer Decke. Bereits S. 71 wurde erwähnt, daß die Überschiebung der Hohensteinschuppe über die Loicher und Hammerlmühlschuppe zweifellos jünger sein muß als die Faltung innerhalb dieser Schuppen. Da nirgends Gosauschichten unter der Hohensteinschuppe verschwinden, ist ein Beweis für das vor- oder nachgosauische Alter dieser Schuppe nicht möglich.

Dasselbe gilt auch für die Überschiebung der Schwarzenbacher Schuppe.

Die Annaberger (Teil-)Decke der Ötscherdecke und das Annaberger Fenster.

(Taf. I, Prof. I—IV, Taf. II.)

Die Annaberger Decke.

Stratigraphie.

Westlich von Türnitz tritt eine große, im allgemeinen flach gelagerte Muschelkalkmasse auf.

Diese Muschelkalkmassen werden von Werfener Schieferen unterlagert, die besonders bei Annaberg gut aufgeschlossen sind. Es sind durchwegs die typischen, roten oder hellgrünen, glimmerigen Schiefer. Quarzsandsteine wie bei Salzerbad und an der Reisalpe treten bei Annaberg nicht auf. Hingegen sind die Werfener Schiefer von Annaberg ungemein reich an mächtigen Gipsmassen, die teilweise auch abgebaut werden.

An der Grenze gegen die darüberliegenden Muschelkalke stellen sich gewöhnlich Rauhacken ein (z. B. nördlich der Kirche von Annaberg oder bei Gstettenhof).

Die Muschelkalke sind weitaus vorherrschend schwarze, dünnplattige Kalke, weisen also die typische Gutensteiner Fazies auf. Wie bereits Bittner (13) bemerkt, erinnern die Westabstürze des Hartsteins (Nordgipfel des Tirolerkogels) in ihrer Gesteinsbeschaffenheit vollkommen an die Westabstürze der Reisalpe. Hier berichtet Bittner auch über die spärliche Fossilführung dieser Muschelkalkmassen. Nur vereinzelt treten in Verbindung mit den dünnplattigen Muschelkalken auch hellere, massige Kalke auf, welche dann Diploporen führen und als Wettersteinkalk bezeichnet werden können. Dazu gehören vor allem die Wettersteinkalke der Brandmauer bei Puchenstuben, ferner die massigen, felsbildenden Kalke des Spitzkogel (982 m) und der Nordgehänge des Schwarzenberges bei Schwarzenbach. Im Schutt am Fuße des letzteren fand ich *Physoporella pauciforata* (Bestimmung von J. Pia), was dafür spricht, daß diese Wettersteinkalke — wenigstens zum Teil — noch von anisischem Alter sind.

Gegen die Obergrenze der Muschelkalkmassen stellt sich gelegentlich typischer Reiflinger Kalk (Knollenkalke mit Hornstein) ein, so besonders nördlich vom Türnitztale bei Presthof. An dem bei Punkt 501 aus dem Türnitztale zum Hölzel emporführenden Wege sieht man Mergelzwischenlagen zwischen den Reiflinger Kalken (Andeutung von Partnachschichten).

Über den flach gegen NO einfallenden Reiflinger Kalken folgen im Türrnitztale zwischen Presthof und Steinbachmühle mächtige Lunzer Schichten, Reingrabener Schiefer und Lunzer Sandstein. Daß diese Lunzer Schichten stratigraphisch zu den Muschelkalken der Annaberger Decke gehören, beweist die soeben erwähnte Tatsache, daß die unter diese einfallenden obersten Teile der Muschelkalkmasse nach ihrer petrographischen Beschaffenheit (Reiflinger Kalk und Partnachmergel) der ladinischen Stufe angehören. In dem Aufschluß gegenüber der Hammerschmiede¹⁾ hat Bittner (13) zwischen beiden sogar eine Spur von Aonschiefern nachgewiesen.

Über den Lunzer Schichten folgen die in den Steinbachmäuern felsbildenden, nordwärts einfallenden, ziemlich mächtigen Opponitzer Kalke,²⁾ in denen Bittner (Tagebuch X, S. 697) Petrefakten führende Mergellagen fand.

Der nördliche Teil der Annaberger Decke zeigt somit typische Lunzer Fazies, wie die Lunzer Decke und die Reisalpendecke bei Kleinzell.

Im Gegensatz dazu tritt im südlichen Teile der Annaberger Decke dieselbe Fazies auf wie in der Reisalpendecke im Gebiete des Türrnitzer Höger: Die südwärts einfallenden Muschelkalke des Ahornberges und der Kanzel verschwinden unter mächtigem typischem Ramsaudolomit. Auch in der Gruppe des Scheiblingberges zwischen Annaberg und Schmelz bemerkt man an zahlreichen Stellen eine Überlagerung des Muschelkalkes durch Ramsaudolomit, in dem nördlichen Teil der Moserkogelgruppe verschwindet der Muschelkalk sogar gänzlich, so daß am Südufer des großen Lassingtales westlich von „In der Sag“ der Ramsaudolomit unmittelbar den Werfener Schiefen aufgelagert ist.

Tektonik.

Der nördliche Schubrand der Annaberger Decke läßt sich vom Westende der Brandmauer bis in die Gegend von Türrnitz, also 20 km weit, verfolgen.

Der Hauptmasse der Annaberger Decke sind im Westen zwei durch die Erosion abgetrennte Deckschollen vorgelagert: Die Deckscholle des Brandmauer-Brandebenerberges und die Deckscholle des Punktes 1181 (Karte Fig. 1). Die beiden Deckschollen sind voneinander durch den schmalen Hauptdolomitstreifen westlich vom Hirschlackenhäusel,³⁾ die letztere Deckscholle von der Hauptmasse der Annaberger Decke durch einen etwas breiteren Hauptdolomit- und Lunzer Schichtenstreifen westlich vom Hochstadtberg getrennt.

¹⁾ Etwa $\frac{1}{2}$ km unterhalb der Steinbachmühle im Türrnitztale gelegen.

²⁾ In diesen Kalken befindet sich die kürzlich eröffnete Paulinenhöhle bei Türrnitz (30).

³⁾ Name nur auf der Karte 1:25.000. Es handelt sich um das Haus südlich der Brandebener und westlich der scharfen, gegen West gerichteten Kurve der Straße. Die geologische Karte Blatt „Gaming—Mariazell“ gibt diesen trennenden Hauptdolomitstreifen zu weit südlich an. Der $\frac{1}{2}$ km südlich vom Hirschlackenhäusel gelegene Punkt 1189 gehört bereits der Muschelkalkmasse der Deckscholle des Punktes 1181 an; hier vollzieht sich der Übergang aus Muschelkalk in Wettersteinkalk (Fig. 9, mittleres Profil).

Das Profil, welches Bittner¹⁾ durch die Brandmauer zeichnet, entspricht keinesfalls den Tatsachen. Weder die Lunzer Schichten an der Nordseite noch der Hauptdolomit an der Südseite des Berges liegen dem Wettersteinkalk auf, sondern die Wettersteinkalke des Brandmauer-Brandebenberges sind deutlich im S auf Hauptdolomit, im N auf Lunzer Schichten aufgeschoben.²⁾ Besonders klar zeigt dies der Anblick des Berges von S.

Aber auch die flach gelagerte Muschelkalkmasse des Punktes 1181 zwischen Gösing und dem Wirtshaus Wastl am Wald³⁾ ist eine ebenso klar abgegrenzte Deckscholle,⁴⁾ unter der im N Hauptdolomit, im S Opponitzer Kalk und Lunzer Schichten hervortreten. Auch die kleine, von der Bahn angeschnittene Muschelkalkmasse südlich von Ober-Gösing gehört hierher. Die mit der Eröffnung der Mariazeller Bahn und des Hotels Gösing verbundene Erschließung dieses Gebietes durch Straßen und Wege bedingt, daß man jetzt einen weitaus besseren Einblick in den Gebirgsbau gewinnen kann als zu Bittners Zeiten.

Erst am Futterkogel beginnt der zusammenhängende Nordrand der Annaberger Decke. Die schwarzen, dünnplattigen Muschelkalke des Hochstadelberges reichen hier — entgegen der Eintragung auf Bittners Karte — bis zum Futterkogel. Am Gipfel des bereits auf Blatt „Schneeberg—St. Ägyd“ gelegenen Hühnerkogels tritt unter dem dünnplattigen, dunklen Muschelkalk ein heller, massiger Kalk hervor, den Bittner als Dachsteinkalk einzeichnete. Ich halte es aber für wahrscheinlicher, daß es sich hier um Wettersteinkalk handelt, der einerseits den Brandmauern, anderseits den unten zu besprechenden mächtigen Wettersteinkalken am Nordrande der Annaberger Decke im Raume südlich von Schwarzenbach entsprechen würde. Diese Deutung wird um so wahrscheinlicher, als ich unterhalb der Gipfelfelsen des Hühnerkogels — allerdings leider nicht anstehend — Lunzer Sandstein auffand (Prof. I). Es wäre also schon hier eine Andeutung einer verkehrten Schichtfolge an der Stirn der Annaberger Decke vorhanden.⁵⁾

¹⁾ A. Bittner: Zur Geologie des Erlafgebietes. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1891, S. 323.

²⁾ Ein interessanter Beweis, daß sogar schon vor Bittner bereits die richtigen Lagerungsverhältnisse geahnt wurden, ergibt sich daraus, daß, wie Bittner (l. c. S. 321) erwähnt, die Kalke der Brandmauer früher für jünger als die Lunzer Schichten und der Hauptdolomit gehalten wurden. Selbst die — durch eine Quelle bezeichnete, aber fast gar nicht aufgeschlossene — winzige Partie von Lunzer Schichten, die Bittner südlich vom Gipfel im Hangenden des Wettersteinkalkes zeichnet, liegt wahrscheinlich nicht auf dem Wettersteinkalk, sondern unter diesem und auf dem südlich folgenden Hauptdolomit; denn zwischen dem Hauptdolomit und den Lunzer Schichten liegt kein Wettersteinkalk mehr.

³⁾ Auf der Spezialkarte steht nur „Am Wald“.

⁴⁾ Es könnte bei Betrachtung der geologischen Spezialkarte Blatt „Gaming—Mariazell“ anfallen, daß die Deckscholle der Brandmauer aus Wettersteinkalk, diejenige des Punktes 1181 hingegen aus geschichtetem, dunklen Muschelkalk besteht. Tatsächlich aber geht der Muschelkalk des Punktes 1181 an seinem westlichen Ende in Wettersteinkalk über, der von demjenigen der Brandmauer nicht zu unterscheiden ist (Fig. 9, mittleres Profil).

⁵⁾ Es ist nicht ausgeschlossen, daß wenigstens ein Teil der unter den Wettersteinkalken der Brandmauer liegenden Lunzer Schichten mit diesen stratigraphisch verbunden ist, so daß schon hier dieselbe verkehrte Schichtfolge auftreten würde wie weiter im Osten.

Unvergleichlich deutlicher ist diese verkehrte Schichtfolge am Nordrande der Annaberger Decke auf der ganzen etwa 9 km langen Strecke zwischen der Pielachquelle und dem Gscheidsattel, über den der Weg von Türnitz nach Schwarzenbach führt, aufgeschlossen (Prof. II, III). Wir treffen hier auf der Höhe des Kalkplateaus überall flach gelagerten,¹⁾ dünnplattigen, dunklen Gutensteiner Kalk an, im Nordgehänge geht er ohne scharfe Grenze²⁾ gegen unten in helle, massige Diploporen und Erz führende Wettersteinkalke über, die die auffallenden Felswände südlich von Schwarzenbach bilden (besonders am Spitzkogel [Punkt 982], Schlegelberg und Schwarzenberg). Schon Bittner³⁾ hebt die Identität dieser Kalke mit den Wettersteinkalken der Brandmauer hervor. Unter diesen Wettersteinkalken liegen in der Schlucht unterhalb der „Hölzernen Kirche“⁴⁾ einige Bänke typischen, Hornstein führenden Reiflinger Kalks (Prof. II). Unter den Wettersteinkalken, bzw. den stellenweise vorhandenen Reiflinger Kalken liegen dann auf der ganzen Strecke zwischen dem „Kurzen“ im obersten Pielachtale und dem Gscheidsattel mächtige Lunzer Schichten. Es besteht kein Zweifel, daß diese Lunzer Schichten mit den oben geschilderten Gesteinen der Annaberger Decke stratigraphisch verbunden sind. Denn sie folgen diesen an ihrem Nordrande als ganz regelmäßiges Band, während die Strukturlinien der Lunzer Decke, insbesondere die Pielachursprungmulde und die Fuchsriegelschuppe, unter diesem Bande von Lunzer Schichten verschwinden. Außerdem gehen diese Lunzer Schichten östlich vom Schwarzenberg ununterbrochen in diejenigen im Hangenden des Muschelkalks bei Presthof im Türnitztale über (S. 94).

Wir haben es also hier zweifellos mit einer verkehrt gelagerten Schichtenfolge zu tun. Erst an der Basis der verkehrt gelagerten Lunzer Schichten liegt die Überschiebungsfäche. Es handelt sich hier offenbar um die wohlerhaltene Deckenstirn der Annaberger Decke. Da in den inneren Teilen der Annaberger Decke die Lagerung normal ist, wie das Hervortreten von Werfener Schiefen unter den Gutensteiner Kalken am Rahmen des Annaberger Fensters beweist, muß man in dem Raume zwischen dem Nordrande der Decke und dem Annaberger Fenster die in den Prof. II und III gezeichneten, wahrscheinlich sehr spitzen Stirnbiegungen in den Muschelkalken annehmen. Tatsächlich zu sehen aber sind diese Umbiegungen infolge der schlechten Aufschlüsse nirgends.

Das schematische Blockdiagramm Fig. 7 soll den Übergang der inversen Schichtenfolge am Nordrande der Annaberger Decke westlich vom Gscheid in die normale östlich dieses Sattels veranschaulichen. Wenn man sich vorstellt, daß sich der oberhalb der Ebene $a b c d$ gelegene Teil der liegenden Antiklinale als Decke gegen N bewegt und außerdem der über die Fläche $p b c s d$ gelegene Raum durch die Erosion entfernt wird, entsteht ein Bild des Gebirgsbaues zwischen dem Schwarzenberg und dem Türnitztale bei Presthof.

¹⁾ Am Gipfel des Hennesteck und des Großen Kögelberges ist die Lagerung völlig horizontal, am Gipfel des Schwarzenberges ist ein flaches Einfallen gegen O wahrzunehmen.

²⁾ Dieser unmerkliche Übergang von Gutensteiner Kalk in Wettersteinkalk wurde auch in den Prof. II und III symbolisch zur Darstellung gebracht.

³⁾ A. Bittner. Zur Geologie des Erlafgebietes. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1891, S. 321.

⁴⁾ Kapelle Eitelgrün der Spezialkarte.

Bei *b* läge etwa der Knedelhof, bei *c* der Gscheidssattel, bei *s* der Schwarzenberg, bei *d* die Ecke des Annaberger Fensters nächst Gstettenhof, während *p* etwas südlich von Presthof zu denken wäre. Am vorderen Querschnitt sind die Lunzer Schichten punktiert, die Muschelkalke weiß gelassen.

Zwischen den Lunzer Schichten und dem nördlich folgenden Hauptdolomit der Lunzer Decken treten an einigen Stellen¹⁾ dunkle Kalke auf, von denen es nicht ganz sicher ist, ob sie als Opponitzer oder als Kössener Schichten aufzufassen sind. Wahrscheinlich gehören sie schon zur Lunzer Decke.

Die Juragesteine der Seilerriegelmulde verlaufen dem Nordrande der Annaberger Decke auffallend parallel. Wahrscheinlich ist diese Mulde samt der zwischen der Mulde und dem Nordrande der Annaberger Decke gelegenen Hauptdolomitmasse durch den Vorschub der Decke nach N gedrängt worden, u. zw. auf Kosten des nördlich der Seilerriegelmulde gelegenen Hauptdolomits, der z. B. in Prof. III auf kaum 200 m Mächtigkeit reduziert ist.

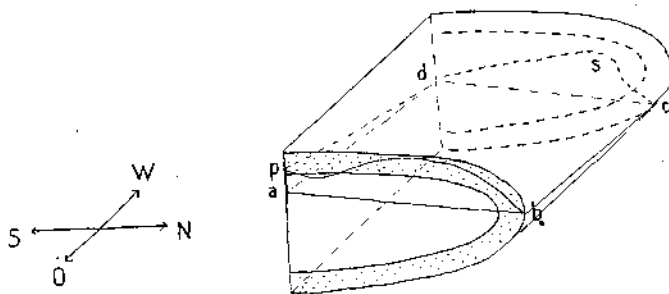


Fig. 7. Blockdiagramm zur Veranschaulichung der Annaberger Decke westlich von Türrnitz.

Die mutmaßliche Fortsetzung der Annaberger Decke in den Raum nördlich von Türrnitz.

(Taf. I, Prof. IV, V.)

Während in dem Raume zwischen der Pielachquelle und dem Gscheidssattel die Überschiebung der Annaberger über die Lunzer Decke außerordentlich klar in die Erscheinung tritt, besonders dadurch, daß sich die große Muschelkalkmasse Hennesteck—Schwarzenberg auch morphologisch als einheitlicher, flachgelagerten Block scharf über die schmalen, steilgestellten Faltenzüge der Lunzer Decke erhebt, erscheint als östliche Fortsetzung dieser Region ein Schuppengebiet nördlich von Türrnitz, das als kaum über 700 m aufsteigendes Hügelland an Höhe weit gegenüber der sich nördlich erhebenden, der Lunzer Decke angehörigen Eisensteinkette und der südlich ansteigenden Reisalpendecke zurückbleibt. Wenn sich nicht der Lunzer Sandsteinzug des Nordrandes der Annaberger Decke in dieses Gebiet fortsetzen würde, würde man es unbedenklich als den südlichsten Teil der Lunzer Decke betrachten.

¹⁾ Z. B. bei Hinter- und Vorderstaff und östlich vom Gscheidssattel.

Der über das Gscheid streichende Zug von Lunzer Schichten teilt sich an dem 723 m hohen, mit einem Kreuz versehenen Sattel südwestlich vom Knedelhof. Der nördliche Zug der Lunzer Schichten läßt sich über den Knedelhof und den Sattel 665 quer über den Sulzbach¹⁾ bis zu dem 400 m südwestlich vom Punkt 720 gelegenen Hof Kalchsöd verfolgen, der südliche über Steinbachmühle und den unteren Sulzbach bis zu der auf einem Hügel gelegenen Villa Hollenberg nördlich von Türnitz, wo er unter der vordringenden Reisalpendecke verschwindet.

Der nördliche Zug von Lunzer Schichten ist hier — in ganz ähnlicher Weise wie die Lunzer Schichten am Nordrande der Annaberger Decke im Schwarzenbacher Gebiet — über die Hauptdolomitzone²⁾ südlich der Seilerriegelmulde überschoben; es liegt daher nahe, diese Linie als die östliche Fortsetzung der Überschiebung der Annaberger Decke zu betrachten. Im Sulzbachgraben, bei Punkt 526, ist dieser

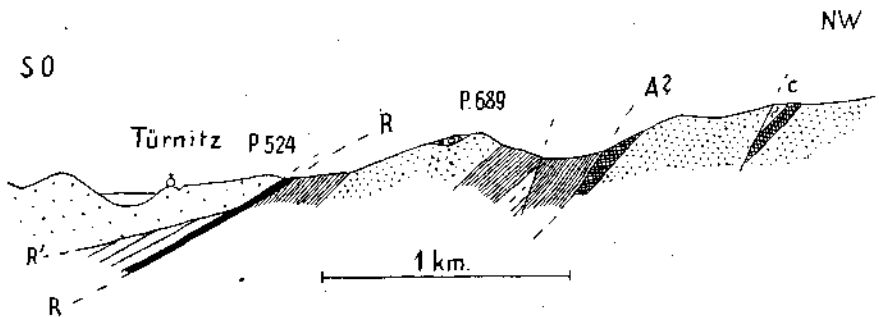


Fig. 8. Profil durch das Schuppengebiet nördlich von Türnitz.

R = Überschiebungsfläche der Reisalpendecke. R' = vermutete lokale Schubfläche des Ramsaudolomits auf den Muschelkalk der Reisalpendecke. A? = wahrscheinliche Fortsetzung der Überschiebungsfläche der Annaberger Decke, c = Seilerriegelmulde. Signaturen wie auf Taf. I.

nördliche Zug von Lunzer Schichten durch einen kleinen Aufbruch von mittelsteil südfallenden Kalken, in welche der Bach eine kleine Klamm eingeschnitten hat, abermals in zwei Züge gespalten. Es handelt sich um helle, massige Kalke (wohl Wettersteinkalk)³⁾, die von einigen Bänken knolligen, geschichteten Kalks (Reiflinger Kalk) unterlagert werden. Die Wettersteinkalke bilden die Unterlage der südlich durchstreichenden Lunzer Schichten und sind auf die nördlich angrenzenden aufgeschoben (Fig. 8). Da sich jedoch unmittelbar östlich und westlich der Sulzbachschlucht die beiden Lunzer Züge vereinigen, ist diese Schubfläche nur etwa 300 m weit im Streichen zu verfolgen.

¹⁾ Der beim Hochgraser entspringende, bei Türnitz in die Traisen mündende Bach.

²⁾ Zwischen dem Hauptdolomit und den Lunzer Schichten treten auch hier stellenweise hellere und dunklere Kalke auf, von denen es nicht sicher festgestellt ist, ob sie zu den Kössener oder Opponitzer Schichten gehören. Ich habe sie, Bittner folgend, in Prof. IV und Fig. 8 als Rhät aufgefaßt.

³⁾ Der Wettersteinkalk ist in der Sulzbachklamm von einem prächtigen NNW—SSO streichenden Harnisch durchsetzt, was auf das Vorhandensein von Blattverschiebungen hindeutet.

Der Raum zwischen dem nördlichen und dem südlichen Zuge von Lunzer Schichten wird von Opponitzer Kalk, Hauptdolomit und Gosauschichten eingenommen. Die Opponitzer Kalke der Steinbachmauer sind deutlich den Lunzer Schichten des südlichen Zuges aufgelagert, fallen flach gegen N ein und werden von Hauptdolomit überlagert. Mit sehr scharfer Diskordanz legen sich auf Lunzer Schichten, Opponitzer Kalk und Hauptdolomit die felsbildenden Gosaubreccien des Punktes 711 (Prof. IV). Das beweist, daß mindestens die Faltungen innerhalb dieses Teiles der Annaberger Decke vorgosauisch sind.

Weiter im O verschwindet der Opponitzer Kalk bis auf kleine Spuren, der Raum zwischen den beiden Zügen von Lunzer Schichten wird von Hauptdolomit eingenommen, der den nördlichen Zug von Lunzer Schichten überlagert und von den südlichen Lunzer Schichten überschoben wird (Fig. 8). Diese Hauptdolomitmassen bilden die (nur auf der Karte 1:25.000 verzeichneten) Kuppen 677 und 689 beiderseits des Sulzbaches und tragen mehrere Reste von transgredierenden Gosaubreccien. Das größte dieser Gosauvorkommen (Dolomitbreccien und rote Sandsteine) bildet den ganzen Südabhang des Punktes 720, fällt 40° gegen S ein und wird von der Reisalpendecke überschoben.

Recht unsicher ist die Fortsetzung der Überschiebung der Annaberger Decke östlich von Kalchsöd. Ich halte es für das wahrscheinlichste, daß der Zug von Lunzer Schichten beim Ober-Stelzhof die an einer kleinen Blattverschiebung nach N verschobene Fortsetzung¹⁾ des nördlichen Zuges (Sattel 665 — Kalchsöd) ist. Diese Lunzer Schichten werden von Opponitzer Kalken begleitet, zwischen denen bei Responed abermals Lunzer Schichten auftreten (Prof. V). Somit würde der Nordrand der Annaberger Decke über die beiden Stelzhöfe und Responed bis zum Häuserbauer nördlich von Dickenau reichen, wo die Annaberger Decke unter der vordringenden Reisalpendecke endgültig verschwinden würde.

Die Fenster in der Annaberger Decke.

Die Deckennatur der großen Muschelkalkmasse der Annaberger Decke ist vor allem dadurch so klar zu erkennen, daß diese Decke von einer ganzen Anzahl von Fenstern durchlöchert ist. Das größte und weitaus am klarsten aufgeschlossene Fenster ist:

1. Das Fenster von Annaberg.

(Taf. I, Prof. II, III, III a; Taf. II; Fig. 12.)

Schon Bittner (13) war es aufgefallen, daß in der Tiefe des Türnitztales zwischen Annaberg und Gstettenhof Gesteine der höheren Trias, allseits von den flachliegenden Muschelkalken der umgebenden Berge umrahmt, auftreten. Den Schluß, daß hier ein Fenster unter einer Schubdecke vorliegen könnte, hat jedoch Bittner noch nicht

¹⁾ Die direkte, von Bittner gezeichnete Verbindung zwischen den Lunzer Schichten von Stelzhof und denen bei Kalchsöd existiert nicht. Die Blattverschiebung macht sich vielleicht auch in der Seilerriegelsynklinale beim Riesbauer bemerkbar.

gezogen, sondern hielt diese Masse obertriadischer Gesteine zwischen den Muschelkalken für eine versenkte, eingeklemmte Scholle.

Es kann aber keinem Zweifel unterliegen, daß es sich hier um ein Fenster handelt, u. zw. um eines der am klarsten aufgeschlossenen Fenster der Ostalpen.

Der Fensterrahmen wird von stellenweise durch Werfener Schichten unterlagerten Muschelkalken gebildet, u. zw. im W durch die Muschelkalkmassen des Gruberkogels und Großen Kögelberges, im N durch diejenigen des Schoberberges und Schweinkogels (Punkt 963), im O durch diejenigen des Eibelberges, der Karnerhof-¹⁾ und Ebenbauernspitze, des Hartsteins und Tirolerkogels,²⁾ im S endlich durch die Muschelkalkmassen des Ahorn- und Scheiblingberges. Am Scheiblingberg werden die Muschelkalke von mächtigem, gipsreichem Werfener Schiefer unterlagert, welcher das ganze Gehänge bildet, über das die Straße vom Bergbauer in Serpentinaen nach Annaberg emporsteigt. Dünnere Lagen von Werfener Schiefer treten an der Schubfläche zwischen Gruberkogel und Annaberg, im Ödwald an der Nordwestseite des Ahornberges (Taf. II), unter den Westwänden des Hartsteins, in der Finster und bei Gstettenhof auf, sonst ist der Muschelkalk ohne Zwischenlage von Werfener Schiefen den im Fenster zutage tretenden obertriadischen Gesteinen aufgeschoben.

Das Fenster entspricht einer domförmigen Aufwölbung der Schubfläche. Während am Ostgehänge des Großen Kögelberges und im Westgehänge der Karnerhofspitze die Schubfläche in 800–900 *m* liegt, bei Gstettenhof sogar die Talsohle des Tümitztales in 500 *m* erreicht, ragt der in der Mitte des Fensters sich bis 1085 *m* erhebende Rothe Berg noch nicht bis zur Höhe der Schubfläche auf. Bezeichnenderweise ist der höchste Punkt des heutigen Fensterrandes gleichzeitig derjenige, welcher am meisten gegen die Mitte des Fensters vorspringt, das 1140 *m* hohe Ende der vom Hartstein gegen NW verlaufenden Plateaukante.

Wie bereits Bittner festgestellt hat, tritt im Fenster eine verkehrte, südfallende, vom Wettersteinkalk bis zu den Kössener Schichten reichende Schichtenfolge auf. Schon die Tatsache, daß die Schichtenfolge des Fensters verkehrt, diejenige des Fensterrahmens hingegen normal ist, beweist, daß es sich um keine von oben her eingebrochene Scholle handeln kann.

Das älteste Schichtglied des Fensterinhaltes sind steil südfallende meist gebankte, helle Kalke, an der Grenze gegen die Lunzer Schichten von einigen Bänken typischen, Hornstein führenden Reiflinger Kalks überlagert. Diese Kalke werden auf der Karte als Wettersteinkalke ausgeschieden. Unter dem Wettersteinkalk erscheint ziemlich mächtiger

¹⁾ Die Karnerhofspitze ist 1124 *m* hoch, nicht 1024 *m*, wie die Spezialkarte irrtümlicherweise angibt.

²⁾ Der die Annaberger Hütte tragende Tirolerkogel (1386 *m*) ist die höchste Erhebung der plateauartigen Gebirgsgruppe zwischen Tümitz- und Retzbach, aber auf der Spezialkarte merkwürdigerweise weder benannt noch kotiert. Es ist der 800 *m* südwestlich vom Hartstein gelegene Gipfel. Auf der Karte 1:25.000 heißt er Rainberg.

Lunzer Sandstein, in dem sich südlich vom Kögelplatz sogar ein Kohlenschurf befindet. Unter diesen Lunzer Sandstein fallen mit mittelsteil südwestlich geneigten Schichten die stark dolomitischen, untypischen Opponitzer Kalke beim Urlaubskrenz ein, welche gegen oben ohne scharfe Grenze in den Hauptdolomit übergehen, der gleichfalls meist südwestgerichtetes Einfallen von wechselnder Steilheit zeigt und bis Kettelhof reicht, wo er von ungewöhnlich mächtigen Kössener Schichten unterlagert wird. Die Kössener Schichten nehmen den Talgrund von Kettelhof bis Gstettenhof ein und reichen noch etwa 1 km in den bei Guanten mündenden Graben hinein; sie zeigen ein in der Richtung sehr stark wechselndes, aber meist flaches Einfallen der Schichten. Daß es sich hier um Kössener Schichten handelt, war bereits Hertle (5, S. 531) bekannt; er erwähnt von hier *Anomia alpina* und *Mytilus minutus*. Die fossilführenden Mergel und Luma-chellen stehen an der Straße zwischen Kilometer 44·6 und 44·8 an. Auch bei dem unteren Ende der Holz-Seilbahn in dem bei Guanten mündenden Graben fand ich fossilführende Bänke auf.

Eine interessante Erscheinung ist die Tatsache, daß kleine Schollen der im Fenster zutage tretenden Gesteine an der Schubfläche nach N verschleppt sind. So haben sich über den Lunzer Schichten westlich von Otterreith¹⁾ einige nur 40—50 m lange Schollen von Wettersteinkalk erhalten (Prof. II),²⁾ beim d von „In der Finster“ liegt etwas Lunzer Sandstein zwischen dem Hauptdolomit und dem Werfener Schiefer. Diese Schubschollen beweisen — was ja von vornherein nicht anders zu erwarten war —, daß die Bewegung an der Annaberger Decke in der Richtung von S gegen N erfolgt ist.

Sehr merkwürdig ist das tiefe Herabreichen der gipsführenden Werfener Schiefer an der Südseite des Fensters. Vom südlichen Fenster-rahmen bei Annaberg senken sich die Werfener Schiefer wie ein Keil ins Fenster herab, wo sie noch in 720 m Höhe beim Berghauer anstehen, östlich von den Wettersteinkalken, westlich vom Lunzer Sandstein des Fensters hoch überragt. Die nächstliegende Erklärung wäre nun, daß es sich hier gar nicht um eine tektonische Erscheinung handle, sondern um eine junge Rutschung, durch die die Werfener Schiefer in diese tiefe Lage gelangt wären. Dagegen aber spricht die regelmäßige Schichtung des Gipses in dem alten Gipsbruch westlich vom Bergbauer. Ich glaube daher eher, daß es sich hier um eine gleichzeitig mit dem Überschiebungsvorgang erfolgte Ausstopfung einer vor der Schubbewegung bestandenen Hohlform durch plastische Werfener Schiefer und Gips handelt, um eine Relieffüberschiebung im Sinne Ampferers.

¹⁾ Name nur auf der Karte 1 : 25.000. Bauernhaus südlich vom zweiten t von „Türnitzrotte“.

²⁾ 1·4 km nördlich von Annaberg. Auf der geologischen Spezialkarte der Kleinheit halber in eine Scholle zusammengezogen. Bei der Exkursion der Geologischen Gesellschaft in dieses Gebiet wurde hier auch ein an Aptychenkalk erinnernder roter Kalkblock gefunden, der vermutlich aus dem Schmelzfenster (S. 104) hierher tektonisch verschleppt ist.

Den schönsten Überblick über das Fenster genießt man von Annaberg aus. Diese Ansicht ist nach einer photographischen Aufnahme des Verfassers auf Taf. II abgebildet.

Da die im obersten Pielachtale durch die Erosion bloßgelegten Teile der Lunzer Decke ebenso weit südlich liegen wie der nördlichste Teil der im Annaberger Fenster entblößten Gesteine, würde man erwarten, daß im obersten Pielachtale dieselben tektonischen Zonen sichtbar sind wie im Fenster. Das scheint auch tatsächlich wenigstens teilweise der Fall zu sein. Auch im Südfügel der Pielachursprungmulde (S. 82, Prof. I) treffen wir eine verkehrte, südlich einfallende Schichtenfolge, nur in dem Südfügel dieser Mulde sind so mächtige Kössener Schichten vorhanden wie im Fenster. Nach den Erfahrungen in der Gegend der Pielachquelle würde man also bei einer Tiefbohrung im Türnitztale unterhalb Siebenbrunn unter den Kössener Schichten zunächst jurassische Hornsteinkalke (Oberalmner Schichten), dann mergeilige Aptychenkalke antreffen.

2. Das Fenster von Mühlfeld.

(Prof. III a.)

Auch die schmale, in SW-NO-Richtung langgestreckte Vertiefung zwischen dem Hennesteck einerseits, dem Großen Kögelberg und Gruberkogel andererseits ist ein Fenster, in welchem dieselben Gesteine wie im Annaberger Fenster zutage treten. Im N reicht das Fenster bis zur Waldwiese von Tannenwald, wo sich die Muschelkalkmassen des Hennestecks und Kögelberges vereinigen, nach S bis an das Lassingtal westlich von Annaberg, wo der unmittelbar südlich von „An der Sag“ durchstreichende Werfener Schieferzug den Fensterrahmen bildet. Dieser Werfener Schieferzug streicht durch den niedrigsten, von der Starkstromleitung der „Newag“ benützten Sattel zwischen Lassing- und Türnitztal.

Im nördlichsten Teile des Fensters, auf der Ochsenriegelweide bei Sattel 1047, steht Hauptdolomit¹⁾ an, südlich davon folgt bei den nur auf Karte 1:25.000 verzeichneten Häusern „Am Wald“ und „Solnreith“ Opponitzer Kalk mit Fossilspuren, dann ein Streifen von Lunzer Sandstein, der sich aus dem den Kögelberg und Gruberkogel trennenden Graben bis über Käernerreith nach W verfolgen läßt. Südlich dieses Lunzer Sandstreifens folgt südlich einfallender Wettersteinkalk, der gegen S immer mehr Schichtung annimmt und gleichzeitig dunkler wird, also bereits als Muschelkalk bezeichnet werden muß²⁾ (Prof. I). Wir erkennen also dieselbe verkehrte Schichtenfolge wieder, die wir im Annaberger Hauptfenster angetroffen haben.

1) Bittner zeichnet an der Grenze zwischen dem Hauptdolomit des Fensters und dem Muschelkalk des Rahmens etwas Werfener Schiefer ein. Tatsächlich trifft man an dieser Grenze schwer auffindbare Spuren dieses Gesteins und feuchte Stellen an.

2) Daher ist am Westrande des Fensters die Abgrenzung des Muschelkalks des Fensters von demjenigen der Decke stellenweise etwas schwierig durchzuführen. Bittner erwähnt aus den Muschelkalen dieses Fensters, aus den Aufschlüssen an der Straße westlich von „An der Sag“, das Vorkommen der tiefanisischen Reichenhaller Fauna. Daher ist es durchaus berechtigt, daß ich in Fig. 14 so nahe unter diesen Kalen Werfener Schiefer eintrage.

Während im Annaberger Fenster die den Rahmen bildenden Muschelkalke allseits vom Fenster abfallen, ist das hier nur beim Westrahmen (Hennesteck) und Südrahmen (Moserkogelgruppe) der Fall, während die Muschelkalke des Ostrahmens (Großer Kögelberg und Gruberkogel) unter den Lunzer Sandstein und Hauptdolomit des Mühlfelder Fensters einfallen (Prof. III a). Man könnte daher zu der Vermutung gelangen, daß die Obertriasgesteine zwischen Kögelberg und Hennesteck gar kein Fenster, sondern dem Muschelkalk des Gruberkogel-Kögelberg-Zuges normal aufgelagert seien. Diese Annahme kann aber deshalb nicht zutreffen, weil der Lunzer Sandstein des Mühlfelder Fensters mit demjenigen des Annaberger Fensters durch eine nur etwa 100 m breite Pforte bei Otterreith unmittelbar zusammenhängt, so daß beide Fenster gar nicht vollständig voneinander getrennt sind. Man muß daher annehmen, daß die Gesteine des Mühlfelder Fensters sekundär gegen O auf den östlichen Fensterrahmen aufgeschoben sind; erst durch diese sekundäre Überschiebung gelangen die Gesteine des Mühlfelder Fensters in die größere Seehöhe als diejenigen des Annaberger Fensters.

3. Das Schmelzfenster.

(Prof. I, II)

Auch der Raum zwischen der Häusergruppe „In der Schmelz“ und dem Sattel „Am Sabel“ muß als Fenster unter der Annaberger Decke aufgefaßt werden. Ein Ast dieses schmalen Fensters erstreckt sich das große Lassingtal aufwärts bis in die Gegend des „a“ des Wortes „Lassing B.“ der Spezialkarte, ein zweiter den Nordabhang der Büchleralpe entlang. In diesem Fenster treten mächtige Lunzer Sandsteine, mit zwei alten Kohlenbergbauen bei Kotenau, Wettersteinkalk und — besonders bemerkenswert — Aptychenkalk und Liaskrinoidenkalk unter dem aus Werfener Schiefen, Muschelkalk und Ramsaudolomit gebildeten Rahmen zutage. Der Lunzer Sandstein läßt sich in meist recht guten Aufschlüssen in einer verhältnismäßig tiefgelegenen, durch weiche Geländeformen ausgezeichneten Zone von der Schmelz zu den Häusern nördlich vom Sabelsattel und von hier in den tieferen Gehängen der Büchleralpe bis an den Kartenrand verfolgen. Die sichere Abgrenzung gegen die in der Tiefe des kleinen Lassingtales aufgeschlossenen Werfener Schiefer des Fensterrahmens ist hier sehr schwierig.¹⁾ Der Wettersteinkalk bildet den auffallenden, 995 m hohen Felskopf im großen Lassingtale oberhalb „k. k. Schmelz“ und das südlich gegenüberliegende Gehänge; die Lassing durchschneidet den Wettersteinkalk in einer etwa $\frac{1}{2}$ km langen Schlucht.

Oberhalb dieser Wettersteinkalkmasse stehen die interessanten Jura-gesteine dieses Fensters an, welche in der gänzlich von Unter- und

¹⁾ Es ist nicht ganz ausgeschlossen, daß in dem flachen Wiesengelände östlich von Wienerbruck, welches Bittner gänzlich als Werfener Schiefer bezeichnet, auch Lunzer Schichten vorhanden sind. Wenigstens trifft man auf dem Wege von Wienerbruck nach Joachimsberg gelegentlich Sandsteine, die sehr an Lunzer Sandstein erinnern.

Mitteltrias gebildeten Umgebung einen sehr auffallenden Zug im Kartenbilde darstellen. Die Auffindung dieser Gesteine ist ein Verdienst Bittners. Der graue und rote Aptychenkalk bildet ein höchstens 50 m langes und etwa 40 m hoch in das Gehänge emporreichendes Vorkommen am rechten Ufer des Lassingbaches, von der Straße nur durch einen Zaun getrennt, unmittelbar unterhalb der auf der Karte 1 : 25.000 mit 906 m kotierten Straßenbrücke. Leider haben sich diese Kalke als gänzlich fossilfrei erwiesen — aber die petrographische Beschaffenheit stimmt gänzlich mit den Aptychenkalken der Frankenfelder und Lunzer Decke überein. Nördlich grenzt an den Aptychenkalk eine noch kleinere Masse von grauem Krinoidenkalk, der vielleicht Hierlatzkalk ist, doch kommen ähnliche Krinoidenkalke gelegentlich auch im Muschelkalk vor. Leider ist auch die Streich- und Fallrichtung dieser Juragesteine und das tektonische Verhältnis zu den oben erwähnten Wettersteinkalken nicht zu erkennen.

Schon in 950 m Höhe werden die Aptychenkalke von mächtigen, flach gelagerten, typischen Gutensteiner Kalken überlagert, die sich auf das linke Ufer der Lassing fortsetzen, so daß bei der Enge des Lassingtales an der Fensteratur dieses winzigen Juravorkommens kein Zweifel bestehen kann.

In Verbindung mit den den Ostrand des Fensters bildenden Werfener Schiefen des Rahmens tritt ein Diabas auf,¹⁾ welcher erst anlässlich der Neuaufnahme im Jahre 1927 aufgefunden wurde.

Petrographische Beschreibung des Diabases vom Ostrand des Schmelzfensters.

Im Dünnschliff zeigen die dünnleitenförmig entwickelten Plagiokläse starke Umwandlung (massenhaft winzige Serizitschüppchen, ? Kaolin — daneben vielfach sehr reichlich infiltrierte Chloritsubstanzen); doch schimmern die Zwillinglamellen häufig noch hindurch. Nach der Methode der symmetrischen Auslöschung (beobachtetes Maximum 22—23°) läßt sich erkennen, daß es sich um ein Glied der Reihe Andesin-Labrador handelt. Der farblose, bis ganz blaß bräunliche Pyroxen ($c : e = \text{ca. } 40^\circ$) ist vielfach noch vollkommen frisch; andere Individuen aber sind vollständig in grüne, schwach doppelbrechende Chloritaggregate übergegangen. Außerdem finden sich gleichfalls grüne, fein aggregatpolarisierende Felder mit Andeutung von Maschenstruktur, z. T. in unmittelbarer Berührung mit ganz frischem Pyroxen, in denen man umgewandelten Olivin vermuten möchte. Von Nebengemengteilen ist einzig Magnetit reichlich vorhanden. Manche einbeittliche Chloritindividuen kann man auch als Pseudomorphosen nach Biotit zu deuten versucht sein. Typische Diabasstruktur; die Feldspalleiten bilden ein Netzwerk mit Ausfüllung der Lücken durch die feinschubigen Mineralien (einschließlich Magnetit).

H. P. Cornelius.

Die westliche Begrenzung des zwischen Kotenau und dem „Sabel“ gelegenen, mit Lunzer Schichten erfüllten Teiles des Fensters wird anscheinend durch einen N—S verlaufenden, sehr jungen²⁾ Querbruch gebildet, an dem die Moserkogelgruppe den gesunkenen Flügel darstellt. Auch die tiefe Einsattlung des „Sabel“ dürfte durch diesen Querbruch bedingt sein.

¹⁾ Es sind nur lose Stücke im Waldboden vorhanden, aber in solcher Menge, daß an dem Anstehen dieses Gesteins nicht gezweifelt werden kann. Die Fundstelle liegt etwas südlich vom „h“ des Wortes „k. k. Schmelz“ der Karte 1 : 75.000, auf der terrassenförmigen Abflachung unmittelbar über den Wettersteinkalkfelsen, an einem einen Zaun entlang führenden Fußsteige.

²⁾ Für ein sehr junges Alter dieser Verwerfung scheint auch die auffallend tiefere Lage der Plateaufläche in der Moserkogelgruppe im Vergleich mit den umgebenden Bergen (Büchleralpe, Sulzberg, Scheiblingberg, Hennesteck) zu sprechen.

4. Das Gösinger Halbfenster.

(Prof. I, Fig. 9.)

Um die regionale Stellung der Annaberger Fenster klarzustellen, habe ich westlich von Annaberg die Grenzen meines eigentlichen Arbeitsgebietes, des Blattes „Schneeberg—St. Ägyd“, gegen W überschritten und den bis zum Erlaf reichenden östlichsten Teil des bereits erschienenen Blattes „Gaming—Mariazell“ in die Kartierung mit einbezogen.

Bei diesen Untersuchungen hat es sich gezeigt, daß das Mühlfelder Fenster gegen W nicht ganz geschlossen ist, sondern über den Südabhang des Hochstadlberges und über Gösing mit der in den unteren Tornäuern unterhalb Trübenbach zutage tretenden Lunzer Decke zusammenhängt. Das Mühlfelder Fenster ist somit eigentlich nur das nordöstliche Ende eines schmalen, langgestreckten Halbfensters.¹⁾

Ich nenne dieses Halbfenster das Gösinger Halbfenster. Hier soll nur der auf Blatt „Gaming—Mariazell“ gelegene Teil dieses Halbfensters behandelt werden, da der nordöstliche Teil als „Mühlfelder Fenster“ bereits oben besprochen wurde.

Der Lunzer Sandstein von Mühlfeld verschwindet nahe westlich von Kärnerreith gänzlich unter den der Annaberger Decke angehörigen Muschelkalken des Hennestecks. Hingegen läßt sich der zugehörige, steil südwärts einfallende Wettersteinkalk und Muschelkalk des Fensters dem Südgehänge des Hochstadlberges entlang bis zum Punkt 907 nordwestlich von Reith verfolgen (Fig. 9, unteres Profil). Die hellen, grobgebankten Wettersteinkalke sind an der Bahnlinie sehr gut abgeschlossen.

Daß dieser Wettersteinkalkzug von den Muschelkalken des Hennestecks tektonisch getrennt ist, zeigt besonders klar ein schmaler Zug von Werfener Schiefen, der an der Grenze beider Kartenblätter westlich von Kärnerreith auftritt und daselbst ein Quellenniveau verursacht (Prof. I).

Der Lunzer Schichtenzug von Mühlfeld erscheint, von etwas Hauptdolomit im N begleitet, neuerlich in dem schmalen, halbmondförmigen Hochtal zwischen Hennesteck und Hochstadlberg (Kochbüchleralm). Deutlich sind die Muschelkalke des Hochstadlberges auf diese Lunzer Schichten aufgeschoben; die Schichtköpfe des Muschelkalks brechen in steilen Felswänden gegen das Hochtal zu ab. Hingegen fallen die Muschelkalke des südwestlichen Ausläufers des Hennestecks unter die Lunzer Schichten ein. Es sind also die Lunzer Schichten des Hochtals sekundär auf den östlichen Fensterrahmen aufgeschoben (Prof. I). Es wiederholt sich somit die Erscheinung, die wir im Mühlfelder Fenster beobachtet hatten.

Westlich der Muschelkalkplatte des Hochstadlberges taucht der Zug von Lunzer Schichten abermals hervor und läßt sich dann ununterbrochen über Gösing in die Lunzer Schichten bei Hof und Graf

¹⁾ Wie S. 103 auseinandergesetzt wurde, hängt auch das Mühlfelder Fenster durch die sehr schmale Verbindung bei Otterreith mit dem eigentlichen Annaberger Fenster zusammen. Strenggenommen müßte man daher auch das Annaberger Fenster als einen Teil des Gösinger Halbfensters betrachten.

verfolgen, die als Hangendes des Muschelkalks der vorderen Tormauer zweifellos der Lunzer Decke angehören. Genau so wie in den Fenstern von Annaberg und Mühlfeld folgen nördlich von P. 907 unter den Lunzer Schichten in verkehrter Lagerung Opponitzer Kalk und Hauptdolomit

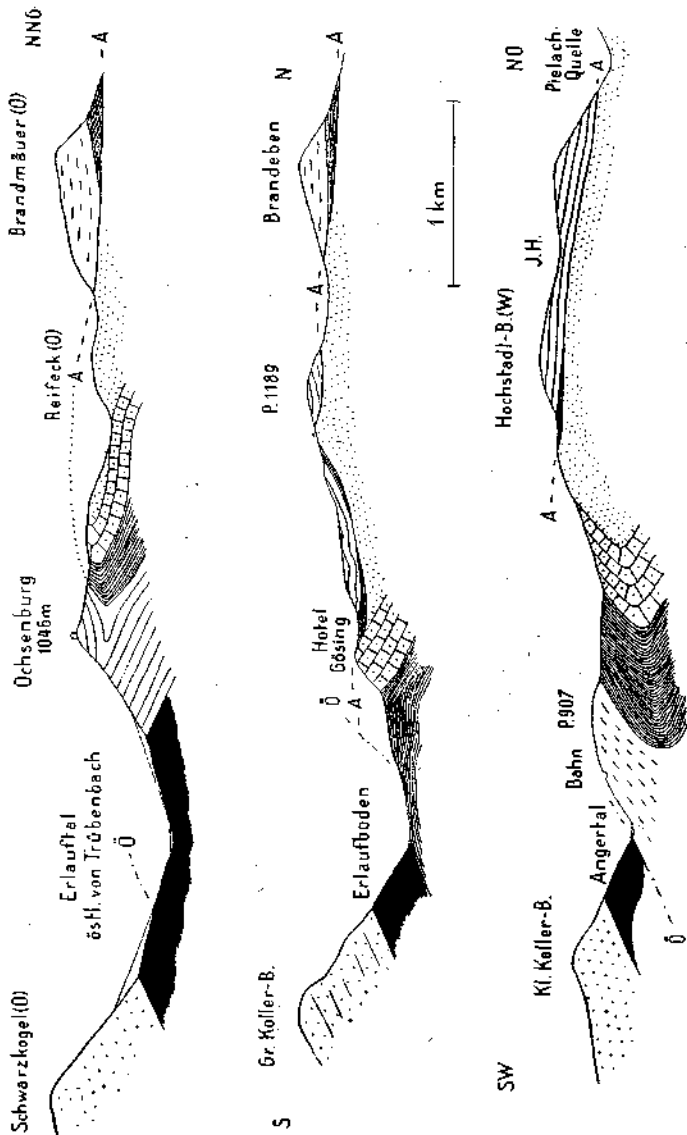


Fig. 9. Drei Querprofile durch das Gösinger Halbfenster. Das obere Profil ist das westlichste, das unterste das östlichste, A = Annaberger Decke, O = Ötscherdecke (= Unterbergdecke?). Signaturen wie auf Taf. I.

(Fig. 9, unteres Profil). Diese östlichere Partie der Opponitzer Kalke von Gösing wird von der Straße Puchenstuben—Mariazell westlich des Hochstadlberges gekreuzt; sie geht gegen N in den Hauptdolomit des Grab-schiffenwaldes über, dadurch die Deckscholle des Punktes 1181 von der Hauptmasse der Annaberger Decke abtrennend.

Die westliche Partie hingegen liegt zwischen Gösing und Hohenass und steht mit dem Hauptdolomit südlich des Brandmauerberges in Verbindung (Fig. 9, oberes Profil), der hier die beiden Deckschollen der Brandmauer und des Punktes 1181 trennt. Während aber im unteren (östlichsten) Profil der Fig. 9 die Gösinger Lunzer Schichten den Opponitzer Kalk der östlichen Scholle überlagern, fallen sie im mittleren Profil deutlich unter den Opponitzer Kalk der westlichen Partie ein.¹⁾ Wir sind also aus dem verkehrten Hangendschenkel der liegenden Synklinale in der Lunzer Decke in den normal gelagerten Liegendschenkel gelangt; ersterer ist im mittleren Profil unter der Überschiebung der Annaberger Decke nicht mehr vorhanden.

Es wurde bei der Besprechung des Annaberger Fensters erwähnt, daß kleine Partien von Lunzer Schichten, welche ursprünglich dem verkehrten Mittelschenkel der liegenden Falte angehörten, unter der nach N vordringenden Muschelkalkmasse nach N mitgenommen wurden. Diese Erscheinung ist im Gösinger Halbfenster besonders typisch anzutreffen (Fig. 9). Einige dieser verschleppten Lunzer Schichten wurden schon von Bittner eingezeichnet, so die schmalen, viel zu regelmäßig gezeichneten Streifen von Lunzer Schichten zwischen den beiden genannten Opponitzer Kalkmassen einerseits und der Muschelkalkdeckscholle des Punktes 1181 andererseits. Aber auch die südwestlich der Brandeben von Bittner eingezeichnete kleine Masse von Lunzer Schichten liegt nicht dem Wettersteinkalk der Brandeben auf, sondern erscheint an der Schubfläche der aus Wettersteinkalk bestehenden Deckscholle von Brandmauer—Brandeben auf dem darunterliegenden Hauptdolomit der Lunzer Decke. Außerdem aber trifft man noch zahlreiche ähnliche Schollen von Lunzer Schichten am Rande der Deckscholle des Punktes 1181.

Es läßt sich also der im Annaberger Fenster aufgeschlossene Gebirgsbau zwanglos bis über Gösing hinaus nach W verfolgen.

Bei Hohenass westlich von Gösing sollte man die Fortsetzung des am Punkt 907 endigenden, mit den Lunzer Schichten stratigraphisch verknüpften Wettersteinkalkzuges erwarten. Statt dessen trifft man nur typische Reiflinger Kalke an, die gegen das Liegende in Gutensteiner Kalke übergehen. Es hat sich somit eine Faziesänderung im Streichen vollzogen.²⁾ Am Wege zur sogenannten „Ochsenburg“, der hochgelegenen Meierei des Gutes Gösing,³⁾ sind die hier auch mit Partnachmergeln verknüpften Reiflinger Kalke noch deutlich gegen S geneigt — es ist also wieder die für das Fenster charakteristische verkehrte Lagerung vorhanden (Fig. 9, oberes Profil). Noch weiter gegen W aber, bei Hof und Graf, liegen die Reiflinger Kalke deutlich unter denselben Lunzer Schichten; es muß also hier eine Synkinalbiegung vorhanden sein, an der die verkehrte Lagerung des Fensters in die normale der Lunzer Decke übergeht.

¹⁾ Besonders schön ist das Einfallen der Lunzer Schichten unter den felsbildenden Opponitzer Kalk unterhalb des Wasserfalls vom rotmarkierten Fußweg von Statinn Gösing zum Erlafboden zu sehen.

²⁾ Dieser Faziesübergang ist gar nicht bedeutend, da, wie mehrmals erwähnt wurde, Reiflinger Kalke auch sonst sehr häufig mit den Wettersteinkalken in Verbindung stehen.

³⁾ Bei den Buchstaben „as“ des Wortes „Hohenass“ der Spezialkarte 1:75.000.

Die Reisalpen-Teildecke der Ötscherdecke.

(Taf. I, Prof. IV—XI)

Der Schubrand der Reisalpendecke und die Zwischenschuppen zwischen Lunzer und Reisalpendecke.

Die Überschiebung der Reisalpendecke auf die Lunzer Decke ist die am klarsten aufgeschlossene und daher schon landschaftlich eindrucksvollste Überschiebung des Gebietes. Besonders östlich des Traisentaales scheidet sie eine Zone höherer Berge im S von einer solchen mit geringeren Höhen im N — schon Hertle hat hier von Mittel- und Vorgebirge gesprochen. Während sich aber Hertle über das Wesen der geologischen Grenze zwischen Vor- und Mittelgebirge nicht näher ausspricht und in einem seiner Profile an dieser Grenze einen Bruch zeichnet (5, S. 482), hat Bittner zu einer Zeit, als man noch sehr wenig von Überschiebungen wußte, die Überschiebungsnatur dieser Linie richtig erkannt (11—13).

Der Schubrand wird, soweit er auf Blatt „Schneeberg—St. Ägyd“ gelegen ist, von O gegen W durch die folgenden Punkte bezeichnet: Halbwieserhöfe an der Westseite des Hehenberges, Salzerbad, Kleinzell (Prof. XI), Sattel nordwestlich des Brandstätter Kogels (Prof. X), Innertraisenbacher, Ost- und Nordabhang des Reisalpengipfels (Prof. IX), Gschaidboden (P. 916) zwischen Reisalpe und Rotenstein, Ostgehänge der Klosteralpe, Sattel nördlich des Muckenkogels¹⁾ (Prof. VIII), Eisenbahnhaltestelle Inner-Fahrafeld, Nordabhang des Hochkogels (Prof. VII), Lehenrotte, Himmel (Prof. VI), Thorbecker, Häuserbauer, Buchenhof²⁾ (Prof. V), Raxenbacher, nördlich Türnitz (Fig. 8), „Im Reith“ südwestlich von Türnitz (Prof. IV). Ich folge da im wesentlichen der von Bittner angegebenen Linie; nur darin besteht gegenüber Bittner ein Unterschied, daß ich den Staff nicht zur Reisalpendecke rechne und auch an der Ost- und Nordseite der Reisalpe die Überschiebungslinie etwas anders ziehe.

Fast auf der ganzen Strecke wird der Schubrand durch einen schmalen Streifen von Werfener Schiefer³⁾ bezeichnet, nur an wenig Stellen ist der Werfener Schiefer gänzlich verquetscht. Trotzdem sind gute Aufschlüsse von Werfener Schiefen an der ganzen Linie außerordentlich selten. Verhältnismäßig am besten sind noch die Werfener Schiefer in dem Raume nördlich und östlich von Salzerbad aufgeschlossen, wo sie auch zu bedeutenderer Mächtigkeit anschwellen. Hier treten nicht nur die typischen, roten, glimmerigen Sandsteinschiefer auf, in denen anlässlich eines von mir in Kleinzell abgehaltenen Aufnahmepraktikums

1) Auf der Spezialkarte 1:75.000 als Vorderalpe bezeichnet, womit in Wirklichkeit nicht der Gipfel, sondern die an seiner Westseite gelegene Alm bezeichnet wird.

2) Häuserbauer und Buchenhof sind nur auf der Karte 1:25.000 verzeichnet; ersterer liegt nördlich von Dickenau am Eingang des nach ihm benannten Grabens, letzterer auf dem Sattel nordwestlich von Dickenau.

3) Außen am Nordrande der Decke treten die Werfener Schiefer infolge Erosionsanschnitt in dem Raume zwischen Reisalpe und Rotenstein, im Dürntal (Prof. VIII) und bei der Breunalpe (Prof. IX) auf; an letzterem Punkte tritt Hauptdolomit in Form eines wüziggen Fensters unter den Werfener Schiefen hervor.

Natiria costata, *Myophoria costata* und *Myacites Fassanensis* gefunden wurden, sondern auch grobkörnige, weiße Quarzsandsteine. Leidlich gut sind ferner die Aufschlüsse am Sattel nördlich des Muckenkogels (Prof. VIII) und an der Ostseite der Reisalpe. Die schlechten Aufschlüsse im Bereiche der Werfener Schiefer erklären sich nicht nur dadurch, daß diese überhaupt ein sehr leicht verwitterbares Gestein sind und daher stark von Kalkschutt überrollt werden, sondern besonders auch durch den Umstand, daß sie längs der Überschiebungslinie gänzlich mylonitisiert, d. h. in einen rötlichen oder grünlichen Ton umgewandelt sind, in welchem einzelne kleine Schieferbrocken enthalten sind. An mehreren Stellen tritt auch Gips in Verbindung mit den Werfener Schiefeln auf; bei Lehenrotte und bei Dickenau wurde er früher abgebaut.

Im Liegenden der Werfener Schiefer befindet sich zwischen Thorbecker Graben und der Reisalpe (Prof. VI—IX) ein Zug von Muschelkalk, welchen ich ursprünglich — im Sinne Kobers — als einen Liegendschenkel der Reisalpendecke aufzufassen geneigt war. Diese Deutung ist aber dadurch unmöglich geworden, daß ich auch im Liegenden dieses Muschelkalkes abermals Spuren von Werfener Schiefeln auffand. Das verhältnismäßig am besten aufgeschlossene Vorkommen liegt am linken Ufer der Hohenberger Traisen an einem etwa 1 km oberhalb der Bahnstation Freiland von der Straße abzweigenden Karrenwege, höchstens 20 m oberhalb der Straße. (In Prof. VII hineinprojiziert). Weitere, viel schlechter aufgeschlossene Vorkommen von Werfener Schiefer liegen im innersten westlichen Wiesenbachtale und an der Nordseite des Schwarzkogels. Der Muschelkalk im Liegenden der Werfener Schiefer der Reisalpendecke ist somit kein Liegendschenkel dieser Decke, sondern eine eigene Schuppe, die ich als Schwarzkogelschuppe (26) bezeichne, da der Schwarzkogel nordwestlich der Reisalpe dieser Schuppe angehört. Der Muschelkalk der Schwarzkogelschuppe ist wesentlich massiger als der auffallend dünnplattige Muschelkalk der Reisalpendecke. Am Nordostgrat des Reisalpengipfels befindet sich im Hangenden dieses Muschelkalkes ein sehr stark gequetschter Mergelkalk, der nach seiner petrographischen Beschaffenheit nur als Aptychenkalk des Tithon und Neokom bezeichnet werden kann.¹⁾ Am Westgehänge der Klosteralpe ist der Muschelkalk der Schwarzkogelschuppe nochmals durch einen Zug von Werfener Schiefer geteilt. In ähnlicher Weise ist auch in den Muschelkalk der Reisalpendecke im Nordostgehänge der Reisalpe oberhalb des Hauptzuges von Werfener Schiefeln abermals eine Spur dieses Gesteines eingeschaltet.²⁾

Die Schwarzkogelschuppe ist somit eine zwischen die Lunzer Decke und die Reisalpendecke eingeschaltete Schuppe; zweifellos steht sie der Reisalpendecke näher und war vermutlich einmal der mehr

¹⁾ Am Kleinzeller Reisalpenweg ist der Aptychenkalk in 1190—1260 m Höhe aufgeschlossen (Fig. 10, 11).

²⁾ Am Kleinzeller Reisalpenweg trifft man zweimal Werfener Schichten an: 1. in 1260—1280 m Höhe, hauptsächlich Quarzsandsteine, eine starke Quelle bedingend (Werfener Schichten an der Basis der Reisalpendecke); 2. in 1330 m Höhe (lokale Schubfläche B', siehe Fig. 10).

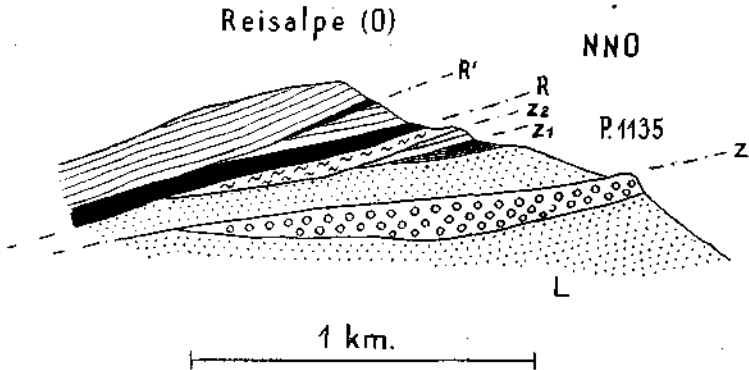


Fig. 10. Profil durch den östlichen Teil des Reisalpengipfels.
L = Lunzer Decke, *Z*, *Z*₁, *Z*₂ = Zwischenschuppen zwischen Lunzer und Reisalpendecke (*Z*₁ = Schwarzkogelschuppe), *R* = Reisalpendecke, *R'* = lokale Schubfläche in der Reisalpendecke. Signaturen wie auf Taf. I.

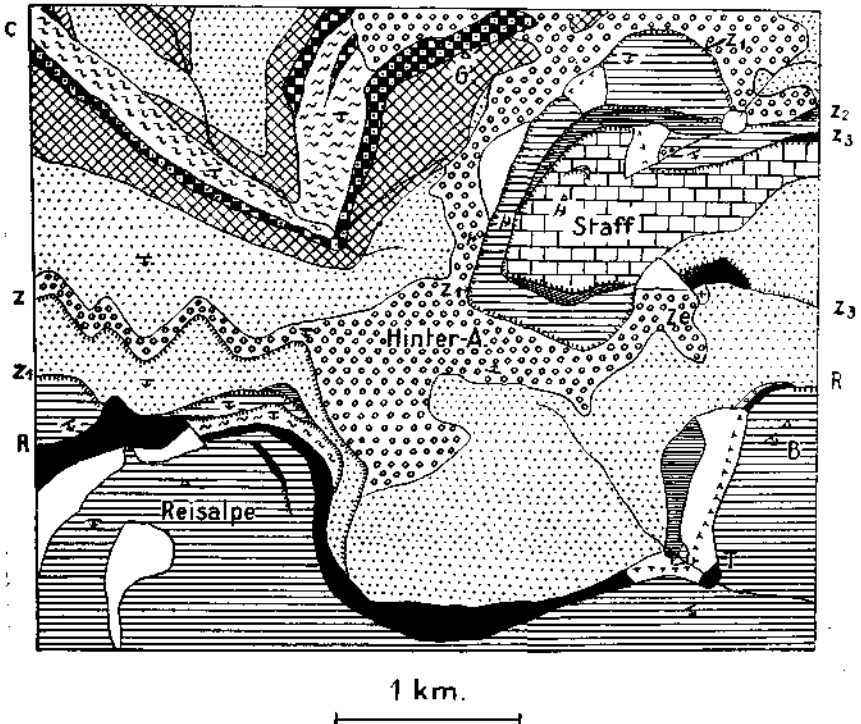


Fig. 11. Geologische Karte des Gipfelgebietes von Reisalpe und Staff.
 Schichtbezeichnungen wie in den Profilen auf Tafel I. Gezähnte Linien = Schubflächen (Zähne gegen das Hangende). *R* = Überschiebung der Reisalpendecke, *Z*-*Z*₃ = Überschiebungsflächen der Zwischenschuppen unter der Reisalpendecke, *c* = Ebenwaldmulde in der Lunzer Decke; *B* = Brandstätter Kogel, *G* = Graserberg, *Ze* = Zeisalpe, *T* = Inner Traisenbacher.

stirnwärts gelegene Teil der Reisalpendecke, der dann später von der Hauptmasse dieser Decke sekundär überschoben wurde. Nur der Aptychenkalk an der Nordostseite des Reisalpengipfels dürfte der Lunzer Decke entnommen sein und somit eine weitere, selbständige Schuppe bilden (Z_2). Siehe Fig. 10 und S. 127.

Aber auch die Schwarzkogelschuppe ist nicht unmittelbar auf die zu der Lunzer Decke gehörigen Gosauschichten der Hintereben aufgeschoben, sondern zwischen beide schaltet sich abermals eine Schuppe (oder ein Schuppenpaket) ein, welche aus Hauptdolomit, Aptychenkalk¹⁾ und Spuren von Lunzer Sandstein²⁾ (Prof. VIII, IX, Fig. 11) besteht (Z). Diese Schuppe läßt sich aus dem Rempelgraben bei Freiland über das Nordgehänge von Kloster- und Reisalpe bis in den Raum zwischen Reisalpe und Staff verfolgen. Sie zeigt zum Gegensatze zur Schwarzkogelschuppe unverkennbare Beziehungen zur Lunzer Decke und ist wohl nur ein bei der Überschiebung der Reisalpendecke über die Gosauschichten mitgeschleppter Teil der Lunzer Decke.

Ein zwischen die Lunzer und Reisalpendecke eingeschaltetes Schuppenpaket ist auch die außergewöhnlich verwickelt gebaute Bergmasse des Staff (Prof. X). Um die Erforschung der Detailtektonik des Staff hat sich Dr. H. Küpper, der im Frühjahr 1925 bei den von mir geleiteten Aufnahmeübungen diesen Berg genau untersuchte, große Verdienste erworben. Die Kalke, welche den Gipfel des Staff bilden, wurden von Hertle (5) als Opponitzer Kalk, von Bittner (11) als Muschelkalk bezeichnet. Mir scheint es wahrscheinlicher, daß die Gipfelkalke des Staff als obertriadisch (obernorisch oder rhätisch) aufzufassen sind. Denn sie unterscheiden sich dadurch wesentlich vom Muschelkalk des Reisalpenzuges, daß sie nicht so deutlich geschichtet, heller, unregelmäßig dolomitisiert und mit schwimmenden roten Scherben wie der Dachsteinkalk versehen sind. Ferner lassen sie sich von den Dolomitmassen im Ostgehänge des Punktes 1048 nicht scharf trennen, welche nach ihrer petrographischen Beschaffenheit unbedingt als Hauptdolomit³⁾ zu bezeichnen sind. Auch die Auffindung von Ostreen- und Pectinidendurchschnitten östlich vom Gipfel durch H. Küpper scheint eher für obertriadisches Alter zu sprechen.

An der Süd- und Nordseite werden die Gipfelkalke des Staff von einem schmalen Bande von sehr stark mylonisiertem Lunzer Sandstein unterlagert. Die Lunzer Sandsteine der Nordseite des Berges, in welchen

1) Aptychenkalk ist aufgeschlossen: 1. eine sehr kleine Partie am linken Ufer des Rempelgrabens; 2. im Nordostabhang des Muckenkogels. Der Kontakt zwischen diesem Aptychenkalk und dem Hauptdolomit in Prof. VIII ist wahrscheinlich auch eine Schußfläche.

2) Der Lunzer Sandstein ist an der Waldbahn am linken Ufer des westlichen Wiesenbachtals (in Prof. VIII hineinprojiziert) und am Nordostgrat der Reisalpe in 1240 m Höhe aufgeschlossen (Fig. 10, 11). Da sich der Lunzer Sandstein im Hangenden des Hauptdolomites befindet, scheint die Schichtfolge von Z verkehrt zu sein.

3) Gegen die Zurechnung dieser Dolomitmassen zum Hauptdolomit scheint nur das Auftreten von Eisenerzen westlich von Kleinzell (Stollen in 750 m Höhe beim Dader) zu sprechen, die sonst häufiger im Muschelkalk zu beobachten sind. Vielleicht erklärt sich das Vorkommen der Eisenerze hier dadurch, daß der Hauptdolomit hier direkt mit dem Werfener Schiefer in Kontakt kommt, wie dies sonst beim Muschelkalk der Fall ist.

sich südlich oberhalb des Graser ein Kohlenschurf befindet, stellen sich genau in die westliche Fortsetzung der kohlenführenden Lunzer Schichten von Kleinzell ein (S. 86),¹⁾ der Zusammenhang der Lunzer Schichten der Südseite mit denen der Nordseite läßt sich zwar nicht unmittelbar nachweisen, aber beide liegen auf derselben dem Berg auf drei Seiten umgebenden terrassenförmigen Abflachung, so daß auch hier ein Zusammenhang sehr wahrscheinlich ist.

Unter dem Lunzer Sandstein liegt nun, die unterste Wandstufe des Berges im SW, NW und NO bildend, dunkler, gelegentlich Hornsteinkügelchen führender Muschelkalk, der deutlich auf die Gosauschichten an der Nordwest- und Nordostseite des Berges aufgeschoben ist, während die Überschiebung an der Südseite über die Gosauschichten der Hinter- und Zeislalpe weniger deutlich ist. In Verbindung mit diesen Muschelkalken steht beim Punkt 975 an der Ostseite des Staff roter Werfener Schiefer an (von H. Küpper aufgefunden), welcher die Ursache der an dieser Stelle auftretenden Quelle ist. Mit Rücksicht auf das nahe Eisenerzvorkommen ist es besonders bemerkenswert, daß in Verbindung mit diesen Werfener Schiefen einige Blöcke eines Kalkes auftreten, der an die altpaläozoischen Kalke der Grauwackenzone erinnert.

Der Staff scheint also eine normale auf Gosauschichten aufgeschobene Schichtenfolge darzustellen. Daß aber diese Schichtenfolge nur scheinbar normal ist, ergibt sich aus folgenden Tatsachen:

1. Wenn die Gipfelkalke des Staff wirklich obernorischen oder rhätischen Alters sind, können sie nicht unmittelbar auf den Lunzer Schichten liegen. Tatsächlich schaltet sich am Südabhang des Staff (östlich von Prof. X) auch Hauptdolomit unter die Staffkalke ein. Die Grenze zwischen den Lunzer Schichten und den Staffkalken ist also offenbar eine Schubfläche (Z_3).

2. Wenn die Lunzer Schichten der Nordseite des Staff wirklich die Fortsetzung der Kleinzeller Lunzer Schichten sind, kann auch der Kontakt zwischen diesen und dem Muschelkalk der Staffbasis kein normaler sein (Schubfläche Z_2). Denn die Lunzer Schichten des Kleinzeller Profils gehören einer verkehrten Schichtenfolge an (siehe Prof. XI), so daß man den Muschelkalk im Hangenden und nicht im Liegenden der Lunzer Schichten erwarten würde. Tatsächlich schalten sich schon nahe östlich vom Staffgipfel die zu den Lunzer Schichten gehörigen, verkehrt liegenden Muschelkalke und Spuren von Werfener Schiefer ein (Fig. 11).

3. Daß auch die über den Lunzer Schichten gelegene Masse der Staffkalke tektonisch nicht einheitlich ist, beweist die Auffindung stark gequetschter Krinoidenkalke in der Nordostkante des Staff durch H. Küpper.

Folgende tektonische Deutung der Staffgruppe scheint mir am wahrscheinlichsten zu sein:

Die von den obersten Reiflinger Kalken bis zu den Gosauschichten reichende Schichtenfolge zwischen Innertraisenbacher und Zeislalpe ist ein Halbfenster der Lunzer Decke, das nur an der Nordseite in dem

¹⁾ Die Lunzer Schichten an der Nordseite des Staff sind von denjenigen bei Kleinzell nur durch eine etwa 300 m lange Bedeckung mit Gosaukonglomeraten südlich vom Weibecker getrennt.

Raume zwischen Reisalpe und Staff mit der übrigen Lunzer Decke in Verbindung steht. Auch die Spur von Liasgesteinen nordöstlich der Zeislalpe (Fig. 11) gehört hierher.

Die Muschelkalke der Staffbasis samt den Werfener Schiefen bei Punkt 975 sind ein Äquivalent der Schwarzkogelschuppe (Z_1), offenbar einst die Stirnpartie der Reisalpendecke, aber später von der Hauptmasse dieser Decke überschoben.

Die Gipfelkalke des Staff samt den dazugehörigen Hauptdolomiten (Z_3) und die darunter liegenden Lunzer Schichten (Z_2) entsprechen tektonisch beiläufig den Aptychenkalken, welche sich an der Ostseite des Reisalpengipfels (S. 109) zwischen den Muschelkalk der Schwarzkogelschuppe und die Werfener Schiefer der Reisalpendecke einschalten (Z_2). Sie sind eine in sich wiederum stark geschuppte Partie der Lunzer Decke, welche durch den letzten Vorschub der Reisalpendecke auf die Schwarzkogelschuppe (Muschelkalke der Staffbasis) hinaufgeschleppt wurde.

Gegen O, hängt diese Schuppe noch teilweise mit der Hauptmasse der Lunzer Decke zusammen: daher das ununterbrochene Fortstreichen der Kleinzeller Lunzer Schichten an die Nordseite des Staff. Aber die starke Vorschleppung der Lunzer Schichten des Staff im Vergleich mit denen bei Kleinzell wird ohne weiteres verständlich: Die Entfernung der Lunzer Schichten bei Kleinzell von den Kössener Schichten am Südgehänge des Schwarzwaldecks beträgt 1.3 km (Prof. XI), diejenige der Lunzer Schichten an der Nordseite des Staff von den Kössener Schichten am Graserberg hingegen nur 0.4 km (Prof. X): der größte Teil des Hauptdolomits der Südgehänge des Schwarzwaldecks liegt hier unter der Überschiebung — es sind die Hauptdolomite, die im oben besprochenen Halbfenster wieder erscheinen.

Selbstverständlich kann der Hauptdolomit der Staff-Gipfelschuppe mit demjenigen des Halbfensters nicht zusammenhängen — man muß da eine Trennungsfläche vom Punkt 975 gegen SO annehmen.

Eine Zwischenschuppe zwischen Lunzer und Reisalpendecke sind schließlich auch die von Stur aufgefundenen, fossilführenden Kössener Schichten am rechten Ufer des Hallbaches bei Kleinzell (Prof. XI). Bittner (11) hatte seinerzeit angenommen, daß hier die Brühl-Altenmarkter „Aufbruchlinie“ schon vor Ablagerung der Kössener Schichten als Antiklinale bestanden hatte und daher eine Transgression der Kössener Schichten über Lunzer Schichten möglich war.

Die Untersuchung dieser Kössener Schichten bei der Neuaufnahme hat ergeben, daß von einer Transgression über Lunzer Schichten keine Rede sein kann. Die Hauptmasse der Werfener Schiefer der Reisalpendecke liegt tatsächlich, wie schon Bittner beobachtet hatte, über den Kössener Schichten; aber auch zwischen die Lunzer Schichten und die Kössener Schichten ist eine Spur stark gequetschter roter Werfener Schichten eingeschaltet. Die Kössener Schichten sind also zweifellos eine an der Basis der Reisalpendecke mitgeschleppte, wohl einem unter der Reisalpendecke verborgenen Zuge von Kössener Schichten entnommene Schubscholle.

Eine den Kössener Schichten von Kleinzell entsprechende Schub-
scholle sind die eigentümlichen Liasgesteine, welche in dem Raume
zwischen Reisalpe und Rotenstein in Verbindung mit den Werfener
Schiefern der Reisalpendecke auftreten (Prof. VIII). Schon Hertle hat
auf seiner Karte in dieser Gegend Liasfleckenmergel eingetragen — auf
Bittners Karte sind diese Liasgesteine wieder weggelassen.

Tatsächlich treten aber in dieser Gegend Liasgesteine auf. Es ist
wiederum das Verdienst Küppers, auf einer von Prof. L. Kober ge-
führten Exkursion hier in einem schwarzen, petrographisch an Grestouer
Schichten erinnernden Kalke

Gryphea cf. arcuata

aufgefunden zu haben.¹⁾ Außerdem treten hier Sandsteine, welche an
Lunzer Sandstein erinnern, sowie graue Fleckenmergel von der Beschaffen-
heit der Liasfleckenmergel auf. Leider ist es bei der starken Überdeckung
dieser Gegend mit Muschelkalkschutt sehr schwer möglich, die Lagerungs-
verhältnisse dieser meist schlecht aufgeschlossenen Gesteine zu erkennen.
Doch ist es nach der ganzen Situation äußerst wahrscheinlich, daß diese
Gesteine über den südlich von Punkt 916 (Gscheidboden) aufgeschlossenen
Muschelkalken der Schwarzkogelschuppe liegen und mit den Werfener
Schiefern an der Basis der Reisalpendecke verknüpft sind.

Kober bezeichnet diese Schollen meist als „Liegendschenkel“ der
Ötscherdecke und will damit den Anschein erwecken, daß die Ötscher-
decke eine liegende Falte ist oder war. Es wäre aber doch sonderbar,
wenn sich aus dem Liegendschenkel einer aus mächtigen Triasgesteinen
aufgebauten Decke nichts anderes als ein Liassandstein erhalten sollte.
Es ist daher viel richtiger, wenn Kober neuerdings (24, S. 57) von
„verschleppten Schollen der Lunzer Decke“ spricht.

Der innere Bau der Reisalpendecke.

Im Gegensatz zu dem intensiven Faltenbau der Lunzer Decke zeigt
die Reisalpendecke eine einfache, flach südfallende Schichtenfolge.
Während in den Synklinalen der Lunzer Decke Jura- und Neokongesteine
auftreten, kennen wir im Bereiche der Reisalpendecke nur Triasgesteine.
Das Fehlen des Jura ist aber sicherlich nur auf Denudation zurückzu-
führen. Auch sichere Gosauschichten treten nur in den östlich des Blattes
„Schneeberg—St. Ägyd“ gelegenen Teilen dieser Decke auf.

Als durchgreifenden faziellen Gegensatz zwischen der Trias der
Reisalpen- und Lunzer Decke kann man nur die von Kober (19, S. 364)
hervorgehobene größere Mächtigkeit anführen.

Besonders bemerkenswert sind die Faziesunterschiede in
der Trias zwischen dem östlichen und dem westlichen Teile
der Reisalpendecke und die Tatsache eines allmählichen Über-
ganges zwischen beiden Ausbildungen der Trias.

¹⁾ Auch Kober (19, S. 363, oder 21, S. 174) gibt von Kleinzell (das allerdings
infolge eines Schreibfehlers ins Schwechattal versetzt wird) Sandsteine und Arkosen
vom Typus Grestener Sandstein mit *Gryphea arcuata* und *Pentacrinus* sp. an. Es
dürfte sich auch hier um eine ähnliche Schubscholle handeln. Nach einer freundlichen
Mitteilung Kobers liegt der Fundort nordöstlich von Kleinzell nördlich unter dem
Hehenherge, bereits am Blatt „St. Pölten“.

In dem Raume südöstlich von Kleinzell zeigt die Reisalpendecke typische Lunzer Fazies¹⁾ (Prof. XI). Über den bereits S. 108 besprochenen Werfener Schichten folgen:

1. Ein etwa 500—600 m²⁾ mächtiger Komplex dunkler geschichteter Kalke. Es sind vorwiegend schwarze, dünnplattige Kalke, also typische Gutensteiner Kalke, es bestehen aber auch Übergänge zu helleren, knolligen, Hornstein führenden Kalken (Reiflinger Kalk). Obwohl diese letzteren häufiger in dem oberen Niveau auftreten, ist doch eine Trennung in Gutensteiner und Reiflinger Kalk auf der Karte nicht durchführbar, da sich häufig über Lagen von Reiflinger Typus wieder solche von Gutensteiner Charakter einstellen. Daß der tiefere Teil dieser Schichtengruppe der anisischen Stufe entspricht, beweist das Vorkommen von

Physoporella pauciforata Gumb.

bei der Brennalpe. Im Profile des Gutenbachtals ist aber sicherlich auch noch die ladinische Stufe in dieser Schichtengruppe enthalten, da die dunklen, geschichteten Kalke durch Dünnerwerden der Schichten in die dünnplattigen

2. Aonschiefer übergehen, Kalkschiefer, deren Schichten kaum dicker sind als mittelstarke Pappe. In diesen Aonschiefern wurde beim Rad³⁾ bereits eine unterkarnische Fauna aufgefunden (9, S. 239).

3. Die etwa 300 m mächtigen Lunzer Schichten, im tieferen Teile als Reingrabener Schiefer, im höheren als Lunzer Sandstein entwickelt.

4. Die Opponitzer Kalke, welche stets eine sehr auffallende Wandstufe bilden und nicht selten

Ostrea montis caprillis

führen. Im Gegensatz zu den Schuppen der Lunzer Decke in den südlichen Seitentälern der Pielach fehlt hier eine an die Rauhwacken der oberen Opponitzer Schichten geknüpfte weiche Zone, so daß die Grenze zwischen den bisweilen schon stark dolomitischen Opponitzer Kalken und dem Hauptdolomit unscharf wird.

5. Der sehr mächtige Hauptdolomit. Zweifellos aber ist die anscheinend übergroße Mächtigkeit des Hauptdolomits in dem Raume zwischen der Gemeindealpe und dem Unterberg durch Schuppung und Faltung im Hauptdolomit hervorgerufen. Das wird durch das Auftreten eines zweiten, durch

Ostrea montis caprillis

charakterisierten Zuges von Opponitzer Kalken innerhalb der Hauptdolomitmasse an der Straßenbiegung östlich vom Speckmann im oberen Gutenbachtale bewiesen (Prof. XI).

Im Fensterbachgraben vollzieht sich der Übergang in die dolomitreiche Fazies, welche für den ganzen westlichen Teil der Reisalpendecke charakteristisch ist. Die dunklen, geschichteten Kalke gehen hier

¹⁾ Am besten ist dieses Profil im Gutenbachtal aufgeschlossen. Bittner (10, S. 299) hat diese Schichtenfolge in zwei Panoramazeichnungen dargestellt.

²⁾ In dem zwischen Kleinzell und Salzerbad gelegenen Tanne tritt eine Reduktion des Muschelkalks auf etwa 300 m ein (Prof. XI). Im Profil des Gutenbachtals gilt die oben angeführte Zahl.

³⁾ „Randbauern“ der Spezialkarte.

gegen oben in massigere, helle Kalke über, die man als Wettersteinkalke bezeichnen könnte, und diese wieder in weißen, grusigen Ramsaudolomit. Über diesem liegt beim Lehner noch Aonschiefer, aber bereits beim Pfaffenhofer (jetzt Gutshof Warchalowski) ist der Aonschiefer völlig verschwunden, so daß die Lunzer Schichten unmittelbar über dem Ramsaudolomit liegen. Verfolgen wir nun die Lunzer Schichten weiter gegen SW, so sehen wir, daß deren Mächtigkeit rapid abnimmt. Gleichzeitig wird der Opponitzer Kalk untypisch und verliert sich im Hauptdolomit. Dieser Faziesübergang wurde in Prof. X dargestellt, welches dem rechten Gehänge des Fensterbachgrabens entlang geführt wurde.

Im Dachsbachgraben bildet der Lunzer Sandstein einen noch etwa 50 m breiten Wiesenstreifen, aber der Opponitzer Kalk fehlt bereits.

Vom nächsten Graben, dem Trostlgraben, gegen W bilden die Lunzer Schichten einen nur mehr schwer auffindbaren, sehr schmalen Streifen (Prof. VII—IX) zwischen dem hellen Ramsaudolomit im Liegenden und dem dunkleren Hauptdolomit im Hangenden. Manchmal fehlen die Lunzer Schichten sogar gänzlich (Ostseite des Türnitzer Högers und des Stadlberges), manchmal sind sie durch längere Strecken unterbrochen (Nordseite des Högers).

Erst an der Westseite des Türnitzer Högers und der Grabenalpe erscheinen wieder Kalke mit der Fauna der Opponitzer Kalke in den untersten Hauptdolomit eingelagert (Prof. VI u. Lt. 13), aber es sind keineswegs so typische Opponitzer Kalke wie südöstlich von Kleinzell oder gar in der Lunzer Decke.

Der zwischen Gutensteiner Kalk und Ramsaudolomit vermittelnde, helle „Wettersteinkalk“ läßt sich gegen W bis zur Stadlwand¹⁾ verfolgen, noch weiter im W, also am Weinberg und in der Gruppe des Türnitzer Högers, wird der dunkle geschichtete Muschelkalk an ganz scharfer Grenze vom weißen Ramsaudolomit überlagert (Prof. VI—VIII). Es ist sehr wahrscheinlich, daß diese Grenze hier ziemlich genau der Grenze zwischen anisischer und ladinischer Stufe entspricht. Denn Bittner (12, 14) fand im Gebiete des Türnitzer Höger in den obersten Lagen des dunklen Muschelkalks *Ptychites cf. flexuosus*, das bekannte Leitfossil der Trinodosuszone. Nahe der Obergrenze sind hier an mehreren Stellen (z. B. im Bannwaldgraben südöstlich von Lehenrotte oder im inneren Weichgraben) schwarze Krinoidenkalke, welche gelegentlich Brachiopoden der Decurtatazone führen, in den Muschelkalk eingeschaltet.

Der dunkle Muschelkalk entspricht hier daher nur der anisischen, der weiße Ramsaudolomit der ganzen ladinischen und wahrscheinlich auch einem beträchtlichen Teile der karnischen Stufe, da die wenigen Meter Lunzer Schichten wohl kaum die ganze karnische Stufe repräsentieren.

Auch der unterste Teil des Hauptdolomits gehört sicherlich noch der karnischen Stufe an; man sieht nämlich in der Gegend des Dachsbachgrabens, wie sich die Opponitzer Kalke zwischen den tiefsten Dolomitlagen und der Hauptmasse des Hauptdolomits durch Dolomitischwerden gänzlich in Hauptdolomit verlieren.

1) Östlich vom Bauern Stadl im inneren Andersbachtale.

Die einzige Stelle der Reisalpendecke, wo über dem Hauptdolomit noch sichere Kössener Schichten erhalten geblieben sind, ist der Gipfel des Türritzer Högers¹⁾ (Prof. VI). Es treten hier typische Lithodendronkalke auf. Infolge des südwärts gerichteten Einfallens der Schichten reichen die über dem Hauptdolomit liegenden, wohl größtenteils der rhätischen Stufe angehörigen Kalke am Südabhang des Högers viel weiter (bis zum Sattel zwischen Höger und Stadelberg) herab als am Nordhange.

Die oben erwähnte, scharfe Grenze zwischen Muschelkalk und Ramsaudolomit im Bereiche des Türritzer Högers hat Ampferer (22) veranlaßt, diese Grenze für eine Schubfläche zu halten und anzunehmen, daß die Muschelkalke der Reisalpe, Klosteralpe und der dem Türritzer Höger nördlich vorgelagerten Berge einer höheren Decke angehören als der Ramsaudolomit, von diesem aber sekundär überschoben wurden. Wie sich aus den obigen Ausführungen ergibt, kann die Vorstellung, daß die Reisalpe einer höheren Decke angehört als der Türritzer Höger, keinesfalls zutreffen: denn wenn südöstlich von Kleinzell Muschelkalk und Lunzer Schichten derselben Decke angehören, worüber kein Zweifel bestehen kann, müssen auch weiter im Westen der Muschelkalk der Reisalpe und die Lunzer Schichten südlich vom Sounstein, die wieder denen am Türritzer Höger entsprechen, derselben Decke angehören, da sich alle Schichtglieder ohne Unterbrechung durchverfolgen lassen.

Hingegen ist es sehr wahrscheinlich, daß sich im Gebiete des Türritzer Högers eine Schubbewegung des Ramsaudolomits über den seine eigene Unterlage bildenden Muschelkalk geltend macht. Das Vorhandensein einer solchen Bewegungsfläche ist vor allem dadurch wahrscheinlich, daß in dem Raume zwischen Dickenau und Türritz der Muschelkalk zwischen Werfener Schiefer und Ramsaudolomit gänzlich auskeilt (Fig. 8), so daß bei Türritz der Ramsaudolomit unmittelbar auf Werfener Schiefer zu liegen kommt. Es sieht nämlich nicht so aus, als ob etwa hier auch der auisische Anteil des Muschelkalks durch Ramsaudolomit ersetzt wäre, denn die Grenze zwischen beiden Gesteinen bleibt bis zum Auskeilen des Muschelkalks beim Raxenbacher vollkommen scharf. Daß die Fazies des schwarzen Muschelkalks bei Türritz schon stratigraphisch fehlen sollte, ist schon aus dem Grunde unwahrscheinlich, weil sie gleich westlich von Türritz in großer Mächtigkeit wieder erscheint (vgl. S. 93).

Man hat daher den Eindruck, daß sich bei Türritz der Ramsaudolomit des Türritzer Högers samt den höheren Schichtengruppen an einer sekundären Schubfläche innerhalb der Reisalpendecke über den Muschelkalk seiner eigenen Unterlage selbständig nach N bewegt und dabei den Muschelkalk auf einer Strecke von 3 km im Streichen vollkommen verhüllt hat. (R' in Fig. 8 auf S. 98.)

Abgesehen von dieser Schubfläche und der oben erwähnten Schuppung im Hauptdolomit zwischen Gemeindealpe und Unterberg ist die Reisalpendecke nur durch Brüche gestört. Es seien nur einige Beispiele angeführt: Einer dieser Brüche ist im Bahneinschnitt bei der Haltestelle Moosbach sehr gut aufgeschlossen; südfallender schwarzer Muschelkalk

1) Auch der Stadelberg trägt über dem Hauptdolomit zwei kleine Kalkkappen, welche wahrscheinlich den Kössener Schichten zuzurechnen sind.

grenzt an weißen Ramsaudolomit (Prof. VI). Eine zweite, sehr schön aufgeschlossene Verwerfung, welche gleichfalls Muschelkalk und Ramsaudolomit trennt, quert den beim Kreuztaler in Inner-Fahrafeld am linken Ufer in die Traisen mündenden Graben. Eine dritte Verwerfung schneidet im inneren Weichgraben den Muschelkalk gegen den Hauptdolomit des Türnitzer Högers ab (Prof. VII) usw.

Die Unterbergteildecke der Ötscherdecke.

(Taf. I, Prof. I--IV, VI--XI)

Wie sich bereits aus den Beobachtungen Bittners (12) ergibt, verschwinden die Triasgesteine der Reisalpendecke gegen S neuerlich unter einer mit Muschelkalk beginnenden Schubmasse. Diese Decke möchte ich als Unterbergdecke bezeichnen, da der Unterberg (1341 m) eine ähnliche Stellung nahe am Stirnrand dieser Decke besitzt wie die Reisalpe bei der nächst tieferen Decke. Kober (24) hat diese Decke als II. Schuppe seiner Ötscherdecke bezeichnet.

Der Verlauf der Schubfläche.

Die Überschiebungslinie liegt am Gipfel des Unterberges nahe nördlich unter der Kammlinie (Prof. XI); aber schon 1 km östlich des Gipfels tritt sie auf die Südseite des wasserscheidenden Rückens zwischen Schwarzau und Hallbach über, so daß die ganze Kammlinie der westlichen Unterberggruppe bis zum Jochart der Reisalpendecke angehört¹⁾ (Prof. X).

In dem Raum zwischen dem Hallbach- und Traisental ist der nördliche Teil der Unterbergdecke in zwei Schuppen gespalten (Prof. VIII, IX). Die Schubfläche der nördlicheren Schuppe verläuft knapp unter dem Gipfel des Kiensteines und Buchberges, diejenige der südlichen Schuppe unter den Nordwänden des (Hohenberger) Hegerberges. Leider war es mir noch nicht möglich, die Abzweigungsstelle der beiden Schuppen im Hallbachtale näher zu untersuchen. Es ist aber wohl die Überschiebung an der Basis der nördlichen Schuppe die eigentliche Überschiebung der Unterbergdecke, da sie sich in den Raum westlich des Traisentales fortsetzt, während sich die südliche Überschiebung (Hegerbergsschuppe) in der Gegend des Thoreckerkogels im Ramsaudolomit verliert.²⁾

Das Traisental wird am oberen Ende des Marktes Hohenberg überschritten, so daß der Hügel, welcher die Ruine Hohenberg trägt, bereits der Unterbergdecke angehört. Dann umkreist der Schubrand den Obernberg (1008 m) (Prof. VII) auf der Nord-, West- und Südseite und tritt unmittelbar oberhalb der Haltestelle „In der Bruck“ wieder auf das Ostufer der Traisen zurück. Er folgt nun dem Westgehänge des Bruckner-

¹⁾ Der Abschnitt der Unterbergdecke zwischen dem Ostrande des Blattes und dem Grenzkanal zwischen Hallbach- und Traisental hat zur Zeit der Veröffentlichung dieser Arbeit noch keine Neuaufnahme erfahren. Es werden daher darüber vielleicht noch an anderer Stelle genauere Angaben folgen.

²⁾ In Prof. VIII scheint sich die Hegerbergsschuppe selbst neuerdings in zwei Schuppen zu spalten, da in dem Raum südlich des Moosbachtales der Ramsaudolomit durch zwei wandbildende Züge von weißem, dolomitischem Wettersteinkalk unterbrochen ist.

berges (Punkt 780 der Spezialkarte 1:75.000), überschreitet unterhalb der Lurgenge¹⁾ zum drittenmal die Traisen und erreicht knapp nördlich des Gipfels der Grabenalpe den vom Türnitzer Höger gegen Süden ziehenden Kamm, der die beiden Quellfäler der Traisen trennt (Prof. VI).

Der zwischen der Haltestelle „In der Bruck“ und der Lurgenge unterhalb der Haltestelle „Amt Mitterbach“ gelegene, etwa $2\frac{1}{4}$ km lange Abschnitt des Traisentalles ist somit ein nur durch die 1 km breite Lücke zwischen Obernberg und Grabenalpe gegen NW geöffnetes Halbfenster der Reisalpendecke unter der Unterbergdecke. Der Fensterrahmen wird in sehr wirkungsvoller Weise durch die felsbildenden hellen Wettersteinkalke der Unterbergdecke gebildet. Im Fenster tritt Dolomit der Reisalpendecke zutage, welcher durch den schmalen, N—S verlaufenden, auch an der Straße aufgeschlossenen Zug von Lunzer Schichten von Thorhof in Ramsaudolomit (O) und Hauptdolomit (W) geteilt ist.

Der Hauptmasse der Unterbergdecke ist auf dem vom Stadlberg zum Schusterkogel verlaufenden Kamme, westlich des Punktes 940, eine nur 1 ha große, von dieser Decke durch die Erosion abgetrennte Deckscholle (dunkle Knollenkalke des Muschelkalks auf Hauptdolomit) vorgelagert. (Prof. VII, auf dem Kamme nördlich vom Obernberg).

Von der Grabenalpe an folgt der durch eine auffallende Felsmauer markierte Rand der Unterbergdecke den gegen das Quellgebiet der Türnitzer Traisen abfallenden West- und Nordabstürzen der Paulmauer, Schachneralpe und des Traisenberges (Prof. IV). Nur zwischen der Stadlmauer und dem Sonnkogel springt die Schubfläche nach S ins Unrecht-Traisental zurück; daher gehört ein etwa 1 km langes Kammstück noch den Dolomiten der Reisalpendecke an und bildet den vom Wege Türnitz—St. Ägyd überschrittenen Traisenbergsattel. Der Ramm zwischen Rabenmauer und Wegscheideralm ist wieder ein kleines, gegen W geöffnetes Halbfenster der Reisalpendecke unter der Unterbergdecke. In der östlichen Streichungsfortsetzung dieses Halbfensters dürfte südlich vom Traisenberge sogar ein kleines Fenster liegen (Prof. IV). Das Tal der Walster wird unmittelbar nordwestlich von Ulreichsberg von der Schubfläche gequert; die kurze schluchtartige Enge ist in die Kalke des Nordrandes der Unterbergdecke eingeschnitten. Weiterhin verläuft die Schubfläche dem Nordgehänge des Sulzkogels (Prof. II) und wahrscheinlich auch des Hohecks²⁾ und der Büchleralpe (Prof. I) entlang an den Westrand des Kartenblattes.

1) Die Felsenenge unterhalb des auf der Spezialkarte eingetragenen Haidenhofes.

2) Dort, wo die Überschiebungslinie durch die Auflagerung von Muschelkalk oder Wettersteinkalk auf Ramsau- oder Hauptdolomit gekennzeichnet ist — in weitaus dem längsten Stück der Linie — ist diese ohne Schwierigkeit zu ziehen. Im Erzgraben nördlich vom Sulzberg aber keilt der Ramsaudolomit aus, so daß der Muschelkalk der Unterbergdecke auf denjenigen der Annaberger Decke zu liegen kommt. Ich hatte hier nach der Bittnerschen Aufnahme zunächst vermutet, daß der von Bittner aus dem Erzgraben in das Nordgehänge der Büchleralpe gezogene Zug von Werfener Schiefer die Grenze zwischen beiden Decken bildet. Die Neuaufnahme hat jedoch ergeben, daß die Werfener Schiefer sich nicht über den Sattel zwischen Sulzberg und Büchleralpe nach W fortsetzen, sondern nur auf denjenigen zwischen Hoheck und Gamaienkogel (wohl Galmeikogel?) reichen. Ich halte es daher für wahrscheinlicher, daß das Hoheck noch der Unterbergdecke angehört. Die Muschelkalke des Hohecks sind auch merklich massiger als diejenigen des Galmeikogels.

Die Überschiebung der Unterbergdecke würde sich demnach der ganzen Länge nach durch das Spezialkartenblatt verfolgen lassen.

Wenn tatsächlich Hoheck und Büchleralpe bereits der Unterbergdecke angehören, würde hier diese ohne Zwischenschaltung der Annaberger Decke direkt den Lunzer Schichten des Schmelzfensters (S. 103) aufliegen.

Die Moserkogelgruppe zwischen Großer und Kleiner Lassing besteht aus zwei Schuppen, von denen die nördliche nur Ramsaudolomit über Werfener Schiefen, die südliche (Moserkogel selbst) dunklen Muschelkalk aufweist. Vielleicht entspricht auch hier die südliche Schuppe bereits der Unterbergdecke.

Es wäre auch möglich, daß die in dem Sattel zwischen Josefsberg und Büchler Alpe (an der westlichen Blattgrenze) und „Im Winkel“ sich einstellende Zone von Werfener Schiefen die Muschelkalkmassen in einen tieferen, der Annaberger Decke angehörigen und einen höheren, der Unterbergdecke entsprechenden Abschnitt teilen würde; doch halte ich es für wahrscheinlicher, daß diese Schußfläche schon in der Moserkogelgruppe liegt und es sich hier um eine lokale Schuppenbildung handelt.

Der stratigraphische Aufbau der Unterbergdecke.

Die Trias der Unterbergdecke unterscheidet sich von derjenigen der Annaberger- und Reisalpendecke vor allem dadurch, daß hier die dunklen, dünnplattigen Muschelkalke (Gutensteiner Fazies) eine geringere Rolle spielen als dort. In der Unterbergdecke sind nur die tiefsten Teile als dünnplattiger Gutensteiner Kalk entwickelt, gegen oben gehen diese durch dickbankigere und gleichzeitig hellere Kalke in hellgraue bis weiße Wettersteinkalke über, und diese wieder sind in ihrem oberen Teile dolomitisiert, in Ramsaudolomit verwandelt.

Dünnplattige Gutensteiner Kalke trifft man vor allem am Gipfel des Unterberges selbst, wo sie prächtige Kleinfalten zeigen. Man kann eine deutliche, gegen N gerichtete Antiklinalstirne beobachten, was darauf hindeuten scheint, daß die Unterbergdecke niemals viel weiter nach N gereicht hatte als heute (Prof. XI).

Ferner treten dünnplattige Gutensteiner Kalke, aber nur in geringer Mächtigkeit, am Nordrande der Decke im Eisenbahnschnitt unterhalb der Ruine Hohenberg und am gegenüberliegenden Ufer an der Straße, bei Kilometer 24·7 unterhalb der Lurgenge und am Gipfel der Grabenalpe auf (Prof. VI). Weiter gegen W fehlen in der Regel die dünnplattigen Kalke, die Decke beginnt meist bereits mit hellen, beinahe massigen Kalken. Das gilt insbesondere für die Kette des Traisenberges (Prof. III, IV). Erst an Sulzberg und auf der Büchleralpe (Prof. I) erscheinen wieder dunkelgraue, geschichtete Kalke, aber nicht so dunkel und dünnplattig wie am Unterberg.

Viel verbreiteter als dünnplattige Gutensteiner Kalke sind helle, massige Kalke, die sich mehr oder minder dem Typus des Wettersteinkalks nähern. Da aber ein ganz allmählicher Übergang aus den dünnplattigen, dunklen, in die hellen, massigen Kalke besteht, erscheint die Grenzlinie zwischen Gutensteiner und Wettersteinkalk auf der Karte viel schärfer als in der Natur. Hingegen habe ich versucht, diesen Übergang in den Profilen zum Ausdruck zu bringen. Sehr schön ist dieser Übergang

in der Gruppe des Unterberges selbst zu sehen, wo die Kalke der Falkenleiten- und der Brunntaler Höhe bereits hell und massig sind, ebenso in der Gruppe des Sulzberges und der Büchleralpe, wo die obersten, unter den Ramsaudolomit im S einfallenden Kalke typische, Diploporen führende Wettersteinkalke sind. Am Bodenleitsattel zwischen Büchleralpe und Schindkogel habe ich

Diplopora annulata

aufgefunden (Bestimmung von Prof. Dr. J. Pia), so daß dieser Wettersteinkalk im Gegensatze zu dem des Schwarzenberges schon der ladiuischen Stufe angehören würde.

Auch die Kalke des Traisenbergzuges, besonders der Rabenmauer, sind vorwiegend hell und massig; im Gebiete der Schachneralpe herrschen noch dunklere Farben vor, aber das Gestein ist bereits zu massig, um als Gutensteiner Kalk bezeichnet zu werden. Auch die Kalke des Hohenberger Hegers sind dunkel, aber ziemlich massig, die Streichungsfortsetzung dieser Kalke gegen W jedoch, am Nordgehänge des Hochkogels, schneeweiß und dabei so dolomitisch, daß die Trennung vom Ramsaudolomit nicht leicht ist.

Gegen oben geht der Wettersteinkalk in weißen, grusigen Ramsaudolomit über. Bittner hat alle, südlich des Gutensteiner Kalk—Wettersteinkalkzuges am Nordrande der Unterbergdecke auftretenden Dolomite als Hauptdolomit eingetragen. Außerdem zeichnete Bittner einige Züge von Lunzer Schichten in dem Hauptdolomitgebiete ein. Bei der Neuaufnahme konnte ich nun feststellen, daß sich diese Züge von Lunzer Schichten nicht nur wesentlich weiter verfolgen ließen, als Bittner angegeben hatte, sondern deutlich einen helleren, ungeschichteten, stärker zur Felsbildung neigenden Dolomit (Ramsaudolomit) von einem etwas dunkleren, geschichteten Dolomit (Hauptdolomit) trennen. Die Verfolgung der nur wenige Meter mächtigen Sandsteinzüge in dem dicht bewaldeten Dolomitgebiete war eine äußerst mühevolle und zeitraubende Tätigkeit, sie war aber das einzige Mittel, welches zu einem Verständnis des Gebirgsbaues dieser einförmigen Dolomitgegend führen konnte.

Die mächtige Masse von Ramsaudolomit im Hangenden der Wettersteinkalke des Paulmauer—Traisenbergzuges ist von einer Lage von Lunzer Sandstein bedeckt, welche folgenden Verlauf zeigt: Verhältnismäßig am mächtigsten, aber auch kaum mehr als 40 m mächtig ist der Lunzer Sandstein bei Hintereck südöstlich von St. Ägyd. Hier sind auch -- im Walde westlich dieses Hofes -- Spuren einer ehemaligen Schürftätigkeit zu bemerken. Von hier läßt sich der Zug von Lunzer Schichten, dem Südgehänge des Weyerkogels entlang, in das beim Bahnhof St. Ägyd mündende Weißenbachtal verfolgen. Hier werden die Lunzer Schichten im Hangenden von ebenfalls sehr geringmächtigen Opponitzer Kalken begleitet, in denen bereits Hertle (5, S. 515) Versteinerungen aufgefunden hatte. Die Opponitzer Kalke sind in einem kleinen Steinbruch an der ins Weißenbachtal führenden Straße 1 km oberhalb des Taleinganges aufgeschlossen: wenige Meter schwarzen Kalks und Mergels sind in dem dunklen Dolomit eingelagert, das Fallen ist 40° gegen S gerichtet.

Weiter gegen W ist der Zug von Lunzer und Opponitzer Schichten zunächst unter den Terrassenschottern des unteren Weißenbachtals verborgen und erscheint erst wieder in einem sehr kleinen Aufschlusse unmittelbar südlich von St. Ägyd¹⁾ (Prof. VI), so daß der Klaushofer Berg bereits dem Hauptdolomit zufällt.

Noch weiter gegen W ist der Zug von Lunzer Schichten durch $3\frac{1}{2}$ km unter Terrassenschottern und Schutt verborgen. Vielleicht ist er auch gar nicht vorhanden, so daß Ramsau- und Hauptdolomit ohne Zwischenlage einer Sandsteinschichte aneinandergrenzen. Die Grenze zwischen Ramsau- und Hauptdolomit dürfte jedoch durch die Punkte: Kohleben—Oberort—A. H. (= Mitterhofer Alpe der Karte 1:25.000) bezeichnet sein.

Erst etwa 700 m südlich vom Steinhof erscheint der hier äußerst schmale Zug von Lunzer Schichten wieder und läßt sich über den Sattel zwischen Steinhof und Sonnkogel bis zum Punkt 1059 verfolgen, wo er anscheinend unter dem Ramsaudolomit der Göllerschuppe verschwindet. Von Opponitzer Kalk sind die Lunzer Schichten auf dieser Strecke nicht begleitet. Der Steinhof Kogel gehört somit dem Ramsaudolomit, der Sonnberg dem Hauptdolomit an. Das beweist auch die petrographische Beschaffenheit des Gesteines: am Steinhof Kogel weißer, ungeschichteter, am Sonnkogel grauer, deutlich geschichteter (flach südfallender) Dolomit.

Noch weiter im W konnte die Trennung von Ramsau- und Hauptdolomit zur Zeit der Drucklegung der Arbeit noch nicht durchgeführt werden.

Östlich von Hintereck schneidet der Zug von Lunzer Schichten an einer Querverschiebung plötzlich ab und konnte gleichfalls bisher noch nicht weiter verfolgt werden.²⁾ Wahrscheinlich sind die von Bittner eingetragenen Lunzer Schichten beim Hochreiter (Wittgensteinsches Jagd-schloß Hochreit) die östliche Fortsetzung.

Die Göllerschuppe.

(Prof. IV, VI, VII.)

Der Hauptdolomit der Unterbergdecke wird von S her neuerdings von Wettersteinkalk und Ramsaudolomit überschoben.

Der Wettersteinkalk ist ein heller, massiger, felsbildender Kalk (wie am Traisenberg). Ich konnte ihn vorläufig vom Haselstein bis zum Sauecker Kogel (Prof. VII) verfolgen. Besonders am Haselstein ist er stellenweise außerordentlich reich an gut erhaltenen Diploporen. Nach der Bestimmung von J. Pia (32) ist es *Diplopora annulata*, er gehört somit der ladinischen Stufe an. In den ihn unterlagernden dunkleren Hornsteinkalken fand jedoch Pia *Diplopora philosophi*, weshalb diese der oberanisischen Stufe zugeteilt werden müssen.

¹⁾ Auf dem Rücken, welcher die auf der Spezialkarte beim K von „Klause“ eingetragene Kapelle trägt, aber etwa 300 m nordöstlich der Kapelle.

²⁾ Die von Bittner eingetragene Fortsetzung der Lunzer Schichten von Hintereck bis über den Haselsteinbauer hinaus konnte bei der Neuaufnahme nicht bestätigt werden. Auch hat der Dolomit nördlich vom Haselsteinbauer noch Hauptdolomit-charakter, so daß die Grenze zwischen beiden Dolomiten vermutlich über den tiefen Sattel südlich Mitterbach verläuft.

An der über den Gaisrücken (Sattel 900) führenden Straße ist der Wettersteinkalkzug nur wenige Meter mächtig, an dem durch eine steile Nordwestwand ausgezeichneten Haselstein und besonders an dem steil aufsteigenden Sauecker Kogel (Prof. VII) ist er von größerer Mächtigkeit. Ob der Wettersteinkalk des Größenberges (Prof. IX) die östliche Fortsetzung desjenigen des Haselsteins ist, muß erst näher untersucht werden.

Im Hangenden des Wettersteinkalks folgt weißer, ziemlich mächtiger Ramsaudolomit, der dann ebenso wie der Ramsaudolomit der Unterbergdecke durch einen schmalen Zug von Lunzer Schichten vom Hauptdolomit getrennt wird.

Westlich vom Sauecker Kogel keilt der Wettersteinkalkzug aus, wodurch der Ramsaudolomit der Göllerschuppe unmittelbar auf den Hauptdolomit der Unterbergdecke aufgeschoben ist. Das Vorhandensein der Schubfläche kann daher nur an der verschiedenen Färbung der beiden Dolomite erkannt werden, was kein ganz verlässliches Merkmal ist, da auch der Hauptdolomit hie und da recht licht wird (siehe unten). Der Verlauf der Schubfläche dürfte durch folgende Punkte bezeichnet sein: Grieshof—Sautal—Sattel unmittelbar südlich des Klaushofer Berges—Rubesfang—Kurzental—Schindelhof—Kehrtal bis über Sattelhof hinaus—Punkt 1059. Ob sich die Trennung der Göllerschuppe von der Unterbergdecke auch im Bereiche des Ulreichsberges durchführen läßt, wird sich erst aus den Neuaufnahmen in den nächsten Sommern ergeben.

Die Lunzer Schichten, welche den Ramsaudolomit von dem Hauptdolomit der Göllerschuppe trennen, konnten am Sattel östlich von Zögernitz und dann in ununterbrochenem Zuge aus dem Weißenbachgraben südlich von Unt. Gippel über Luegg und den Sattel zwischen Hochstein und Pollwischkogel (Prof. VI) nach Kernhof verfolgt werden.

Hier sind die Lunzer Schichten zunächst durch $1\frac{1}{2}$ km unter dem Talschutt des Kernhofer Tales verborgen. Dann sind sie wieder in Spuren aufgeschlossen nahe südwestlich vom K des Wortes „Kernhof“ der Spezialkarte. Sie ziehen hier offenbar über die beiden auf der Karte eingezeichneten Gehängeschultern zum Punkte 820, wenn ich sie auch auf dieser Strecke nicht unmittelbar beobachten konnte. Hingegen sind sie wieder in einem Wasserriß etwa 50 m nördlich der Kehre des zur Schindleralpe führenden Weges (nordwestlich der Turmmauer) recht gut aufgeschlossen. Von hier lassen sie sich, allerdings in sehr mangelhaften, oft lange Strecken unterbrochenen Aufschlüssen, an der Nordseite der Punkte 1099 und 1119, aber südlich der Straße in den Bauerngraben verfolgen, wo sie bereits Bittner gesehen hatte. Es gehören somit nur die nordwestlichen Vorlagen des Göller gegen Knollenbals und Sattelhof dem Ramsaudolomit, die ganze Hauptmasse des Berges, auch schon die schön geformte Turmmauer, dem Hauptdolomit an. Tatsächlich zeigt auch der Dolomit des Göller fast überall Schichtung. Es ist fast ausnahmslos flaches, sehr regelmäßiges Südfallen¹⁾ zu beobachten (Prof. IV), so daß man wohl annehmen kann, daß der Hauptdolomit hier tatsächlich eine einheitliche, außerordentlich mächtige Schichtenfolge bildet. Besonders in den mittleren Teilen wird die Farbe bisweilen so hell,

¹⁾ In dem Kar an der Südseite des Göller zwischen dem Hauptgipfel und dem Roßkopf ist das Fallen etwa 10° gegen S gerichtet.

daß das Gestein im Handstück von Ramsandolomit nicht mehr zu unterscheiden ist. In der Gipfelpartie des Gölzer geht der Hauptdolomit bereits in Plattenkalk oder Kössener Schichten über. Es schalten sich nämlich zwischen die Dolomitmassen bereits Bänke von schwarzem Kalk ein, die im Gelände maucrartig hervortreten.

Die weitere Verfolgung der Ramsau- und Hauptdolomit trennenden Zone von Lunzer Schichten in die Gruppe des Schwarzkogels hinein bleibt der Aufnahme im nächsten Sommer vorbehalten.

Über den Hauptdolomit der Gölzerschuppe transgredieren die Gosauschichten unter den Nordwänden des Gippel (Prof. VI). Es sind vorwiegend grobe Konglomerate, welche Blöcke von mehr als Kopfgröße enthalten. Auffallend ist die große Zahl von Hornsteinkalkgeröllen, eines Gesteins, welches gegenwärtig in der ganzen Umgebung fehlt. Infolge des roten Bindemittels fallen die aus Gosauschichten bestehenden Wände und Muschelabrüche schon von Ferne durch ihre rote Farbe auf. Die Gosauschichten nehmen in den Nordwänden des Gippel etwa das Gehänge zwischen 1100 und 1400 m Höhe ein und werden von den flach südwärts einfallenden typischen Dachsteinkalken des Gippelgipfels überschoben (Gippelüberschiebung, Prof. VI).¹⁾ Es zeigt sich ferner, daß die Gosauschichten keine einheitliche Masse bilden, sondern selbst von Schubflächen durchsetzt sind, an denen hier und da auch Hauptdolomit zutage tritt.

Die Gosaukonglomerate sind nicht auf das Nordgehänge des Gippel beschränkt, sondern treten ebenso auch zwischen dem Hauptdolomit der Hofalpe und dem Dachsteinkalk der Pollwischalpe auf, allerdings nur in einer tektonisch arg hergenommenen Quetschzone. Das beweist aber, daß auch bei der Hofalpe der Dachsteinkalk dem Hauptdolomit nicht normal aufliegt, sondern auf diesen überschoben ist.

Ampferer²⁾ hat gezeigt, daß sich diese Überschiebung auch nach O. über den Gipfel des Obersberges bis in die Gegend von Schwarzau verfolgen läßt.

Ob die Gölzerschuppe eine der Unterbergdecke gleichwertige tektonische Einheit oder nur eine untergeordnete Teilung der letzteren darstellt, muß dem weiteren Fortgange der Aufnahmen überlassen bleiben.

Über das gegenseitige Verhältnis von Annaberger, Reisalpen- und Unterbergdecke und das Alter der Überschiebungen.

Die beiden großen Muschelkalkplatten der Reisalpe—Klosteralpe einerseits (Reisalpendecke), der Umräumung des Annaberger Fensters andererseits (Annaberger Decke) scheinen einander auf den ersten Blick nicht

¹⁾ Diese Überschiebung ist schon in Ampferers Profil (22, S. 53) zur Darstellung gebracht. Im Gegensatz zur Eintragung bei Bittner und Ampferer konnte ich — wenigstens unter den Nordwänden des eigentlichen Gippel — zwischen den Gosauschichten und dem Dachsteinkalk keinen Hauptdolomit beobachten.

²⁾ O. Ampferer. Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 96. Bd., Wien 1918, S. 47, Prof. 73.

nur stratigraphisch, sondern auch tektonisch vollständig zu entsprechen, denn beide sind gegen N auf die Lunzer Decke aufgeschoben und werden selbst im S von der Unterbergdecke überschoben.

Wenn man aber die Sache genauer untersucht, sieht man, daß die tektonische Äquivalenz keine vollständige ist, weshalb ich die eine Muschelkalkmasse als Annaberger, die andere als Reisalpendecke bezeichnen habe. Das geht aus folgenden Beobachtungen hervor:

1. Die Reisalpendecke zeigt an ihrem Nordrande eine normal gelagerte (Prof. IV—XI), die Annaberger Decke hingegen eine inverse Schichtenfolge (Prof. I—III).

2. In der Annaberger Decke folgt im Türrnitztale unmittelbar über dem dunklen Muschelkalk, mit diesem stratigraphisch verbunden (S. 94), mächtiger Lunzer Sandstein und Opponitzer Kalk. In der Reisalpendecke tritt diese Fazies nur bei Kleinzell auf, in der der Annaberger Decke benachbarten Gegend (Gruppe des Türrnitzer Höger) dagegen erscheint sehr mächtiger Ramsaudolomit, aber nur sehr wenig mächtiger Lunzer Sandstein. Die beiden Faziesgebiete grenzen bei Türrnitz so schroff aneinander, daß für den Faziesübergang der Raum fehlt.

3. Die Lunzer Schichten der Annaberger Decke werden bei Türrnitz von den Werfener Schichten und dem Ramsaudolomit der Reisalpendecke überschoben (Fig. 8). Die Reisalpendecke ist also die höhere Einheit.

An der Nordseite des Traisentalles bei Türrnitz ist die Überschiebung des (von Spuren zerriebenen Werfener Schiefers unterlagerten) Ramsaudolomits der Reisalpendecke auf den Lunzer Sandstein der Annaberger Decke noch sehr deutlich (Fig. 8).

Nördlich der Einmündung des Türrnitzbaches in die Türrnitzer Traisen verschwindet jedoch diese Überschiebungsfläche unter den hier leider sehr breiten Talalluvionen.

An der Südseite des Türrnitztales, beim Hause Spittelberg,¹⁾ steht in der Streichungsfortsetzung der oben erwähnten Werfener Schiefer eine Spur grünlichen, an Haselgebirge erinnernden Tones an der Grenze zwischen dem Lunzer Sandstein der Annaberger Decke und Muschelkalk an. Letzterer fällt bei den Schildbachhöfen flach gegen SO unter den Ramsaudolomit des Punktes 727 ein. Wenn man also — was mir sehr wahrscheinlich vorkommt — annimmt, daß diese Spur von Haselgebirgston die Lage der Überschiebungsfläche der Reisalpen- über die Annaberger Decke andeutet, so hat erstere hier bereits wieder — wie von Dickenau gegen O — Muschelkalk in ihren Schichtbestand aufgenommen.

In dem Raume zwischen Probstreith und Berghof erscheinen neuerdings sichere Werfener Schiefer, und mit diesen in Verbindung — wie bereits Bittner festgestellt hat — merkwürdigerweise aus der Tiefe fensterartig emporgeschleppte Aptychenkalke²⁾ und graue Flecken-

¹⁾ Nur auf der Karte 1:25.000, etwa 600 m westlich der mit 457 kotierten Mündung des Türrnitzbaches in die Türrnitzer Traisen.

²⁾ Leider ist diese interessante Gegend äußerst ungünstig aufgeschlossen. Am besten sind noch die Aptychenkalke und die Werfener Schiefer an dem rot markierten Weg zur neuen Naturfreundehütte am Eibenberg zu sehen, und zwar unmittelbar oberhalb des Berghofes. Von den Fleckenmergeln sieht man nur Blöcke zwischen Berghof und Probstreith.

mergel, die Bittner für Lias hielt (Prof. IV). Wir treffen also hier an der Schubfläche der Reisalpendecke ähnliche Schollen wie zwischen Reisalpe und Rotenstein (S. 114) oder wie die Schuhsholle von Kössener Schichten bei Kleinzell (S. 113).

Weiter gegen SW ist es nicht mehr möglich, in der großen einheitlichen Muschelkalkmasse des Eibelberges eine Trennungslinie zwischen Annaberger und Reisalpendecke aufzufinden,¹⁾ wozu vielleicht auch der fast völlige Mangel an Aufschlüssen in dieser Gegend beiträgt.

Daß die Reisalpendecke der tertiären Orogenese angehört, ist über jeden Zweifel erhaben. Sieht man doch, daß fast auf der ganzen Strecke von Kleinzell bis Türritz Gosauschichten unter die Reisalpendecke oder die tieferen, an der Basis dieser Decke mitgeschleppten Zwischenschuppen einfallen. Das westlichste Gosauvorkommen, welches deutlich von der Reisalpendecke überschoben wird, ist dasjenige des Punktes 720 nördlich von Türritz.

Hingegen ist das Alter der Annaberger Decke nicht mit solcher Sicherheit festzustellen. Für ein vorgosaisches Alter der Decke sprechen:

1. Das völlige Fehlen sicherer²⁾ Gosauschichten unter dieser Decke, sowohl am Außenrande bei Schwarzenbach als in den Fenstern bei Annaberg und Gösing, was um so auffallender ist, als östlich von Türritz Gosauschichten am Schubrände der Reisalpendecke so häufig sind.

2. Die Reisalpendecke geht nächst Dickenau derart glatt über den Schubränd der Annaberger Decke auf die Lunzer Decke hinweg, daß die Annaberger Decke unbedingt älter und sogar bereits eingeebnet sein mußte, als sich die Reisalpendecke heranbewegte.

3. Die Gosauschichten im Raume nördlich von Türritz transgredieren mit bedeutendem Diskordanzwinkel auf die Gesteine der Annaberger Decke (Prof. IV), so daß mindestens die internen Störungen in der Stirnpartie dieser Decke vorgosaisch sein müssen.

Für das tertiäre Alter hingegen:

1. die Tatsache, daß die Annaberger Decke im innersten Pielachtale zweifellos jünger ist als die Falten der Lunzer Decke, da diese von der Deckenüberschiebung abgeschnitten werden (Prof. I, II),

2. die Tatsache, daß die Annaberger Decke in ihrer ganzen Erscheinung der Reisalpendecke so ähnlich ist und von dieser — wie oben ausgeführt wurde — anscheinend auch unvollständig getrennt ist.

Soviel läßt sich jedenfalls sagen, daß die Annaberger Decke jünger als die Falten der Lunzer und älter als der jüngste Vorstoß der Reisalpendecke ist. Ob sie einer älteren tertiären Phase als die Reisalpen-

1) Unmittelbar südöstlich vom Gipfel des Eibelberges trifft man eine Spur Werfener Schiefer, in denen das unterhalb Gstettenhof mündende Bächlein entspringt. Es läßt sich schwer entscheiden, ob diese Werfener Schiefer mit denen bei Gstettenhof (am Rande des Annaberger Fensters) oder mit denen bei Berghof in näheren Zusammenhang zu bringen sind.

2) Wohl treten am Überschiebungsrände des Schmelzfensters (S. 103) Spuren einer feinkörnigen Breccie an, doch ist es nicht sicher, ob es sich da um Gosauschichten, Cenoman oder sogar nur um eine Reibungsbreccie handelt.

decke oder einer jüngeren vorgosauischen Phase¹⁾ als die Falten der Lunzer Decke angehört, wage ich nicht zu entscheiden. Höchstwahrscheinlich vorgosauisch ist die liegende Falte, durch deren Mittelschenkelriß die Annaberger Decke entstanden ist.²⁾

Auch die S. 111 erwähnte Tatsache, daß sich unter der Reisalpendecke, aber über der Schwarzkogelschuppe (z_1), die wohl einmal die Stirnpartie der Reisalpendecke bildete, noch eine Schuppe z_2 befindet, die nach ihrer Fazies ursprünglich der Lunzer Decke angehörte, ist nur als zweiphasiger Vorgang verständlich (Fig. 13 auf S. 137.). Es wäre daher sehr wohl denkbar, daß die Schubfläche z_1 in den Prof. VI bis X der Annaberger Decke des W entspricht. Es ist wahrscheinlich, daß sie sich später bei dem Vorschube der eigentlichen Reisalpendecke neuerdings in Bewegung setzte, was jedoch in Fig. 13 der Einfachheit halber nicht berücksichtigt wurde.

Vielleicht kann man daher das Verhältnis der beiden Schubmassen zueinander am besten folgendermaßen charakterisieren: Annaberger und Reisalpendecke bildeten ursprünglich eine einheitliche Decke. Die durch den Riß des Mittelschenkels aus einer liegenden Falte entstandene primäre Decke³⁾ (Annaberger Decke) wurde etwa an der Linie: nördlich Brandmauer—nördlich Hühnerkogel—Gscheidsattel in ihrem Vordringen gegen N aufgehalten, worauf ein etwas hinter der Stirn gelegener Teil der Annaberger Decke in dem Raume östlich von Türnitz als selbständige Reisalpendecke gegen N weiterwanderte und die Stirnteile der Annaberger Decke samt Stücken der Lunzer Decke als „Zwischenschuppen“ an ihrer Basis mitschleppte.

Die Reisalpendecke hat bei ihrer Bewegung gegen N zweifellos auch die unter ihr liegende Lunzer Decke beeinflußt. So beginnen besonders die äußeren, auf Blatt „St. Pölten“ gelegenen Faltenzüge der Lunzer Decke etwa im gleichen Meridiane, in dem das Vordringen der Reisalpendecke einsetzt, stärker nach NO umzuschwenken, u. zw. derart, daß sie in dem Raume zwischen Eschenau und Traisen die Frankenfelder Decke gänzlich verhüllen.

Bei der Reitmulde und der Überschiebungslinie der Hohensteinschuppe geschieht dieses Vordringen nach N in gewaltsamerer Weise, indem an der Zögersbacher Blattverschiebung (S. 71) der östliche Teil dieser tektonischen Elemente um etwa 1 km gegen N verschoben ist. Das deutet natürlich darauf hin, daß die Überschiebung der Hohensteinschuppe älter ist als die Überschiebung der Reisalpendecke.

Die beiden südlichsten bei Türnitz noch freiliegenden Synklinalen der Lunzer Decke, die Eisenstein- und die Seilerriegelmulde, werden weiter

1) Etwa: Falten der Lunzer Decke = vorcenoman (austrische Phase Stilles), Überschiebung der Annaberger Decke = nachcenoman, aber vorgosauisch (subherzynische Phase Stilles).

2) Ich befinde mich da in bester Übereinstimmung mit A. Spitz (Die nördlichen Kalkketten zwischen MÖdling- und Triestingbach. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1919, S. 115, Nr. 4).

3) welche noch die Antiklinalwölbung der liegenden Falte zeigt, aus der sie entstanden ist.

im O von der vordringenden Reisalpendecke überschoben. Dabei wird in dem Raume zwischen dem Thorecker Graben und dem Ratzeneck der obere Teil der Seilerriegelmulde (Prof. VI), im Traisental (Prof. VII) und nördlich des Muckenkogels (Prof. VIII) überdies noch der Südschenkel der Eisensteinmulde an der Taverner Überschiebung (S. 75) nach N verschleppt.

Die beiden Einbuchtungen im Nordrande der Reisalpendecke, die schmalere Freiländer Bucht zwischen Schatzingauauer (Punkt 833) und Muckenkogel, die breitere Wiesenbachtalbuch zwischen Klosteralpe und Hehenberg scheinen nicht durch ein lokales Zurückbleiben der Reisalpendecke,¹⁾ sondern erstere bloß durch die tief einschneidende Erosion des Traisentales, letztere im Sinne von H. Vettters (29, S. 274) durch eine der Überschiebung nachfolgende quere Aufwölbung und darauffolgende Erosion hervorgerufen zu sein. Vettters hat bereits darauf hingewiesen, daß man diese Queraufwölbung besonders gut an dem Verlaufe des Werfener-Schiefer-Bandes zwischen dem Traisental und Kleinzell verfolgen kann. Auf diese Queraufwölbung ist auch die höhere Lage der Basis des Ramsaudolomits im Föhrensteinkamme (Prof. VII) im Vergleich mit derjenigen in der Moosbachrotte (Prof. VI), ferner der Querbruch im oberen Weichgraben zurückzuführen, an welchem der Ostflügel (Muschelkalk) gegenüber dem Westflügel (Hauptdolomit) gehoben erscheint. Südlich der Linie Furthof—Kumpfmühle macht sich diese Queraufwölbung nicht mehr bemerkbar.

Es soll noch die Grenze zwischen der Muschelkalkmasse des Eibellberges und Kalten-Kuchel-Berges und des großen Ramsaudolomitgebietes von Traisenbach näher betrachtet werden.

Die Grenze zwischen Muschelkalk und Ramsaudolomit folgt zwischen den Schildbachhöfen und dem Bruckhof in der Weidenau im allgemeinen der Fürnitzer Traisen und dem Retzbache, doch tritt die Grenze bald auf das linke, bald auf das rechte Ufer über. Auf der ganzen Strecke, besonders deutlich aber in dem Raume zwischen den Strobelhöfen und dem Bruckhof, beobachtet man ein flaches bis mittelsteiles Einfallen der Muschelkalke gegen O unter den Ramsaudolomit. Es besteht also kein Zweifel, daß sich der letztere im Hangenden des Muschelkalks befindet.²⁾

¹⁾ Ich habe zuerst (26) an ein solches Zurückbleiben der Reisalpendecke im Raume des obersten Wiesenbachtales, bzw. an ein Vordringen im Raume der Klosteralpe gedacht, um damit die Verschleppung der Ebenwaldmulde über die Gaisgrabenmulde (Prof. IX) und die Klosteralpe Blattverschiebung (S. 71) zu erklären. Nun muß aber die Überschiebung der Ebenwaldmulde über die Gaisgrabenmulde bereits vorgosauischer Entstehung sein, da die Gosauschichten der Hintereben von dieser Überschiebung gar nicht betroffen werden; sie kam daher nicht mit der Bewegung an der Reisalpendecke in Zusammenhang gebracht werden. Auch die Klosteralpe Blattverschiebung scheint älter als die Reisalpendecke zu sein.

²⁾ Besonders spricht für die Lage des Ramsaudolomits im Hangenden des Muschelkalks die Tatsache, daß sich jener westlich vom Kienbiegl bis auf den Gipfel 663 (beim O von „Rotte“ der Spezialkarte) hinaufzieht (Prof. IV), während unmittelbar nördlich und südlich dieses Gipfels der Muschelkalk bis ins Tal reicht.

Südlich von Bruckhof ändern sich die Verhältnisse. Hier tritt der Retzbach aus der romantischen Schlucht des „Eisernen Tores“ hervor, welche in hellen, ungeschichteten Wettersteinkalk eingeschnitten ist. Am Nordausgange der Schlucht sieht man den schwarzen, dünnplattigen Muschelkalk der Kalten Kuchel flach gegen SO unter den Wettersteinkalk einfallen. Auch im ganzen Ostgehänge des Kalten-Kuchel-Berges kann man das Einfallen der Muschelkalke unter den Wettersteinkalk beobachten.

Ferner erscheint beim Bruckhof ein schmaler Zug von Werfener Schiefer, der sich durch den hier von W in den Retzbach mündenden Graben bis auf den Sattel südlich der Ebenbauernspitze verfolgen läßt. Ich vermute, daß diese Werfener Schiefer das Vorhandensein einer lokalen, steilen Überschiebung andeuten, an der die schwarzen,

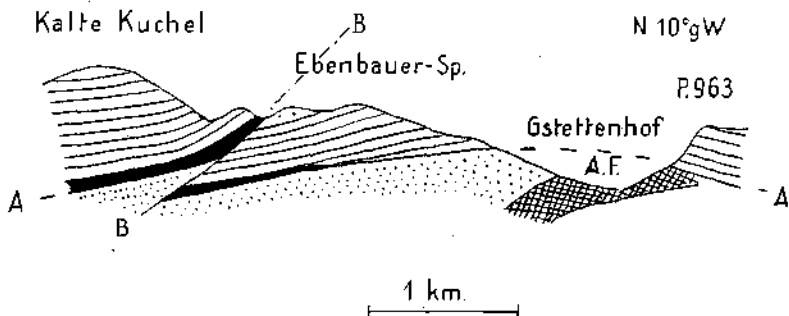


Fig. 12. Profil durch das Annaberger Fenster bei Gstettenhof.

A = Überschiebung der Annaberger Decke, B = Bruckhofer Überschiebung, A. F. = Annaberger Fenster. Signaturen wie auf Taf. I.

dünnplattigen Muschelkalke des Kalten-Kuchel-Berges auf diejenigen der Ebenbauernspitze aufgeschoben sind, die eine kleine Kuppe von Ramsadolomit tragen (Bruckhofer Überschiebung in Fig. 1 und 12). Die Bruckhofer Überschiebung ist auch noch in dem Raume östlich des Retzbachgrabens zu bemerken, wo die Wettersteinkalke des Westgrates des Heidensteins (Punkt 883 der Karte 1:25.000) auf nördlich darunter hervortretenden Ramsadolomit aufgeschoben sind.

Gegen SO ist die Schubmasse des Kalten-Kuchel-Berges durch einen NO-SW streichenden senkrechten Bruch gegen das angrenzende Ramsadolomitgebiet abgeschnitten. Da dieser Bruch etwas unterhalb des kleinen Gasthauses Reiftaler das Retzbachtal unter schieferm Winkel schneidet, könnte man ihn als Reiftalerbruch bezeichnen. Daß es sich hier um eine echte Verwerfung handelt, ergibt sich schon aus dem geraden Verlauf der Linie. Besonders deutlich ist die Bruchnatur dieser Linie bei dem hoch über dem Retzbachgraben auf einer Terrasse gelegenen Bauernhause¹⁾ zu sehen. Der Muschelkalk des Westflügels ist hier an der Linie steil gegen SO herabgebogen, woraus sich schon ergibt, daß der Ostflügel gesenkt ist.

¹⁾ Beim letzten „n“ des Wortes „Innereben“ der Spezialkarte.

Sehr eigenartig und kompliziert sind die geologischen Verhältnisse im innersten Quellgebiete des Retzgrabens. Der Retzbach bildet sich durch Vereinigung dreier Quellbäche nächst dem Jagdhaus Innereben (Bleichhaus der Spezialkarte). Der östlichste Quellbach entspringt in dem gegen W geöffneten Halbfenster unter der Unterbergdecke (S. 119) zwischen den Wettersteinkalkmassen der Gaissteinmauer (1231) und Rabenmauer (1050) und durchbricht dann in einer kurzen Klamm die synklynal von oben her in den Ramsaudolomit eingefaltete, zur Unterbergdecke gehörige Wettersteinkalkmasse der Rabenmauer. Der mittlere, östlich des Burgstall gelegene Bach hat ein verhältnismäßig breites Tal, da er in Ramsaudolomit fließt. Der westliche Quellbach hingegen entspringt zwar in dem Ramsaudolomitgebiet nordöstlich des Gaschkogels, durchbricht aber dann in einer zugänglich gemachten, prächtigen Klamm (Falkenschlucht) eine Wettersteinkalkmasse, die sich bis zum Gipfel des Burgstall emporzieht und unter welcher unterhalb der eigentlichen Klamm an zwei Stellen Ramsaudolomit fensterartig hervortaucht. Diese Kalkmasse liegt genau in der Streichungsfortsetzung der Rabenmauer und ist daher wohl auch als eine stark versenkte Deckscholle der Unterbergdecke aufzufassen.¹⁾

Das Alter der Unterbergdecke ist erst östlich außerhalb des Blattes „Schneeberg—St. Ägyd“ mit Sicherheit festzustellen. Die Unterbergdecke entspringt nämlich der Schönschuppe von Spitz (S. 134), und diese ist am Schönberg und Mitterriegel (in der östlichen Hoheckgruppe) auf die Gosauschichten des Mittagskogels aufgeschoben.²⁾ Wir können daher auch die Überschiebung der Unterbergdecke der tertiären Orogenese zuweisen.

Es ist übrigens auch möglich, daß Breccien, welche unter der Überschiebungsfläche der Unterbergdecke bei Hohenberg auftreten, als Gosauschichten aufzufassen sind. Es sind feine Dolomitbreccien, die hie und da auch dunkle Kalke enthalten. Man trifft solche Breccien z. B. am Beginn des Weges von Hohenberg auf die Bergerhöhe³⁾ oder am Wege vom Hasler zum Obernberg.⁴⁾ Ich möchte aber ausdrücklich betonen, daß es unsicher ist, ob diese Breccien wirklich Gosauschichten sind oder zum Muschelkalk⁵⁾ gehören oder Reibungsbreccien darstellen.

1) Der Falkenschluchtbach durchfließt unterhalb der eigentlichen Klamm, knapp vor der Vereinigung mit dem mittleren Quellbäche, neuerdings eine ganz kurze, klammartige Enge im Wettersteinkalk, welcher gegen W durch eine scharfe, NNO—SSW streichende Verwerfung begrenzt ist. Es ist dies wahrscheinlich wieder der Reiftaler Bruch.

2) Vgl. die geologische Spezialkarte, Blatt „Wiener Neustadt“, und das Prof. 15 bei Spitz „Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach“.

3) „Am Berg“ der Spezialkarte.

4) In Profil VII habe ich diese Breccien unter der Deckscholle des Obernberges mit Vorbehalt als Gosauschichten eingetragen.

5) An der Stadlmauer bei St. Ägyd treten ähnliche Breccien zwischen dem dünnplattigen, dunklen Muschelkalk und dem hellen, wandbildenden Wettersteinkalk auf. Hier wird man wohl am ehesten an ein stratigraphisches Niveau im Muschelkalk denken müssen.

Ampferers Deutung der Tektonik auf Blatt „Schneeberg— St. Ägyd“.

O. Ampferer hat auf Grund der Bittnerschen Karte und einiger kursorischer Begehungen eine tektonische Deutung des hier beschriebenen Gebietes versucht, welche von der meiner Darstellung zugrunde gelegten Koberschen Synthese wesentlich abweicht. Ampferer hat seine Ansicht in zwei Profilen, einem Querprofil, welches im wesentlichen die Lage meines Prof. VI hat (22, S. 53), und einem Längsprofil (20, S. 219) zur Darstellung gebracht.

Die in diesen Arbeiten ausgesprochene Ansicht über den Bau der Traisentaler Kalkalpen läßt sich folgendermaßen kurz formulieren: 1. Sämtliche Muschelkalk- und Wettersteinkalkmassen, also diejenigen der Kloster- und Reisalpe, diejenigen um das Annaberger Fenster, der Unterberg-Traisenberg-Sulzberg-Zug, der Größenberg und der Haselstein-Saueckerkogel-Zug sind als höhere Decke auf die großen Dolomitmassen dazwischen aufgeschoben. 2. Diese Muschelkalk-Wettersteinkalk-Massen hingen ursprünglich mit der Lunzer Decke im N zusammen, während der Ötscher der tieferen, hauptsächlich aus Dolomit aufgebauten Decke angehört. Daher liegt die Ötscherdecke unter der Lunzer Decke,¹⁾ das Lunzer Faziesgebiet ist südlich des Ötscherfaziesgebietes abgelagert. 3. Diese riesige Deckenüberschiebung ist von vorgosauischem Alter. Im Tertiär wurde ihr eine zweite Überschiebungstektonik aufgeprägt, welcher z. B. die Reisalpenüberschiebung angehört. Auch das Einfallen der Muschelkalkmasse der Kloster- und Reisalpe unter das südlich folgende Dolomitgebiet ist auf eine solche jüngere Überschiebung zurückzuführen.

Ich habe nun bei meinen Aufnahmen keine für diese Synthese sprechenden Tatsachen aufgefunden, im Gegenteil eine Reihe von solchen, welche dagegen sprechen:

Ad. 1.

a) Daß die großen Muschelkalkmassen der Reisalpe und Klosteralpe von den südlich anstoßenden Ramsaudolomitmassen nicht tektonisch getrennt werden können, wurde bereits Seite 117 gezeigt.

b) Daß sich aber auch die Muschelkalkmasse um das Annaberger Fenster nicht im Hangenden der Dolomitmasse des Türnitzer Höger befindet, ergibt sich daraus, daß sie im Traisen- und unteren Retzbachtale gegen diese nach O einfällt (S. 128). Aber auch im oberen Retzhachtale, wo beide durch einen Bruch getrennt sind, ist der Ostflügel der gesunkene (S. 129). Gegen eine Vereinigung der Muschelkalkmasse um das Annaberger Fenster mit derjenigen des Traisenberges spricht auch, daß erstere vorwiegend dünnplattiger Gutensteiner Kalk, letztere fast nur heller, massiger Wettersteinkalk ist.

c) Wenn die Muschelkalkmassen um das Annaberger Fenster dem Dolomitgebiet des Türnitzer Höger aufgeschoben wären, müßten im Annaberger Fenster die Gesteine des Türnitzer Höger wieder

¹⁾ Wenn mir auch bekannt ist, daß Ampferer gegenwärtig an dieser Ansicht nicht mehr festhält, so ist es doch nötig, sie an dieser Stelle zu besprechen, da diese Hypothese publiziert ist.

erscheinen. Das ist nun durchaus nicht der Fall. Die im Annaberger Fenster zutage tretende Trias ist durch typische Lunzer Fazies: sehr mächtigen Lunzer Sandstein und das Fehlen des Ramsaudolomits ausgezeichnet, während der Türnitzer Höger sehr mächtigen Ramsaudolomit und nur geringmächtige Lunzer Schichten aufweist. Man vergleiche die Prof. I--III mit den Prof. V und VI.

d) Auch der das Kartenblatt der ganzen Länge nach durchziehende Muschelkalk-Wettersteinkalk-Zug des Unterberges, Traisenberges und Sulzberges zeigt nicht die freischwebende Lagerung, welche Ampferer in dem Profil in 22 zeichnet, sondern ist eine dem nördlich angrenzenden Dolomit aufgeschobene, unter den südlich benachbarten Dolomit einfallende Gesteinsplatte. Überall ist nur an der Nordseite eine deutliche Überschiebung zu sehen. Besonders an der Büchleralpe und am Sulzberg, aber auch an der Stadlmauer bei St. Ägyd ist dieses mittelsteile Einfallen gegen S deutlich wahrzunehmen, dem am Südrande des Kalkzuges kein Nordfallen entspricht. Auch die besonders im Unterbergzuge und an der Büchler Alpe sehr deutliche Erscheinung, daß der dünnplattige Muschelkalk im nördlichen, der ein höheres Niveau darstellende Wettersteinkalk im südlichen Teile des Kalkzuges erscheint, spricht gegen eine freischwebende Lagerung. Auch würde man, wenn das Dolomitgebiet im N und im S der Schachner Alpe zusammengehören würde, erwarten, daß die Züge von Lunzer Schichten, welche nördlich der Schachner Alpe und südlich von Torhof unter der Muschelkalkmasse verschwinden, im S wieder hervortauchen. Dies ist nicht der Fall; der Lunzer Schichtenzug südlich von St. Ägyd verläuft dem Muschelkalkzug annähernd parallel (S. 121). Am ehesten noch könnte man an der in Ampferers Profil tatsächlich dargestellten Stelle, im Traisental zwischen Aint Mitterbach und St. Ägyd, zur Vorstellung einer freischwebenden Lage des Muschelkalkzuges gelangen, da hier die Alluvien des Traisentales den Kontakt zwischen Wettersteinkalk und Ramsaudolomit verhüllen. Aber schon am markierten Wege von St. Ägyd auf die Schachner Alpe steigt der Ramsaudolomit bis über 800 m Seehöhe auf dem Wettersteinkalk empor, so daß er sich nur in dessen Hangenden befinden kann. Die die Umgebung meist bedeutend überragende orographische Höhe des Kalkzuges ist nur auf die schwerere Verwitterbarkeit des Kalkes gegenüber dem Dolomit zurückzuführen.

e) Auch die in Ampferers Profil südlich von St. Ägyd eingetragene Kalkmasse, die nur der Sauecker Kogel sein kann, ist bloß an der Nordseite auf mittelsteil südfallenden, dunklen Hauptdolomit aufgeschoben, während der südlich angrenzende Dolomit typischer, weißer Ramsaudolomit ist. Also bildet auch diese Kalkmasse keinen freischwebenden Deckenrest, sondern ist gleichfalls eine gegen S unter den Dolomit einfallende Kalkplatte. Allerdings ist das Einfallen nicht direkt zu sehen da der Kalk ungeschichtet ist.

f) Ferner sind die beiden Faziesgebiete, die Muschelkalk-Wettersteinkalk-Fazies und die Ramsaudolomitfazies keineswegs so scharf voneinander getrennt, daß es aus diesem Grunde nötig wäre, sie verschiedenen Decken zuzuweisen. Besonders der Wettersteinkalk des Traisenbergzuges

wird bisweilen so hell und dolomitisch, daß die Trennung von Ramsaudolomit gar nicht leicht ist. Die Wettersteinkalke der Deckscholle des Obernberges gehen an einer Stelle in ganz typischen Ramsaudolomit über.

Auch auf Blatt „Gaming—Mariazell“ konnte ich Übergänge zwischen beiden Fazies beobachten. Der dunkle, dünnplattige Muschelkalk, über den der Lassingfall bei Wienerbruck hinabstürzt, geht gegen oben über dunklen Dolomit in hellen Ramsaudolomit über. An den Ufern des Lassingstausees bei Wienerbruck zeigt der dunkle Dolomit an einer Stelle noch knollige Schichtflächen und enthält Hornstein, ein Beweis, daß er ein umgewandelter Reiflinger Kalk ist.

Ad. 2.

g) Es ist nirgends mehr ein ungestörter Zusammenhang zwischen den Muschelkalkmassen der Reis- und Klosteralpe und denen um das Annaberger Fenster mit der eigentlichen Lunzer Decke vorhanden, sondern sie sind überall durch eine Überschiebung von ihr getrennt. Es ist daher ein Beweis unmöglich, daß sie früher derselben Decke angehört haben.

h) Wie sich aus Prof. X. ergibt, vollzieht sich der Faziesübergang aus der Lunzer Fazies in die Dolomitfazies in der Richtung von N gegen S. Die Lunzer Fazies ist daher nördlich der Dolomitfazies abgelagert worden. Nach Ampferers Hypothese aber müßte die Lunzer Fazies ursprünglich südlich der Dolomitfazies des Ötschers, ja sogar südlich derjenigen Gesteine abgelagert worden sein, welche den heutigen Südrand der Kalkalpen bilden. Dafür aber haben wir keinen Anhaltspunkt. Die Aflenzler Fazies zeigt zwar gegen S an Mächtigkeit zunehmende Reingrabener Schiefer, aber keinen Lunzer Sandstein und vor allem keinen Hauptdolomit.

Ad. 3.

i) Nach 22, S. 53, müßte die Überschiebung des Muschelkalkes des Unterbergzuges auf die Dolomitmassen von vorgosauischem Alter sein. Wie aber S. 130 gezeigt wurde, ist diese Überschiebung höchstwahrscheinlich von tertiärem Alter.

Fortsetzung der tektonischen Zonen gegen O und W.

a) gegen Osten.

Die Frankenfesler Decke verschwindet nach der von Bittuer aufgenommenen geologischen Karte, Blatt „St. Pölten“, südöstlich von Hainfeld unter dem hier bis an die Flyschzone herangeschobenen Hauptdolomit der Lunzer Decke. Nach Spitz läßt sie sich noch als schmaler Jurastreifen bis in die Gegend von Kaumberg verfolgen. Wie Spitz¹⁾ gezeigt hat, ist die Kobersche Zurechnung der beiden äußersten tektonischen Zonen des Höllensteinzuges, der Randantiklinale und Liesingmulde, zur Frankenfesler Decke unberechtigt. Die Fleckenmergelfazies im

¹⁾ A. Spitz. Die nördlichen Kalkketten zwischen Mödling- und Triestingbach. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1919, S. 90.

Lias spricht nicht für Köber, da sie schon in der Gegend zwischen Hainfeld und Kaumberg auf die Lunzer Decke übergreift.

Die im Meridian von Türnitz 10 km, im Meridian der Reisalpe 8 km, im Meridian von Kleinzell 6 km breite Lunzer Decke verschmälert sich an der Grenze der beiden Kartenblätter „St. Pölten“ und „Baden—Neulengbach“ auf weniger als 1 km Breite.

Sie besteht hier nur aus einer einzigen Triasantiklinale, der Höcherbergantiklinale von Spitz, während die südlich anschließende, mit Juragesteinen erfüllte Ölbergmulde größtenteils von Gosauschichten zugedeckt ist. Die Ölbergmulde ist aber nichts anderes als die vereinigte Ebenwald- und Wendelgupfmulde. Da sich nach den Untersuchungen von Spitz die Ölbergmulde bei Sittendorf in die Flößlmulde und Liesingmulde teilt, so entspricht in gewissem Sinne die Seilerriegel-Ebenwald-Mulde der Flößlmulde, die Eisenstein-Wendelgupf-Mulde der Liesingmulde des Höllensteinzuges. Dieser rein tektonischen Parallelsierung entspricht jedoch nicht die Lage dieser Gebiete in der Geosynklinale; denn die Fazies der Liesingmulde entspricht derjenigen der Frankenfeser Decke. Die Faltenachsen laufen also nicht den Faziesgrenzen parallel, sondern bilden mit diesen einen sehr spitzen, gegen W geöffneten Winkel.

Die Verschmälerung der Lunzer Decke gegen O erfolgt teils durch engeren Zusammenschub der Falten, teils dadurch, daß die äußeren Zonen der Reihe nach an der Überschiebung der Lunzer über die Frankenfeser Decke in die Luft austreichen.

Die Reisalpendecke ist mit der Hocheckschuppe von Spitz und Kobers Hoheck-Kieneck-Scholle identisch (24, S. 52). Sie läßt sich nach den Untersuchungen von Spitz bis über Alland nach NO verfolgen.¹⁾

Der Muschelkalk-Wettersteinkalk-Zug am Nordrande der Unterbergdecke läßt sich, wie ein Blick auf die von Kossmat aufgenommene geologische Spezialkarte, Blatt „Wiener Neustadt“ und die tektonische Übersichtskarte von Spitz zeigt, bis nahe an das Triestingtal verfolgen. Es besteht daher kein Zweifel, daß die Unterbergdecke mit der Schönschuppe von Spitz oder der Unterberg-Almeshrunn-Scholle Kobers (24, S. 52) identisch ist.

Ob die Göllerschuppe der Dürre Wand-Mandling-Schuppe Kobers entspricht, wird erst nach der Neuaufnahme der Gegend um Rohr am Gebirge besprochen werden können.

b) gegen Westen.

Die Verfolgung der einzelnen Zonen gegen W ist viel schwieriger durchzuführen, da die geologische Spezialkarte, „Blatt Gaming-Mariazell“, bei weitem nicht die Verlässlichkeit besitzt wie die ausgezeichneten Karten von Spitz im O.

Am besten sind wir noch über den weiteren Verlauf der Überschiebung der Lunzer über die Frankenfeser Decke unterrichtet — hier gibt vor allem Trauths Karte²⁾ Aufschluß.

¹⁾ Siehe die tektonische Übersichtskarte bei A. Spitz, Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1919, Taf. II.

²⁾ Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1921, Taf. IV.

Sonst aber kann ich nur einige Vermutungen aussprechen, deren Richtigkeit von der Verlässlichkeit der geologischen Karte abhängt; denn eigene Begehungen konnte ich westlich des Erlaf gar nicht, östlich nur in der Umgebung von Wienerbruck und Gösing ausführen.

Die zur Annaberger Decke gehörige Deckscholle der Brandmauer endet im W frei, hoch über dem Erlafal — westlich des Erlaf scheint die Annaberger Decke nach der geologischen Karte keine Fortsetzung mehr zu haben, sondern gänzlich denudiert zu sein.

Von besonderer Bedeutung ist natürlich die tektonische Stellung des Ötschers. Der Ötschergipfel ist eine im allgemeinen flach gelagerte Dachsteinkalkplatte, welche einer mächtigen Dolomitserie (Ramsau-¹⁾ + Hauptdolomit) aufgesetzt ist. Diese Dolomitmasse ist zweifellos die westliche Fortsetzung der großen Dolomitmasse südlich der Bächleralpe und des Sulzberges, welche dort der Unterbergdecke angehört. Die Unterbergdecke wäre somit die eigentliche Ötscherdecke.

Der Ötscher wäre somit nicht direkt mit den Brandmauern (Annaberger Decke) zu verbinden, sondern würde einer etwas höheren Schuppe angehören, wodurch sich der nicht unbeträchtliche Faziesunterschied erklären würde (Fig. 9).

Es scheint zunächst auffallend, daß an der Überschiebung im Anger- und Erlafal die Annaberger Decke zwischen der Unterberg- und Lunzer Decke fehlen würde. Wenn man aber annimmt, daß die Annaberger Decke älter ist als die Unterbergdecke (S. 124—130), so ist es ohne weiteres möglich, daß erstere bereits denudiert war, als die Unterbergdecke herangeschoben wurde.

Eine eigenartige Schwierigkeit bietet die Werfener Schieferantiklinale von Trübenbach. Diese Werfener scheinen zunächst die Fortsetzung derjenigen im großen und kleinen Lassingtal zu sein, welche zweifellos der Ötscherdecke, und zwar wahrscheinlich teilweise der Anaberger, teilweise der Unterbergdecke²⁾ angehören. Noch an der Bahnlinie zwischen Gösing und Station Annaberg fällt der Wettersteinkalk der Lunzer Decke gegen die Werfener Schiefer im Angertal ein³⁾ und auch noch unterhalb von Gösing scheint der Werfener Schiefer den Lunzer Sandstein der Lunzer Decke zu überschieben und selbst von dem SW fallenden Dolomit des Kollerberges überlagert zu werden (Fig. 9, mittleres Profil). Jenseits des merkwürdigen Querriegels Schießwand-Teufelsriegel⁴⁾ ändern sich die Verhältnisse. Die Werfener Schiefermasse von Trübenbach fällt nämlich einerseits nach N unter die flach nordwärts fallenden Muschelkalke der Lunzer Decke; andererseits unter die Dolomite des Ötschers ein, so daß man eine normale Antiklinale vor sich zu haben scheint (Fig. 9, oberes Profil). Es wird wohl nichts anderes übrigbleiben als anzunehmen, daß hier der Ötscher auf eine bis auf die Werfener Schichten geöffnete Antiklinale der Lunzer Decke aufgeschoben ist.

1) Die geologische Karte wirkt hier insofern irreführend, als die mächtige Ramsaudolomitmasse östlich vom Ötscher mit der Farbe des Muschelkalks bezeichnet ist. Von der ganzen mit *tm* bezeichneten Fläche östlich vom Ötscher ist nur ein kleiner Teil in der Umgebung von Josefsberg Gutensteiner und Reiflinger Kalk, die Hauptmasse jedoch Dolomit.

2) Siehe Prof. I.

3) Siehe das Falzzeichen auf der geologischen Karte nordöstlich von Reith.

4) Dieser Querriegel besteht aus einem dunkelgrauen (wohl anisischen?) flach nordfallenden Dolomit. Mit der Muschelkalkmasse von Ameskogl (Lunzer Decke) ist er nicht im Zusammenhang, sondern durch eine Störung, an der eine Spur Werfener Schiefer zutage tritt, getrennt. Ich halte ihn am ehesten für eine an Brüchen versenkte Scholle der Ötscher- (Unterberg-) Decke.

Zur Frage der Schubweite der Decken der Traisentaler Kalkalpen.

A. Bittner stellte sich im Jahre 1893 vor, daß in Prof. XI, welches etwa dem Profile bei Bittner (11, S. 333) entspricht, die steil süd-fallende Schichtenfolge nördlich von Kleinzell der inverse Mittelschenkel derselben schiefen Falte war, deren Hangendschenkel in der flach süd-fallenden Schichtenfolge der Gemeindealpe erhalten ist. Die Kleinzeller Überschiebung wäre dann lediglich eine Aufschiebung des Hangendschenkels dieser Falte auf ihren eigenen Mittelschenkel. Bittner berechnet daraus die Schubweite zu 3 km. Natürlich mußte ihm bei Annahme einer so geringen Schubweite das Auftreten der Kössener Schichten bei Kleinzell rätselhaft bleiben; es ist ganz verständlich, daß er zur Vorstellung einer Transgression der Kössener Schichten auf den Lunzer Sandstein gelangt ist.

Hingegen hat Kober im Jahre 1926 eine Schubweite der Ötscherdecke auf die Lunzer Decke von 18 km angenommen,¹⁾ Staub zieht in seinem Prof. 1 die Lunzer Decke bis an den Südrand der Kalkalpen durch.²⁾

Ein Blick auf die Prof. VI—XI zeigt, daß eine so geringe Schubweite der Reisalpendecke, wie sie Bittner angenommen hatte, ganz ausgeschlossen ist. Haben wir nun Anhaltspunkte dafür, daß die Schubweite der Reisalpendecke so groß war, wie Kober und Staub annehmen?

Zunächst muß daran erinnert werden, daß gerade bei Kleinzell der nördliche Teil der Reisalpendecke noch typische Lunzer Fazies aufweist, daß also aus der Faziesverschiedenheit der beiden Decken eine größere Schubweite nicht hergeleitet werden kann.

Für die Schätzung der Mindestschubweite der Reisalpendecke eignet sich besonders Prof. VIII. Wir haben hier mindestens³⁾ drei parallele Schubflächen vor uns, die eigentliche Reisalpendecke *R* und die darunter liegenden Schubflächen *Z*₁ und *Z*.

Für die eigentliche Reisalpendecke *R* kommt in Betracht, daß die Muschelkalke der Schwarzkogelschuppe, welche nördlich vom Muckenkogel unter der Werfener Schiefer der Reisalpendecke einfallen, noch 5 km weiter südlich, im Dürntal südöstlich vom Rotenstein, unter diesen Werfener Schiefen zum Vorschein kommen. Die sichtbare Schubweite der Schubfläche *R* würde somit 5 km betragen.

Der unter der Schubfläche *Z*₁ gelegene Hauptdolomit läßt sich bis zum Punkt 762 im innersten Wiesenbachtal, also etwa 4 km weit nach S verfolgen, so daß die sichtbare Schubweite der Fläche *Z*₁ etwa 4 km betragen würde.

Die unter der Schubfläche *Z* liegenden Gosauschichten lassen sich gleichfalls tief hinein ins innerste Wiesenbachtal, etwa 3½ km weit nach S verfolgen — sichtbare Schubweite daher 3½ km.

1) 24, Taf. I, Prof. 1.

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

3) Wahrscheinlich ist außerdem die Auflagerungsfläche des Aptychenkalks auf dem Hauptdolomit eine Schubfläche, die hier der Einfachheit halber vernachlässigt wird.

Für alle drei Schubflächen zusammen würde sich daher eine sichtbare Schubweite von 12,5 km ergeben. Die sichtbare Schubweite aber ist sicherlich noch nicht die mögliche Mindestschubweite. Einen Versuch, die Mindestschubweite zu rekonstruieren, stellt Fig. 13 dar.

Zunächst muß berücksichtigt werden, daß an der Stirn der Decke wohl ein Stück bereits durch die Erosion entfernt wurde. Allerdings glaube ich nicht, daß nördlich vom Muckenkogel bereits ein großes Stück der Reisalpendecke oder der Zwischenschuppen fehlt, zumal da die wohl ältere Annaberger Decke noch stellenweise bis zu ihrem Stirnrande erhalten ist. Wenn aber, wie S. 127 gezeigt wurde, Z_1 der Annaberger Decke entspricht, ist es wahrscheinlich, daß diese auch hier wie im W eine Stirnwölbung besaß. Diese wurde in Fig. 13 unteres Profil ergänzt.

Außerdem müssen alle drei Schubflächen weiter nach S in den Berg hineinreichen, als direkt zu sehen ist. Wenn wir — um möglichst kleine Beträge zu erhalten — annehmen, daß die untere Muschelkalkmasse (Schwarzkogelschuppe) unmittelbar südlich vom Dürntale ihr südliches Ende hat, an welchem sie einst an den Muschelkalk des Muckenkogels anstieß, so erhalten wir als Mindestschubweite für R aus Prof. VIII $6\frac{1}{2}$ km.

Die Liasschubsetzen unter den Werfener Schiefen des Dürntales müssen aus dem Raume südlich vom Süden der unteren Muschelkalkmasse hergeschoben sein. Daher muß die Schubfläche Z_1 bis mindestens südlich vom Dürntale reichen. Wenn die Schubsetzen der Lunzer Decke entstammen, beträgt nach Fig. 13 unteres Profil die Schubweite von Z_1 mindestens 9 km, wenn aber der Frankenselzer, wofür ihre an Grestener Schichten erinnernde Fazies spricht, nur $6\frac{1}{2}$ km.¹⁾ Von den Gosauschichten unter der Schubfläche Z möchte ich glauben, daß sie so weit nach S reichen wie die Gosauschichten zwischen Reisalpe und Staff; dadurch würde sich für Z eine Mindestschubweite von 5 km ergeben.

Ich möchte daher glauben, daß die Muschelkalke des Muckenkogels vor Eintritt der Überschiebungen mindestens 19—21 km südlich des Lias des Kolm gelegen waren. Die Zahl scheint zunächst mit der Schubweite bei Kober übereinzustimmen; doch besteht der Unterschied, daß sich nach meiner Auffassung die Schubweite nicht auf eine, sondern auf mindestens drei Schubflächen verteilt, so daß doch die Lunzer Decke nicht so weit nach S reichen muß, als Kober annimmt.

Es ist natürlich ohne weiteres möglich, daß die Schubweite größer war als die oben genannte Entfernung; aber es besteht andererseits auch gar keine Notwendigkeit, eine wesentlich größere Schubweite anzunehmen.

¹⁾ Dabei wurde angenommen, daß die Schubsetzen wegen der stärkeren Reibung gegen den liegenden Muschelkalk im Vergleich mit derjenigen gegen den hangenden Werfener Schiefer gegen die Schubmasse R (Reisalpendecke) relativ zurückblieben (Fig. 13, oberes Profil). Selbstverständlich müssen die auch zwischen Z_1 und R gelegenen Schuppen Z_2 und Z_3 des Staff auf jeden Fall der Lunzer Decke entnommen sein.

Auch bei der Annaberger Decke kann man eine Schätzung der Schubweite vornehmen. Würde man nur das eigentliche Annaberger Fenster kennen, so würde man nicht daran zweifeln, daß die in diesem Fenster aufgeschlossene verkehrte Schichtenfolge der inverse Mittelschenkel der liegenden Falte ist, aus welcher sich die Annaberger

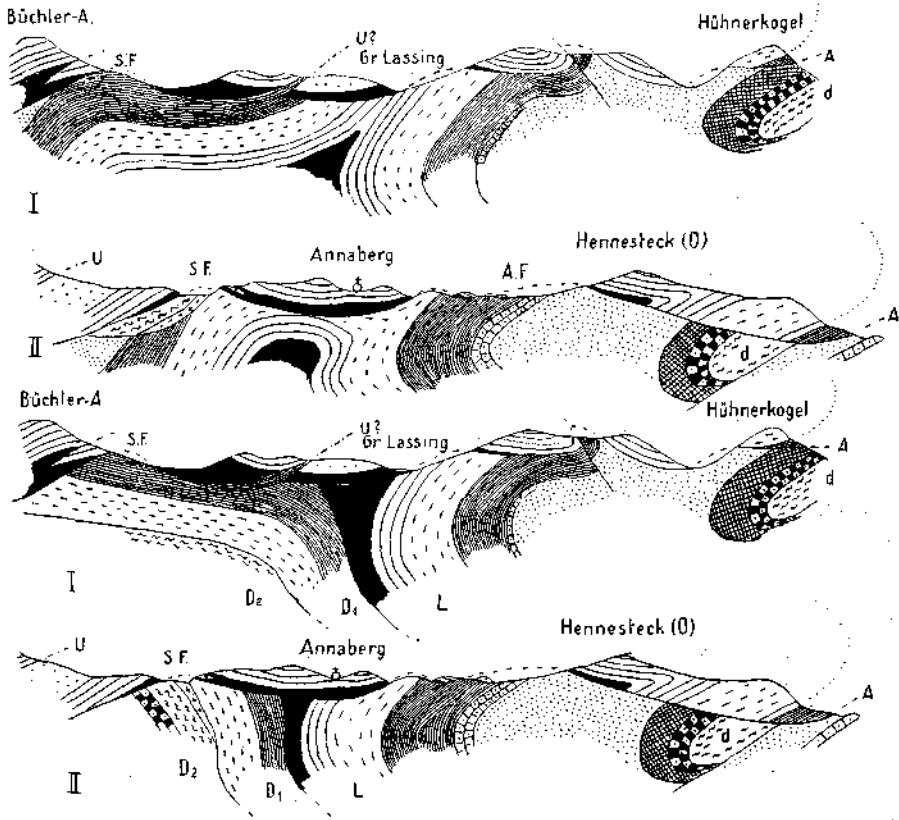


Fig. 14. Zwei Versuche einer regionaltektonischen Deutung des Schmelzfensters.

Die beiden oberen Profile zeigen hypothetische Ergänzungen der Profile I und II (Taf. I) für den Fall, daß der Jura des Schmelzfensters der Lunzer Decke angehört, die beiden unteren Profile, falls er einer tieferen als der Lunzer Decke angehört. In den beiden unteren Profilen bedeuten *L* Lunzer Decke, *D*₁ und *D*₂ zwei unter der Lunzer Decke liegende Decken. Die Signaturen sind dieselben wie auf Taf. I, ebenso die übrigen Abkürzungen.

Decke entwickelt hat. In Prof. III wäre der Lunzer Sandstein am Nordabhang des Schlegelberges mit demjenigen unter dem Hartstein einst in unmittelbarer Verbindung gewesen, die Schubweite der Annaberger Decke würde hier $6\frac{1}{2}$ km, in Prof. II 4 km, in Prof. I nur mehr 3 km betragen.

Nun aber treten merkwürdigerweise im Schmelzfenster südlich — also scheinbar im Liegenden — des Muschelkalks der im Annaberger und Mühlfelder Fenster aufgeschlossenen inversen Serie anscheinend sehr mächtige Lunzer Sandsteine (Prof. I), Wettersteinkalk und Juragesteine (Prof. II) zutage.

Hier sind zwei Deutungen möglich (Fig. 14):

1. Die verkehrte Serie im Annaberger Fenster hat nichts mit der liegenden Falte zu tun, aus der sich die Annaberger Decke entwickelt hat, sondern ist der Nordschenkel einer schiefen Antiklinale in der Lunzer Decke, auf die südlich noch eine Synklinale folgt, welche sogar einen Jurakern enthält. Dieser Faltenbau wäre bei der Überschiebung der Annaberger über die Lunzer Decke nicht ungestört geblieben, sondern es hätte sich eine Schuppe (Gleitbrett) aus dieser Synklinale gebildet und wäre zwischen der Lunzer und Annaberger Decke nach N mitgeschleppt worden. In diesem Falle wäre natürlich die Schubweite der Annaberger Decke wesentlich größer als $6\frac{1}{2}$ km, man müßte sie mindestens auf 12 km schätzen (Fig. 14, die zwei oberen Profile).

2. Die verkehrte Serie im Annaberger Fenster ist wirklich der Mittelschenkel der liegenden Falte, aus welcher die Annaberger Decke entstanden ist. Hingegen gehören die im Schmelzfenster zum Vorschein kommenden Gesteine zwei unter der Lunzer Decke liegenden Decken an. Vielleicht könnte man bei D_1 an eine nicht bis ins Pielachtal reichende Zwischendecke zwischen der Lunzer und der Frankenfelder, bei D_2 an die Frankenfelder Decke selbst denken.¹⁾ Für diese Deutung könnte man anführen, daß im Profil von Trübenbach (Fig. 9, oberes Profil) bereits die Werfener Schichten der Lunzer Decke aufgeschlossen sind, so daß ein nur um wenig tieferer Erosionseinschnitt schon den Untergrund der Lunzer Decke bloßlegen würde. In diesem Falle wäre die Schubweite der Annaberger Decke im Prof. III tatsächlich nur $6\frac{1}{2}$ km,²⁾ in den Prof. II und I 4 und 3 km, hingegen diejenige der Lunzer auf die Frankenfelder Decke größer als $14\frac{1}{2}$ km (Entfernung Frankenfeld-Juragesteine des Schmelzfensters) (Fig. 14, die zwei unteren Profile).

Ich wage es vorläufig nicht, mich für eine der beiden Lösungen definitiv zu entscheiden. Doch scheint mir sowohl bei Prof. VIII als bei den Prof. I und II die zweite Lösung, daß die Juragesteine aus der Frankenfelder Decke stammen, eher das rasche Verschwinden der Annaberger Decke gegen W verständlich zu machen. Es könnte dann in Fig. 9, oberes Profil, der Wettersteinkalk der Brandmauer mit dem Reiflinger Kalk der Ochsenburg in Verbindung gebracht werden (punktierte Linie). Allerdings müßte dann die Überschiebung der Lunzer Decke über D_1 und D_2 älter sein als die Überschiebung der Annaberger Decke, was sich nur dann mit den Befunden bei Frankenfeld in Übereinstimmung bringen ließe, wenn die dortige Oberkreide Cenoman ist.

Für eine Schätzung der Mindestschubweite der Unterbergdecke eignen sich am besten die Prof. VI und VII. Sie beträgt etwa 6—7 km (Entfernung der Deckscholle am Stadelbergkamm in Prof. VII von St. Ägyd).

¹⁾ Diese Möglichkeit habe ich bereits in dem Vorberichte, 27 angedeutet.

²⁾ Was auffällig mit der sich aus Figur 13 ergebenden Schubweite von $6\frac{1}{2}$ km übereinstimmen würde.

Östlich und westlich dieser Profile dürfte die Schubweite eher geringer werden. Es ist daher die Schubweite der Unterbergdecke auf die Annaberger, bzw. Reisalpendecke — wenigstens im O — geringer als die Schubweite der beiden letzteren auf die Lunzer Decke.

Zum Schlusse sei die Frage besprochen, ob man die Annaberger, Reisalpen- und Unterbergdecke im Sinne von Kober zu einer höheren Einheit — Ötscherdecke — vereinigen darf. Die verhältnismäßig flache Lagerung dieser drei Einheiten im Vergleich mit dem lebhaften Faltenbau der Lunzer Decke, die auf geringere Störungen in der austrischen Phase der Gebirgsbildung hindeutet, und die größere Schichtenmächtigkeit sprechen für eine solche Vereinigung. Ob man aber die Unterbergdecke, wie es Kober annimmt, nur als eine untergeordnete Schuppe der Ötscherdecke auffassen darf oder in ihr eine der Annaberger und Reisalpendecke wenigstens annähernd gleichwertige Überschiebung sehen soll, hängt — wie sich aus obigen Ausführungen ergibt — wesentlich davon ab, welche Herkunft man für den Jura des Schmelzfensters und der Schuppen unter der Reisalpendecke annehmen will. Rechnet man sie zur Lunzer Decke, so ist Kobers Ansicht berechtigt, wenn aber zur Frankenfelder Decke, so ist die Schubweite der Annaberger Decke nachweisbar nicht größer als diejenige der Unterbergdecke.

Literaturverzeichnis.¹⁾

1. 1851. J. Czjžek. Die geologische Beschaffenheit der Gebirge zwischen Gutenstein und Kirchberg an der Pielach. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, IV. Bd., 1. Heft, S. 183—185.
2. — F. v. Hauer. Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, IV. Bd., 4. Heft, S. 718, 727, 731, 735, 741, 742.
3. 1864. K. Peters. Über einige Krinoidenkalksteine am Nordrande der österreichischen Kalkalpen. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, XIV. Bd., S. 149—158.
4. 1865. M. V. Lipold. Das Kohlengebiet in den nordöstlichen Alpen. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, XV. Bd., S. 67—121.
5. — L. Hertle. Lilienfeld—Bayerbach. Geologische Detailaufnahme in den nordöstlichen Alpen zwischen den Flußgebieten der Erlaf und Schwarza. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, XV. Bd., S. 451—552.
6. — M. V. Lipold. Trias und rhätische Formation in der Umgebung von Kirchberg an der Pielach. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, S. 55—57.
7. — M. V. Lipold. Lias, Jura und Neokom in der Umgebung von Kirchberg an der Pielach. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, S. 88—90.
8. 1866. M. V. Lipold. Geologische Spezialaufnahmen der Umgegend von Kirchberg und Frankenfels in Niederösterreich. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, XVI. Bd., S. 149—170. Mit 1 Profiltafel.
9. 1871. D. Stur. Geologie der Steiermark, S. 229, 239, 244—245, 251—257, 283—285, 393, 480.

¹⁾ In dieses Verzeichnis wurden nur solche Arbeiten aufgenommen, welche sich auf den hier beschriebenen Teil des Spezialkartenblattes „Schneeberg—St. Ägyd“ beziehen; andere Arbeiten wurden unterhalb des Textes als Fußnoten angegeben.

10. 1882. A. Bittner. Die geologischen Verhältnisse von Hernstein in Niederösterreich, S. 49, 64—69, 84—86, 92—97, 115—117, 199, 217, 299.
11. 1893. A. Bittner. Aus dem Schwarza- und dem Hallbachtale. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, S. 327—338.
12. 1894. A. Bittner. Aus dem Gebiete des Traisenflusses, den Umgebungen von Freifand, Hohenberg und St. Ägyd am Neuwald. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, S. 250—253.
13. — A. Bittner. Aus dem Gebiete des Traisenflusses, den Umgebungen von Lehenrott, Türnitz und Annaberg. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, S. 278—282.
14. — A. Bittner. Aus dem Gebiete des Traisenflusses; Petrefaktenfunde, insbesondere im Muschelkalke des Traisengebietes. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, S. 379—385.
15. 1896. A. Bittner. Über die geologischen Aufnahmsarbeiten im Gebiete der Traisen, der steyrischen Salza und der Pielach während des Sommers 1896. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, S. 331—335.
16. — A. Bittner. Geologisches aus dem Pielachtale nebst Bemerkungen über die Gliederung der alpinen Trias. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, S. 385—395.
17. 1898. A. Bittner. Über zwei neue Fundstellen der *Posidonomya alpina* in den niederösterreichischen Kalkalpen. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, S. 216.
18. 1901. A. Bittner. Aus den Kalkvoralpen des Traisentalles, den Umgebungen von Lilienfeld und St. Veit an der Gölsen. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, S. 153—168.
19. 1912. L. Kober. Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 88. Bd., S. 360—368.
20. 1922. O. Ampferer. Über morphologische Arbeitsmethoden. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, S. 217—222.
21. 1923. L. Kober. Bau und Entstehung der Alpen. Verlag Gebrüder Bornträger, S. 169—178 (wörtliche Abschrift aus 19).
22. 1924. O. Ampferer. Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. 2. Teil, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 74. Bd., S. 53.
23. 1925. E. Spengler. Aufnahmsbericht. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, S. 19.
24. 1926. L. Kober. Geologie der Landschaft um Wien. Verlag J. Springer, S. 50—52.
25. — W. Petrascheck. Die Steinkohlen der Alpen. Zeitschrift des oberschlesischen berg- und hüttenmännischen Vereins in Kattowitz, S. 521, 522.
26. — E. Spengler. Aufnahmsbericht. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, S. 18—21.
27. — K. Barth, Einiges von den Erzvorkommen bei und um Annaberg in Niederösterreich. Montanistische Rundschau. XVIII. Jahrg. S. 329—330.
28. 1927. E. Spengler. Aufnahmsbericht. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, S. 52—54.
29. — H. Vettors. Über geologische Beobachtungen im Wiesenbachtale bei St. Veit an der Gölsen und einige Gedanken über den Bau der benachbarten Flyschzone. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, S. 265—277.
30. — M. Müllner. Die Paulinenhöhle bei Türnitz. Natur- und höhlenkundliche Führer durch Österreich, X. Bd.
31. — M. Müllner. Karsterscheinungen in den Traisentaler Kalkalpen. Blätter für Naturkunde und Naturschutz. 14. Jahrg. S. 2—6.
32. — J. Pia. Neue Beobachtungen über die geologische Verbreitung fossiler Kalkalgen. 2. Gegend östlich St. Ägyd am Neuwald. Anzeiger der Akademie der Wissenschaften. 64. Jahrg. Nr. 14.
33. 1928. E. Spengler. Aufnahmsbericht. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1. Heft.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung	53
Die Frankenfesler Decke	55
Stratigraphie	55
Tektonik	57
Die Lunzer Decke	59
Tektonische Übersicht	59
Die Loicher Schuppe	62
Die Hammermühlenschuppe	64
Die Reitehmulde	66
Die Hohensteinschuppe	68
Blattverschiebungen und Faltungen in der Hohensteinschuppe	71
Die Eisensteinmulde	72
Die Schwarzenbacher Schuppe	75
Die Seiferriegelmulde	76
Die Fuchsrriegelschuppe und die Pielachursprungmulde	81
Die Falten der Lunzer Decke in dem Raume zwischen der Gosauplatte der Hintereben und dem Hallbachtale bei Kleinzell	83
Überblick über den Jura und das Neokom der Frankenfesler und Lunzer Decke	86
Die Gosauschichten und das Alter der Faltung in der Lunzer Decke	89
Die Annaberger Teildecke der Ötscherdecke und die Annaberger Fenster	93
Die Annaberger Decke	93
Stratigraphie	93
Tektonik	94
Die mutmaßliche Fortsetzung der Annaberger Decke in den Raum nördlich von Türritz	97
Die Fenster in der Annaberger Decke	99
1. Das Fenster von Annaberg	99
2. Das Fenster von Mühlfeld	102
3. Das Schmelzfenster	103
4. Das Gösinger Halbfenster	105
Die Reisalpendeckeldecke der Ötscherdecke	108
Der Schubrand der Reisalpendeckeldecke und die Zwischenschuppen zwischen Lunzer und Reisalpendeckeldecke	108
Der innere Bau der Reisalpendeckeldecke	114
Die Unterbergteildeckeldecke der Ötscherdecke	118
Der Verlauf der Schubfläche	118
Der stratigraphische Aufbau der Unterbergteildeckeldecke	120
Die Göllerschuppe	122
Über das gegenseitige Verhältnis von Annaberger, Reisalpen- und Unterbergteildeckeldecke und das Alter der Überschiebungen	124
Amperfers Deutung der Tektonik auf Blatt „Schneeberg—St. Ägyd“	131
Fortsetzung der tektonischen Zonen gegen O und W	133
Zur Frage der Schubweite der Decken der Traisentaler Kalkalpen	136
Literaturverzeichnis	141

Erklärung zu Tafel L

Die Prof. I—XI sind Querprofile, nur das Prof. III α ist in bezug zum Hauptstreichen der Schichten ein Längs-, in bezug zum lokalen Streichen jedoch teilweise auch ein Querprofil. Der nördlichste, auf Blatt „St. Pölten“ gelegene Teil des Prof. VIII wurde wegen Platzersparung links vom übrigen Teil dieses Profiles angebracht; ein Hereinrücken des ganzen Profiles gegen links wurde vermieden, um die Beziehungen zu den Nachbarprofilen nicht zu stören. Das von Vettters (29) aufgenommene Profil der linken Talseite des Wiesenbachtals ist die nördliche Fortsetzung des Prof. IX; doch reicht dieses etwa bis zum Fiedlerstaler Graben bei Vettters. Wie sich aus den Angaben der Weltgegenden ergibt, sind die Prof. I—XI nicht vollständig parallel und verlaufen teilweise in gebrochener Linie; die Knickungsstellen sind genau angegeben. Die östlichsten Profile wurden stärker NW—SO geführt, um bei dem hier bereits beginnenden Einschwenken des Streichens in die karpathische Richtung den Charakter von Querprofilen zu behalten.

Tektonische Bezeichnungen auf den Profilen:

<i>K</i>	=	Überschiebung der Kalkalpen über die Flyschzone
<i>L</i>	=	„ „ Lunzer Decke über die Frankenfesler Decke
<i>Iα</i>	=	„ „ Hammermühlschuppe (in IV Hammermühl-Antiklinalen)
<i>II</i>	=	„ „ Hohensteinschuppe
<i>III</i>	=	„ „ Schwarzenbacher Schuppe
<i>IV</i>	=	„ „ Fuchsrriegelschuppe
<i>A</i>	=	„ „ Annaberger Decke
<i>T</i>	=	„ „ Taverner Schuppe ¹⁾
<i>Z—Z₃</i>	=	„ „ Zwischenschuppen unter der Reisalpendecke ²⁾
<i>R</i>	=	„ „ Reisalpendecke
<i>B</i>	=	„ „ Bruckhofer Schuppe
<i>U</i>	=	„ „ Unterbergdecke ³⁾
<i>Gδ</i>	=	„ „ Gällerschuppe
<i>Gt</i>	=	Gipfelüberschiebung
<i>a</i>	=	Reitelmulde
<i>b</i>	=	Eisensteinsmulde
<i>c</i>	=	Seilerriegel- und Ebenwaldmulde
<i>d</i>	=	Pielachursprungmulde
<i>AF</i>	=	Annaberger Fenster unter der Annaberger Decke
<i>MF</i>	=	Mühlfelder „ „ „ „ „
<i>SF</i>	=	Schmelz- „ „ „ „ „

In Profil VI wurden die Beobachtungen am Westabhange des Kammes Türitzer Hüger—Paulmayer, in Prof. VIII diejenigen am Ostgehänge des Kammes Klosteralpe—Rotenstein hineinprojiziert. Die in Prof. VII unter dem Hochkogel eingetragene Mulde *c* samt den über diese transgredierenden Gosauschichten sieht man an der Westseite des Hochkogels unter die Schwarzkogelschuppe einfallen, die Werfener Schiefer der Schwarzkogelschuppe hingegen sind gegenüber vom Ostabhang des Hochkogels im Traisental aufgeschlossen. (S. 109.)

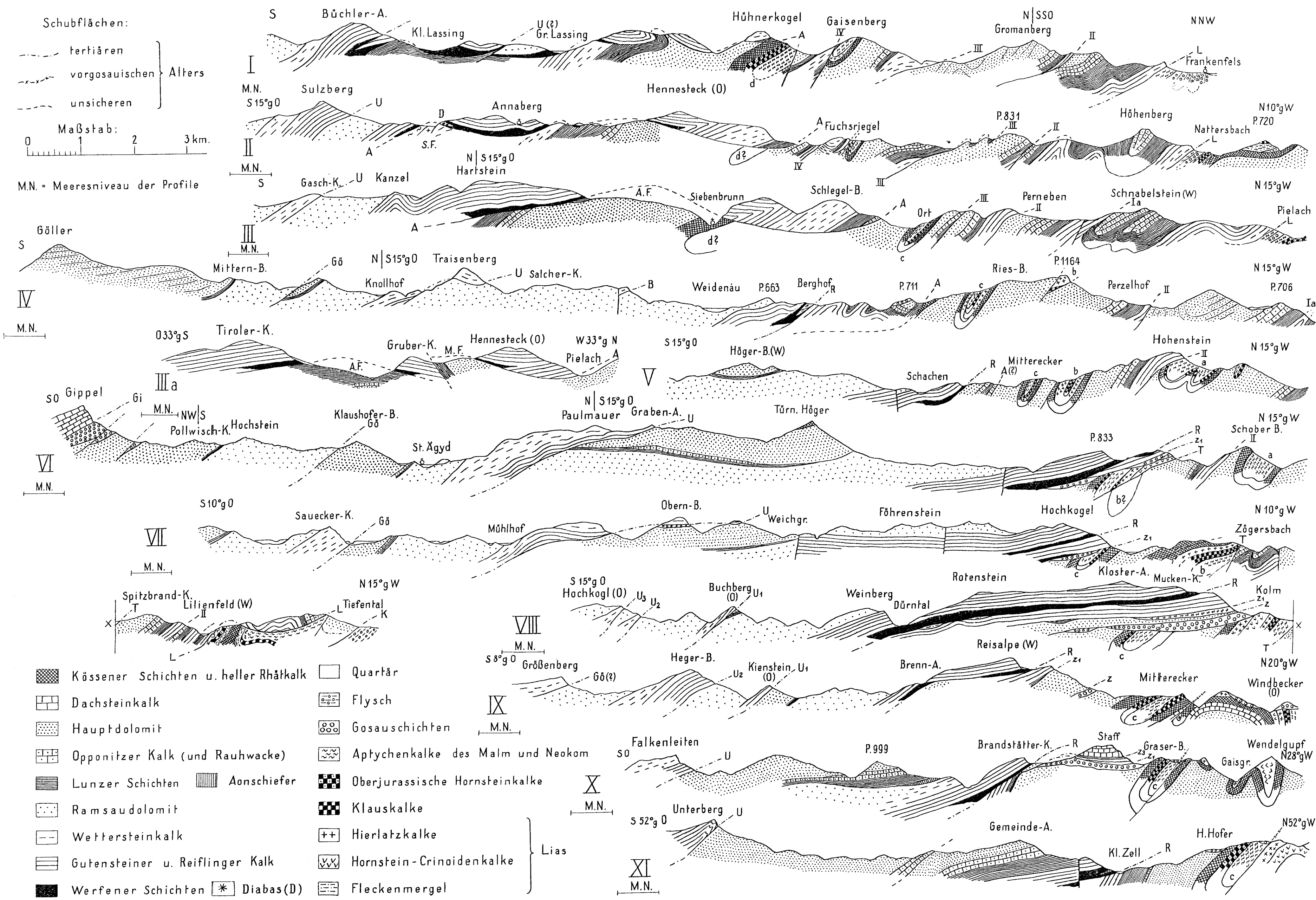
Da Gntensteiner und Reiflinger Kalk mit dem Wettersteinkalk in der Natur durch allmähliche Übergänge verbunden sind, wurde dies auch auf den Profilen zum Ausdruck gebracht. Im Hauptdolomit ist die Schichtung nur dort angegeben, wo sie deutlich zu sehen ist.

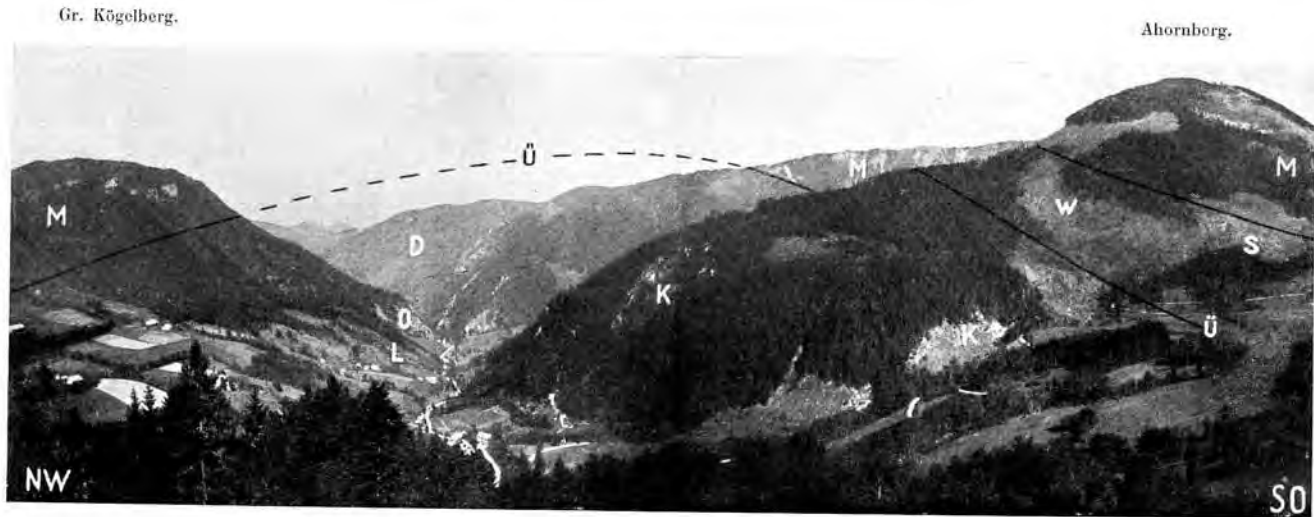
Wenn ein Profil nicht genau durch einen Berggipfel geführt ist, ist dies durch Angabe der Weltgegend bezeichnet. So bedeutet z. B. Reisalpe (W), daß das Profil nahe westlich des Reisalpengipfels den Kamm durchschneidet.

¹⁾ In Prof. VII wahrscheinlich an einer Verwerfung versenkt.

²⁾ *Z₁* = Schwarzkogelschuppe.

³⁾ In den Prof. VIII und IX ist die Unterbergdecke in die Teilschuppen *U₁—U₃* gespalten.





Aussicht von Annaberg ins Türrnitztal. Bester Überblick über das Annaberger Fenster. Im Hintergrunde am Horizont der Hohenstein.

E. Spengler, Phot.

- Ü = Überschiebung der Annaberger über die Lunzer Decke.
- | | | | | | | |
|----------------------|---|-----|---|-----------------------|------------------|-------|
| D = Hauptdolomit | } | des | } | M = Muschelkalk | } der Annaberger | |
| O = Opponitzer Kalk | | | | W = Werfener Schiefer | | Decke |
| L = Lunzer Sandstein | | | | | | |
| K = Wettersteinkalk | | | | S = Kalkschutt | | |

Die Gesteine des Fensters fallen steil gegen SW, die Muschelkalke der Decke liegen am Gr. Kögelberg fast horizontal, am Ahornberg fallen sie flach S.

Über die faziellen Verhältnisse der Kärntner Kreide.

Von Franz Kahler.

(Mit einer Karte.)

A. Die Kreide des Krappfeldes.

Seit der Arbeit von Redlich¹⁾ hat sich die geologische Literatur über die Kreide des Krappfeldes lediglich um einige kurze Bemerkungen in den Aufnahmeberichten H. Becks [besonders²⁾] vermehrt. Über die neueren Studien Becks liegen noch keine Veröffentlichungen vor.

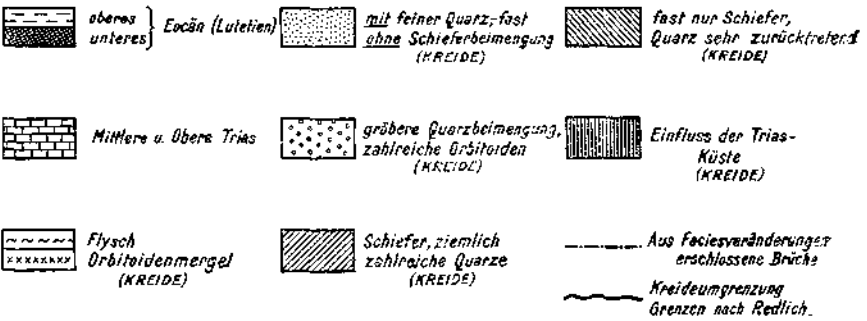
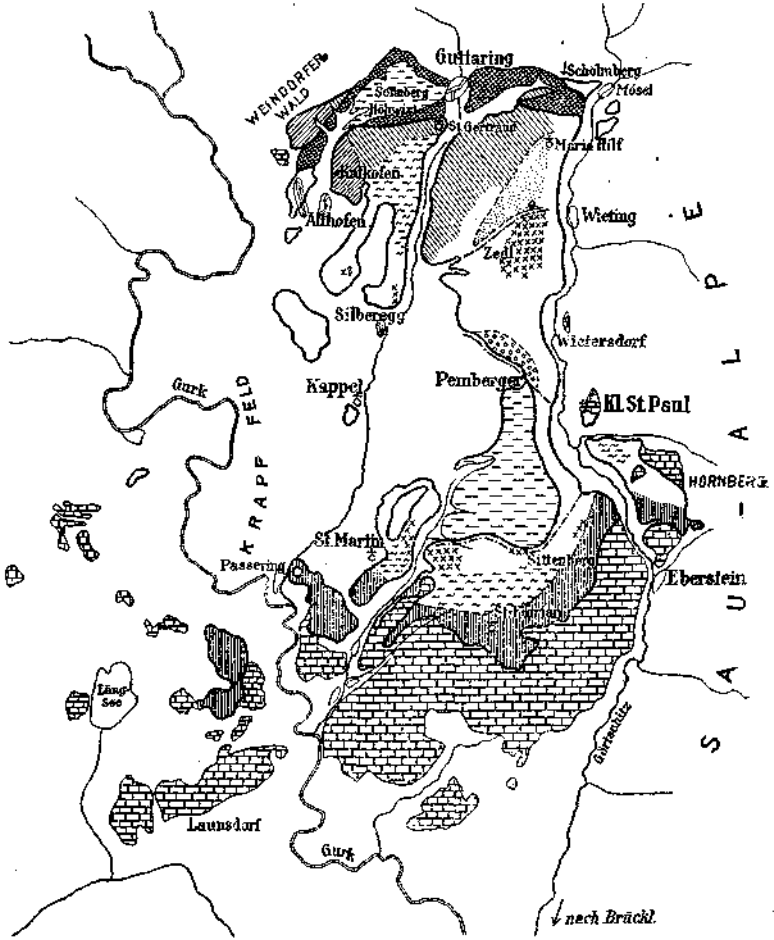
Die Grundzüge ihres Aufbaues nebst einer Beschreibung der wichtigsten Gesteinstypen hatte schon Penecke³⁾ bekanntgemacht; Redlich ist es insbesondere gelungen, eine große Anzahl von Versteinerungsfundorten namhaft zu machen und das Vorhandensein von Orbitoidensandsteinen nachzuweisen.

Folgende Zeilen stellen nun den Versuch dar, den Einfluß der Küste auf die Gesteinsentwicklung nach Möglichkeit festzustellen, um daraus die Grundlagen für die Beurteilung der Sedimentierung zu gewinnen.

Penecke wie Redlich erkannten bereits, daß im N wie im O das Paläozoikum, im S dagegen die Trias das Material zum Gesteinsaufbau geliefert haben. Es galt daher, zu untersuchen, wie stark sich diese Einflüsse geltend gemacht haben, bzw. wie weit sie gereicht haben.

Die besten Aufschlüsse längs des Nordrandes der Krappfelder Kreide sind jedenfalls in der Synklinale zu finden, mit der die Kreideschichten in das Paläozoikum eingefaltet sind (siehe Profil bei Redlich).

Gehen wir von S gegen den Weindorfer Wald, so finden wir über stark gefalteten Tonschiefern eine zirka 2 m mächtige Schichte feiner Mergel, worauf der Hippuritenkalk des Ferchersteinbruchs beginnt. Es ist dies die älteste bekannte Fossilfundstelle des Krappfeldes, leider heute so gut wie ausgebeutet. Der Hippuritenkalk, heute nur in den härtesten Partien gut aufgeschlossen, scheint auch eine etwas mergelige Lage zu enthalten, wenigstens deutet darauf eine Probe im Landesmuseum von Kärnten, die eine starke Aufnahme von Tonschiefer zeigt. Über den Hippuritenkalk beginnt bald eine recht breite Zone von feinplattigen Mergeln, die durch die spätere Gebirgsbewegung sehr stark gelitten haben. Erst die hangendsten Schichten der Synklinale zeigen plötzlich eine starke Sedimentierung von der Küste her; durch Mergel schlecht zementiert liegen, bis zu kopfgroße Gerölle von Phylliten in diesen Schichten eingebettet, doch sind sie wegen ihrer starken Verwitterung zu einer petrographischen Untersuchung nicht geeignet. Die beigemengten Quarzgerölle erreichen bis zu 6 cm Durchmesser und sind gut gerundet, aber zum Teil zerquetscht.



Die Kreide des Krappfeldes
1 : 140000

Dieses Profil zeigt also, daß die Sedimentierung in der Mitte der Gesteinsfolge am ruhigsten war und das Kreidemeer vom Charakter eines Flyschmeeres nicht weit entfernt war.

Dieser nördlichste Streifen von Kreide zeichnet sich insbesondere noch dadurch aus, daß er in seiner östlichen Fortsetzung recht zahlreiche Kalkgerölle (wohl Trias) aufnimmt.

Recht gute Aufschlüsse sind derzeit beim Kalkofen an der Straße Althofen—Guttaring sichtbar.

Knapp über der Straße sind Tonschiefersandsteine aufgeschlossen; das kalkige Bindemittel ist spärlich, die einzelnen Tonschieferplättchen sehr dünn zerspalten (wie es bei diesen die Regel ist), darüber liegen dünnplattige Mergel ohne Fremdeinschlüsse; ihr Hangendes ist ein Kalksandstein, der bis zu 15 mm große Tonschiefer mit einigermaßen gerundeten Ecken und gut gerundetem Quarz führt. Darüber folgen dunkelgraublau harte Mergel, die in einem Steinbruch ausgebeutet werden; im Hangenden werden sie dünnplattiger.

Dieselben werden von einem harten Mergelkalk überlagert, der kleine, aber zahlreiche Rudistenscherben erkennen läßt und spärliche und kleine Schieferstückchen und Quarz führt. Diese Schichte bildet den kleinen Steilabfall, der auf der Originalaufnahme eingezeichnet ist, und kann bis gegen den Höhwirt (mit Südostfallen) verfolgt werden.

Ihr Hangendes bilden feine und harte Kalke, frei von jeder Beimengung. Auf der Südostseite des Hügels lassen sich Mergel mit Schieferbeimengungen, gerundeten Quarzen bis 1 cm Durchmesser und vielleicht auch Rudistenfragmenten feststellen. Sie werden von einer Mergelschichte überlagert, die reichlich Schieferstückchen bis zu 4 cm Größe beherbergt und darüber folgen dünnplattige feine, aber ziemlich kalkarme Mergel.

Das Profil zeigt also einen raschen Wechsel in der Lebendigkeit des Gesteinsabsatzes, die im allgemeinen für die Liegendgruppe der Krappfelder Kreide hezeichnend ist.

Während in den beschriebenen Profilen stets ein reichlicher Mischungsanteil von (meist weißem) Quarz sich zeigt, vermag man in dem Abschnitt, der etwa durch die Linie Weindorf — nördlich Mandorfer im W und im O durch eine solche nördlich Mariahilf—Schleifer—Hasenfelder — begrenzt wird, wohl einen reichlichen Anteil von Schiefer in diesen Kreideschichten zu bemerken; die wenigen Quarze aber sind meist schlecht gerundet und treten sehr stark zurück.

Diese Schichtenfolge, die besonders gut bei St. Gertraud, südlich Guttaring, beobachtet werden kann, zeigt in ihren liegenden Partien einen überaus starken Wechsel von Mergel, Mergelkalk und Schichten mit stärkster, aber meist feiner Tonschieferbeimengung; bald beginnt aber eine eintönige Folge von flyschähnlichen Mergeln, die, gegen S zahlreicher, auf ihren Schichtenplatten Kriech- und Fließwülste zeigen. Die hangendsten Partien zeichnen sich durch das Vorkommen von Orbitoiden aus, die sich besonders im großen Steinbruch nördlich Silbereg, vielleicht auch am Spittelberg finden. Am ersteren Fundorte liegen:

Zu tiefst zirka 15 cm starke Kalkbänke mit schlembbarem Ton als Zwischenlagen;*) dann folgen dichte, gebankte Mergelkalke, über diesen eine $\frac{1}{2}$ m mächtige Schichte von Mergelkalk mit Schieferbeimengungen; dieselbe wird gegen oben feiner und zeigt schließlich Orbitoiden; darüber folgen wieder Kalke mit feiner Schieferbeimengung (zirka 5 m), härtere Mergelkalke und dünnplattige Mergel, die schließlich in rötliche, dichte Mergelkalke übergehen.

Es ist sehr bemerkenswert, daß hier die Orbitoiden in einem Kalke auftreten, der nur schwach von der Küste beeinflusst ist; alle übrigen Vorkommen liegen in Gesteinen lebhaft bewegten Wassers mit reicher Beimengung von Küstenmaterial.

Die Mergelkalke an der Straße von Schölblberg nach Mösel zeigen in ihren liegenden Partien einen raschen Wechsel von reinen Mergelkalcken mit solchen, die, sehr stark, Schiefer, Quarz und besonders Kalk enthalten; die Aufnahme von letzteren Geröllen ist in einer schmalen Zone etwa 1 km gegen W zu verfolgen.

Östlich der bereits genannten Linie: nördlich Mariahilf—Schleifer—Hasenfelder, treten die Schiefer als Fremdbestandteile der Mergel sehr stark zurück, und an den Verwitterungsflächen sieht man stets klein bleibende, gut gerundete Quarze von meist weißer Farbe, die im frischen Bruch viel schwerer zu erkennen sind.

Diese feinen Quarzsandsteine, die stets ein bedeutendes Mergelzement besitzen, wechsellagern in meist rascher Folge mit härteren Mergeln ohne Quarzbeimengung. Die Fläche ihres Vorkommens ist ziemlich begrenzt; südlich reichen sie nur bis in den Graben, der südlich vom Hasenfelder gegen den Vogelbauer hinzieht, und sind auf dem Abhang zum Görttschitztal nicht mehr zu finden; es dürfte sich im wesentlichen um ziemlich hangende Schichten der Krappfelder Kreide handeln, doch ist es mir bisher nicht gelungen, in denselben Orbitoiden aufzufinden.

Wesentlich anderer Zusammensetzung sind die Kreideschichten des Unterkirchwaldberges. In den Liegendschichten scheinen, soweit die hier überaus schlechten Aufschlüsse ausreichen, Mergel vorzuwalten, die durch eine feine Beimengung von Hornblende(?)schiefer im feuchten Zustande grünlich erscheinen. Die hangenden Partien scheinen außerordentlich reich an Mikroorganismen zu sein und gehen in harte Orbitoidenmergelkalke über, die in den böheren Teilen des Westhanges entschieden überwiegen. In den tieferen Teilen desselben Hanges bemerkt man wohl zahlreichen Schutt aus hartem Mergelkalk, doch vermöchte ich keinen einzigen Aufschluß zu entdecken.

Beim Gehöft Zedl fand ich in einem Block eines ziemlich stark gelblichen Mergels an der Verwitterungsoberfläche einen Nummuliten, den Herr Dr. F. Trauth als *Nummulites cf. Boucheri* bezeichnen möchte. Dieses Vorkommen ist deshalb so interessant, weil der Nummulit in einem Gestein vorkommt, das man mit den übrigen Kreidemergeln recht gut vergleichen kann, andererseits aber von den Eozänvorkommen

*) In den Schlemmpfen konnte Prof. Dr. A. Liebus eine spärliche und schlecht erhaltene Foraminiferenfauna nachweisen. (Siehe A. Liebus, Neue Beiträge zur Kenntnis der Eozänfauna des Krappfeldes in Kärnten: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 1927.)

beim Vogelbauer und von Sittenberg mir keine Gesteinsvarietät bekannt ist, die, so spärlich Nummuliten führend, mit dem Fund beim Zedl verglichen werden kann. Es mahnt dieser Fund daher zur Vorsicht, die hangenden Schichten der Kreide, wenn sie fossilifer sind, zu derselben zu stellen. Dies um so mehr, als ich südlich des Pemberger einen foraminiferenreichen Ton fand, der keine Nummuliten führt, dennoch aber zum Eozän gestellt werden kann.

Südlich des Unterkirchwaldberges, am Pemberger Riegel, sind derzeit die besten Aufschlüsse in der Krappfelder Kreide zu sehen; sie sind durch den lebhaften Abbau der Mergel seitens der Wietersdorfer Zementwerke entstanden und entblößen in großen Steinbrüchen wenigstens die liegenden Partien derart, daß eine genauere Feststellung der Schichtenfolge möglich ist; dieselbe ist am besten in den Brüchen I und III, die an einer kleinen vorspringenden Rippe im Gehänge angelegt sind und derzeit die nördlichsten guten Aufschlüsse bieten, zu beobachten.

Die Schichtenfolge beginnt hier mit feinplattigen, gelblichen Mergeln, die sich auch in den Feldern nördlich davon reichlich finden, wobei auch Platten mit Kohlenspreu und Flyschfiguren nicht selten sind. In ihrem Hangenden schalten sich einige härtere Mergelkalkbänke ein; darüber folgt eine schmale Bank eines ziemlich feinkörnigen Konglomerates, das sehr reichlich Schiefer, Kalk (Trias?) und ziemlich gut gerundete Quarze enthält; über ihr eine schmale Lage eines Quarzsandsteines, dessen Bestandteile schlecht gerundet sind. Diese Schichtengruppe bleibt beim Abbau stehen; darüber liegen nun sehr gleichmäßig in Bänke von zirka 15 cm ohne Zwischenlagen zerteilte harte Portlandmergel, die hier in bedeutender Mächtigkeit abgebaut werden. Ihr Hangendes sind kalkärmere Mergel, bald toniger, bald kalkreicher, in rascher Wechselagerung, mit Kohlenspreu und Fließwülsten.

Über ihnen liegt ein ziemlich lose verkittetes Kalkkonglomerat mit Geröllen geringer Größe und Schiefereinschlüssen; es wird von einer etwas schmäleren Portlandmergelschicht überlagert, die als zweite Etage des Bruches I abgebaut wird; sie ähnelt vollkommen der tieferen Schichte und zeichnet sich wieder durch eine vollkommene Gleichmäßigkeit aus. Im Hangenden geht sie wieder in tonigere Mergel über (Romanmergelzone), die nicht bloß hie und da Kohlenspreu auf den Schichtenflächen zeigen, sondern auch Fließwülste und seltene Pyritkonkretionen, die freilich schon gänzlich verwittert sind. Auf einer Gesteinsplatte dieser Schichte fand ich, kaum mehr kenntlich, Schalenröhmer eines *Inoceramus* sp. Diese Folge von tonigeren Mergeln ist noch als Basis im Bruch III aufgeschlossen; leider ist die Grenze gegen die nächste Schichte etwas überrollt, doch glaube ich eine konkordante Überlagerung ohne Erosionsspuren annehmen zu können; diese Feststellung wäre deshalb von so großer Wichtigkeit, weil die Hangendschichte deutliche Beweise von Erosionstätigkeit zeigt, hzw. ein Transgressionskonglomerat darstellt.

Nahe der Basis liegt ein gut gerundeter Block von zirka 1 m³ eines gelblichen Kalkes, der mit Mühe zwei Längsschnitte von Rudisten erkennen läßt; damit ist das Alter dieses Kalkes als Kreidekalk festgestellt, und ich muß annehmen, daß zur Ablagerungszeit dieses Trans-

gressionskonglomerates bereits gut verfestigte Rudistenkalke im Krappfelde anstehend waren, die teilweise von den Wogen aufgearbeitet worden sind. Ich möchte hier bemerken, daß es mir bisher nicht gelungen ist, einen derartigen Kalk anstehend zu finden. Ich vermag daher nicht zu sagen, wie stark diese Transgression den Kreideuntergrund angegriffen hat. Die Werksdirektion (Ing. Philipp Knoch) besitzt einige Längsschnitte von Rudisten, die innen mit großen Kalkspatkrystallen ausgekleidet sind und vermutlich aus dem gleichen Kalke stammen.

Dann finden sich aber in dem nicht sehr harten Ton, der das Bindemittel des Konglomerates darstellt, zahlreiche Kalkgerölle eingeschlossen, die an den Oberflächen wie eingätzt erscheinen, was ich auf die kalkauflösende Wirkung des in den Mergeln zirkulierenden Wassers zurückführe. Die Kalke sind mehr bräunlich gefärbt, enthalten selten (ich sah nur ein sicheres Stück) Rudistenquerschnitte mit weißem Kalkspat im Innern. Dagegen scheinen ihnen Rudistenscherben zu fehlen.

Sehr selten finden sich in dieser Schichte Korallen, von denen eine sich an ein braunes Kalkgerölle anschmiegt und eine kleine Höhlung auskleidet, während sie auf der Rollfläche des Kalkes zerstört zu sein scheint. Ein anderes Fragment fand ich in einem Kalkkonglomeratblock, der in dem Transgressionskonglomerat eingeschlossen war. Er enthielt unter anderem Bruchstücke eines harten Quarzmergelsandsteines, ferner das erwähnte Bruchstück einer stark angeätzten Koralle und ein solches von der Unterseite eines Rudisten (nach einer gütigen Bestimmung Dr. O. Kühns vielleicht zu *Radiolites Mortoni* oder *Sphaerulites angeoides* gehörig).

Diese Blöcke können leicht als Erosionsblöcke übersehen werden, da ihre Begrenzung gegen das übrige Konglomerat schwer kenntlich ist, zumal der Farbenunterschied ganz wegfällt. Daß aber eine Erosion älterer Kreide tatsächlich stattgefunden hat, beweisen schließlich noch eingeschlossene Kreidemergelkalke vollkommen typischer Entwicklung. Neben den auffallenden glatten Mergelgeröllen fanden sich auch spärlich glatte glänzende Quarzgerölle von Augensteinhabitus.

Über den Fossilinhalt dieses Transgressionskonglomerates behalte ich mir vor, zu berichten, sobald die Aufsammlung in dieser an sich fossilarmen Schichte bessere Erfolge aufzuweisen haben wird.

Auf diesen Konglomeraten liegt eben, nur an einer kleinen Verwerfung etwas vorspringend, eine außerordentlich breite und gleichmäßige Portlandmergelzone, die derzeit rege abgebaut wird und ein ausgezeichnetes Rohmaterial liefert.

Die höchsten Teile des Bruches zeigen, daß die Portlandmergelzone von Romanmergeln überlagert wird, aus der vermutlich jene Proben mit dunkel ausgefüllten feinen Wurmröhren stammen, die ich in diesem Steinbruch sammelte.

Faßt man die geschilderten Beobachtungen zusammen, so ergibt sich, daß sich über flyschähnlichen Mergeln mindestens dreimal der Wechsel von Basalkonglomerat über Portland- zu Romanmergeln zeigt, von denen erstere wohl als der Absatz eines salzreichen, von der

Küste fast nicht beeinflussten Meeresteiles gedacht werden können, während die Romanmergelzone mit ihrer Wechsellagerung von Mergel und Kalkmergel, ihren Kohlenspiuren, Wurmröhren und Fließfiguren als typisches Flyschmeersediment bezeichnet werden muß. Man wird nicht fehlgehen, wenn man diese Sedimentfolge als zyklische Sedimentation eines Epikontinentalmeeres auffaßt.⁴⁾ Innerhalb derselben muß eine Transgression stattgefunden haben, die in der Lage war, bereits verfestigte Kreide abzutragen und ein Basalkonglomerat aufzubauen, deren Gemengteile die größten mir aus der Kärntner Kreide bekannten Dimensionen erreichen.

Nördlich des Pembersers ist ein schmaler Streifen eines Mergel-sandsteines aufgeschlossen, der außerordentlich gut geschliffene, meist weiße Quarze von durchschnittlich 1 cm Durchmesser führt. Selbst in seinen gröberen Lagen lassen sich Orbitoiden finden, wenn sie auch hauptsächlich den feineren Sandmergeln eigentümlich sind. In einem solchen fand ich Bruchstücke eines näher kaum bestimmbarcn *Inoceramus* sp. Das gleichmäßige Korn und das Vorwiegen von glänzend poliertem Quarz machen es wahrscheinlich, daß hier Kiese einer längeren Aufbereitung (Restschotter?) zur Ablagerung gelangt sind.

Die Kreideablagerungen am Fuße des Eozäns von Klein-St. Paul (Sittenberg) lassen wenig erkennen, da sie zumeist von Eozänmaterial überrollt sind. Auch auf dem Hornberge sind die Aufschlüsse nicht derart, daß man Sedimentfolgen in dem tektonisch stark in Anspruch genommenen Gebiete näher beobachten kann. Auffällig ist nur, daß im nördlichen Teil noch zahlreiche paläozoische Schiefer in einzelnen Lagen der meist sehr flyschähnlichen Sedimente vorkommen, während im südlichen Teil sich bereits in einzelnen Bänken der Einfluß einer Kalkküste bemerkbar macht.

An ihrem ganzen südlichen Rande hat sich ja die Kreide auf [bereits stark gestörter²⁾] Trias abgelagert, und es ist ziemlich selbstverständlich, daß ein reichlicher Teil des Absatzmaterials von aufgearbeiteter Trias stammt. Jedenfalls aber hat eine relativ ruhige Transgression stattgefunden, da die größten Triasgerölle kaum über Kopfgröße hinausgehen. Andererseits dürfte aber auch das Relief der Küste noch ein sehr bescheidenes gewesen sein, so daß Geröll meist geringer Größe zugeführt wurde. Allerdings muß betont werden, daß insbesondere der Hauptdolomit als höchst entwickelte Triasschichte zur Bildung größerer Gerölle nicht sehr geeignet war.

Es hat sich aber herausgestellt, daß die Kalkablagerung in den tieferen Teilen der Kreide zwar die Regel ist, daß aber nicht selten und meist ziemlich der Basis zu in einzelnen Lagen eine starke Sedimentierung von Schieferbruchstücken stattgefunden hat; gemischt mit kleinen Kalkblöcken konnte ich den Einfluß einer paläozoischen Küste bis gegen Passering von O ber verfolgen; ja es scheint, daß auch in den schlecht aufgeschlossenen Kreideablagerungen nördlich der Launsdorfer Berge eine solche stattgefunden hat. Hier befinden wir uns allerdings nicht mehr weit von der Westgrenze der Trias.

Eine Eigentümlichkeit der Kreidesüdgrenze sind ferner rötliche Mergel, die manchmal mit Salzsäure fast nicht aufbrausen (südlich

Kote 696, östlich Passering), sie liegen stets nahe der vermutlichen Basis der Kreide; rötliche Verfärbungen beobachtete ich auch südlich der Ortschaft Sittenberg im Walde an einem dichten Kalk, die aber wahrscheinlich auf Zersetzung von kleinen Konkretionen zurückzuführen sein dürften. Woher die rötliche Verfärbung dieser Mergel stammt, wage ich nicht vorläufig zu entscheiden.

Auffallend aber ist, daß auch im Kainacher Kreidegebiet die Rotfärbung der Liegendschichten auftritt; L. Waagen,¹²⁾ der sie zuerst feststellte, möchte ihr Verschwinden in den höheren Schichten mit einem Klimawechsel deuten. Auch aus der Gosau [aus dem Kreuzgraben¹³⁾] sind rote Mergel bekannt, die nabe über den Basalkonglomeraten liegen. Ohne auf diese Frage näher eingehen zu wollen, möchte ich immerhin bemerken, das es in der prägosaischen Regressionsperiode sicherlich zur Bildung von Laterit, bzw. Terra rossa gekommen sein mag, die später der Abtragung zum Opfer fielen; jedenfalls ist die gleiche Erscheinung an verschiedenen Orten recht auffällig. [Über die Einschwemmung von Laterit in rezente Flyschsedimente siehe Zuber.¹⁴⁾]

Außerordentlich bemerkenswert ist aber, daß der Einfluß der Triasschichte nur in den tieferen Schichten der Kreide stärker hervortritt: denn bald über der Kalkbank bei St. Florian, die seinerzeit Redlich zahlreiche Radioliten geliefert hat, beginnt eine sehr eintönige Folge von Flyschmergeln, die zumeist sehr kalkarm sind, meist dünnplättig brechen, Kohlenspreu und Fließwülste führen und demnach als Flysch bezeichnet werden können, ohne daß man diesen Begriff hier so weit fassen muß, wie es Zuber⁵⁾ tut. Südlich von Wittwa fand ich in diesen Mergeln ein Bruchstück (Abdruck) eines größeren *Inoceramus*.

Eigentümlich ist das Auftreten von lichtem Glimmer in diesen Flyschschichten. Er findet sich meistens auf Schichtenflächen, die mit solchen wechsellagern, auf denen reichlich Kohlenspreu zu sehen ist. Dieser eigentümliche Zusammenhang läßt sich nicht bloß am Südrand der Krappfelder Kreide verfolgen; er ist noch bei Wietersdorf zu beobachten und ist auch in einem später beschriebenen Aufschluß am Jesenkoberg festzustellen. Jedenfalls macht sich während der Flyschperiode ein Einfluß von Kristallin bemerkbar; ob es sich um einen Transport durch Wasser oder, was wegen der geringen Größe der Glimmer auch möglich wäre, durch Wind¹⁵⁾ handelt, vermag ich nicht festzustellen.

Diese Schichtenfolge zeigt nun Lagen, die Fremdmaterial beherbergen, keinen Kalk, sondern meist feinblättrige und stark zerriebene Tonschiefer; ich muß daher annehmen, daß die Sedimentation, soweit sie überhaupt von der Küste her beeinflusst ist, von O, nicht aber von S erfolgte. Jedenfalls beschränkt sich diese Beeinflussung nur auf dünne Zwischenlagen, die bald rasch, bald langsam in die normalen Mergel übergehen; daß sie aber von O erfolgte, glaube ich, aus einer Kornverfeinerung des Schiefers, die von O nach W scheinbar stattfindet, schließen zu können. Die Schwierigkeit einer eindeutigen Beweisführung liegt darin, daß sich wohl die größere Schichtenfolge, nicht aber die einzelne Schichte auf größere Entfernung einigermaßen verfolgen läßt.

Im Hangenden zeigt sich auch hier eine etwas lebendiger gewordene Sedimentation, die an den Osthängen des Kestelholzberges zu immer kalkigeren Schichten, die schließlich auch Orbitoiden aufnehmen, und an den Hängen „nördlich von St. Florian-Wittwa“ zu reicherer Sedimentierung von Schiefer und vereinzelt und weniger hervortretend auch von Kalk in den Mergeln, die nicht selten Orbitoiden zeigen, führt. Die Schieferstückchen sind -- der Natur des Gesteins entsprechend -- immer ziemlich eckig. Es ist der typische graugrüne Phyllit der benachbarten Berge. Daneben schwarzgrüne Gerölle, wohl Diabas, ferner gut gerundete kleine Quarze. In Lesesteinen, nördlich von Sittenberg fanden sich sogar größere Schiefertrümmer, leider, wie immer in solchen Fällen, schon recht stark verwittert, und in dem mergeligen Zement wurden einige Orbitoiden sichtbar.

Schließlich möchte ich noch das kleine Vorkommen von Kreide am linken Ufer der Görtschitz bei Raffelsdorf (Mösel) erwähnen, weil ich hier in losen Blöcken ein Konglomerat fand, in dem ein Rudistenfragment in einem Kreidemergel als Geröll eingebettet war. Ich dachte ursprünglich an ein etwa tertiäres Konglomerat, glaube aber, nunmehr annehmen zu können, daß es sich auch in diesem Falle um ein Transgressionskonglomerat handelt, das bereits verfestigte Kreide beinhaltet.

Aus all diesen Beobachtungen ergibt sich nun, daß die Sedimentierung der Krappfelder Kreide in durchaus verschiedenem Maße von der Küste beeinflußt war; allerdings müssen wir annehmen, daß das Kreidemeer in ein Gebiet eindrang, dessen vom Meer nicht überdeckte Gebiete dasselbe nur wenig überragte, woraus sich die geringe Reliefenergie ergibt, die ja durch das fast vollständige Fehlen größerer Ablagerungen gekennzeichnet wird. Wir können, glaube ich, aber auch annehmen, daß die Nord- und Ostseite im wesentlichen aus paläozoischen Schiefen und ähnlichen Gesteinen aufgebaut waren und daß vielleicht die nicht geringe Verwitterung der in der Kreide eingeschlossenen Schiefer, insbesondere ihre starke Aufblätterung, nicht erst zur Zeit der gosaischen Transgression oder später erfolgte. Wir ersehen ferner, daß zwar bald nach derselben in einem größeren Teile des Gebietes die Lebendigkeit des Wassers und damit des Gesteinsabsatzes wesentlich nachließ, bzw. in einem Teile zyklisch schwankte. Erst in den höchsten Schichten, die durch das Vorkommen der Orbitoiden gekennzeichnet zu sein scheinen und damit mit den Orbitoiden führenden Schichten des Wienerwaldes vergleichbar sein werden,⁶⁾ wird der Gesteinsabsatz durchwegs lehhafter.

Nur die ziemlich liegenden Schichten haben Versteinerungen geliefert, die den Gosauschichten eigentümlich sind; die darüberliegende Mergelgruppe zeichnet sich insbesondere durch das Vorkommen von Inoceramen aus, hat mir aber in einem hlaugrünen Mergel östlich des Vogelbaners südlich Mariahilf, der leider tektonisch nur als verrutschte Partie zu erklären sein dürfte, zugleich mit vollkommen entkalkten Inoceramen auch spärliche Reste von Ammoniten geliefert, die vielleicht zu Scaphites zu stellen sein werden.

Ist dies der Fall, dann wird die faunistische Ähnlichkeit der Krappfelder Kreide mit jener der Kainach etwas größer, wo diese Ammoniten-

gattung nicht allzu selten zu sein scheint.^{7), 8)} Mit dieser Kreideablagerung hat aber das Krappfeld noch gemeinsam, daß Inoceramen auch unter Rudistenbänken auftreten können, wie ich es in Wietersdorf eindeutig fand. Regel ist dies allerdings nicht, denn die den Inoceramen eigenen Mergel stellen sich fast durchwegs erst in höheren Schichten ein, und dies ist ja auch die Ursache, daß die Rudistenvorkommen, als den tieferen Schichten zugehörig, nur am Rande des Krappfeldes häufiger sind, da durch die tektonische Stellung der einzelnen Schollen diese Fossil-schichten in der Mitte des Beckens nirgends aufgeschlossen sind.

Über die Tiefenverhältnisse des Kreidemeeres des Krappfeldes läßt sich derzeit wohl noch nicht viel sagen; jedenfalls mahnt das ziemlich reichliche Vorkommen von Pflanzenspreu in den Flyschmergeln daran, an nicht gar zu große Tiefen zu denken, weil es viel wahrscheinlicher ist, daß ein Teil dieser Mergel brackischen Charakter hat. Es würde diese Annahme vielleicht das Fehlen von Foraminiferen in zahlreichen untersuchten Toneinlagerungen erklären. Zu reinen Süßwasserschichten, wie z. B. in der Gosau oder in der Kainach, scheint es dagegen nie gekommen zu sein, obwohl mir Herr Ing. Philipp Knoch berichtete, daß in den Brüchen der Wietersdorfer Zementwerke einmal ein größeres Kohlenschmitz angefahren wurde.

Wohl aber scheint es sicher nicht in der obersten Kreide zu einer derartigen positiven Strandverschiebung gekommen zu sein, wie sie in den Nordalpen zum Absatz der Nierentaler Mergel geführt hat.

Im Gegenteil: bald nach dem Absatz der orbitoidenreichen Hangend-schichten kommt es zu einer beträchtlichen Sedimentationslücke.

Im südlichen Eozängebiet (Sittenberg) kann man beobachten, daß an der Süd-, bzw. Nordostgrenze die hangendsten Kreideschichten die Basis bilden. Die Ostgrenze ist derart mit Eozänkalken überrollt, daß sich genauere Feststellungen nicht machen lassen, und im W neigen sich zwar auch Orbitoidenschichten dem Eozän zu, doch schmiegt sich in dem von Diluvium nicht bedeckten Gebiete das Eozän nicht an die Kreide, sondern wird durch das Bodental (Bodentalbruch Beck's) von ihr getrennt.

Leider sind die Liegendschichten des Eozäns dieses Gebietes so gut wie unbekannt, so daß wir über die Zeitdauer der Sedimentations-lücke noch nichts wissen; denn die Schurfarbeiten westlich Klein-St. Paul sind nur unwesentlich unter das Hangendflöz gekommen, und lediglich südlich des Pembersers habe ich den bereits erwähnten grauen, foraminiferenreichen, aber nummulitenfreien Ton gefunden, der zu den liegendsten Partien dieses Eozänvorkommens gehören dürfte.

Wesentlich günstiger liegen die Verhältnisse bei Guttaring; hier bilden rote Tone mit Konglomeratbänken die Basis des Eozäns.

Im Gegensatz zu Redlich möchte ich aber nicht eine synklinale Einfaltung des Eozäns in die Kreide annehmen. Denn hiegegen sprechen einige Umstände, die allerdings keine vollkommen sichere Beweisführung zulassen, da die Basis des Eozäns — rote Tone — tektonisch wenig brauchbar ist. Ich wähle wegen der großen Neigung dieser zum Fließen nur zwei Beobachtungen, die auf den Höhen gemacht wurden:

Nördlich Althofen liegt der eozäne Ton, dessen gröbere Bestandteile jenen der hier anstehenden Kreide gleichen, also gleiche Küstenentwicklung anzeigen, auf stark gefalteten graphitischen Phylliten, während im N die Kreidesynklinale des Weindorfer Waldes, im S als Basis der roten Tone Kreidemergel in den Feldern sichtbar wird; der rote Ton hat sich also hier auf einen zwischen zwei Kreidevorkommen hervortretenden Phyllit gelegt.

Ähnlich liegen die Verhältnisse beim Sonnberg:

Vom Kalkofen bei Althofen lassen sich bis fast zur Höhe beim Höhwirt die Hippuritenbreccienkalke mit Südostfallen verfolgen; auch westlich St. Gertraud fallen die Schichten nach S; beim Kirchlein selbst schmiegen sich die Tone besonders des Eozäns, deutlich an südfallende Kreidemergel, also an deren Schichtköpfe.*)

Weder auf der Ost- noch auf der Westseite des Sonnberges liegen die Tone, bzw. Konglomerate auf Kreide. Bloß am nordwestlichen Flügel steht ein kleines, Redlich scheinbar noch nicht bekanntes Kreidemergelvorkommen an; aber auch hier greift die Basis des Eozäns noch hoch auf die paläozoische Grundlage über.

Ich glaube, aus diesen Beobachtungen den Schluß ziehen zu können, daß das Eozän hier über ein paläozoisches Grundgebirge transgredierte, das früher wenigstens z. T. von Kreide überdeckt war. Es müßte daher postsenon, aber präeozän ein Abriß der Kreide von ihrem Nordrand erfolgt sein.

An eine Erosion möchte ich in diesem Falle nicht denken, da man eine solche quer zum heutigen Talsystem annehmen müßte; außerdem hätte das ganze erodierte Material noch präeozän weggeschafft werden müssen, denn die in den roten Tonen eingeschlossenen Konglomerate weisen keine Kreidegerölle auf; schließlich hätte sich aber an dem gut aufgeschlossenen Hang östlich des Sonnberges sicher noch ein oder mehrere Kreidereste erhalten können.

Schließlich wäre es noch möglich, daß schon die Kreide bei ihrer Transgression einen schmalen Streifen paläozoischer Grundgebirge inselartig freigelassen hat, über welchen erst das Eozän transgredierte.

Immerhin dünkt es mir, wahrscheinlicher zu sein, daß am Nordrand der Krappfelder Kreide postsenon, aber präeozän eine Bewegung stattgefunden hat, die zu einem Abriß der Kreide vom Grundgebirge mit einer Bewegungsrichtung gegen S führte. In die dadurch geschaffene Senke lagerte sich später das Eozän ab.

Diese Bewegung käme etwa der laramischen Faltungsphase zu.

Wenn auch Spengler¹⁶⁻¹⁸⁾ die Regression des Kreidemeeres auf epirogenetische Vorgänge zurückführt, so konnte er doch in den Nordalpen Anzeichen für eine Bewegung feststellen, die in die Zeit von Oberkreide bis Eozän fällt. Auch die Bewegung am Nordrand des Krappfeldes müßte in diese Zeit fallen, den Oppenheim¹⁹⁾ schließt lediglich die Spileccostufe für die Altersbestimmung der Basis des

*) Redlich zeichnet allerdings beim Höhwirt ein Nordfallen ein; da aber alle streichenden Aufschlüsse Süd-, bzw. Südostfallen zeigen, dürfte es sich um eine lokale Erscheinung handeln.

Eozäns aus. Boussac²⁰⁾ allerdings rechnet das Vorkommen mit Ausnahme des Hangendsten dem oberen Lutetien zu.

B. Die Kreide des Lavanttales.

Die Literatur über dieselbe ist außerordentlich gering; außer in den alten Aufnahmeberichten finden sich nur bei Höfer⁹⁾ einige kurze Bemerkungen, die auf leider nicht erschienene spätere Mitteilungen verträsten. In jüngster Zeit hat A. Kieslinger¹⁰⁾ den St. Pauler Bergen die Deutung einer von S gekommenen Schubscholle gegeben.

Außer der starken tektonischen Inanspruchnahme der Lavanttaler Kreide unterscheidet dieselbe sich ziemlich wesentlich von der Kreide des Krappfeldes dadurch, daß alle ihre Gesteinsentwicklungen wesentlich kalkreicher und dadurch härter sind. Auch das Überwiegen von Rudistenbreccienkalken, die im Krappfeld in dieser Art nicht gefunden werden, ist ein hervorragendes Unterscheidungsmerkmal.

Die Gesteinsentwicklung ist fast durchwegs von einer Triaskalkküste bedingt, aber auch im Lavanttale ist die Größe der einzelnen Gemengteile nur gering; sie überschreitet selten Hühnereigröße.

Selten sind Bestandteile anderer Gesteine beigemischt; westlich der Ruine Rabenstein*) fand ich in einem feinkörnigen Konglomerat ein Geröll, das wahrscheinlich Permotrias ist, und in dem großen Aufschluß beim Wagger südlich Kollerhof sind in einer zirka 2 m mächtigen Konglomeratbank auch einige höchstens 15 mm große weiße, gut gerundete Kiesel zu finden. In den nördlichen Teilen des Herzogberges wie in einigen Proben des Rainkogels lassen sich vereinzelt, meist fast ganz zersetzte Schieferstückchen nachweisen.

Im großen aber ist der Einfluß von Triaskalken und Dolomiten überwiegend. Das Bindemittel fährt sich zuweilen, und am Langenberg (Kote 784), Blatt Völkermarkt, bzw. westlich davon liegen eckige Bruchstücke eines dolomithaltigen Kalkes in einer gelblichen Masse. Manchmal hat es den Anschein, als ob es im Gebiet der Lavanttaler Kreide auch zu einer Erosionsperiode innerhalb derselben gekommen wäre; denn sowohl am Kalvarienberg südlich des Herzogberges als auch westlich der Ruine Rabenstein*) sah ich in einem Kalkkonglomerat Gerölle eingehettet, die Kreide zu sein scheinen; leider fehlen mir zur Entscheidung dieser Frage einwandfreie Funde.

Die Kreide des Jesenkoberges.

Die Lavanttaler Kreide zeigt sowohl in den harten Mergeln als auch in den ihr eigenen und so häufigen Rudistenbreccienkalken große Ähnlichkeit mit der Kreide des Jesenkoberges.

Dieses durch die Höhenlage besonders auffallende Kreidegebiet wurde in eingehender Weise zuerst von Heritsch [(besonders¹¹⁾] beschrieben; die in dieser Arbeit noch nicht näher kartierte Nord- und Ostgrenze wurde

*) Nicht zu verwechseln mit dem kleinen Kreiderest „Rabenstein“ zwischen Lavamünd und Unterdrauburg.

im heurigen Jahre durch Herrn Dr. A. Kieslinger festgestellt, der diese Gegend im Auftrage der Bundesanstalt für Geologie aufnahm. Seiner Liebeshwürdigkeit verdanke ich eine Anzahl von Beobachtungen, über die er in den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1928/I kurz berichten wird. Ein Teil der Beobachtungen haben wir auf einer gemeinsamen Exkursion gemacht.

Bereits Heritsch scheidet auf seinen Kärtchen der Umgebung des Jesenkoberges eine tiefere mergelige Schichtengruppe von einer Masse bis zu 100 m mächtiger Hippuritenkalke.

Wir können diese Teilung bestätigen, wenngleich eine scharfe Trennung im Gelände schwer durchzuführen ist, da einerseits Übergänge vorhanden sind, andererseits die Überrollung, z. B. an dem stark gestörten Osthang die Verfolgung erschwert.

Außerordentlich interessant ist der Aufschluß, der nahe der Bruchlinie, die am Nordrand des Vorkommens knapp nördlich des Jesenkobauern OW streichend, beobachtet werden kann; hier stehen sehr steil (so wie der Bruch fast saiger!) südfallende Mergel der unteren Schichtengruppe an. Es ist eine Schichtenfolge, wie sie im Krappfelde der Romanmergelzone eigen ist: eine rasche Wechsellagerung von härteren Kalkmergelbänken mit sandigeren und tonigeren Zwischenlagen mit den typischen Flyschwülsten des Krappfeldes, mit Wurmröhren, Koncretionen, Pflanzenspreu und ganz wie im Krappfelde mit Glimmer auf den Schichtenflächen dort, wo Kohlenhäcksel nahe ist; es ist eine typische Flyschfolge.

Auffallend ist, daß sie den Basalschichten angehört, die also, wie Heritsch betont, über ganz flaches Land transgrediert sein müssen.

Auffallend ist aber auch, daß in diesem Aufschluß sich keine Spur eines größeren Gerölles oder Gesteinssplitters zeigte, der das Kinstengestein verraten hätte. Dies ist um so merkwürdiger, als im Krappfelde die Einwirkung der Küste während der mittleren (Flysch-) Periode wohl wesentlich nachläßt, aber doch fast in jedem Aufschluß in einzelnen Lagen erkennbar ist.

Dagegen zeigen die höheren Partien der Jesenkokreide nicht selten eine Gesteinsentwicklung, die sicher von einer Triasküste beeinflusst ist. Die Mergel sind hart, so wie in der Lavanttaler Kreide, und die Brecienkalke zeigen bunt durcheinander Triaskalk und Triasdolomit in bald größerem, bald feinerem Korn. Auch das häufige Vorkommen von Rudistenzerreißel in den Rudistenkalken gleicht ganz jenem vom Kalvarienberg östlich St. Paul.

Bei dem starken Einfluß der kalkigen Trias ist es verwunderlich, daß es in der Kreide des Jesenkoberges vollkommen an einem Einfluß von Permotrias, Phyllit oder Dazit zu fehlen scheint, deren Einwirkung wegen ihrer heutigen Nähe doch wahrscheinlich wäre. Diese Tatsache läßt sich schwer erklären, schon deshalb, weil „sich keine zwingenden Beweise für eine Nichtbodenständigkeit ergaben“ (Kieslinger).

Es liegt aber darin einer der gemeinsamen Züge der Lavanttaler Kreide und jener des Jesenkoberges: beide Vorkommen lassen nur die Beeinflussung durch eine Triaskalkküste einwandfrei feststellen und darin

unterscheiden sie sich in hervorragendem Maße von der Kreide des Krappfeldes.

Diese Beobachtung steht mit den Erwägungen A. Kieslingers, der den Nordschub der Lavanttaler Kreide annimmt, in gutem Einklang; denn wäre diese etwa in der Umgebung ihres jetzigen Vorkommens abgelagert worden, so hätte sich entschieden ein stärkerer Einfluß der alten Gebirge der Kor- und Saualpe geltend machen müssen. Waren diese damals jedenfalls noch von sehr geringer Höhe, so beweist doch das Beispiel der Kreide des Krappfeldes, daß es zu einem entschiedenen Einfluß ihrer Küstensäume auf die Sedimentierung der Lavanttaler Kreide hätte kommen müssen — und das ist eben nicht der Fall. Welchen Einflüssen die Kreide des Jesenkoberges es verdankt, daß lediglich eine Kalktriasküste auf sie einwirkt, das möchte ich heute noch nicht entscheiden.

Die vorstehenden Beobachtungen brachten demnach folgende Ergebnisse:

Die bereits von Penecke und Redlich beobachtete Beeinflussung der Krappfelder Kreide durch eine paläozoische und eine Triaskalkküste ist sicher vorhanden; immerhin ist der Einfluß der letzteren wesentlich geringer, wird teilweise von ersterer verdrängt und verliert besonders in der mittleren Schichtengruppe fast alle Bedeutung.

Ihre Schichtenfolge wird am stärksten in den Basisschichten und hangendsten Schichten von der Küste beeinflusst; die mittlere Abteilung gleicht vollkommen den Ablagerungen eines Flyschmeeres (im engeren Sinne).

Die geringe Größe der Fremd Beimengung in den Basalschichten macht eine langsame Überflutung des Geländes und das Vorhandensein eines nur schwach ausgeprägten Reliefs wahrscheinlich.

Diese Überflutung führte kaum zu einer größeren Meerestiefe; die Fauna der Basisschichten weist Küsten(Frischwasser)bewohner auf, die zahlreichen Kohlenspreuschichten der mittleren Abteilung deuten auf Flachsee, und auch die Hangendschichten (neuerlich Frischwasserhorizonte) sind küstennahe Sedimente.

Die Küste erfuhr während ihrer Ablagerung der Kreidesteine keine so wesentliche Hebung, daß eine länger dauernde Reliefenergie ausgelöst worden wäre.

In einem Teil der Krappfelder Kreidetransgression kam es jedoch zu einem mindestens dreifachen Zyklus, der jedesmal mit Transgressionskonglomeraten beginnend zur Ablagerung mächtiger, gleichmäßiger Portlandmergel führt und mit Romanmergel mit zahlreicher Repetitionsschichtung endet.

Im dritten beobachteten Zyklus greift die Transgression bei Wietersdorf und vielleicht auch bei Mösel bereits erhärtete Kreidekalke an; die daraus entstehenden Blöcke (bis 1 m³) sind die größten in der Kärntner Kreide beobachteten Gerölle. Ob es sich um eine lokale Erscheinung handelt oder nicht, konnte nicht festgestellt werden.

Der Einfluß des Kristallins dürfte gering gewesen sein; im mittleren Zeitabschnitt (Flyschperiode) wird er durch Glimmerschüppchen stets unscheinbarer Größe besonders in Schichten, die Kohlenspreu führen,

häufiger, scheint aber nur im südlichen Teil der Kreideablagerungen des Krappfeldes von Bedeutung zu sein.

Einzelne Schichten sind auf größere Entfernung nicht, eine Dreiteilung der ganzen Ablagerung jedoch gut zu verfolgen.

Die Beobachtungen sprechen für eine Autochthonie der Krappfelder Kreide. Es kann demnach eine Transgression des Kreidemeeres von S, bzw. SO angenommen werden.

Die Kreide der Lavanttaler Berge zeigt sich im wesentlichen von einer kalkigen Triasküste beeinflusst; der Mangel einer stärkeren Beeinflussung durch Kristallin und Paläozoikum bestätigt die zuerst durch A. Kieslinger ausgesprochene Ansicht, daß sie zu einer von S gekommenen Schubscholle gehört (Allochthonie der Lavanttaler Kreide).

Der St. Pauler Kreide ähnelt jene vom Jesenkoberg sehr; auch sie zeigt Material von einer kalkigen Triasküste und wird von ihrer heutigen Unterlage kaum beeinflusst. Glimmergehalt deutet die Nähe von Kristallin an.

Süßwasserschichten, wie sie etwa den Randgebieten der Kainacher Gosau eigen sind, konnten in Kärnten bisher nicht nachgewiesen werden.

Nach Absatz der Kreideschichten folgt eine bis zum Lutetien dauernde Trockenlegung; eine in dieser Zeit erfolgte Bewegung am Nordrand der Krappfelder Kreide ist wahrscheinlich, aber nicht sicher beweisbar.

Literaturverzeichnis.

a) Zitiert.

1) K. A. Redlich: Die Geologie des Gurk- und Görtschitztales. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1905, daselbst alle ältere Literatur.

2) Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1927, Nr. 1: Aufnahmebericht des Chefgeologen Dr. H. Beck über Blatt Hüttenberg—Eberstein.

3) K. A. Penecke: Das Eozän des Krappfeldes in Kärnten. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse X C/I, 1884.

4) P. Arbenz: Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. Vierteljahrsschrift der naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 1919.

5) R. Zuber: Über die Entstehung des Flysch. Zeitschrift für praktische Geologie, 1901.

6) R. Jaeger: Grundzüge einer stratigraphischen Gliederung der Flyschbildungen des Wienerwaldes. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, VII/1914.

7) W. Schmidt: Die Kreidebildungen der Kainach. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1908.

8) V. Hilber: Fossilien der Kainacher Gosau. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1902.

9) H. Höfer: Die geologischen Verhältnisse der St. Pauler Berge in Kärnten. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, C III/I, 1894.

10) A. Kieslinger: Geologie und Petrographie der Koralpe I. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, 1926, 135. Bd.

11) F. Heritsch: Beiträge zur geologischen Kenntnis der Steiermark IV. Studien im Gebiet des westlichen Bachers. Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, 1913.

12) L. Waagen: Geologischer Bericht aus dem Kartenblatt Köflach—Voitsberg. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1927.

13) I. Felix: Studien über die Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und in den Mediterrangebieten II die Kreideschichten bei Gosau. *Paläontographica*, 1908, 54. Bd.

14) R. Zuber: Geologische Beobachtungen aus Westafrika. *Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt*, 1911.

15) W. Graf zu Leiningen: Über die Einflüsse von äolischer Zufuhr auf die Bodenbildung. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, 1916, 8. Bd.

16) E. Spengler: Über die von H. Stille in den nördlichen Kalkzonen der Ostalpen unterschiedenen Gebirgsbildungsphasen. *Zentralblatt für Minerologie*, 1927, 4. Bd., S. 138 ff.

17) H. Stille: *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*, Berlin 1924.

18) A. Tornquist: Intrakretazische und alttertiäre Tektonik der östlichen Zentralalpen. *Geologische Rundschau*, 1923, 14. Bd.

19) P. Oppenheim: Über einige alttertiäre Faunen der österreichisch-ungarischen Monarchie. *Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients*, 1903, 13. Bd.

20) I. Boussac: *Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. Mém. pour serv. à l'explication de la carte géol. détaill. de la France*, 1911.

b) Außerdem besonders.

O. Ampferer: 1. Über die Gosau des Muttekopfes. *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt*, 1912.

— 2. Über Kantengeschiebe unter den exotischen Geröllen der niederösterreichischen Gosauschichten. *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt*, 1916.

— 3. Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosaulagerungen. *Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse*, 1919.

Ampferer und Ohnesorge: Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandte Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt*, 1909.

C. W. Kockel: Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, Wien* 1922.

E. Spengler: Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten I und II. *Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse*, 1912 und 1914.

H. P. Cornelius: Zum Problem der exotischen Blöcke und Gerölle im „Flysch“ des Allgäus. *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt*, 1924.

A. Fugger: Das Salzburger Vorland. *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt*, 1899.

G. Geyer: 1. Über die Kalkalpen zwischen dem Almtal und dem Traungebiet. *Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt*, 1911.

— 2. Über die Gosaubildungen des unteren Ennstales und ihre Beziehungen zum Kreidelysch. *Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt*, 1907.

K. Andréé: *Geologie des Meeresbodens*, 2. Bd.

Die Dekapodenfauna des österreichischen Jungtertiärs.

Von **Martin Glaessner.**

(Mit 2 Tafeln und 8 Textfiguren.)

Die Untersuchung der Dekapoden des österreichischen Neogen ist bisher über einzelne Beschreibungen weniger Arten nicht hinausgekommen, trotzdem schon seit langem genügend Material vorlag, das interessante Ergebnisse einer genauen Bearbeitung erwarten ließ. Durch diese sollte in unserer Kenntnis der Tertiärfauna Österreichs eine Lücke geschlossen werden, die noch bestand, nachdem schon die meisten Tiergruppen zum Gegenstande eingehender Studien gemacht worden waren. Dabei konnten einige bei anderen Invertebratenstämmen dieses Gebietes erzielte Resultate nachgeprüft werden. Es erschien aber auch für die Erforschung der Geschichte der Dekapoden wichtig, eine jungtertiäre Fauna zu untersuchen, denn die Kenntnis der neogenen Dekapoden stand bisher weit hinter der der paläogenen zurück. Bevor diese Ungleichmäßigkeit unseres Wissens von der Entwicklung des Stammes im Tertiär beseitigt ist, können wir zu keiner befriedigenden Erklärung der Entstehung der heutigen Fauna gelangen. Der Fortschritt der Forschung auf diesem Gebiete dürfte sich aber jetzt rasch vollziehen. Den in den letzten Jahren (seit 1919) erschienenen Beschreibungen der Neogenfaunen von Java, Mittelamerika und des westlichen Nordamerika sowie den älteren Arbeiten über die Dekapoden Italiens wird in kürzester Zeit die nachgelassene Arbeit Lörentheys über die Dekapoden von Ungarn folgen, mit deren Fertigstellung K. Beurlen beschäftigt ist. Dann wäre es dringend zu wünschen, daß die Faunen des Neogen von Norddeutschland und Südamerika beschrieben werden und unsere Kenntnisse über die Dekapoden des französischen Tertiärs eine Revision und Vervollständigung erfahren. Aus dieser Darstellung ersieht man, daß mehr als ein lokales Interesse gegen die Vernachlässigung der Dekapodenfauna des österreichischen Jungtertiärs spricht.

Das Material stammt aus dem steirischen Tertiärgebiet und aus dem Wiener Becken. Hier sammelte ich auch selbst viele Dekapodenreste. Die Untersuchung konnte sich aber naturgemäß nicht genau auf das heutige österreichische Staatsgebiet beschränken, auswärtige Lokalitäten mußten herücksichtigt werden, wenn sich die dort auftretenden Schichten über die Grenze fortsetzen. Das ist bei den Fundorten im Schlier der Windischen Bühel in Jugoslawien, ferner bei den Aufschlüssen von Theben-Neudorf (Devinská Nova Ves) in der Slowakei der Fall. Der Beschreibung der Miozänfauna folgen Abschnitte über stratigraphische Gliederung, Beziehungen der Fauna und Lebens- und Fossilisations-

verhältnisse; f anschließend wird die einzige aus dem Pliozän bekannte Art beschrieben.¹⁾ Daß ich nun darangehen konnte, die gesamte Dekapodenfauna des österreichischen Neogen zu untersuchen, soweit ihr Erhaltungszustand das aussichtsreich erscheinen ließ, wurde mir in erster Linie durch das Entgegenkommen ermöglicht, das ich bei allen öffentlichen Sammlungen und wissenschaftlichen Anstalten, bei zahlreichen Forschern und bei Privatsammlern gefunden habe. Es ist mir eine angenehme Pflicht, allen diesen auch hier meinen Dank auszusprechen.

Herr Hofrat Professor Dr. F. X. Schaffer stellte mir das reiche Material der paläontologischen Sammlung des Wiener Naturhistorischen Museums zur Verfügung, Herr Dozent Dr. O. Pesta vermittelte mir die Kenntnis der Crustaceensammlung der zoologischen Abteilung dieses Museums, welche ich sehr oft zu Vergleichszwecken heranzog, und kam mir auch durch zahlreiche Auskünfte und Literaturnachweise stets in freundlichster Weise entgegen. Herr Professor Dr. V. Hilber übersandte mir das wertvolle Dekapodenmaterial des steirischen Landesmuseums in Graz (Joanneum); wichtige Mitteilungen über das Alter der Fundschichten verdanke ich dem Entgegenkommen des Herrn Dozenten Dr. A. Winkler, die Bestimmung der Exemplare aus der Sammlung der Grazer Universität ermöglichte mir Herr Professor Dr. F. Heritsch. Herr Professor Dr. O. Abel hatte die Freundlichkeit, mich auf eine interessante Krabbe aus der Sammlung des paläobiologischen Instituts der Wiener Universität aufmerksam zu machen und mir diese zu übergeben. Die Direktion der Geologischen Bundesanstalt in Wien gestattete mir die Untersuchung der in der Sammlung dieses Instituts befindlichen Dekapoden; Herr Bergrat Dr. H. Beck hat mir mehrmals die Kenntnis wichtiger Originale und Vergleichsstücke aus dieser Sammlung vermittelt. Die Herren Dr. C. A. Bobies und H. Chlupač in Wien und Professor Dr. G. Zinke in Salzburg stellten mir bereitwilligst Stücke aus ihren Sammlungen zur Verfügung. Allen Genannten bin ich für die Förderung meiner Arbeiten zu großem Dank verpflichtet.

I. Miozän.

Die größte Zahl der tertiären Dekapoden Österreichs stammt aus dem Miozän des Wiener und steirischen Beckens. Im Burdigal wurden keine Dekapoden gefunden, das Helvet und Torton lieferte zahlreiche Arten, das Sarmat nur eine Form. Ich gebe im folgenden eine Liste der Miozänfauna mit der Eingliederung der Arten in das System.

¹⁾ Auch aus dem österreichischen Alttertiär, und zwar vom Nordrand der Alpen, sind Dekapoden bekannt, doch läßt das vorliegende Material nur wenig neue Ergebnisse einer Untersuchung erwarten. Seit langem (A. E. Reuß, Denkschriften der k. Akademie der Wissenschaften, Wien, 17. Bd., 1859, S. 20, Taf. 5, Fig. 1, 2, S. 50. — H. v. Meyer, Palaeontographica, 10. Bd., 1862, S. 147, Taf. 16, Fig. 1—4), ist das Vorkommen von *Ranina Marestiana* Kön. und *Xanthopsis nodosa* M'Goy im Eozän bekannt. Außer diesen sah ich nur sehr unvollständige Reste von wenigen anderen Arten, darunter einen Paguriden und einen *Neptunus* aus dem Priabon (?) von Niederösterreich,

- Anomura*
- Superfam. *Galatheidea* Fam. *Galatheidae*
Galathea sp.
- Superfam. *Callianassidea* Fam. *Callianassidae*
Callianassa jahringensis n. sp.
 " cf. *jahringensis* n. sp.
 " *Michelottii* A. M. Edw.
 " *Sismondai* A. M. Edw.
 " *norica* n. sp.
 " *floriana* n. sp.
 " sp. indet.
- Superfam. *Paguridea* Fam. *Paguridae*
Petrochirus priscus (Brocchi)
- Brachyura*
- Subtrib. *Gymnopleura* Fam. *Raninidae*
Ranidina rosaliae Bittn.
- Subtrib. *Oxystomata* Fam. *Calappidae*
Calappa Heberti Brocchi
- Fam. *Leucosiidae*
Myra emarginata n. sp.
- Subtrib. *Brachygnatha*
- Superfam. *Brachyrhyncha* Fam. *Canceridae*
Cancer Sismondai v. Mey.
 " cf. *Sismondai* v. Mey.
 " *styriacus* Bittn.
 " *Bittneri* Toula
- Fam. *Necronectidae*
Necronectes Schafferi n. sp.
- Fam. *Portunidae*
Portunus sp.
Neptunus granulatus A. M. Edw.
Scylla cf. *Michelini* A. M. Edw.
- Fam. *Xanthidae*
Titanocarcinus vulgaris n. sp.
 " *vulgaris armatus*
 n. subsp.
- Pilumnus* sp.
Daira speciosa (Reuß)
Carpilius antiquus n. sp.
- Fam. *Goneplacidae*
Goneplax cf. *Sacci* Crema
Mioplax socialis Bittn.
- Fam. ?
Microplax exiguus n. g. n. sp.
- Fam. *Ocypodidae*
Macrophthalmus vindobonensis m.
- Superfam. *Oxyrhyncha* Fam. *Parthenopidae*
Lambrus sp.
- Fam. *Majidae*
Hyas meridionalis n. sp.

Galathea sp.

(Taf. III, Fig. 1.)

Material: Ein Bruchstück aus der Mitte des Carapax (Fig. 1), die rechte Hälfte eines kleineren Exemplars und mehrere Schalenbruchstücke. Sammlung Naturhistorisches Museum Wien.

Vorkommen: Baden-Rauchstallbrunngraben (Korallenkalk, Torton).

Beschreibung: Durch die querverlaufenden Furchen und die deutliche Cervicallinie ist die Zugehörigkeit der Reste zu einer Galatheidform leicht festzustellen. Da das Rostrum nicht erhalten ist, könnte es sich vielleicht auch um die Gattung *Munida* handeln. An den seltenen Resten, die bisher nur von einem Fundort vorliegen, ist noch zu erkennen, daß an den Seitenrändern kleine Zähnechen vorhanden waren.

Vergleiche: Was erhalten ist, ist der rezenten *G. strigosa* aus dem Mittelmeer und der *G. affinis* Rist. aus dem Pliozän Italiens und dem Torton von Sizilien sehr ähnlich, doch genügen die vorliegenden Bruchstücke nicht für genauere Vergleiche. Eine *Galathea* wird auch aus dem Tertiär von Spitzbergen angegeben.

Callianassa jahringensis n. sp.

(Taf. IV, oben.)

Material: Ein nahezu vollständiges Exemplar (Holotyp), ferner 20 große Scherenfüße, davon sechs im Zusammenhang mit der kleineren Schere und verschiedenen Resten des Panzers. Elf Exemplare haben die große Schere auf der linken Seite, zehn auf der rechten. — Sammlung Joanneum, Graz, Holotyp Nr. 5754.

Vorkommen: Jahring (Foraminiferenmergel = Schlier, Helvet).

Beschreibung: Es sollen zunächst die Scheren beschrieben werden, dann anschließend die übrigen Teile des Panzers. Die beiden Scheren sind in Form und Größe außerordentlich verschieden, die große, die nahezu gleich häufig rechts oder links auftritt, erreicht die dreifache Höhe (= Breite) der kleinen. Der Propodus der großen Schere hat einen quadratischen Umriß, ist außen mäßig gewölbt und glatt. Auch innen war er wahrscheinlich gewölbt. Ober- und Unterrand sind sehr schwach konvex, der Proximalrand ist gerade, die Ecken sind abgerundet. Der Gelenksansatz des beweglichen Fingers springt nicht über die Basis des unbeweglichen vor. Am unteren Rande der Hand findet sich ein Kiel, der innen und außen von je einer Reihe von Löchern durchbohrt ist. Die etwa einen halben Millimeter breite Fläche zwischen der äußeren Lochreihe und der Unterkante ist bei einem Exemplar mit feinen senkrechten, eng nebeneinanderstehenden Streifen bedeckt. An der Außenfläche sieht man nahe der Basis des unbeweglichen Fingers einige Löcher für Haarbüschel. Der Finger ist kurz und stark, sehr schwach nach innen und oben gekrümmt und in eine scharfe Spitze ausgezogen. Einige Stücke lassen an seinem oberen Außenrand an der Basis einen

rechtwinkelig-dreieckigen Zahn erkennen. Zwischen diesem und der Spitze des Fingers ist die Oberkante scharf und zahnlos. An seiner Unterkante zieht der mit Haarbüscheln besetzte Kiel vom Propodus bis gegen die Spitze weiter. Auch der bewegliche Finger ist kräftig, besitzt eine scharfe innere und eine stumpfe äußere Oberkante, einen stumpfen Zahn an der Basis und unten eine scharfe Schneide, die von diesem Zahn in einer s-förmigen leichten Krümmung ohne Unterbrechung zur Spitze verläuft. Darüber und an der Oberkante saßen in Reihen Haarbüschel in größeren Abständen. Der Propodus der kleineren Schere ist länglich-rechteckig mit geradlinigem Umriß. Die Oberfläche ist glatt. Beide Finger sind lang, sehr schmal und stark und gleichmäßig nach innen und oben, bzw. unten gebogen. Sie sind zahnlos, aber mit scharfen Schneiden versehen. Wenn die kleinen Scheren geschlossen sind, kreuzen sich die Spitzen der Finger. Der unbewegliche Finger war an der Unterkante und an der Schneide, der bewegliche an der Außenseite behaart.

Wir gehen nun zur Besprechung der übrigen erhaltenen Panzerteile über. Vom Cephalothorax liegen bei mehreren Exemplaren die Abdrücke je zweier spiegelbildgleicher häutiger ovaler Blättchen vor, die immer aus dem Zusammenhang gelöst sind und nach den Verhältnissen bei rezenten *Callianassa*-Arten wohl als die abgetrennten beiderseitigen Branchialteile gedeutet werden können. Vom Vorder- und Mittelteil liegt nur ein undeutlicher Rest vor. Vom Postabdomen sind an dem abgebildeten Exemplar sechs Segmente und das Telson sichtbar, aber nicht sehr deutlich erhalten. Die Scherenhände wurden bereits beschrieben, von der kleineren Schere ist außer dem Propodus nur der Carpus erhalten, er zeigt einen annähernd quadratischen Umriß mit stark konvexem Oberrand. Der Carpus der größeren Schere ist auffallend kurz, er erreicht nur ein Drittel der Länge der Hand. Er ist auch etwas niedriger als diese, sehr flach und glatt, der Distalrand ist leicht konkav, der Proximalrand stark gebogen, Ober- und Unterkante sind konvex. Die Höhe (= Breite) des im Umriß ovalen Merus entspricht ungefähr der Länge des Carpus. Der Merus besitzt innen und außen je einen geraden scharfen Kiel. Das Ischium ist schwächer und glatt und hat gebogene Ränder. Auch am ersten Paar der Pereiopoden finden sich deutliche Scheren. Sie sind flach, die Finger sind kurz und dick. Auffallend ist hier der kräftige, glatte, gewölbte Merus, der fast die Länge dieses Gliedes der Scherenfüße erreicht. Auch das Ischium ist stark. Die übrigen Pereiopoden sind nicht deutlich zu erkennen.

Die eben beschriebenen *C. jahringensis* gehört zu den wenigen Arten der Gattung *Callianassa*, die nicht, wie die Mehrzahl der 100 bis heute bekannten, nur auf abgetrennten Scheren begründet sind, sondern von der auch Cephalothorax, Hinterleib und Extremitäten erhalten sind. Die Reste sind aber leider sämtlich flachgedrückt. Das macht einen eingehenden Vergleich mit wohl erhaltenen Stücken fast unmöglich. Mir liegen solche aus dem tortonischen Sand von Vöslau vor, die große Ähnlichkeiten mit *C. jahringensis* erkennen lassen. Da sich kaum genau feststellen läßt, wie diese Form aussehen würde, wenn sie im Mergel flachgedrückt erhalten wäre, beschreibe ich sie abgesehen unter dem Namen *Callianassa* cf. *jahringensis*.

Callianassa cf. jahringensis n. sp.

(Taf. III, Fig. 2, 2a.)

Material: Ein linker Propodus mit dem unbeweglichen Finger, ein rechter und zwei linke bewegliche Finger. Sammlung Naturhistorisches Museum Wien.

Vorkommen: Vöslau (Sand, Torton).

Beschreibung: Die kleine Scherenhand, die am Proximalrand beschädigt, aber sonst sehr gut erhalten ist, wurde von dem Wiener Sammler Herrn H. Chlupač gefunden und mir freundlicherweise zur Untersuchung überlassen. Der Umriss ist annähernd quadratisch, Ober- und Unterkante sind stark konvex. Die Außenfläche ist sehr gleichmäßig gewölbt, die Innenfläche schwach konvex, an der Basis der Index flach. Die Schale zeigt in einer tieferen Schichte netzförmig angeordnete Wülste, an der nächst höheren sind unten noch Andeutungen dieser Skulptur zu sehen, die oberste Schicht, von der noch geringe Reste zu sehen sind, war weiß, emailglänzend und glatt. Am oberen Rande der Hand zieht vom Carpalgelenk bis zu seiner Mitte eine Kante, am Unterrande verläuft ein starker, beiderseits deutlich abgegrenzter Kiel. Der unbewegliche Finger ist kurz und breit, nach innen und ein wenig nach oben gebogen. Er besitzt eine breite, ebene, dreieckige Oberfläche, die bis zur Spitze reicht. Außen ist sie durch eine schärfere Kante begrenzt. Wo diese gegen das Gelenk des beweglichen Fingers hinaufzieht, sitzt ein starker dreieckiger, etwas gegen innen gewendeter Zahn. Öffnungen für Haarbüschel finden sich in größeren Entfernungen an der Oberkante der Hand, in einer Reihe etwas tiefer an der Innenfläche, spärlich (3) an der Innenseite des Fingers, in geringen Abständen innen an der Unterkante, in einer Reihe (5) an der Außenfläche des Fingers neben der Kante, spärlich außen neben dem Fingergelenk (2) und vereinzelt auf den Flächen der Hand.

Die beweglichen Finger wurden zwar nicht im Zusammenhange mit der Hand gefunden, doch paßt einer, der in der Größe dem Propodus entspricht, so gut in das Gelenk, daß kein Zweifel daran möglich ist, daß die Reste der gleichen Art angehören. Die Finger weisen auch die gleiche emailweiße Oberschicht der Schale auf. Mir liegen zwei linke kleine und ein rechter größerer Finger vor, die Gestalt ist bei allen gleich. Eine Oberkante ist nicht entwickelt, sondern die äußere und obere Fläche sind zu einer konvexen Wölbung verschmolzen, wodurch der Finger wie aufgebläht erscheint. Über der vom inneren Gelenk ausgehenden Unterkante sind sechs Gruben für die Haarbüschel zu sehen, ebensoviele an der äußeren schärferen Kante. Diese trägt an ihrem Grunde einen deutlichen breiten und stumpfen Zahn. An der Innenfläche sind einzelne Gruben vorhanden, die Spitze des Fingers ist zugespitzt und braun gefärbt. Die äußere Kante endet, bevor sie die Spitze des Fingers erreicht. Dadurch entsteht ein kleiner Ausschnitt.

Drei rechte und zwei linke bewegliche Finger aus dem tortonen Mergel von Steinabrunn unterscheiden sich von der beschriebenen Form nur durch eine feine Zähnung der Unterkante und durch die etwas schmälere Form, wobei außen eine Andeutung einer Oberkante erscheint.

Die Biegung und Artikulation sowie die Lage und Zahl der Haarbüschel und die Gestalt und Stellung des Zahnes an der Basis stimmen genau überein.

Vergleich: Die Hand von Vöslau ist der von *C. Rovasendae* Crema¹⁾ aus dem oberitalienischen Helvet ähnlich. Die Wölbung des Propodus und die Öffnungen für Haarbüschel an seinem Ober- und Unterrand, die Form des unbeweglichen Fingers und der Zahn an seiner Basis stimmen überein. Dagegen unterscheiden sich die beiden Arten durch die stark konvexe Biegung der Unterkante der Hand und des Index, durch das Fehlen der feinen Zähnung auf dessen Oberkante und seine starke Behaarung bei der Vöslauer Form. Immerhin ist die Ähnlichkeit beachtenswert.

Callianassa Michelottii A. M. Edw.

1860 A. Milne Edwards, Hist. Crust. podophth. foss. Ann. Sci. Nat. Zool. 4^e sér. v. 14, p. 341, t. 14, f. 3.

Callianassa Michelottii A. M. Edw., 1871, K. v. Fritsch, Über einige fossile Crustaceen aus dem Septarienton des Mainzer Beckens. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 23. Bd., S. 691, Taf. 17, Fig. 5 bis 13.

Callianassa Michelottii A. M. Edw., 1886, G. Nötling, Crustaceenreste aus dem oligozänen Sternberger Gestein. Sitzungsberichte der Gesellschaft naturforschender Freunde in Berlin Nr. 3, S. 33, und Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg, 40. Bd., S. 84, Taf. 5, Fig. 4.

Callianassa Michelottii A. M. Edw., 1895, C. Crema, Sopra alcuni decapodi terz. del Piemonte. Atti R. Accad. di Sci. Torino v. 30, p. 667, f. 3.

Material: Zwei rechte und drei linke Scherenhände, der unbewegliche Finger meist beschädigt, der bewegliche sowie Merus und Carpus an einem Stück sichtbar. Von zwei Exemplaren der Abdruck der Innenseite, von einem der der Außenseite erhalten, von einem Stück beide samt Steinkern. Sammlung Joanneum, Graz.

Vorkommen: Jahring (Foraminiferenmergel = Schlier, Helvet).

Bemerkungen: Die Art wurde bisher aus dem Helvet von Oberitalien und dem Oberoligozän von Mitteldeutschland beschrieben. Die Beschreibungen stimmen untereinander in einigen Einzelheiten nicht völlig überein, alle weisen auf die große Variationsbreite bei dieser Art hin. Die Exemplare aus dem Schlier der Windischen Bühel entsprechen dem Typus der Art, sie lassen auch sehr deutlich die von Fritsch und Crema festgestellten Zähne auf dem proximalen Teil der Oberkante des unbeweglichen Fingers erkennen. Die inneren und äußeren Kiele auf dem Finger und dem angrenzenden Teile des Propodus sind bei allen Stücken zu sehen, ebenso die beiden starken, in der Mitte durchbohrten Warzen an der Umbiegung vom unbeweglichen zum Gelenk des beweglichen Fingers. Von diesem ist nur der Abdruck der oberen Hälfte erhalten,

¹⁾ C. Crema. Sopra alcuni decapodi terz. del Piemonte. Atti R. Accad. di Sci. Torino v. 30, 1894—95, p. 666, f. 2.

er stimmt mit der Abbildung von Fritsch (a. a. O., Fig. 5—7) überein. Auch der Carpus, der an einem Stück zu sehen ist, hat die von Fritsch (a. a. O., Fig. 9) dargestellte Form. Der Merus ist etwas weniger gebogen. Die Höhe (= Breite) des Propodus nimmt gegen die Finger um einen geringen Betrag ab. Das Verhältnis von Länge und Breite des Propodus schwankt sehr stark, was schon Crema erkannte. An den mir vorliegenden steirischen Exemplaren, deren Zugehörigkeit zu *C. Michelottii* nach den oben erwähnten Merkmalen außer Frage steht, ist eine Verzierung zu bemerken, die bei dieser Art bisher noch nicht beobachtet wurde und auch an zahlreichen Stücken aus dem Oligozän von Steruberg und Schwerin aus der Sammlung des Wiener Naturhistorischen Museums nicht zu sehen ist. Wo die vom unbeweglichen Finger auf den Propodus ziehenden Kanten enden, zeigt sich nämlich an der Außen- wie an der Innenfläche je eine dichtgedrängte Gruppe stumpfer Körnchen, von denen die an der Außenfläche stehende etwas größer und deutlicher ist. Diese Verzierung ist nicht bei allen Stücken gleich stark ausgebildet.

Am Steinkern ist die Skulptur einer tieferen Schalenschichte zu sehen. Sie beginnt an einer Linie, die von dem distalen Ende der Oberkante zur Mitte der Unterkante zieht und bedeckt den Steinkern des Propodus bis zum Proximalrand. Sie besteht aus kurzen Balken, die offenbar von einer leichter löslichen Substanz gebildet waren. Einen ähnlichen Aufbau der Schale erkennt man an Exemplaren von Sternberg.

Callianassa Sismondai A. M. Edw.

1860. A. M. Edwards, Hist. Crust. podophth. foss. Ann. Sci. Nat. Zool. 4^e sér. v. 14, p. 342, t. 14, f. 4.

Grapsus sp., 1846, E. Sismonda, Descrizione dei Pesci e dei Crostacei fossili nel Piemonte. Mem. R. Accad. di Sci. Torino ser. 2, v. 10, p. 69, t. 3, f. 7.

Callianassa Sismondae A. M. Edw., 1861, E. Sismonda, Appendice alla Descr. dei Pesci e dei Crost. foss. nel Piemonte. Mem. R. Accad. di Sci. Torino ser. 2, v. 19, p. 21.

Callianassa Sismondae A. M. Edw., 1894/95, C. Crema, Sopra alcuni Decapodi terziarii del Piemonte. Atti R. Accad. di Sci. Torino v. 30, p. 667, f. 4—7.

Material: Ein rechter und ein beschädigter linker beweglicher und ein linker unbeweglicher Finger. Sammlung Naturhistorisches Museum Wien.

Vorkommen: Spielfeld (Fundschiefe auf der Etikette bezeichnet als „Molasse im Liegenden des Leithakalks“, Sandstein, Torton).

Bemerkungen: Die vorliegenden Stücke entsprechen vollständig den von Crema veröffentlichten Abbildungen und den Beschreibungen. Da besonders die Form des beweglichen Fingers sehr auffallend und für die Art bezeichnend ist, kann, obwohl nur die drei erwähnten Bruchstücke vorliegen, daraus auf das Vorkommen der bisher nur aus dem Helvet Italiens bekannten Art in Steiermark geschlossen werden.

Callianassa norica n. sp.

(Taf. III, Fig. 3, 3a, 4, 4a, Textfig. 1.)

Material: Drei rechte und zwei linke Scherenhände, sämtlich ohne Finger. Ein rechter unbeweglicher Finger, drei rechte und fünf linke bewegliche Finger. Sammlung Naturhistorisches Museum Wien, Holotyp Nr. 1860/V/8b.

Vorkommen: Spielfeld (Fundsichte auf der Etikette bezeichnet als „Molasse im Liegenden des Leithakalks“, Sandstein, Torton).

Beschreibung: Umriß der Hand rechteckig, Ober- und Unterkante scharf, aber gegen innen gewendet, distal divergierend. Die Außenfläche ist stark und gleichmäßig gewölbt, die Innenfläche proximal leicht konvex, über der Mitte des unteren Randes deutlich konkav. Die Oberfläche zeigt Spuren einer Bedeckung mit unregelmäßigen Erhöhungen, diese scheinen aber auf der obersten Schalenschichte

nicht hervorgetreten zu sein. Zu der äußeren und inneren Gelenkstelle des beweglichen Fingers zieht je eine kurze, aber besonders innen deutlich hervortretende stumpfe Leiste. Ein feiner scharfer Kiel findet sich auf der proximalen Hälfte der Oberkante, er wird gegen den Distalrand der Hand undeutlich und verschwindet, kurz bevor er ihn erreicht. Der Kiel ist nur von der Innenseite sichtbar. Eine ähnliche, weniger scharfe Leiste begleitet die Unterkante.

Sie beginnt am Innenrande des Gelenksteiles des Propodus und biegt dann in einem stumpfen Winkel auf die leicht konvexe Unterkante um. Der Kiel ist von der Außenfläche der Hand durch eine deutliche Furche getrennt, an der Innenfläche begleitet ihn eine seichte Einsenkung. Außerdem wird er, was an einem gut erhaltenen rechten Propodus deutlich, an einem linken aber kaum sichtbar ist, innen von einer Reihe von Löchern für die Haarbüschel durchbohrt, die in der Mitte der Unterkante am dichtesten standen. An der Außenfläche finden sich solche Gruben in einer Reihe neben dem Kiel in großen Abständen, auf der Oberkante der Hand sind noch einige vereinzelt zu sehen. Der unbewegliche Finger ist nach innen, aber nicht nach oben oder unten gebogen, im Querschnitt dreieckig, mit einer breiten, an der Basis ein wenig eingesenkten dreieckigen Oberfläche. Diese wird innen von einer stumpfen Kante, außen von einem am Grunde mit kleinen dichtgedrängten Zähnen besetzten Kiel begrenzt. An der stumpfen Unterkante und an den Flächen finden sich Löcher für Haarbüschel in größeren Abständen.

Der bewegliche Finger wurde bisher nicht im Zusammenhang mit den Scherenhänden gefunden, doch muß ich annehmen, daß die von der gleichen Fundstelle stammenden sehr eigenartig geformten Dactylopoditen zu dieser Art gehören, da sie nach Häufigkeit, Form und Größe und vor allem im Bau des Gelenksteiles zu den Propoditen passen. Die Linie, welche die beiden Artikulationsstellen verbindet, ist unter einem spitzen Winkel gegen die senkrechte Achse des Fingers bzw. des Propodus geneigt, sie verläuft von außen unten nach innen oben. Der



Fig. 1. *Callianassa norica* n. sp. Ansicht des Propodus der rechten Schere von distal, der unbewegliche Finger ist in der Mitte abgebrochen. Nat. Größe.

Finger ist nach innen gebogen, am Grunde breiter als hoch, mit einer Einsenkung in der Mitte der Oberfläche. Diese geht gegen die Spitze in eine breite Rundung über. An der dem unbeweglichen Finger zugewendeten Seite erhebt sich eine an einem 10 mm langen Finger 1 mm hohe und 5 mm lange Rippe, die der Schneide eines Beiles ähnelt. Sie ist von der Außenfläche des Fingers nicht getrennt, von der Innenfläche durch eine seichte Einsenkung geschieden, in kurzer Entfernung von der Basis und von der Spitze endet sie in deutlichen Ecken. Der abgebildete Finger (Taf. III, Fig. 4, 4a) ist an der Spitze beschädigt und läßt daher dieses Merkmal nicht genügend klar erkennen. An der Innen- und Oberseite des Fingers waren Haarbüschel vorhanden. Auch die Schneide ist von einer Reihe sehr kleiner Löcher durchbohrt.

Maße des Propodus: Höhe (= Breite) 12 mm, Länge bis zur Basis des unbeweglichen Fingers 11 mm, größte Dicke 5 mm. Die mir vorliegenden linken und rechten Scherenhände sind annähernd gleich groß, es sind aber keine zusammengehörigen bekannt.

Vergleiche: Die Art zeigt einige Ähnlichkeiten mit *C. Michelottii* A. M. Edw., u. zw. in der Ausbildung der Kiele und Lochreihen an der Ober- und Unterkante des Propodus und in der Form des unbeweglichen Fingers. Dagegen unterscheidet sie sich von dieser durch die Kürze des Propodus, der distal höher wird, und durch das Fehlen der Kiele und Warzen auf seinen Seitenflächen.

Callianassa floriana n. sp.

(Taf. III, Fig. 5.)

Material: Sechs rechte und vier linke Scherenfüße, die meisten vollständig, aber flachgedrückt, nur im Abdruck deutlich sichtbar, rechte und linke nicht zusammengehörig. Sammlung Naturhistorisches Museum Wien, Holotyp Nr. 1846/XLIX/9—10.

Vorkommen: St. Florian in Steiermark (sandiger Tegel, Helvet).

Beschreibung: Ischiopodit schwach, glatt, gegen den Merus hin breiter werdend; dieser schmal, im Umriß rechteckig, mit einem scharfen, leicht gebogenen Kiel an der Außenfläche. Unter dem Kiel sieht man in einiger Entfernung davon eine Gruppe von stumpfen Körnchen. Carpus mit geradem Ober- und sehr stark gebogenem Unterrand, ebenso lang wie hoch, der Gelenkrand gegen den Propodus ist gerade und steht im rechten Winkel zur Oberkante. Die Außenfläche ist vollkommen glatt, an der Unterkante waren Haarbüschel vorhanden. Der Propodus hat einen annähernd quadratischen Umriß, er wird aber gegen die Finger hin deutlich niedriger. Der Gelenkteil des beweglichen Fingers springt weit über die Basis des unbeweglichen vor. Die Oberfläche scheint glatt gewesen zu sein, nur neben der Umbiegungsstelle vom unbeweglichen zum Gelenk des beweglichen Fingers sitzen einige Körnchen. Der obere Rand der Hand trägt innen einen Kiel. Dem Unterrand begleiten Löcher für die Haarbüschel, die etwas nach außen gewendet waren. Sie setzen sich auf der Unterkante des unbeweglichen Fingers fort. Dieser ist lang und wenig gegen oben und innen gebogen. Die Spitze ist stärker nach aufwärts gekrümmt. Außen war eine stumpfe Kante, innen ein scharfer

Kiel vorhanden, zwischen denen eine schmale dreieckige, gegen innen geneigte Fläche lag. Eine Andeutung von einzeln stehenden, sehr kleinen Zähnen findet sich an der Basis des inneren Kieles, nur ein kleiner stumpfer Zahn innerhalb dieses Kieles ist deutlich zu erkennen. Bei einer großen linken Schere ist der Finger ebenso gebaut, bei zwei kleinen scheint er im Verhältnis zur Hand etwas kürzer gewesen zu sein. Der bewegliche Finger ist gerade, nur seine Spitze ist in einem Viertelkreis nach unten gebogen. Er besaß wahrscheinlich oben einen Kiel. Auffallend sind die nahe der Basis stehenden drei starken Zähne, von denen der erste stumpf ist; die beiden anderen sind sehr spitz. Der dritte sitzt innerhalb der Mitte der Entfernung vom Propodus zur Fingerspitze. Der übrige Unterrand ist glatt.

Vergleiche: Die besprochene Art ist ähnlich der *C. ferox* Bittn.¹⁾ aus dem Oligozän von Ungarn. Sie unterscheidet sich aber von dieser durch die Kürze des Propodus, durch den gebogenen Unterrand des Carpus, das Fehlen der Vertiefungen unter dem oberen Rand der Hand und den Bau des beweglichen Fingers. Dieser ist schmäler und länger, der dritte Zahn sitzt noch vor der Mitte der Unterkante. Die Gruben über den Zähnen fehlen. Ähnlich ist die allgemeine Form, die Gestalt des unbeweglichen Fingers, die starke Krümmung des beweglichen und seine Bewehrung mit drei Zähnen. Deshalb scheint es mir nicht ausgeschlossen, daß die Arten näher verwandt sind.

Von *C. Michelottii* A. M. Edw. unterscheidet sich *C. floriana* durch das Fehlen der Kiele am Propodus. Ferner ist die auf dem Propodus noch sichtbare äußere Oberkante des unbeweglichen Fingers hier am Ende nach oben gebogen. Der Finger ist lang, schlank und zahnlos, die Löcher an seiner Unterkante sind weiter voneinander entfernt. Ähnlich ist die Form des Carpus und des Propodus und die Ausbildung einer oberen Fläche am unbeweglichen Finger.

Eine ähnliche Art, die aber nicht sehr gut erhalten ist, liegt in mehreren Bruchstücken und Abdrücken aus tonigem Sand des Helvet von Pöls vor (Sammlung Naturhistorisches Museum Wien, Nr. 1861/1/325). Sie ist doppelt so groß wie die Florianer Scheren, die Oberfläche ist rau, die Form des unbeweglichen Fingers, der über seine Basis vorspringende Gelenkteil des Propodus und die Körnchen daran sind wie bei *C. floriana* ausgebildet. Weitere Funde müssen zeigen, ob es sich um eine eigene Art oder um eine infolge der Verschiedenheit des Fundortes etwas abweichende Form handelt.

Callianassa sp. indet.

Im österreichischen Jungtertiär finden sich häufig Reste zahlreicher Arten von *Callianassa*. Von diesen wurden hier bisher nur solche beschrieben und benannt, deren Erhaltungszustand und Vollständigkeit Vergleiche mit späteren Funden möglich erscheinen läßt. Ich halte es für zwecklos, die mir vorliegenden zahlreichen unvollständigen Scheren und einzelnen Finger ausführlich zu beschreiben und mit Namen zu

¹⁾ A. Bittner, Dekapoden des pannonischen Tertiärs. Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 102. Bd., 1893, S. 12, Taf. 1, Fig. 8—12.

versehen, denn erstens kann man über ihr Verhältnis zu den gut bekannten Arten keine Klarheit gewinnen, und zweitens entsteht dabei die Möglichkeit, daß Zusammengehöriges auseinandergehalten wird und spätere Funde nicht mit den auf unvollständigen Resten begründeten Arten in Beziehung gebracht werden können.

Auf einige derartige Fragmente habe ich schon bei der Besprechung der neuen *Callianassa*-Arten hingewiesen, denen sie ähnlich sind. Einige weitere sollen hier kurz erwähnt werden, um einen Begriff von der Verbreitung und Mannigfaltigkeit der Formen von *Callianassa* im österreichen Miozänmeer zu geben.

In der Sammlung des Joanneum befinden sich Scheren von zwei nicht näher bestimmbar Arten von *Callianassa* aus dem Schlier von Jahring.

Das Wiener Naturhistorische Museum besitzt unbestimmbare Scheren und Finger dieser Gattung aus dem Leithakalk von Gamlitz. Ferner liegt in derselben Sammlung ein Exemplar aus den mediterranen Konglomeraten des Rauchstallbrunngrabens bei Baden, das die Außenseite des Steinkernes von Ischium, Merus, Carpus und Propodus der linken sowie die Abdrücke der Außenseite des Carpus, Propodus und der Finger der rechten wesentlich kleineren Schere zeigt. Die Finger der linken Hand fehlen vollständig, diese besitzt einen rechteckigen Umriß und ist stark gewölbt. Die rechte Hand war viel flacher, hatte einen rhombischen Umriß und eine Reihe von Gruben über der Unterkante. Der unbewegliche Finger war kurz und zahnlos, der bewegliche besaß eine Reihe deutlicher Zähne.

Ein zweites Exemplar stammt aus den Mediterrankonglomeraten von Kalksburg. Hier ist die Außenseite des Propodus der rechten Schere zu sehen, die Schale ist erhalten. Die Form ist ähnlich der vorher beschriebenen. Die flachgewölbte Schale ist fein vertieft punktiert; diese Verzierung ist auf der oberen Hälfte bei Vergrößerung deutlich sichtbar, auf der unteren schwächer. Über der kielartig scharfen Unterkante sehen wir Gruben für die Haarbüschel, bei dem vorliegenden Exemplar sind zehn vorhanden. Vereinzelt derartige Öffnungen finden sich auch am Hinterrande und an der Basis des unbeweglichen Fingers. Dieser ist dreikantig und trägt einen starken spitzen Zahn. Das unterscheidet die Form von der ähnlichen aus Baden.

Eine schlecht erhaltene Hand von *Callianassa* fand ich in einem tortonen Sandstein bei Walbersdorf im Burgenland; Finger, die zu bisher unbestimmbaren Arten dieser Gattung gehören, fanden sich in Steinbrunn (vier verschiedene Formen), Kalksburg und Vöslau.

Eine weitere Art kommt im tortonen Leithakalk von Müllendorf vor. Hier fand ich zwei verdrückte linke Scheren, von denen nur Abdrücke und Steinkerne erhalten sind. Sie sind 20 mm lang und 15 mm hoch. Der unbewegliche Finger zeigt eine schmale dreieckige Oberfläche mit einigen Zähnen an der Außenkante. Die Unterkante der Hand ist mit Haarbüscheln besetzt.

Im Wiener Becken kommen nach diesen Untersuchungen mindestens neun Arten von *Callianassa* vor.

Petrochirus priscus (Brocchi).

(Textfig. 2.)

Pagurus priscus, 1883, P. Brocchi, Note sur les Crust. des terr. tert. de la Hongrie. Ann. Sci. Geol. v. 14, p. 7, t. 5, f. 9.

Pagurus priscus Brocchi, 1898, E. Lörenthey, Beiträge zur Dekapodenfauna des ungarischen Tertiärs, Termész. Füzetek, v. 21, p. 106, t. 9, f. 6, 7.

Material: Drei bewegliche und drei unbewegliche Finger, ein kleines Bruchstück eines vierten beweglichen Fingers.

Vorkommen: Pöls bei Wildon (Sand, Helvet), Rauchstallbrunngraben bei Baden (Konglomerat, Torton), Vöslau, Kalksburg, Theben-Neudorf (Sand, Torton). Sammlung Naturhistorisches Museum Wien.

Bemerkungen: Die Art kann nicht zur Gattung *Pagurus* gehören, da sie keine hornigen Fingerspitzen besaß. Mehrere Stücke aus dem

österreichischen Tertiär lassen deutlich erkennen, daß auch die Spitze der Finger mit Zähnen und Körnchen besetzt war, so daß für einen Hornüberzug kein Raum vorhanden war. Daher ist die Form als *Petrochirus* zu bezeichnen, die Arten dieser Gattung sind im übrigen den *Pagurus*-Arten sehr ähnlich. Zur Abbildung und Beschreibung bei Brocchi und Lörenthey ist außerdem noch ergänzend festzustellen, daß die Innenseite der Finger zwei, die Außenseite fünf Gruhen entlang der Zahnreihe aufweist, in denen Haarbüschel befestigt gewesen sein dürften. Die Stellung der Zähne, die bei den verschiedenen Exemplaren gut übereinstimmt, zeigt die Abbildung. Alle bisher gefundenen Reste gehören der rechten Scherenhand an.



Fig. 2. *Petrochirus priscus* (Brocchi). Schematische Darstellung der Oberfläche des rechten beweglichen Scherenfingers. Nat. Größe.

Außer im Tertiär des Wiener, steirischen und ungarischen Beckens, wo sie in Rákos bei Pest im Torton zuerst gefunden wurde, kommt diese Art auch im Miozän des Atlasgebietes vor. In meiner Sammlung befindet sich eine vollständig erhaltene linke Hand von Oued Tiflout, die sich auffallend wenig von den von Lörenthey abgebildeten rechten Scherenhänden unterscheidet. Sie ist nur sehr schmal und langgestreckt (Abstand der Fingerspitze vom Carpalgelenk innen 58 mm, Höhe am Proximalrand 28 mm, Dicke 16 mm) und stark gebogen. Die Zähne sind nicht erkennbar.

Vergleiche: Fossile *Petrochirus*-Arten sind aus dem Oligozän von Westindien — *P. inequalis* Rathb.¹⁾ — und aus dem Miozän von Panama — *P. Bouvieri* Rathb.²⁾ — beschrieben worden. Von beiden unterscheidet sich *P. priscus* durch die langgestreckte Form der Scheren und Finger und durch die Verzierung. Ähnlich ist auch *Pagurus Manzoni* Rist. aus dem Miozän Italiens.

¹⁾ M. J. Rathbun, West Indian tert. decap. Crust. Carnegie Inst. Publ. Nr. 291, 1919, p. 167, t. 9, f. 13—15.

²⁾ F. Toulou, Die jungtert. Fauna v. Gatun am Panamakanal. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 61. Bd., 1911, S. 511, Taf. 30, Fig. 13.

M. J. Rathbun, Decapod Crust. from the Panama Region. U. S. Nat. Mus. Bull. 103, 1919, p. 153.

Ranidina rosaliae Bittn.

1893, A. Bittner, Dekapoden des pannonischen Tertiärs. Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Wien 102. Bd., S. 33, Taf. 2, Fig. 2.

Ranidina Rosaliae Bittn., 1924, M. Glaessner, Über eine neue miozäne Krabbe und die Brachyurenfauna des Wiener Beckens. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1924, Nr. 6, S. 115.

Material: Zahlreiche verdrückte Exemplare. Sammlung der Geologischen Bundesanstalt Wien.

Vorkommen: Walbersdorf (Tegel, ? Torton).

Bemerkungen: Von dieser Art wurden mir keine weiteren Funde bekannt. Ich möchte aber hier erwähnen, daß kürzlich von Rathbun¹⁾ eine zweite Art dieser Gattung (*R. willapensis*) aus dem Oligozän des westlichen Nordamerika beschrieben wurde. Sie stammt aus einem tuffartigen Sandstein und unterscheidet sich von *R. rosaliae* durch ihre glatte Oberfläche und den nach innen weisenden Orbitaldorn.

Calappa Heberti Brocchi.

1883, P. Brocchi, Note sur les Crust. foss. des terr. tert. de la Hongrie. Ann. Sci. Geol. v. 14, p. 2, t. 4, f. 3.

Calappa Heberti Brocchi, 1898. E. Lörenthey, Beiträge zur Dekapodenfauna des ungarischen Tertiärs. Termész. Füzetek v. 21, p. 88, t. 8, f. 1—3; t. 9, f. 1.

Calappa? 1905, H. Przißram, Die Heterochelie bei dekap. Crustac., Archiv f. Entwicklunsgmech., 19. Bd., S. 228, 246, Taf. 12, Fig. 4.

Material: Vierzig isolierte Scherenfinger, ein Steinkern von Carpus und Propodus der kleineren Schere und ein unvollständiger Abdruck eines kleinen Carapax.

Vorkommen: Nodendorf (Sand, Helvet), Steinabrunn, Nußdorf (Mergel, Torton), Pötzleinsdorf, Vöslau, Kalksburg, Grinzing-Kaasgraben (Sand, Torton). Sammlung Naturhistorisches Museum Wien. Häufig.

Bemerkungen: Am häufigsten finden sich bewegliche Finger der rechten Schere in verschiedenen Größen, nur wenige unbewegliche Finger liegen mir vor. Schon Lörenthey erwähnt eine Scherenhand ohne beweglichen Finger von Neudorf a. d. March, die er als *C. Heberti* bestimmte (a. a. O., S. 90). Sie befindet sich in der Sammlung des Wiener Naturhistorischen Museums. Die Skulptur und Bezahnung der Finger ist nicht bei allen Exemplaren gleich deutlich, solche Unterschiede finden sich aber auch innerhalb der rezenten Arten.

Vergleiche: Lörenthey vergleicht die Art mit der rezenten *Calappa lophos* Herbst aus dem Indischen Ozean, die Ähnlichkeiten mit der heute noch im Mittelmeergebiete sublitoral lebenden *C. granulata* L. erscheinen mir jedoch nicht weniger deutlich. In Ungarn wurde

¹⁾ M. J. Rathbun, The fossil stalk-eyed Crust. of the pacific slope of North America. U. S. Nat. Mus. Bull. 138, 1926, p. 99, t. 21, f. 4, 5.

C. Heberti in Rákos und Globukrajova gefunden. In meiner Sammlung befinden sich acht Scherenfinger aus dem Burdigal von Saucats, die von den Wiener Exemplaren dieser Art nicht zu unterscheiden sind und daher möglicherweise auch dieser Art angehören. Aus dem Miozän von Italien ist sie nicht bekannt, doch kann ihr vielleicht die von C. Crema¹⁾ abgebildete *Calappa* aus dem Helvet der „Colli torinesi“ zugeordnet werden. Man kann aber über die Zugehörigkeit einzelner Finger nur an Hand des Materials entscheiden.

Myra emarginata n. sp.

(Taf. III, Fig. 16, Textfig. 3.)

Material: Ein wenig verdrückter Cephalothorax, die Schale ist nur an den Rändern und auf der rechten Branchialregion erhalten. Sternum und Abdomen fehlen. Sammlung Joanneum, Graz.

Vorkommen: Wetzelsdorf bei Preding, Steiermark (sandiger Tegel, Helvet).

Beschreibung: Cephalothorax stark gewölbt. Die Umrißlinie ist nicht gleichmäßig gerundet, sondern zeigt einen verhältnismäßig deutlichen Seitenwinkel. Die Furchen, welche die mit einem stumpfen Höcker versehene Cardialregion begrenzen, sind sehr deutlich, die seitlichen setzen sich noch ein kurzes Stück nach vorne fort. Auf dem hinteren Teile der Branchialregionen stehen vereinzelt stumpfe Körnchen. Der vorspringende Teil des Vorderandes (Stirn und Augenhöhlen) ist 4 mm breit und am Rand fein gekörnt. Die Mittellinie des Carapax ist auf diesem Teil, an dem noch die Schale sichtbar ist, durch eine Reihe sehr kleiner einzeln stehender Körnchen bezeichnet. Die Stirn ist beschädigt, sie war wahrscheinlich durch einen Einschnitt in zwei Spitzen geteilt. An die nicht deutlich erhaltenen Augenhöhlen schließt sich jederseits die Hepatikalkante, unter der der Rand des Carapax nach unten abgehogen ist. Sie erreicht nur die Mitte des Vorderseitenrandes, wo sie mit einer Verdickung endet. Von dieser Stelle angefangen ist der gekörnte Rand des Carapax in vier breite, flache Zacken ausgezogen, was ich bei keiner anderen *Myra*-Art beobachten konnte. Die dritte Spitze auf jeder Seite bezeichnet die Stelle der größten Breite des Cephalothorax, die ein wenig vor der Mitte liegt. Von der letzten Zacke, die schräg nach hinten und oben gerichtet ist, zieht eine Kante parallel zu dem tiefer liegenden Hinterseitenrande weiter (vgl. Textfig. 3). Oberhalb von dessen Mitte trägt sie einen spitzen kegelförmigen Zahn. Zwischen diesem und der kräftigen Mittelspitze des Hinterrandes ist die Schale gekörnt. Etwas tiefer sitzt jederseits ein flacher dreieckiger gekörnter Zahn.

Maße: Länge 16 mm, Breite 14 mm, Höhe etwa 3 1/2 mm.



Fig. 3. *Myra emarginata* n. sp. Schematische Ansicht des Carapax von links. Nat. Größe.

¹⁾ C. Crema, Sopra alcuni decapodi terziarii del Piemonte. Atti R. Accad. di Sci. Torino v. 30, 1894/95, p. 673, f. 13.

Vergleiche: Von den beiden fossilen Vertretern der Gattung, *Myra amoena* J. Böhm und *Myra arachnoides* J. Böhm¹⁾ aus dem Altmiozän von Java, ist die Art durch die Form, die Zähne am Seitenrande und die Verzierung der Oberfläche leicht zu unterscheiden, doch ist zu bemerken, daß die erstere ebenfalls zwei Stachelpaare auf den Hinterseitenrändern besitzt. *Persephona bigranulata* Rathb.²⁾ aus dem Oligozän von Nordamerika unterscheidet sich von der neuen Art durch die völlig abweichende Skulptur der Oberfläche. *Palaeomyra bispinosa* Sism.³⁾ aus dem Helvet der „Colli torinesi“ ist von ihr durch die Verzierung mit zwei glatten, drehrunden Stacheln getrennt.

Beim Vergleich mit den rezenten *Myra*-Arten ergibt sich, daß durchwegs große Verschiedenheiten in der Form und Verzierung des Carapax und in der Zahl der Stacheln bestehen. Trotzdem muß festgestellt werden, daß die neue Art der Gattung *Myra* am nächsten steht. Am ähnlichsten ist sie der Jugendform von *Myra fugax*, die Alcock⁴⁾ als *Myra pentacantha* beschrieb. Sie zeigt einen fast kreisförmigen Umriß. Der Hinterseitenrand des Carapax weist zwei größere oder kleinere Dornen auf, so daß die Form insgesamt fünf Stacheln besitzt. Der Vorderseitenrand zeigt unmittelbar hinter der Hepatikalkerbe mehrere Zähnen. Der Mittelkiel ist bei der fossilen Art schwächer. Auch die Gattung *Myrodes* Stimps. besitzt zwei Stachelpaare auf den Hinterseitenrändern, zeigt aber im übrigen keine weitergehende Ähnlichkeit.

Außer dem Carapax sind keine sicheren Reste der neuen Art bekannt. In der Sammlung des Joanneum befanden sich ebenfalls vom Fundort Wetzelsdorf drei Meropoditen der Schere eines Leucosiiden, die durch ihre dreikantige Form und die Verzierung des Proximalteiles und der Kanten mit Körnchen eher an *Ebalia* oder *Leucosia* als an *Myra* erinnern. Da sie nicht im Zusammenhange mit dem Cephalothorax der neuen Art gefunden wurden, kann über ihre Zugehörigkeit nichts ausgesagt werden. Im tortonenen Sand von Vöslau fanden sich Meropoditen von Scheren, die denen von *Myra* und *Ilia* vollkommen entsprechen.

Cancer Sismondai v. Mey.

1843, H. v. Meyer in Leonhardt und Bronns Jahrb. f. Min. 1843, S. 589.

Cancer punctulatus Desm., 1839, A. Sismonda, Notizie intorno a due fossili di San Stefano Roero. Mem. R. Accad. di Sci. Torino ser. 2, v. 1, p. 93, f. A, B.

Platycarcinus antiquus, 1846, E. Sismonda, Descrizione dei pesci e dei Crost. foss. nel Piemonte. Mem. R. Accad. di Sci. Torino, ser. 2, v. 10, p. 58, t. 3, f. 1, 2.

¹⁾ J. Böhm in K. Martin, Die Fossilien von Java, Sammlung des Geologischen Reichsmuseums Leiden, N. F. 1. Bd., Abt. 2, 1921, S. 529, Taf. 23, Fig. 1, 3.

²⁾ M. J. Rathbun, The foss. stalk-eyed Crust. of the pacific slope of North America. U. S. Nat. Mus. Bull. 138, 1926, p. 78, t. 11, f. 5—8.

³⁾ E. Sismonda, Appendice alla descr. dei pesci e dei crost. foss. nel Piemonte. Mem. R. Accad. di Sci. Torino ser. 2, v. 19, 1861, p. 16, f. 18—20.

⁴⁾ A. Alcock, Carcinol. Fauna of India, 2., Journ. Asiat. Soc. Bengal, Calcutta, v. 65, 1896, II., p. 204.

Lobocarcinus Sismondai v. Mey. sp., 1859, A. E. Reuß, Zur Kenntnis foss. Krabben, Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 17. Bd., S. 41, Taf. 9, Fig. 1, 2.

Lobocarcinus imperator n. sp. 1859, A. E. Reuss, *ibid.* p. 42, t. 7, 8; t. 9, f. 1.

Cancer Sismondæ Mey., 1864, A. Milne Edwards, *Hist. Crust. podophth. foss.* Ann. Sci. Nat. Zool. 5^e sér. v. 1, p. 76, t. 6, f. 1; t. 7.

Cancer Deshayesi A. M. Edw., 1864, A. Milne Edwards, *ibid.* p. 74, t. 4, f. 1, 2; t. 5, f. 1.

Cancer Sismondai Mey., 1886, G. Ristori, I *Crust. brachiuri ed anom.* del Pliocene italiano. Boll. Soc. Geol. It. v. 5, p. 95, t. 2, f. 1.

Platycarcinus Sismondai (Mey.), 1896, P. Vinassa de Regny, *II Platyc. Sismondai* del Museo Parmense etc. Riv. It. Pal. v. 2, p. 1, t. 2, f. 1.

Cancer Sismondai Mey., 1906, E. Lörenthey, Beiträge zur tert. Dekapodenfauna Sardinien. Math. Naturw. Ber. a. Ungarn, v. 24, p. 240.

Cancer Sismondæ Mey.?, 1908, O. Couffon, Sur quelques *Crust.* des faluns de Touraine et d'Anjou. Feuille des jeunes Natural. Paris, v. 39, p. 5, t. 2, f. 3, 4.

Cancer (Lobocarcinus) Sismondæ Mey., 1924, M. Glaessner, Über eine neue miozäne Krabbe und die Brachyurenfauna des Wiener Beckens. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1924, Nr. 6, S. 115.

Material: Ein gut erhaltener Cephalothorax mit einer Schere. Sammlung Naturhistorisches Museum Wien.

Vorkommen: Bruck a. d. Leitha (Leithakalksandstein, Torton).

Bemerkungen: Außer dem schönen von Reuß beschriebenen Exemplar wurden keine sicher zu dieser Art gehörende Reste bekannt, doch liegen mir viele Finger einer großen *Cancer*-Art vor, von denen einige völlig mit dem Reußschen Original übereinstimmen. Da aber auch eine *Cancer*-Hand mit einem ähnlichen unbeweglichen Finger gefunden wurde, die sich von der des *C. Sismondai* unterscheidet, muß die Bestimmung der Finger vorläufig zweifelhaft bleiben. So führe ich sie im folgenden als *C. cf. Sismondai* an.

Hier ist noch zu erwähnen, daß diese Art nicht nur im Pliozän häufig ist, aus dem sie zuerst beschrieben wurde, sie wird auch aus dem Miozän von Sizilien, Algerien und Nordfrankreich (Helvet) angeführt und liegt mir außerdem in sehr schönen Exemplaren aus miozänem Sandstein des Atlasgebietes mit *Petrochirus priscus* vor.

Cancer cf. Sismondai v. Mey.

„Hand einer *Cancer*-Art“, 1924, M. Glaessner, Über eine neue miozäne Krabbe und die Brachyurenfauna des Wiener Beckens. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1924, Nr. 6, S. 116.

Material: Eine Scherenhand ohne beweglichen Finger, zahlreiche isolierte bewegliche und ein unbeweglicher Finger. Sammlung Naturhistorisches Museum Wien.

Vorkommen: Soos bei Baden (Badner Tegel, Torton); Neudorf a. M. (Sand, Torton); Steinabrunn, Nußdorf-Grünes Kreuz, Grinzing (Mergel, Torton).

Beschreibung: Die mir vorliegende linke Scherenhand ist der des *C. Sismondai* ähnlich. Die Form und die Zähne des unbeweglichen Fingers, die feine Körnelung der Oberfläche, die besonders am distalen Rande deutlich ist, und die spitzen Dornen der Oberkante sind gleich. Dagegen ist ein bedeutender Unterschied vorhanden, den ich weder innerhalb der genannten Art, die gut bekannt ist, noch innerhalb der von mir verglichenen rezenten Arten feststellen konnte. Bei der Schere von Soos ist nämlich die unterste gekörnte Leiste auf der Außenseite des Propodus, die bei allen Exemplaren von *C. Sismondai* deutlich ausgebildet ist, fast bis zur Unkenntlichkeit reduziert, auch die nächste endet, bevor sie den Finger erreicht. Der Propodus ist mit einem feinen Netzwerk von Körnchen bedeckt, die mit freiem Auge kaum mehr sichtbar sind. Sie beginnen in geringer Entfernung vom Carpalgelenk und gehen nicht weit vom Distalrande und der Basis des Fingers rasch in eine gröbere gleichmäßige Körnelung über. Diese findet sich auch an der Linie, die bei *C. Sismondai* die unterste Leiste trägt, in Form eines breiten Streifens. Die Zwischenräume des Netzwerkes sind (mit Ausnahme des mittleren Teiles der Innenfläche der Hand) lichtgelb gefärbt, die Streifen, auf denen die Körnchen sitzen und die übrige Hand sind hellbraun, das Carpalgelenk und die Fingerspitze dunkelbraun. Die Hand ist stark gewölbt und kurz.

Ein abgetrennter unbeweglicher Finger von Steinabrunn stimmt genau mit dem aus Soos überein. Die 25 beweglichen Finger, die mir von verschiedenen Fundorten des Wiener Beckens vorliegen, gehören wahrscheinlich teils zu der Form von Soos, teils zum echten *C. Sismondai*.

Cancer styriacus Bittn.

1884, A. Bittner, Beiträge zur Kenntnis tertiärer Brachyurenfaunen. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 48. Bd., S. 25, Taf. 1, Fig. 6.

Material: Ein Carapax. Sammlung der Geologischen Bundesanstalt in Wien.

Vorkommen: Aigen bei Fehring, Steiermark (Leithakalk, Torton).

Außer dem von Bittner beschriebenen Exemplar wurden keine Reste von dieser Art gefunden.

Cancer Bittneri Toula.

1904, F. Toula, Über eine neue Krabbe (*C. Bittneri* n. sp.) aus dem miozänen Sandstein von Kalksburg bei Wien. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Bd. 54, S. 161.

Cancer cf. *illyricus* Bittn., 1893, A. Bittner, Dekapoden des pannonischen Tertiärs, Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 102. Bd., S. 32.

Material: Je ein gut erhaltenes Exemplar aus Kalksburg (Holotyp, Sammlung der Technischen Hochschule in Wien) und Soos bei Baden (Sammlung Paläobiologisches Institut der Universität Wien), zahlreiche verdrückte Reste von Walbersdorf (Sammlung Geologische Bundesanstalt und Naturhistorisches Museum Wien).

Vorkommen: Kalksburg (Sandstein, Torton), Soos bei Baden (Badner Tegel, Torton), Walbersdorf („Schlier“, ?Torton).

Bemerkungen: Durch die Auffindung eines neuen Exemplars im Badner Tegel, das unzweifelhaft zu *C. Bittneri* gehört — es wurde mir von Herrn Professor Dr. O. Abel mit dankenswertem Entgegenkommen zur Verfügung gestellt —, ist nun die Stellung der Walbersdorfer *Cancer*-Art sicher festzustellen, was bisher infolge der vom Kalksburger Original allzuweit abweichenden Erhaltung nicht möglich war. Die Form der Regionen und die in regelmäßiger Verteilung auf dem Carapax sichtbaren gekörnten Aufwölbungen lassen keinen Zweifel darüber, daß es sich auch hier um *Cancer Bittneri* handelt.

Vergleiche: Diese Art ist, wie schon Toulou feststellte und was auch hier erwähnt werden muß, dem von Lörenthey aus dem ungarischen Torton beschriebenen *C. Szontaghi*¹⁾ sehr ähnlich und unterscheidet sich davon nur durch eine geringfügige Abweichung in der Form, während die verschiedene Bezahnung der Vorderseitenränder wohl mit der Erhaltung zusammenhängen kann.

Hier möchte ich auch auf die Möglichkeit hinweisen, daß eine der von Toulou²⁾ aus dem Tegel von Neudorf a. d. March beschriebenen *Cancer*-Arten mit *C. Bittneri* ident ist. Was von den Scherenhänden dieser Art bekannt ist — die Oberkante an dem Stück von Kalksburg und die Unterkante mit einer deutlich gekörnten Leiste sowie die Finger an dem Stück von Soos —, schließt die Vereinigung nicht aus. Ich konnte überdies bei der Untersuchung der Reste von Neudorf (Sammlung Technische Hochschule Wien) nicht die volle Überzeugung gewinnen, daß es sich um zwei verschiedene Arten handelt. Die a. a. O. in Fig. 11 abgebildete Schere besitzt fünf Leisten an der Außenseite, die beiden an der Oberkante sitzenden sind abgebrochen. Nun sind die in Fig. 10 abgebildeten Scheren der zweiten Art am unteren Rande beschädigt, so daß nicht festzustellen ist, ob sie vier oder ebenfalls, wie auch *C. Bittneri*, fünf Leisten trug. Die Innenseite ist nicht gut erhalten. Vielleicht hat Toulou die Stücke in besserem Zustande gesehen, denn die Abbildung zeigt sie mit wenig beschädigtem Unterrande und fehlender Leiste. Unter dieser Voraussetzung hätten wir zwei verschiedene Arten vor uns.

Einige abgetrennte Finger einer kleinen *Cancer*-Art aus dem Torton von Steinabrunn, Vöslau und Walbersdorf (Sammlung Naturhistorisches Museum Wien) dürften ebenfalls zu *C. Bittneri* gehören.

Necronectes Schafferi n. sp.

(Taf. III, Fig. 6, Textfig. 4.)

Material: Ein Steinkern des Carapax, links beschädigt, rechts zum Teil mit der Schale erhalten. Sammlung Naturhistorisches Museum Wien Nr. 1927. I. 1.

¹⁾ E. Lörenthey, Beiträge zur Keuntnis der Dekapodenfauna des ungarischen Tertiärs. Termész. Füzetek, v. 21, 1898, p. 94, t. 8, f. 4.

²⁾ F. Toulou, Über den marinen Tegel von Neudorf a. d. March. Verhandlungen des Vereines für Natur- und Heilkunde Preßburg, 1899, 11. (20.) Bd., S. 18, Fig. 10a, b, c, 11.

Vorkommen: Müllendorf (Leithakalk, Torton).

Beschreibung: Carapax flach, breit, das Verhältnis der Länge zur Breite beträgt 1:1.6. Die größte Breite liegt hinter der Mitte, die Abschnitte auf der Längsachse verhalten sich wie 1.4:1. Vorderseitenränder und Stirn bilden eine gleichmäßig konvexe Linie. Die Stirn ist schlecht erhalten. Die vorderen Seitenränder sind in acht verschieden große Zähne (einschließlich des extraorbitalen) zerschnitten, die bis zum fünften an Breite und Stärke zunehmen, der sechste und siebente ist wieder spitzwinklicher, der achte (äußerste) ist viel schwächer als der vierte bis siebente, aber spitzer als die drei ersten. Der Hinterrand der Zähne ist mit kleinen Körnchen besetzt. Der Hinterseitenrand des Carapax ist gerade, die Ausbiegung für das letzte Paar der Pereiopoden ist sehr groß. Zwischen den Vorderenden dieser Ausbiegung verläuft entlang dem Hinterrand eine Reihe von Körnchen, eine zweite zieht von der Spitze des letzten Seitenzahnes nach hinten und gegen die Mitte. Die Augenhöhlen sind nicht sehr deutlich zu erkennen, sie waren wahrscheinlich nicht sehr groß, beiderseits von wenig vorspringenden Zähnen begrenzt und hatten einen wenig zurücktretenden oberen Rand, der einen Einschnitt aufwies. Die Stirn ist sehr schlecht erhalten, jedenfalls war sie in der Mitte ihrer Oberfläche leicht eingedrückt und besaß innerhalb der inneren Augenwinkel noch jederseits einen deutlichen spitzen Zahn. Die Oberfläche der Schale ist nicht durch Querleisten verziert. Sie ist bei dem vorliegenden Exemplar gelb gefärbt und läßt dichtgedrängt stehende hellere Punkte erkennen, die mit freiem Auge eben noch sichtbar sind. An manchen Stellen ist eine Körnelung, an anderen eine vertiefte Punktierung zu sehen. Die Protogastralregionen sind sehr stark aufgetrieben, die Umgrenzung der Hepaticalfelder ist angedeutet. Das Mesogastralfeld ist eben, es verschmälert sich allmählich nach hinten, die vordere Spitze ist am Steinkern kaum begrenzt und liegt auch nicht tiefer als die Protogastralregionen. Die Branchialregionen sind gleichmäßig gewölbt und nicht lobuliert. Die kleinen Höcker zu beiden Seiten des Gastro-Cardialsuturs sind vorhanden. Die Cardialregion ist nicht erhalten. Auf dem Steinkern des Mesogastralfeldes sind kräftige Muskelansätze zu sehen.

Maße: Länge 51.5 mm, Breite 82 mm, Breite der Stirn etwa 18 mm, Breite der Augenhöhle etwa 6.5 mm.

Vergleiche: Die am nächsten verwandte fossile Art ist *Necronectes Vidalianus* A. M. Edw.¹⁾ aus dem Priabon von Biarritz. Auf Grund eines Exemplars von diesem Fundort stellte A. Milne Edwards die Gattung *Necronectes* auf und reihte sie unter die Portuniden ein. Zum gleichen Genus gehört aber auch *Gatunia proavita* Rathbun²⁾ aus dem Miozän von Gatun am Panamakanal. Für diese Gattung wurde von Rathbun, die deren Beziehungen zu Portuniden, Cancriden und Xanthiden nachwies, die neue Familie *Gatuniidae* begründet. Diese

¹⁾ A. Milne Edwards, Note sur quelques crust. foss. des environs de Biarritz. Ann. Sci. Géol. v. 11, 1881, Art. 2, p. 1, t. 21, f. 1.

²⁾ M. J. Rathbun, Decapod Crust. from the Panama Region. U. S. nat. Mus. Bull. 103, 1919, p. 168, t. 54—56, t. 58, f. 16, 17.

hat nach den internationalen Nomenklaturregeln jetzt den Namen *Necronectidae* zu führen.

Die neue Art hält ihren äußeren Merkmalen nach ungefähr die Mitte zwischen den beiden bekannten, was sich z. B. auch beim Vergleich der Umrißlinien zeigt (vgl. Textfig. 4). Daß sie trotz der Unvollständigkeit der vorliegenden Reste der Gattung *Necronectes* zugerechnet werden muß und daß es sich nicht um eine der *Cancer*-Arten mit sägeartigem Vorderseitenrand handelt, ergibt sich vor allem aus der Gestalt der Zähne. Diese erwecken bei *Cancer* stets den Eindruck, als seien sie aus den bei den typischen Arten dieser Gattung (*C. pagurus*, *C. Sismondai*) auftretenden Lappen hervorgegangen; d. h. sie sind durch tiefe Einschnitte getrennt, die sich in deutlichen radialen Furchen auf der Oberfläche des Carapax fortsetzen. Der Umriß ist bei diesen Arten trapezförmig. Der Vorderseitenrand von *Necronectes* dagegen gleicht bis auf die Zahl der Zähne dem von *Neptunus*, *Achelous*, *Scylla* usw., hier sind scharfkantige dreieckige Fortsätze vorhanden, die trennenden Einschnitte setzen sich nur als flache Einsenkungen auf die Schalenoberfläche fort.

Ein zweites Merkmal bietet der Verlauf der gekörnten Leiste, die vom äußersten Zahn gegen den Hinterrand zieht. Sie ist nur bei der neuen Art deutlich zu sehen. Sie kommt nicht in die Nähe der Leiste, die den Hinterrand verstärkt, während sie bei *Cancer* bis zum Hinterrand weiterzieht und dort die Transversalleiste fast berührt oder in geringer Entfernung parallel zu ihr weiterzieht. Auch der Ausschnitt für die letzten Pereiopoden hat die gleiche Form wie bei den Portuniden. Um eine der bekannten Portunidengattungen kann es sich aber nicht handeln, da der vordere Seitenrand acht Zähne besitzt, der letzte Seitenzahn sehr schwach ist, Querleisten fehlen und die Ausbildung der Regionen sich nur bei *Necronectes* wiedertindet.

Von *N. proavitus* unterscheidet sich die neue Art durch ihre relativ größere Breite, das Verhältnis der Länge zur Breite beträgt bei dieser 1 : 1,6, bei *N. proavitus* 1 : 1,4. Der Vorderseitenrand ist bei der neuen Art etwas weniger konvex und der Rand der Seitenzähne ist bei dieser wiederum fein gezähntelt. Die Größenverhältnisse der Zähne sind verschieden. Die Stirn ist wie bei *N. proavitus* leicht konkav, die Form der Zähne an ihrem Rande ist nicht sicher festzustellen. Von der Spitze des äußersten Seitenzahnes, der nur um ein kleines Stück weiter vorspringt als der vorletzte, zieht, wie schon erwähnt, eine in mehreren Reihen stark gekörnte Leiste den Posterolateralrand entlang und wendet sich jederseits von dessen Mitte nach innen. Eine ähnliche verstärkt den Hinterrand.

Auch von *N. Vidalianus* ist die neue Art durch die verhältnismäßig größere Breite — 1 : 1,6 gegen 1 : 1,5 — unterschieden, außerdem

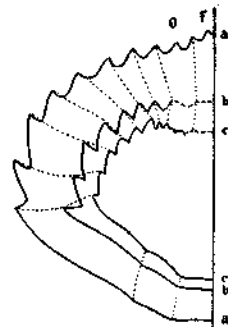


Fig 4. Umrißlinien des Carapax von: a) *Necronectes proavitus* (Rathbun), b) *N. Schafferi* n. sp., c) *N. Vidalianus* A. M. Edw. $\frac{1}{2}$ nat. Größe. O: Augenhöhle, F: Stirn.-

durch den Mangel einer deutlichen Körnelung der Oberfläche, durch die gekörnten Leisten am Hinter- und Hinterseitenrande und am Hinter- und Seitenrande der Seitenzähne, die bei *N. Schafferi* weiter voneinander entfernt stehen, aber nicht so weit wie bei *N. proavitus*. Ihre Spitzen sind bei der neuen Art mehr nach außen und weniger nach vorne gerichtet. Der obere Rand der Augenhöhle tritt nicht so weit zurück, der ihn begrenzende erste und insbesondere der zweite Seitenzahn sind kräftiger ausgebildet.

Ich erlaube mir, diese Art nach Herrn Hofrat Prof. Dr. F. X. Schaffer zu benennen, der mir diese Untersuchung durch Überlassung des Fossilmaterials der geologischen Abteilung des Wiener Naturhistorischen Museums ermöglichte und mir mit besonderem Entgegenkommen dafür die Hilfsmittel dieser Anstalt zur Verfügung stellte.

Portunus sp.

(Taf. III, Fig. 7, 7a.)

Portunus?, 1905, H. Przibram, Die Heterochelie b. dekap. Crustaceen. Archiv f. Entwicklungsmechanik, 19. Bd., S. 229, 246, Taf. 12, Fig. 5.

Material: 14 bewegliche und unbewegliche Finger von beiden Händen. Sammlung Naturhistorisches Museum Wien.

Vorkommen: Grinzing, Steinabrunn (Mergel, Torton), Neudorf a. d. March (Sand, Torton).

Beschreibung: Die mit starken Zähnen versehenen Finger zeigen außen und innen je zwei starke Leisten sowie eine an der Oberbeziehungswiese Unterkante. Die sie voneinander und von den starken Zähnen trennenden Furchen sind an der Basis breiter als die Leisten. Diese sind etwa bis zur Hälfte der Länge des Fingers mit feinen Körnchen besetzt. Am Grunde des beweglichen Fingers erhebt sich ein sehr starker zurückgebogener stumpfer Zahn.

Vergleiche: Die Art *P. Edwardsi* Sism.¹⁾ aus dem Pliozän Italiens besitzt, soweit das aus der Beschreibung zu entnehmen ist, ähnliche Finger. Auch *P. Kisslingi* Studer²⁾ aus der schweizer oberen Meeresmolasse ist von der Form aus dem Wiener Becken nicht sehr verschieden, doch sollen aus den abgetrennten Fingern keine Schlüsse auf die Beziehungen der Arten gezogen werden. Unter den rezenten Arten steht die Form dem *P. corrugatus* Penn. aus dem Mittelmeer am nächsten.

Hier möchte ich auch einen sehr eigenartigen Krabbenrest erwähnen (vgl. Taf. III, Fig. 8), den Professor F. X. Schaffer im Tegel von Neudorf a. d. March fand. Ich bin der Meinung, daß es sich hier um einen Portuniden handelt, der allerdings, da von der Begrenzung des Carapax nur der Hinterrand erhalten ist, nicht einmal der Gattung nach bestimm-

¹⁾ E. Sismonda, Descrizione dei pesci e dei crust. fossili nel Piemonte. Mem. R. Accad. di Sci. Torino, ser. 2, v. 10, 1846, p. 70, t. 3, f. 9.

E. Sismonda, Appendice alla descr. dei pesci e dei crust. foss. nel Piemonte. Mem. R. Accad. di Sci. Torino, ser. 2, v. 19, 1861, p. 20.

²⁾ Th. Studer, Über zwei fossile dekapode Krebse aus der Molasseablagerung des Belpberges. Abh. schw. Pal. Ges., 19. Bd., 1892, S. 6, Fig. 5—7.

dar ist. Trotzdem habe ich das interessante Stück abbilden lassen, da sich vielleicht einmal etwas Ähnliches finden und die Aufklärung bringen wird. Vor allem fällt die deutlich ausgebildete Mesogastralregion auf, die eine Form aufweist, wie sie stets bei *Portunus* und den nächst verwandten Gattungen, nie aber bei Canceriden und Xanthiden auftritt. Damit stimmt auch die verhältnismäßig sehr große Entfernung vom Hinterrand der Mesogastralregion zum Hinterrande des Carapax sehr gut überein. Die Oberfläche ist mit kleinen Körnchen ziemlich gleichmäßig besetzt und weist auf der linken Branchialregion eine kreisförmige Vertiefung auf. Diese dürfte schon entstanden sein, während das Tier noch lebte, da man eine teilweise Verheilung erkennt. Ebensowenig wie die Skulptur der Oberfläche des Carapax stimmt die Verzierung der Schere mit den Verhältnissen bei den bekannten Arten von *Portunus* überein, denn sie zeigt keine Längskanten, sondern ist gleichmäßig mit ebensolchen Erhöhungen bedeckt wie sie der Carapax aufweist. Dagegen dürfte der unbewegliche Finger, von dem leider nur ein Abdruck vorliegt, nach Art der *Portunus*-Finger mit stumpfen Kielen besetzt gewesen sein.

Die Art *Portunus pygmaeus* Brocchi, die ich 1924¹⁾ mit Vorbehalt der Nachprüfung von Müllendorf erwähnt hatte, kommt im Wiener Becken nicht vor, der Rest gehört zu *Titanocarcinus vulgaris* n. sp. (vgl. unten S. 185).

Neptunus granulatus A. M. Edw.

1861 A. Milne Edwards. Hist. Crust. podophth. foss. Ann. Sci. Nat. Zool. 4^e sér. v. 14, p. 241, t. 3, f. 1; t. 7, f. 2.

Neptunus granulatus A. M. Edw., 1888. G. Ristori, Crost. del Mioc. medio ital. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. v. 9, p. 215, t. 4, f. 5—11.

Neptunus cf. *granulatus* A. M. Edw., 1893, A. Bittner, Dekapoden d. pannon. Tertiärs, Sitzungsberichte der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien, Bd. 102, S. 2.

Neptunus cf. *granulatus* A. M. Edw., 1898, E. Lörenthey, Beiträge zur Dekapodenfauna des ungarischen Tertiärs, Termész. Füzetek, v. 21, p. 92, t. 9, f. 2, 3.

Neptunus granulatus A. M. Edw., 1909, E. Lörenthey, Beiträge zur tertiären Dekapodenfauna Sardiniens. Mathematisch-naturwissenschaftliche Berichte aus Ungarn, v. 24, 1906, p. 242, t. 2, f. 1, 2.

Neptunus cf. *granulatus* A. M. Edw., 1911, F. Toula, *Neptunus* cfr. *granulatus* M. Edw., Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1911, Bd. 48, S. 1, 2.

Material: Zehn Exemplare, die den Cephalothorax oder die Unterseite des Körpers zeigen, ferner sechs Reste der Scheren. Sammlungen: Technische Hochschule Wien, Naturhistorisches Museum Wien, Joanneum Graz, Universität Graz.

¹⁾ M. Glaessner. Über eine neue miozäne Krabbe und die Brachyurenfauna des Wiener Beckens. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1924, Nr. 6, S. 115, 116.

Vorkommen: Wetzelsdorf b. Preding, Pöls b. Wildon (sandiger Tegel, Helvet); Spielfeld (Sandstein); Gamlitz, Wildon, Müllendorf (Leithakalk, Torton); Nußdorf-Grünes Kreuz (Mergel, Torton).

Bemerkungen: Die zahlreichen vorliegenden Exemplare stimmen vollständig mit den oben angeführten Abbildungen und Beschreibungen und drei gut erhaltenen Stücken aus Sardinien überein. Es liegt kein Grund vor, an dieser Übereinstimmung zu zweifeln, wie es noch Toulou bei der Beschreibung eines Stückes von Spielfeld tat. Auch Lörenthey (a. a. O. 1909, S. 243 f.) hat die Stücke aus dem ungarischen Torton von Rákos und Siebenbürgen zu *N. granulatus* gestellt, nachdem ihm besseres Vergleichsmaterial aus Sardinien bekannt geworden war. So ist nun die Art zu einer der häufigsten miozänen Brachyurenformen des Mittelmeergebietes geworden. In diesem Zusammenhange wäre auch auf die äußerst nahe Verwandtschaft mit *N. monspelliensis* A. M. Edw. aus dem Miozän Südfrankreichs hinzuweisen, der sich nur durch gröbere Skulptur unterscheidet.

Zur Beschreibung ist nur noch hinzuzufügen, daß das Sternum und die äußeren Maxillipeden eine feine vertiefte Punktierung und gleichmäßig verteilte deutlichere Vertiefungen in geringerer Zahl aufweist. Diese Skulptur geht am Sternum vorne und an den Rändern allmählich in eine Bedeckung mit erhabenen Punkten über. Eine gekörnte Leiste zieht entlang dem Hinterseitenrand. Die Epigastrallinie ist an den Exemplaren von Wetzelsdorf sehr deutlich zu sehen. Einer der Finger von diesem Fundorte ist 40 mm lang.

Scylla cf. Michelini A. M. Edw.

Scylla Michelini, 1862, A. Milne Edwards, Hist. Crust. podophth. foss. Ann. Sci. Nat. Zool. 4^e sér. v. 14, p. 136, t. 3, f. 3.

Scylla Michelini A. M. Edw., 1908, O. Couffon, Crust. des faluns de Touraine et d'Anjou. Feuille des jeunes Natural. Paris v. 39, p. 3, t. 1, f. 6, 7 (non t. 2, f. 1, 2.)

Material: Ein rechter unbeweglicher und die Spitze des beweglichen Fingers. Sammlung des Geologischen Instituts der Universität Wien.

Vorkommen: Teiritzberg bei Korneuburg (Tegel, Helvet).

Bemerkungen: In meiner Arbeit „Neue Untersuchungen über die Grunder Schichten bei Korneuburg“ (Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1926, Nr. 5, p. 118) führte ich in der Liste der Fossilien aus dem Tegel der ehemaligen Landesziegelei Stetten Scherensfinger von Brachyuren an, die Herr Dr. C. A. Bobies fand und mir freundlicherweise zur Bestimmung überließ. Die Finger stimmen in Form und Bezeichnung vollständig mit *Scylla Michelini* A. M. Edw. aus den dem Helvet angehörenden Faluns der Touraine überein, daher ist eine Beschreibung überflüssig. Selbstverständlich kann aber trotzdem nicht mit Sicherheit behauptet werden, daß es sich um diese Art handelt, dazu reichen die vorliegenden Reste nicht aus. Auch die Gattungsbestimmung der Art wurde bezweifelt. Rathbun hat die Meinung aus-

gesprochen,¹⁾ daß es sich bei dem von A. Milne Edwards beschriebenen Stück um die Schere einer *Gatunia* (recte *Necronectes*) handelt. Diese Vermutung kann ich nicht nachprüfen, da mir von *Necronectes* keine Scheren vorliegen, der unbewegliche Finger scheint mir aber wesentlich kürzer zu sein als der von *Necronectes proavitus* (Rathbun). Bei einem Vergleich nur mit rezentem Material würde man nach der Form auf *Cancer* schließen, damit ist aber die Bezahnung unvereinbar. Ich möchte diesen sehr unvollkommen erhaltenen Rest nicht zum Gegenstand weiterer Erörterungen machen, festzuhalten ist jedenfalls, daß er der *Scylla Michelini* A. M. Edw. aus der gleichen Stufe des französischen Miozäns äußerst ähnlich ist. Auch ein Rest eines beweglichen Fingers aus den Grunder Schichten von Niederkreuzstetten gehört wahrscheinlich zu dieser Form.

Titanocarcinus vulgaris n. sp.

(Taf. III, Fig. 9, 9a, 9b, 10, 11.)

Titanocarcinus sp. 1877, A. Bittner, Über *Phymatocarcinus speciosus* Reuß. Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Bd. 75, S. 436.

Material: Ein größerer Carapax, rechts ein Drittel abgebrochen (Holotyp), drei kleinere vollständig erhaltene und viele Bruchstücke,²⁾ etwa 20 Scherenhände und viele Scherenfinger. Sammlungen: Naturhistorisches Museum in Wien (Holotyp Nr. 1927, I, 2), Geologische Bundesanstalt in Wien (hier der von Bittner erwähnte Carapax aus Gamlitz).

Vorkommen: Baden-Rauchstallbrunngraben (Korallenkalk, Torton); Müllendorf, Gamlitz (Leithakalk, Torton). Scheren und Finger von: Vöslau, Kalksburg (Sand, Torton); Steinabrunn, Nußdorf—Grünes Kreuz (Mergel, Torton).

Beschreibung: Carapax nahezu flach, nur vom vorderen Rande der Protoastralregionen zur Stirn abfallend, mit regelmäßig ovalem Umriß. Er erreicht seine größte Breite zwischen den beiderseitigen vorderen Zähnen des Anterolateralrandes. Sie liegt vor der Mitte und beträgt mehr als das Eineinhalbfache der Länge. Die Stirn ist gerade, durch einen deutlichen Medianeinschnitt zweiteilig, auf jeder Seite mit einer Erhöhung versehen und mit verschiedenen großen Körnchen besetzt, die eine Zähnelung des Randes bewirken. Die Augenhöhlen sind etwas schmaler als die Stirn und zeigen keine deutlichen Vorsprünge an den Augenwinkeln. Sie besitzen einen gezähnten oberen Rand, der durch einen Einschnitt in der Mitte und durch einen zweiten weniger deutlichen in der äußeren Hälfte geteilt wird. Der vordere Seitenrand ist etwas länger als der hintere. Er ist mit vier regelmäßig kegelförmigen Zähnen besetzt, die bis zum dritten an Stärke zunehmen. Der vierte ist etwas schwächer und nach hinten und außen gerichtet. Die Zähne sind

¹⁾ M. J. Rathbun, Decapod Crust. from the Panama Region. U. S. Nat. Mus. Bull. 103, 1919, p. 171.

²⁾ Einen unvollständigen Steinkern aus dem korallenreichen Leithakalk von Müllendorf stellte ich 1924 (Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, S. 115f.) infolge des schlechten Erhaltungszustandes und des Mangels an Vergleichsmaterial irrtümlicherweise zu *Portunus pygmaeus* Brocchi, was hiemit richtiggestellt sei.

mit zahlreichen deutlichen Körnchen bedeckt. Der hintere Seitenrand ist schwach konvex, der Hinterrand gerade. Die Regionen sind scharf abgegrenzt. Die Epigastralfelder sind sehr deutlich, sie springen weiter vor als die Protogastralregionen und sind vorne gerade abgestutzt. Das Urogastralfeld ist deutlich begrenzt, nur in der Mittellinie ist es mit dem Mesogastralfeld verschmolzen. Die Cardialregion entsendet zwischen die beiden Seitenteile der Intestinalregion einen stark hervortretenden halb-kreisförmigen Vorsprung. Die Branchialregionen sind bei älteren Exemplaren weitgehend zerteilt. Die Form der einzelnen Regionen ist am besten aus den Abbildungen zu ersehen.

Die Oberfläche des Carapax zeigt auf gleichmäßig fein punktiertem Grund, der erst bei starker Vergrößerung erkennbar ist, eine gröbere Körnelung, die nur auf den Epi- und dem vorderen Teile der Protogastralregionen einige Querreihen bildet, sonst aber aus unregelmäßig angeordneten Punkten besteht. Diese treten auf dem inneren Teile der Branchialregionen und auf dem Rande des Mesogastralfeldes nur noch vereinzelt auf. Die Mitte bleibt mit Ausnahme einer Körnchenreihe auf dem Urogastralfeld frei, doch finden sich hier einige verschieden große Grübchen, von denen zwei vor der Mitte dieses Feldes am meisten auffallen. Die Skulptur zeigt Unterschiede nach der Größe des Individuums, ihre Auswertung als Artmerkmal wird außerdem durch die häufige Abrollung der Schalen erschwert. Sternum, Postabdomen und Gangbeine sind unbekannt. Aus dem Korallenkalk des Rauchstallbrunngrabens liegen einige gleiche Epistome vor, die ich isoliert fand und die ich auf die an dieser Stelle häufigste Art, eben auf *T. vulgaris*, beziehen möchte, zu der sie auch in Gestalt und Größe passen.

Maße zweier gut erhaltener Exemplare in Millimetern: Breite 13·6 und 8·2, Länge 10·5 und 5·7, Breite der Stirn 5 und 2·7, größter Durchmesser der Augenhöhle 4·5 und 1·7, Abstand der äußeren Augenwinkel 11 und 5, Hinterrand der größeren 4·3, Hinterseitenrand 8 und 4·1, Vorderseitenrand 8·5 und 3 (!). Die Maße zeigen deutlich die individuelle Verschiedenheit der Form, die des kleineren Stückes betragen teils mehr und teils weniger als die Hälfte der Maße des größeren.

Vergleiche: Die neue Art steht in ihren Merkmalen dem *Titanocarcinus pulchellus* A. M. Edw.¹⁾ aus dem Helvet der Touraine am nächsten. Sie unterscheidet sich aber von diesem deutlich in der Form und der Verzierung, weniger deutlich in der Regionenzeichnung. Der Vorderseitenrand ist bei der neuen Art stärker gebogen und bei dem großen Exemplar länger, die größte Breite liegt zwischen den beiden vorletzten Zähnen, nicht zwischen den letzten. Das beeinflusst die Gestalt des Panzers stark und verändert auch die Regionenzeichnung zum Teil, besonders die Lobulierung der Branchialregionen. Die Körnelung der Oberfläche ist bei *T. vulgaris* viel unregelmäßiger und spärlicher, die Mitte ist frei davon und vertieft punktiert. Die Stirn ist schmaler, die Epigastralfelder springen weiter vor als bei *T. pulchellus*.

¹⁾ A. Milne Edwards, Hist. Crust. podophth. foss. Ann. Sci. nat. Zool. 5^e sér. v. 1, 1864, p. 33, 4^e sér., v. 20, 1863, t. 9, f. 2.

O. Couffon, Sur quelques Crust. des Faluns de Touraine et d'Anjou. Feuille des jeunes Natural. Paris v. 39, p. 4, t. 2, f. 5—7, Textfig. (fehlerhaft!).

Die zweite fossile Art, mit der die neue Form genau verglichen werden muß, ist *Xanthus(?) Lovisatoi* Lörentz.¹⁾ aus dem Helvet von Sardinien. Leider stößt man dabei auf beträchtliche Schwierigkeiten, da von dieser Art nun ein Steinkern vorliegt, der sehr fehlerhaft abgebildet wurde. Die Textfigur in der Arbeit Lörentz's ist viel zu schematisch, um diesem Übelstande auch nur einigermaßen abzuhelfen. Unterschiede sind vor allem in der Gestalt des Carapax vorhanden, da bei *T. vulgaris* die größte Breite vor der Mitte, bei *X. Lovisatoi* hinter der Mitte liegt. Dadurch werden die hinteren Seitenränder länger und erscheinen unter einem kleineren Winkel gegen den Hinterrand abgesetzt. Dieses Merkmal bringt die neue Art näher an die rezenten Formen der Gattung *Xantho*, besonders *Xantho tuberculatus*, heran. Ferner konnte ich bei mehreren Exemplaren von *T. vulgaris* eine im Verhältnis zur Länge größere Breite (1:55:1) als bei *X. Lovisatoi* (1:46:1) feststellen. Bei der neuen Art sind die Augenhöhlen schmaler als die Stirn, der Stirnrand ist deutlicher zweiteilig. Die Teilung der Protoastralregionen ist bei *T. vulgaris* undeutlich, der Zusammenhang mit den Epigastralregionen ist nicht ganz gelöst. Die Mesogastralregion ist deutlich begrenzt. Die Linie, die Meso- und Metabranialregion trennt, biegt nahe dem Seitenrand deutlich nach vorne ab, da sie den Vorderseitenrand vor dem vierten Seitenzahn erreicht, der durch den veränderten Umriß weiter vorne liegt als bei *X. Lovisatoi*. Die Urogastralregion ist bei der neuen Art deutlich entwickelt, Lörentz erwähnt sie nicht. Die Intestinalregion wird, wie erwähnt, durch einen halbkreisförmigen Vorsprung der Cardialregion geteilt. Die Skulptur der Oberfläche nimmt von den Seitenrändern gegen die Mitte gleichmäßig ab, sie ist am Steinkern nicht zu erkennen. Die individuellen Unterschiede sind nie so bedeutend, daß sie zur Erklärung der Unterschiede der Skulptur bei *X. Lovisatoi* und *T. vulgaris* genügen könnten.

Auch mit *Xantho tuberculatus* Couch, die im Mittelmeer in tieferem Wasser lebt, besitzt die neue Art, wie bereits erwähnt, große Ähnlichkeiten. Aber auch hier sind deutliche Unterschiede festzustellen. Die Form ist verschieden, das Verhältnis der Breite zur Länge beträgt bei der rezenten Art 1:45:1, die Stirn ist breiter und weniger eingeschnitten. Bei *T. vulgaris* sind die Zähne des Anterolateralrandes weniger nach vorne gerichtet, der vierte weist sogar nach hinten. Der Hinterrand des Carapax ist bei *X. tuberculatus* in der Mitte leicht nach vorne gebogen; der Carapax fällt bei dieser steiler zum Posterolateralrand ab. Der mediane Fortsatz des Mesogastralfeldes ist bei dieser Art hinter der Spitze verbreitert, die Epigastralregionen sind hinten deutlicher begrenzt, dagegen sind die seitlichen Grenzen der Cardialregion weniger scharf. Auch die Skulptur der Schalenoberfläche ist sehr verschieden. Während wir bei *X. tuberculatus* von der Stirn bis zum Hinterrande der Mesobranialregionen eine Verzierung durch quer gestellte Punktreihen finden, die gegen die Mitte an Stärke abnehmen,

¹⁾ E. Lörentz, Beiträge zur tertiären Dekapodenfauna Sardinien. Mathematisch-naturwissenschaftliche Berichte aus Ungarn, v. 24, 1906, p. 245, t. 1, f. 12, Textfig.

aber auch auf dem Mesogastralfeld zu sehen sind, tritt bei *T. vulgaris* auf punktiertem Grund eine gröbere Körnelung auf, die mit Ausnahme weniger Querreihen auf dem vorderen Teile aus unregelmäßig angeordneten Punkten besteht. Die Mitte des Carapax bleibt frei. Die Cardialregion zeigt bei *X. tuberculatus* eine sehr gleichmäßige Körnelung, bei *T. vulgaris* eine vertiefte Punktierung, die Körner treten nur an den Rändern auf. Entlang den Seitenrändern des Cephalothorax ist bei dieser Art die Körnelung gröber, ungleichmäßiger und spärlicher.

Nach diesen Vergleichen muß nun die Frage gestellt werden, zu welcher Gattung die fossile Art gehört. Es kommen die Genera *Xantho*, *Titanocarcinus* und *Xanthodes* in Betracht. Da eine genaue Untersuchung über das Verhältnis der Gattung *Titanocarcinus* zu den rezenten Xanthiden, von denen wahrscheinlich einige darin ihre Vorfahren haben, noch nicht vorliegt und mir leider kein Material von *Titanocarcinus* zur Verfügung steht, konnte ich nicht entscheiden, ob die Gattung in dem von A. Milne Edwards angegebenen Umfang zu Recht besteht. Vielleicht weisen die jüngeren Formen größere Ähnlichkeiten mit rezenten Gattungen auf. So war es mir auch nicht möglich, die Stellung von *T. pulchellus* nachzuprüfen, der sicher in dieselbe Gattung gehört wie das beschriebene Fossil. Zu *Xantho* möchte ich die Art nicht stellen, solange nicht sicher diesem Genus angehörende Arten (vielleicht eben aus der heutigen Gattung *Titanocarcinus*) nachgewiesen sind. Denn die beschriebene Form unterscheidet sich ganz wesentlich in der Gestalt und in der Ausbildung der Regionen und der Seitenzähne vom Typus der Gattung *X. rivulosus* (= *X. hydrophilus*) und von einigen anderen Arten, die ich verglichen habe, und ähnelt nur der *X. tuberculatus*, einer morphologisch etwas abseits stehenden Art. Auf die Ähnlichkeit von *Titanocarcinus* und *Xanthodes* hat schon A. Milne Edwards hingewiesen, als Unterschied erwähnt er den hinten viel schmäleren Carapax dieser Gattung, zur Unterscheidung von *T. vulgaris* möchte ich noch die verschiedene Regionenzeichnung und die bei dieser Art schmalere Stirn erwähnen. Die Zugehörigkeit von *Xanthus* (?) *Lovisatoi* ist noch nicht mit Sicherheit festgestellt.

Bisher wurde noch kein Carapax in Verbindung mit einer Schere gefunden, so daß die Feststellung der dazugehörigen große Schwierigkeiten macht. Aufsammlungen im Rauchstallbrunngraben und in Müllendorf haben aber jetzt eine größere Anzahl (15) gut erhaltener Scheren geliefert, die zusammen mit den Hunderten isolierten Fingern, die von verschiedenen Fundorten des Wiener Beckens vorliegen, eine Lösung der Frage ermöglicht haben. Das Studium der Gestalt, Häufigkeit und Verbreitung dieser Reste und die genaue Untersuchung ähnlicher rezenter Arten haben mit der größten in einem solchen Falle möglichen Sicherheit ergeben, daß die in Fig. 10 und 11 der Taf. III abgebildeten Scheren zu *T. vulgaris* gehören. Wir haben eine kürzere dickere (Knackschere) und eine längere schlanke Schere (Zwickschere) zu unterscheiden. Die erstere tritt häufiger auf der rechten Seite auf. Der Carpus ist an einem Exemplar im Zusammenhang mit dem kürzeren Propodus erhalten. Er ist gerundet, außen mit erhabenen gitterförmigen Leisten versehen, bis auf den glatten innersten Teil völlig mit verschiedenen großen Körnchen

besetzt und zeigt auch (an der Unterkante) vertiefte Punkte. Der Propodus ist fast glatt, nur an der Oberkante mit feinen Körnchen in Form eines Gitters verziert und an der unteren inneren Ecke gekörnt. Die Außen- und Oberseite zeigt einzelne vertiefte Punkte. An tieferen Schichten der Schale ist eine gleichmäßige feine erhabene Punktierung zu erkennen. Unter der Oberkante ist die Schale leicht eingesenkt, schwächer als bei den rezenten *Xantho*-Arten. Die Skulptur weist individuelle Verschiedenheiten auf. Der kürzere unbewegliche Finger zeigt unter den kräftigen einzeln stehenden Zähnen eine Furche, darunter eine glatte ebene Außenfläche, die nahe dem unteren Rand von einer Punktreihe und einem Kiel begrenzt wird. Er ist an der Spitze durch eine Rinne schwach ausgehöhlt. Der bewegliche Finger, der sehr bezeichnend ist, ist seitlich zusammengedrückt, stark gekrümmt und besitzt einen besonders nach außen deutlich abgesetzten starken Kiel an der Oberkante. Die Spitze ist ebenfalls leicht ausgehöhlt. Die Hand ist der von *Xantho tuberculatus* sehr ähnlich. Die längere Schere weicht in der Skulptur stark von der eben beschriebenen ab, doch ähnelt sie ihr in der Gestalt und im Bau der Finger. Es ist nur der Propodus erhalten, dessen Außenfläche in ihrer Mitte mit verschiedenen großen deutlichen Körnchen in gleichmäßiger Verteilung besetzt ist. Am oberen Rande bilden sie einige Reihen. Die seichte Furche unter der Oberkante ist auch hier festzustellen. Der Finger (nur der unbewegliche wurde bisher im Zusammenhang gefunden) besitzt nur eine schmale Zahnreihe, darunter eine mit Gruben bedeckte Vertiefung, die Außenseite ist gewölbt, über der Unterkante folgt wieder eine Furche. Er ist gegen die Unterkante des Propodus leicht abgeknickt (bei dem in Fig. 11 der Taf. III abgebildeten Stück ist die starke Abbiegung durch einen Bruch verursacht) und schwach nach innen gebogen. Der bewegliche Finger ist schlank und leicht gekrümmt, im Querschnitt rundlich. Auch diese beiden Finger sind in der gleichen Weise an der Spitze ausgehöhlt wie die der anderen Hand, die Aushöhlung ist schwach und durchaus nicht mit der von *Chlorodius* zu vergleichen.

Titanocarcinus vulgaris armatus n. subsp.

(Taf. III, Fig. 12.)

„*Cyclometope*“, 1905, Prziбрам, Die Heterochelie b. dekap. Crustaceen. Archiv f. Entwicklungsmech., 19. Bd., S. 247, Taf. 12, Fig. 6.

Material: Zwei vollständige rechte Scherenbänder, zahlreiche Finger. Sammlung Naturhistorisches Museum Wien.

Vorkommen: Baden-Rauchstallbrunngraben (Korallenkalk, Torton); Müllendorf, Nußdorf-Grünes Kreuz, Grinzing-Kaasgraben (Leithakalk, Torton); Vöslau, Kalksburg (Sand, Torton); Steinabrunn, Nußdorf-Grünes Kreuz (Mergel, Torton).

Beschreibung: Als Unterart des eben beschriebenen *T. vulgaris* fasse ich vorläufig einzelne Finger und ganze Scheren auf, die denen von *T. vulgaris* sehr ähnlich sind, sich aber durch die spitzen Enden und ab-

weichende Form des beweglichen Fingers der kürzeren Hand (Knackschere) unterscheiden. Dieser besitzt meist eine gerundete Oberkante, an der die äußere Furche in verschiedenem Maße angedeutet, die innere durch eine Punktreihe ersetzt ist. Ein im übrigen völlig gleicher Finger zeigt aber die obere Kante ebenso wie bei den vorher beschriebenen entwickelt, es kommen da weitgehende individuelle Unterschiede vor. Die Form ist breit, rundlich und stark nach innen gebogen und ähnelt sehr dem entsprechenden Finger von *Panopaeus* und *Ozius*, insbesondere auch durch den starken Zahn an der Basis der äußeren Unterkante. Dieser findet sich allerdings auch bei einigen der obenbeschriebenen flachen Finger und bei *Xantho tuberculatus* in ähnlicher Ausbildung. Der dazugehörige unbewegliche Finger sowie die der längeren Hand unterscheiden sich nur durch die spitzen Enden, die Form ist völlig gleich. Der Propodus der kürzeren Schere zeigt eine unregelmäßig rauhe Oberfläche, eine verhältnismäßig deutliche Einsenkung unter der Oberkante und die Andeutung eines Kiels in der Mitte der Außenfläche. Zu bemerken ist noch, daß sich fast nie zwei völlig gleiche Exemplare der Scheren oder Finger finden.

Bemerkungen: Diese Form ist in den Mergeln von Steinabrunn und Nußdorf wesentlich häufiger als die typische, tritt aber in Vöslau und im Rauchstallbrunngraben gegen diese zurück. Sie kann vorläufig, solange kein Carapax im Zusammenhang mit der Schere gefunden wurde, nicht sicher von ihr getrennt werden. Die Formen stimmen in manchen Einzelheiten mehr überein, als das gewöhnlich bei verschiedenen Arten aus der Familie der Xanthiden der Fall ist, und andererseits variieren sie in der Ausbildung der Finger, in der Gestalt, Bezahnung, dem Kiel und der Aushöhlung so stark, daß man annehmen muß, es lägen Unterarten vor, die durch — allerdings seltenere — Übergänge verbunden sind. Diese Annahme wird durch die wechselnde Häufigkeit in den verschiedenen Fazies oder an verschiedenen Fundorten unterstützt. Neue Aufsammlungen werden vielleicht zur Lösung der Frage führen.

Pilumnus sp.

Material: Zahlreiche abgetrennte Scherenfinger. Sammlung Naturhistorisches Museum Wien.

Vorkommen: Wetzelsdorf bei Preding (Sand, Helvet); Steinabrunn (Mergel, Torton); Kalksburg, Vöslau (Sand, Torton).

Bemerkungen: Durch die mit spitzen Körnern besetzte Oberkante und die charakteristische Bezahnung des beweglichen Fingers und die starken, stufenförmig angeordneten Zähne des unbeweglichen können die Reste von *Pilumnus* leicht von den übrigen Xanthiden unterschieden werden. Eine genaue Untersuchung ergibt die vollständige Übereinstimmung mit den Fingern des in der Adria litoral lebenden *P. hirtellus* L. Da keine Unterschiede gegen diese, dagegen aber größere Verschiedenheiten von anderen *Pilumnus*-Arten festgestellt werden konnten, liegt die Annahme nahe, daß es sich hier um eine mit der rezenten adriatischen Art nahe verwandte, noch unbekannt Form handelt.

Daira speciosa (Reuß)

Phymatocarcinus speciosus n. sp., 1871, R. Reuss, *Phymatoc. spec.*, eine neue fossile Krabbe aus dem Leithakalk des Wiener Beckens. Sitzungsberichte der k. Akademie der Wissenschaften in Wien, 63. Bd. 1. Abt., S. 326.

Phymatocarcinus speciosus Reuß, 1877, A. Bittner, Über *Phymatoc. spec.* Reuß. Sitzungsberichte der k. Akademie der Wissenschaften in Wien, 75. Bd., S. 435.

Phymatocarcinus speciosus Reuß, 1877, V. Hilber, Die Miozän-schichten von Gamlitz bei Ehrenhausen in Steiermark. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1877, 27. Bd., S. 261, 262, 263.

Phymatocarcinus speciosus Reuß, 1924, M. Glaessner, Über eine neue miozäne Krabbe und die Brachyurenfauna des Wiener Beckens. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1924, Nr. 6, S. 115.

Material: Zahlreiche Reste des Carapax, der Scheren und Gangbeine. Sammlungen: Geologische Bundesanstalt in Wien, Naturhistorisches Museum in Wien. Das von Reuß beschriebene Original war nicht aufzufinden.

Vorkommen: Gamlitz (Mergel und Leithakalk, Torton); Baden-Rauchstallbrunngraben (Konglomerat und Korallenkalk, Torton).

Bemerkungen: Die nahen Beziehungen der Gattung *Phymatocarcinus* Reuß zum rezenten Genus *Daira* sind schon lange bekannt. Bittner schreibt darüber (a. a. O., S. 445f.), „daß *Ph. speciosus* Reuß wohl unbedenklich in das Genus *Daira* eingereiht werden könnte, auch ohne daß das charakteristische Merkmal dieser Gattung, der scharfe Ausschnitt im Vorderrande des dritten Gliedes der äußeren Kieferfüße nachgewiesen worden wäre“. Da es heute unmöglich ist, ein Merkmal anzugeben, das die fossile von der rezenten Gattung trennen könnte, empfiehlt es sich, sie zu vereinigen. Die Abtrennung wäre erst berechtigt, wenn man ein solches Merkmal, etwa in der Gestalt der Kieferfüße, wirklich feststellen könnte, das ist aber derzeit nicht möglich.

Die Stücke, die bei Gamlitz in grauem, feinsandigem Mergel gefunden wurden, befanden sich nicht unter dem mir von Herrn Professor Hilber eingesandten Material des Ioanneum. Ich konnte daher die Bestimmung nicht nachprüfen, doch ist an ihrer Richtigkeit nicht zu zweifeln, da die Art leicht kenntlich ist. Das Alter der Fundschichte ist nach Winkler Torton.

Im Rauchstallbrunngraben bei Baden, wo die Art im Konglomerat zuerst gefunden wurde, kommt sie im Korallenkalk häufig vor. Ich fand dort vier vollständige beschaltete Exemplare des Carapax (9 bis 25 mm lang) und zahlreiche Schalenbruchstücke, Scherenreste und andere Fragmente, die mit den aus Gamlitz stammenden Stücken, die Bittner beschrieben und abgebildet hat, gut übereinstimmen. Bisher unbekannt war nur ein Merus eines Gangbeins, der denen rezenter *Daira*-Arten äußerst ähnlich ist.

Carpilius antiquus n. sp.

(Taf. III, Fig. 13, 13a, Textfig. 5, 6, 6a.)

Carpilius sp., 1877, A. Bittner, Über *Phymatoc. speciosus* Reuß, Sitzungsberichte der k. Akademie der Wissenschaften in Wien, 75. Bd., S. 436.

Material: Ein unvollständiger Steinkern (Textfig. 5) mit rechter Schere, mehrere Scherenfinger und Schalenbruchstücke, Teile der Gangbeine. Sammlung Naturhistorisches Museum Wien (Holotyp Nr. 1860 V 8), Geologische Bundesanstalt in Wien.

Vorkommen: Gamlitz (Leithakalk, Torton), Baden-Rauchstallbrunngraben (Korallenkalk, Torton).

Beschreibung: Neue Funde von *Carpilius* im Wiener Becken ermöglichten die Beschreibung einer Art, die schon R. Reuß (Sitzungs-

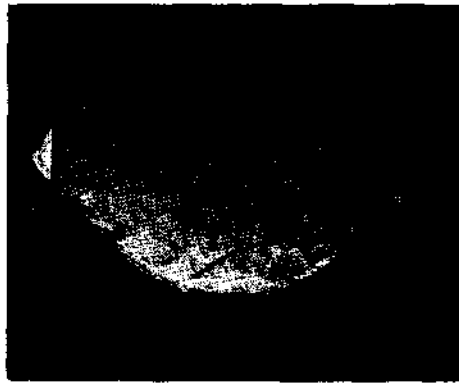


Fig. 5. *Carpilius antiquus* n. sp. Carapax (Holotyp) von oben. Der linke Seitenzahn ist ergänzt. Nat. Größe. Sammlung des Wiener Naturhistorischen Museums.



Fig. 6. *Carpilius antiquus* n. sp. Schema des Carapax, a) von vorn, b) von links. Nat. Größe, ergänzt.

berichte der k. Akademie der Wissenschaften in Wien, 1871, 63. Bd., 1. Abt., S. 326, und Bittner, der die Gattungszugehörigkeit richtig erkannte, von Gamlitz erwähnen. Zwei Fragmente des Carapax, die ich bei Baden fand, zeigen den bei dem Gamlitzer Exemplar fehlenden Seitenzahn. Er besitzt die gleiche Form wie bei *C. convexus* Forsk. und *C. maculatus* L., erhebt sich aber stärker als bei diesen Arten über die transversale Profilinie des Carapax. Bei der Untersuchung der übrigen Gestalt sind wir auf den Steinkern von Gamlitz angewiesen. Dieser läßt erkennen, daß die Schale zwischen den beiden Seitenzähnen vollkommen eben war. Die vorderen Seitenteile fallen etwas weniger steil als bei den rezenten Arten nach vorne ab. Die Oberfläche zeigt starke Abdrücke der Skulptur der Innenseite der

Schale, die Ansatzstellen innerer Organe bezeichnet. Die Stirn fehlt, der äußere Augenwinkel trägt einen kurzen, am Steinkern spitzen, nach vorne gerichteten Zahn. Die Schale ist am Rande glatt, was den deutlichsten Unterschied gegen die genannten rezenten Arten bildet. Die stärkere (rechte) Schere liegt von Gamlitz in mangelhafter Erhaltung vor, Finger der rechten Hand fanden sich abgetrennt im Korallenkalk des Rauchstallbrunngrabens. Der Propodus ist gedrunzen und kräftig, der Unterrand stark konvex. Der unbewegliche Finger besitzt eine breit gerundete Unterkante, an der eine Reihe deutlicher Grübchen zu sehen ist. Eine zweite sehr bezeichnende findet sich in der Mitte der Außenfläche, eine dritte undeutliche innen. Die übrige Oberfläche ist feinkörnig und mit zahlreichen vertieften Punkten besetzt. Die Spitze des Fingers ist schwach nach innen und oben gekrümmt. Am Grunde der Oberkante sieht man einen sehr starken Zahn mit kreisförmiger Basis. Der bewegliche Finger ist sehr stark und wenig gekrümmt und mit zahlreichen Reihen von Grübchen bedeckt. Vom Gelenk verlaufen zwei für *Carpilius* sehr bezeichnende tiefe Furchen eine kurze Strecke parallel und nahe der gerundeten Oberkante. Die Art, die mit Ausnahme eines von Rathbun (Smithsonian Inst. — U. S. Nat. Mus. Bull. 103, 1919, p. 171) erwähnten Gangbeins aus dem Oligozän von Panama bis jetzt der einzige fossile Vertreter der Gattung *Carpilius* ist, muß eine sehr bedeutende Größe, wohl bis 10 cm Breite, erreicht haben.

Goneplax cf. *Sacci* Crema

(Textfig. 7.)

Goneplax Sacci, 1895, C. Crema, *Sopra alcuni decapodi terziarii del Piemonte*. *Atti R. Accad. di Sci. Torino*, 30. Bd., S. 674.

Material: Ein Carapax, Vorderseitenränder beschädigt. Sammlung Ioanneum Graz.

Vorkommen: Wetzelsdorf bei Preding (sandiger Tegel, Helvet).

Bemerkungen: Die Oberfläche der Schale ist nicht gut erhalten. Die Form des Carapax stimmt mit der von *G. Sacci* Crema überein, doch ist eine Zurechnung des mir vorliegenden Exemplars zu dieser Art vorläufig nicht angebracht, da infolge der ungünstigen Erhaltung sowohl des Originals als auch des neuen Stückes Einzelheiten nicht verglichen werden können. So kann vor allem an diesem die von Crema angegebene Verzierung durch Punktreihen nicht festgestellt werden. Die Regionenzeichnung scheint im allgemeinen übereinzustimmen, doch sind beide Exemplare verdrückt. Die Gastrocardialfurchen ist bei der steirischen Form deutlicher ausgeprägt als die Cardiobranchiallinie.

Größer sind die Unterschiede zwischen dem neuen Stück und dem von Lörenthey¹⁾ als *Goneplax* cf. *Sacci* Crema beschriebenen Exem-



Fig. 7. *Goneplax* cf. *Sacci* Crema. Schematische Darstellung der Oberseite des Carapax. Nat. Größe.

K: stumpfe Kanten.

1) E. Lörenthey, Beiträge zur Kenntnis der Dekapodenfauna Sardiniens. *Math.-naturw. Ber. a. Ungarn*, v. 24, 1906 (1909), p. 249, t. 1, f. 4, 6, 7; t. 2, f. 6.

plaren aus dem Torton von Sardinien. Doch ist zu bemerken, daß sich auch diese von dem Original *Crema*s unterscheiden. Die sardinischen Exemplare sind verhältnismäßig breiter, die halbmondförmigen Furchen zu beiden Seiten der Cardialregion und der zweite Seitenstachel sind deutlicher ausgebildet als bei dem mir vorliegenden Carapax. Die Mesogastralregion ist bei diesem schwach, aber erkennbar begrenzt. Deutlich ausgebildet sind bei dem neuen Exemplar die beiden quer verlaufenden Erhebungen, die eine auf dem vorderen Teil der Branchialregionen zwischen den beiderseitigen zweiten Seitenspitzen, die andere auf der Cardial- und Branchialregion. Parallel zum hinteren Seitenrand verläuft jederseits eine stumpfe Kante. Die angeführten Merkmale scheinen mir eine Abtrennung als neue Art nicht zu rechtfertigen.

Maße: Länge 11 mm, Breite 13.5 mm, Breite der Stirn 4 mm, Hinter-
rand 6 mm.

Mioplax socialis Bittner.

1883 A. Bittner, Beiträge zur Kenntnis tertiärer Brachyurenfaunen. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 48. Bd., S. 24, Taf. 2, Fig. 3.

„Krabbe, Fam. *Catometopa*“, 1896, V. Hilber, Die sarmatischen Schichten vom Waldhof bei Wetzelsdorf. Mitt. naturw. Ver. f. Steiermark, 33. Bd., S. 190 f.

Material: Ein wohlerhaltener Cephalothorax ohne Extremitäten, Oberseite der Schale des Carapax und Abdruck des hinteren Teiles der Bauchseite sichtbar. Ferner ein schlecht erhaltenes Exemplar mit vollständigen Abdrücken der Gangbeine und verdrückten Scheren. Beide in der Sammlung des Ioanneum Graz.

Vorkommen: Waldhof bei Wetzelsdorf nächst Graz (Tegel, Sarmat).

Bemerkungen: Bisber war die Art in mehreren Exemplaren von Radoboj in Kroatien bekannt, „aus einem blauen Tegel, welcher offenbar im Liegenden des dortigen Leithakalks auftritt“. (Bittner a. a. O., S. 19.) Nach dieser Angabe und nach der Fauna, welche Bittner aus dieser Schichte anführt, kann man annehmen, daß es sich um Helvet handelt, es besteht aber auch die Möglichkeit eines tortonischen Alters. Ich habe keinen Grund, die Richtigkeit der Mitteilung Bittners zu bezweifeln, daß die Stücke von *Mioplax* aus der gleichen Schichte stammen wie die Mollusken. Es ist aber sehr auffallend, daß im Sarmat, unter wesentlich veränderten Lebensbedingungen, eine schon aus dem Mediterran bekannte Krabbe auftritt. Die Identität der steirischen Stücke mit denen von Radoboj konnte ich durch einen Vergleich des besser erhaltenen Exemplars von Wetzelsdorf mit den Originalen Bittners in der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt mit voller Sicherheit feststellen. Die ersteren sind flachgedrückt, das bewirkt einige kleine Unterschiede der Gestalt. Davon abgesehen kann man nur feststellen, daß die kroatischen Stücke eine etwas stärker ausgeprägte Cardialregion zeigen, dieses Merkmal besitzt aber keinen systematischen Wert.

Hilber gibt (a. a. O. S. 191) eine Mitteilung Bittners über die steirische Form wieder, die sich aber offenbar nur auf das schlechter erhaltene Stück bezieht. Sie lautet: „Familie *Catometopa*, möglicherweise

aus der Gruppe der Grapsidae. Näheres läßt sich nicht sagen, da vom Vorderrande nicht die Spur erhalten ist. Die ganze Gestalt und das Verhältnis der kurzen Scheren zu den langen Gehfüßen deutet auf Grapsidae.*

Aus dem Sarmat des Wiener Beckens, und zwar aus dem Tegel von Hernals, liegen zwei bewegliche Scherenfinger vor, die wahrscheinlich auch zu *Microplax socialis* gehören.

Microplax n. g.

Merkmale: Carapax klein, wenig gewölbt, hinten schwach verbreitert, nahezu quadratisch. Stirn vorspringend, nach vorne abfallend, zweilappig. Vorderecken des Carapax abgerundet. Nur die Cardialregion ist deutlich begrenzt. Die Oberfläche ist mit Körnchen besetzt. Grenzfurchen der Sterniten leicht gebogen. Das männliche Abdomen ist schmal. Das dritte Paar der Gangbeine ist das längste, länger als die Scheren. Daktylen gerade, stark und spitz. Scheren verschieden groß, kräftig.

Vergleiche: Die Gattung schließt sich in der Ausbildung des Carapax und Abdomens eng an die rezenten Goneplaciden der Gattungen *Typhlocarcinus*, *Camatopsis*, *Ceratoplax* und *Chasmocarcinus* aus der Subfamilie der *Rhizopinæ* an. Die zuletzt genannte Art kommt an den amerikanischen Küsten und bei den Philippinen vor, die anderen im Indopazifischen Gebiete. *Camatopsis* lebt in tieferem Wasser, die anderen Arten meist in etwa 100 m Tiefe.

Die neue Gattung zeigt aber auch einige Ähnlichkeiten mit den Pinnotheriden. Die Gestalt des Carapax stimmt mit den meisten Formen dieser Familie überein, außerdem auch die Lage der Cardialregion nahe dem Hinterrande. Ferner besteht die Möglichkeit, daß die Schale von *Microplax* nicht vollkommen fest war, was heute bei vielen Pinnotheriden vorkommt. Darauf deutet die starke seitliche Verdrückung einiger Exemplare hin, außerdem ein Exemplar, bei dem das Epistom in den Carapax eingedrückt und von der Oberseite sichtbar ist. Ausschlaggebend für die Zuteilung der Gattung wäre die Gestalt der Maxillipeden, die aber nicht erhalten sind. Solange diese nicht bekannt sind, wird die Frage offen bleiben müssen, ob es sich um einen Pinnotheriden oder einen dieser Familie nahestehenden Goneplaciden handelt. Die Pinnotheriden wurden in Amerika im Eozän und Miozän gefunden. Die Subfamilie *Rhizopinæ* waren bisher fossil noch nicht bekannt.

Microplax exiguus n. sp.

(Taf. III, Fig. 14, 14a, Textfig. 8.)

Material: Drei gut erhaltene Exemplare des Cephalothorax mit den Extremitäten. Beim Holotyp (Textfig. 8) die Oberseite und der Abdruck des hintersten Teiles der Unterseite sichtbar, bei einem Stück die halbe Oberseite und die Unterseite vom Hinterrand bis zur Mundhöhle, dazu der Abdruck der Oberseite (Taf. III, Fig. 14, 14a, etwas vereinfacht). Das dritte ist von der Oberseite zu sehen. Sammlung Joanneum, Graz.

Vorkommen: St. Leonhard, St. Egydi in den Windischen Büheln (Foraminiferenmergel, ? Helvet).

Beschreibung: Die Vorderecken des Cephalothorax sind abgerundet, die Seitenränder divergieren ein wenig nach hinten. Der Hinterrand ist gerade. Die Stirn ist durch einen seichten Einschnitt und eine Furche in zwei Lappen geteilt, die leicht aufgebläht erscheinen. Sie springt deutlich über den Vorderrand des Carapax vor. Daran schließen sich die kleinen Augenhöhlen. Die Stirn ist an ihrer Basis etwas breiter als an ihrem vorderen Rande. Die Augenhöhlen sind schmaler als die Stirn. Eine deutliche fein gekörnte Leiste bildet von dem kaum hervortretenden äußeren Augenwinkel bis zur Mitte des Seitenrandes die Begrenzung des Cephalothorax. Die Cardialregion ist allseits deutlich begrenzt, ihre Breite beträgt etwa ein Drittel von der des Carapax. Die Gastralregion ist



Fig. 8. *Microplax exigua* n. sp. Holotyp, doppelte natürliche Größe. Vereinfacht. Sammlung Joanneum, Graz.

hinten von den Branchialregionen getrennt. Die Oberfläche des Cephalothorax ist vollständig mit feinen Körnchen bedeckt, die in der Mitte mit freiem Auge nicht sichtbar sind, gegen den vorderen Teil der Seitenränder aber deutlicher werden.

Das Sternum zeigt nach vorne konkave Grenzfurchen der einzelnen Platten, die vordersten Sternalglieder weisen einige gegen die Mitte zusammenlaufende Furchen auf. Das Abdomen eines männlichen Exemplars ist erhalten, läßt aber außer der geringen Breite keine besonderen Merkmale erkennen. Auch das Epistom ist vorhanden. Die Maxillipeden fehlen. Die rechte Schere ist bei zwei Exemplaren größer als die linke, beide sind sehr schlecht erhalten. Der Propodus ist gedrungen. Die Gangbeine sind schlank und kantig. Von den Augenstielen sind kurze quergestellte Reste erhalten.

Maße: Beim Holotyp ist der Cephalothorax (mit der Stirn) 5·3 mm lang und 6 mm breit, bei den anderen Exemplaren sind die Maße nicht wesentlich davon verschieden. Die Stirn ist 1·5 mm breit. Das dritte Gangbein erreicht eine Länge von 11 bis 12 mm.

Macrophthalmus vindobonensis m.

1924 M. Glaessner, Über eine neue miozäne Krabbe und die Brachyurenfauna des Wiener Beckens. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien 1924, Nr. 6, S. 109, 2 Fig.

Macrophthalmus sp., 1877, A. Bittner, Über *Phymatocarcinus speciosus* Reuß. Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 75. Bd., S. 436.

Vorkommen: Teiritzberg bei Korneuburg (Sammlung Naturhistorisches Museum Wien, Holotyp Nr. 1927/1/3), Unterolberndorf in Niederösterreich (Sammlung Geologische Bundesanstalt Wien), Wetzelsdorf bei Preding (Sammlung Joanneum, Graz), St. Florian in Steiermark (Sammlung Naturhistorisches Museum, Wien). Sämtlich im Tegel des Helvet.

Bemerkungen: Zunächst möchte ich zur Ergänzung meiner 1924 veröffentlichten Mitteilungen auf die beiden neuen Fundorte hinweisen, von denen mir die Art seither bekannt geworden ist. Die Mitteilung des

Fundortes Unterolberndorf verdanke ich der Freundlichkeit des Herrn Bergrates Dr. H. Vettters, der mehrere Exemplare in dem bei einer Bohrung aus 387 bis 388 m Tiefe geförderten Tegel fand. Es ist auffallend, daß das Vorkommen der Krabbenreste in dem mächtigen einförmigen Profil auf diese einzige Schichte beschränkt war. Von Wetzelsdorf liegen fünf Exemplare vor, von St. Florian eines, vom Teiritzberg Reste von etwa 80 Individuen.

Es ist mir bekannt geworden, daß bereits 1877 eine tertiäre Art von *Macrophthalmus* beschrieben wurde, was mir leider entgangen war, wie übrigens auch Zittel, der in seinem Handbuch der Paläontologie (1885) nur die subfossilen *Macrophthalmus*-Arten erwähnt. Es handelt sich um *M. aquensis* A. M. Edw. et Brocchi, der ohne Artnamen 1873 von Marion¹⁾ erwähnt und 1879 von A. Milne Edwards und P. Brocchi²⁾ beschrieben, aber nicht abgebildet wurde. Die Art stammt aus miozänen Mergeln der Provence. Nach der allein vorliegenden kurzen Beschreibung ist sie leicht von *M. vindobonensis* zu unterscheiden. Der Carapax ist nämlich stark gewölbt und vollständig mit Körnchen bedeckt und besitzt nur zwei Seitenzähne, von denen der zweite schwächer ist. Diese Merkmale zeigen, daß es sich um zwei verschiedene Arten handelt, andere Unterschiede scheinen noch aus den weiteren weniger präzisen Angaben der genannten Autoren hervorzugehen. Die Art wird mit *M. depressus* verglichen, dieser besitzt auch Ähnlichkeiten mit *M. vindobonensis*, doch sind die Beziehungen dieser Art zu den rezenten, wie schon früher erwähnt, nicht sehr weitgehend.

Auch die von mir 1924 mitgeteilte Liste der indopazifischen subfossilen *Macrophthalmus*-Arten (a. a. O., p. 111) muß nach Berücksichtigung neuerer Arbeiten einige Veränderungen erfahren. Sie hat richtig zu lauten:

- M. Latreilli* (Desm.)
- M. depressus* Rüppell
- M. setosus* Alc.
- M. granulatus* de Man
- M. emarginatus* (Desm.)?
- M. incisus* (Desm.)?

Die Arten *M. Latreilli*, *M. depressus* und *M. setosus* kommen noch heute im indopazifischen Gebiete vor. Die Fundschichten der häufig vorkommenden subfossilen Exemplare wurden von Etheridge und Mc Cullock eingehend beschrieben.³⁾ *M. granulatus* weicht in Gestalt und Größe stark von *M. vindobonensis* ab. *M. Desmaresti* Lucas und der von Etheridge und Mc Cullock angeführte *M. serratus* Ad. et White fallen nach I. G. de Man⁴⁾ in die Synonymie von *M. Latreilli* (Desm.).

1) Marion in: Delesse et Lapparent, Revue de Géologie, v. 9 (1869—1870). 1873, p. 137.

2) A. Milne Edwards et P. Brocchi, Note sur quelques crust. foss. apparten. au groupe des Macrophthalmiens. Bull. Soc. Philomath. Paris, 7^e sér., v. 3, 1879, p. 115.

3) R. Etheridge and A. R. Mc Cullock, Sub-fossil Crust. from the Coasts of Australia. Records of the Australian Mus. v. 11, 1916, p. 1—14.

4) I. G. de Man, Beschreibung einiger brachyurer Krebse aus posttertiären Schichten der Minahassa, Celebes. Samml. Geolog. Reichsmuseum Leiden, 1. Ser., v. 1, 1902—1904, p. 267.

Lambrus sp.

Material: Vier rechte unbewegliche und sieben linke bewegliche Finger (Sammlung Naturhistorisches Museum Wien).

Vorkommen: Steinabrunn, Nußdorf-Grünes Kreuz (Mergel, Torton); Vöslau (Sand, Torton).

Beschreibung: Drei der unbeweglichen Finger gehören der stärkeren und einer der schwächeren Schere an. Die stärkeren besitzen vier verschieden große stufenförmig angeordnete Zähne. Die Oberfläche ist mit feinen Körnchen bedeckt, die Unterkante ist gerundet und nach unten konvex ausgehogen. Der schwächere Finger ist seitlich zusammengedrückt und lang und trägt eine Reihe verschieden großer Zähne. Diese Finger sind von denen von *L. massena* Roux, der heute in der Adria im Litoralgebiet und auch in tieferem Wasser häufig vorkommt, nicht zu unterscheiden.

Die beweglichen Finger möchte ich der gleichen Art zuteilen, obwohl die mir vorliegenden etwas größer sind als die unbeweglichen und niemals im Zusammenhang mit diesen gefunden wurden. Sie gehören sämtlich der schwächeren Schere an und unterscheiden sich deutlich von denen von *L. massena*, etwas ähnlicher sind sie den Fingern von *L. angulifrons* Latr. aus der Adria. Sie sind lang und seitlich zusammengedrückt und laufen in eine stark nach unten abgebogene lange zahnlöse Spitze aus. Die für *Lambrus* bezeichnende dreieckige obere Fläche ist besonders gegen innen deutlich durch eine Reihe groher eckiger Körner begrenzt, die den bei *Lambrus* an den Kanten des Merus und Propodus auftretenden sehr ähnlich sind. Innen folgt eine mit vereinzelt Punkten besetzte Fläche, dann als wichtiges Merkmal wieder eine gekörnte Leiste. Zwischen dieser und der Unterkante liegt eine glatte Fläche. Die Kante ist mit vereinzelt stehenden verschieden großen Zähnen besetzt. Die Außenfläche ist gleichmäßig flach gewölbt und trägt mehrere Punktreihen.

Mit den von Ristori aus dem Pliozän und den von Crema aus dem Miozän von Piemont beschriebenen *Lambrus*-Resten kann die Art nicht verglichen werden, da mir von dieser nur Finger vorliegen.

Hyas meridionalis n. sp.

(Taf. III. Fig. 13.)

Material: Ein etwas verdrückter Carapax, Vorderteil vor den Proto-gastralregionen abgebrochen (Sammlung Joanneum Graz).

Vorkommen: Wetzelsdorf bei Preding (sandiger Tegel, Helvet).

Beschreibung: Carapax mäßig gewölbt, am stärksten im Querprofil über die Mitte der Gastralregion. Hepaticalregion blasenförmig aufgetrieben, über den Seitenrand vorspringend, jedoch nicht so weit wie bei *H. coarctatus* Leach. Unterhalb des Hinterendes der Hepaticalregionen und knapp über dem Rand der Schale ist der Anfang einer Reihe von Körnchen zu sehen. Weiter innen und oben setzen sich die Hepaticalfelder in einer Anschwellung des vorderen Teiles der Branchialregionen fort. Die erwähnte Körnchenreihe, die an dem vorliegenden Stück be-

schädigt ist, bildete weiterhin den Seitenrand des Cephalothorax, unter dem sich die Schale rinnenförmig vertieft fortsetzt. Die Entfernung der Seitenränder voneinander ist an dem vorliegenden Stück wahrscheinlich durch die Zusammendrückung der Branchialregionen um einen geringen Betrag vergrößert, wodurch der Carapax zu breit erscheint. Der Mittelteil des Hinterrandes ist etwas deutlicher konvex ausgebogen, als das bei den rezenten Arten zu sehen ist. Die sehr gut erhaltene Oberfläche des Carapax ist durchaus mit kleinen Grübchen bedeckt. Die Regionen sind deutlich ausgebildet. Die hochgewölbte Gastralregion ist von den Hepatical- und Branchialfeldern durch breite seichte Furchen getrennt, ebenso von der Cardialregion. Diese ist sechseckig mit schmalen Spitzen an beiden Seiten, wo sie von Reihen tiefer, größerer Gruhen umgeben wird. Die Intestinalregion, die vorn deutlich begrenzt ist, ist auffallend lang. Auf den Proto-gastralregionen sieht man jederseits ein Paar stumpfer Höcker, von denen die inneren deutlicher sind. Ein ganz stumpfer sitzt auch in der Mitte des Metagastralfeldes, das von den Proto-gastralfeldern kaum merklich getrennt ist. Zwei Erhöhungen mit je einer Grube in ihrem Mittelpunkt erheben sich auf der Cardialregion und eine, die teilweise zerstört ist, auf dem Intestinalfeld. Ferner erkennt man Gruppen von Löchern, wie sie die Cardialregion seitlich begrenzen, auch vor dem Urogastralfeld und seitlich davon sowie zwischen der Intestinal- und der Cardialregion. Auf den Branchialregionen sind nur unregelmäßige Erhöhungen zu sehen.

Maße: Größte Breite 20 mm, Länge vom Vorderrand der Proto-gastralregionen zum Hinterrand des Carapax 21 mm.

Vergleiche: Trotzdem von der Art nur ein sehr unvollkommener Rest vorliegt, kann kein Zweifel daran bestehen, daß sie der Gattung *Hyas* angehört. Der Carapax unterscheidet sich von dem der typischen Art *H. araneus* (L.) und insbesondere von *H. coarctatus* Leach bei gleicher Form und Regionenzeichnung nur durch geringfügige Merkmale, wie die Form der Hepaticalregionen, durch die aber die neue Art von den beiden genannten weniger deutlich unterschieden ist als diese voneinander. Ferner ist die Größe verschieden und die Verzierung der Oberfläche durch erhabene Punkte bei der neuen Art in geringerem Maße entwickelt. Daß der vordere Teil des Carapax fehlt, kann die Abtrennung von seiner Gattung nicht rechtfertigen, mit der die Form des Carapax und die Ausbildung seiner Oberfläche im wesentlichen genau übereinstimmt, während derartige Merkmale bei keiner anderen bekannten Gattung wahrgenommen werden konnten.

Das Auftreten der Gattung *Hyas* im österreichischen Tertiär ist allerdings sehr auffallend, da sie heute in den arktischen Meeren, im nördlichen pazifischen Ozean bis Korea und Washington State und im Atlantischen Ozean bis Kap Hatteras und bis zum Ärmelkanal vorkommt.¹⁾ Die Verwandten der übrigen Tertiärfauna unseres Gebietes finden sich dagegen größtenteils in tropischen Meeren, zum geringeren Teile im Mittelmeer.

¹⁾ Vgl. M. J. Rathbun, The Spider Crabs of America. U. S. Nat. Mus., Bull. 129, 1925, p. 252.

Anhangsweise sei erwähnt, daß einige Scherenreste aus dem tortonen Leithakalk von Gamlitz und dem Korallenkalk des Rauchstallbrunngrabens bei Baden möglicherweise zur Gattung *Hyas* gehören, doch sind sie zu schlecht erhalten, als daß diese Vermutung bestätigt werden könnte.

Stratigraphische Gliederung der Fauna.

Die Dekapodenfauna des österreichischen Miozän ist nach dem Alter der Fundschichten in Helvet, Torton und Sarmat zu gliedern. Diese Einteilung macht aber große Schwierigkeiten, da über die Stellung einzelner Schichtengruppen die Ansichten weit auseinandergehen. Es handelt sich dabei vor allem um den „Schlier“ von Walbersdorf und Theben-Neudorf im Wiener Becken und um die „Grunder Schichten“ von Stetten und Nodendorf. Nach dem neuesten Stande der Literatur stehen sich die Ansichten in folgender Weise gegenüber:

Winkler¹⁾ tritt in mehreren eingehenden Arbeiten, die größere Gebiete berücksichtigen, für ein tortones Alter der Tegel von Walbersdorf ein. Auch Schaffer²⁾ bezeichnet diese und die sehr ähnlichen Bildungen von Theben-Neudorf als Torton. Petrascheck³⁾ tritt dem entgegen und hält die fraglichen Schichten für 1. Mediterran. Die „Grunder Schichten“ von Stetten und Nodendorf hält Friedl⁴⁾ für Torton. Da diese Ablagerungen sehr fossilreich sind, wird die Neubearbeitung der Fauna von Grund zweifellos zeigen, ob die Ablagerungen der Senke von Korneuburg und die Schichten von Grund selbst altersgleich sind und ob sie, wie ich vermute, dem Helvet angehören. Nach den Mitteilungen, die mir Herr Dozent Dr. A. Winkler vor kurzer Zeit freundlicherweise zur Verfügung stellte, kann man ferner heute noch nicht sicher feststellen, ob die sandigen Mergel von Spielfeld und St. Egydi zum Helvet oder Torton gehören; sie stehen jedenfalls in der Nähe der Grenze der beiden Stufen. Die Schichten von St. Florian, Pöls und Wetzelsdorf gelten allgemein als Helvet, die Sande, Mergel, Badner Tegel und Leithakalke des Wiener Beckens⁵⁾ allgemein als Torton, das Alter des Schlier der Windischen Bühel (Jahring) nehme ich mit Winkler als Helvet⁶⁾ an, der Leithakalk von Gamlitz ist nach diesem Autor Torton.

Es ist zu erwarten, daß die lebhafte Diskussion über die Stratigraphie des österreichischen Tertiärs, die vor kurzem wieder begonnen hat, bald

¹⁾ A. Winkler, Geologische Rundschau, v. 17, 1926, S. 203, S. 292. A. Winkler, Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1927, Nr. 4, S. 103.

²⁾ F. X. Schaffer, Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1927, Nr. 3, S. 94.

³⁾ W. Petrascheck, Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1927, Nr. 8, S. 167.

⁴⁾ K. Friedl, Petroleum, 1927, Nr. 6, S. 198.

⁵⁾ C. A. Bobies hat in einem im November 1927 vor der Wiener Geologischen Gesellschaft gehaltenen Vortrag die Schichten des Rauchstallbrunngrabens auf Grund neuer Aufnahmen ins Helvet gestellt. Da eine abschließende Publikation über diese neue Auffassung noch nicht vorliegt, habe ich in dieser Arbeit an der bisherigen Anschauung festgehalten.

⁶⁾ A. Winkler, Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1924, Nr. 5, S. 98f. Winkler deutet die Möglichkeit an, daß auch Teile der 2. Mediterranstufe (= Torton) in den östlichen Windischen Büheln als Schlier entwickelt sind.

zur Beseitigung der noch bestehenden Differenzen führen wird. Dann wird auch der stratigraphische Wert der Dekapoden besser zu beurteilen sein, als das heute möglich ist, da wir einen Teil der Funde wegen der Unklarheit über das Alter außer acht lassen müssen.

Wenn wir nur auf die Formen eingehen, deren Alter sicher bestimmbar ist, erhalten wir folgende Gliederung:

Sarmat: *Miopanax socialis* Bittn.

Torton: *Galathea* sp.

Callianassa cf. *jahringensis* n. sp.

Callianassa sp.

Petrochirus priscus (Brocchi)

Ranidina rosaliae Bittn.

Calappa Heberti Brocchi

Cancer Sismondai v. Mey.

Cancer cf. *Sismondai* v. Mey.

Cancer styriacus Bittn.

Cancer Bittneri Toulou

Necronectes Schafferi n. sp.

Portunus sp.

Neptunus granulatus A. M. Edw.

Titanocarcinus vulgaris n. sp.

Pilumnus sp.

Daira speciosa (Reuss)

Carpilius antiquus n. sp.

Lambrus sp.

Helvet: *Callianassa jahringensis* n. sp.

Callianassa Michelottii A. M. Edw.

Callianassa floriana n. sp.

Petrochirus priscus (Brocchi)

Myra emarginata n. sp.

Calappa Heberti Brocchi

Neptunus granulatus A. M. Edw.

Gonepanax cf. *Sacci* Crema

Macrophthalmus vindobonensis Glaessner.

Wenn wir bei der Betrachtung dieser Fauna mit den tiefsten Schichten beginnen, so fällt uns vor allem auf, daß keine Dekapodenreste bekannt sind, die älter als Helvet sind. Bekanntlich ist das Burdigal im Wiener Becken außerordentlich fossilreich entwickelt und seit langem gut bekannt. Am Rande der böhmischen Masse bei Eggenburg finden sich fossilführende Strandbildungen in verschiedenen Fazies gut aufgeschlossen. In diesen Ablagerungen wurde, soweit mir bekannt ist, bisher kein Überrest eines Dekapoden aufgefunden und es ist mir auch selbst, obwohl ich mehrmals sorgfältige Aufsammlungen vornahm, nicht gelungen, darin Krebsreste zu finden. Es ist anzunehmen, daß die auffallende Tatsache des Fehlens der Dekapoden im „ersten Mediterran“ des Wiener Beckens rein zufälliger Natur ist, denn die Ablagerungen sind dem Vorkommen und der Erhaltung derartiger Reste günstig und das Burdigal hat in Südwestfrankreich, in Sizilien und in Oberitalien reiche Crustaceenfaunen geliefert.

So finden wir also in den österreichischen Neogenablagerungen die erste Dekapodenfauna im Helvet. Die Äquivalente der Grunder Schichten im steirischen Tertiärgebiet haben die meisten wohl erhaltenen Krebsreste geliefert.

Aus dem Tegel von St. Florian stammen *Callianassa floriana* und *Macrophthalmus vindobonensis*, aus dem sogenannten Mergel von Pöls, einer sandig-tonigen Bildung, eine *Callianassa* und *Petrochirus priscus*, aus dem sandigen Tegel von Wetzelsdorf *Myra emarginata*, *Neptunus granulatus*, *Goneplax* cf. *Sacci*, *Macrophthalmus vindobonensis* und *Hyas meridionalis*, schließlich aus dem Foraminiferenmergel oder Schlier der Windischen Bühel bei Jahring *Callianassa jahringensis* und *C. Michelottii* und aus höheren, vielleicht schon tortonischen Schichten *Callianassa Sismondai*, *C. norica*, *Neptunus granulatus* und *Microplax exiguus*.

Alle diese Schichten sind in der Fazies nicht sehr verschieden.

Die sogenannten Grunder Schichten des Wiener Beckens haben bisher nur drei Arten geliefert. Die Altersgleichheit der Ablagerungen der betreffenden Fundorte mit den Schichten von Grund, d. h. ihre Zugehörigkeit zum Helvet, wird aber noch bestritten.

Im Sande von Nodendorf, der eine merkwürdige Anhäufung von Schalen der *Ostrea crassissima* Lam. enthält, fand ich *Calappa Heberti* und aus dem am Teiritzberge in der Senke von Korneuburg auftretenden Tegel, dessen Fauna ich 1926 beschrieb,¹⁾ liegen mir *Scylla* cf. *Michelini* und *Macrophthalmus vindobonensis* vor. Von den sicher bestimmbar Dekapoden unseres Gebietes ist nur *Callianassa Michelottii* und *Callianassa floriana* bisher auf das Helvet beschränkt geblieben. Alle anderen sind sicher oder möglicherweise auch im Torton zu finden. Die Dekapoden liefern uns kein sicheres Leitfossil für das Helvet. Das hängt zum Teil mit der Unvollständigkeit unserer Kenntnis dieser Gruppe zusammen, da unbestimmbare Reste aus dem Torton vorliegen, die nicht sicher von Helvetformen unterschieden werden können, ferner auch mit der Unsicherheit der Zuteilung einiger Schichtengruppen zu einer der beiden Stufen.

Die etwas reichere Fauna des Torton stammt größtenteils aus den Strandbildungen der zweiten Mediterranstufe des Wiener Beckens, zum geringeren Teil aus dem steirischen Leithakalk. Aus diesem liegen fünf Arten vor.

Über die fazielle Verteilung der Fauna wird später noch in anderem Zusammenhang zu sprechen sein.

Im Torton fällt vor allem die große Zahl von *Cancer*-Arten auf, die in unserem Gebiet im Helvet nicht vorkommen. Die Untersuchung der gesamten neogenen Dekapodenfauna Europas zeigt, daß diese Gattung allgemein erst im jüngeren Miozän und im Pliozän in größerer Ausbreitung erscheint. Als ähnlichen Fall führe ich die Gattung *Neptunus* an, die ihre Blüte im Oligozän und älteren Miozän erreicht und im Obermiozän Mitteleuropas seltener wird. Im steirischen Tertiär und auch im Wiener Becken kommt sie noch im Torton vor. *Portunus* und *Lambrus*

¹⁾ M. Glaessner, Neue Untersuchungen über die Grunder Schichten bei Korneuburg, Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1926, Nr. 5, S. 111.

treten im österreichischen Tertiärgebiet zuerst im Torton auf, ebenso *Carpilius*, der mit der neuen Art *C. antiquus* zum erstenmal fossil sicher nachgewiesen wird.

Von der Tortonfauna unseres Gebietes ist im Sarmat nichts mehr vorhanden. Die einzige in dieser Stufe vorkommende Art ist aber auch aus dem Mediterran (Helvet oder Torton) von Kroatien bekannt. Diese Erscheinung ist gewiß auffallend, es muß sich um eine euryhaline Art handeln, eine Form, die in weitestem Maße vom Wechsel des Salzgehaltes unabhängig war.

Die Beziehungen der Fauna.

Zuerst werden die österreichischen miozänen Dekapoden mit denen gleichzeitiger Ablagerungen verglichen, dann mit älteren und schließlich mit jüngeren und rezenten.

Der Vergleich mit gleichzeitigen Formen kann sich nicht auf Einzelheiten erstrecken, da heute weder die Altersgliederung der hier beschriebenen Fauna noch die Parallelisierung der ausländischen jungtertiären Fundschichten mit der nötigen Vollständigkeit durchführbar ist.

Dekapodenfaunen des Helvet sind aus Oberitalien¹⁾, Sardinien, der Provence, der Touraine und der Schweiz bekannt. Der Vergleich der österreichischen Helvetformen mit denen der genannten Gebiete ergibt weitgehende Ähnlichkeiten, was nach der Verwandtschaft der übrigen Tiergruppen in diesen Teilen des Miozänmeeres zu erwarten war. Die Arten stimmen allerdings zumeist nicht überein, mit Ausnahme von *Callianassa Michelottii* und *Callianassa Sismondai*. Diese wurde in Steiermark in etwas jüngeren Schichten gefunden.

Die Gattungen *Petrochirus* und *Calappa* sind durch nahe verwandte Formen in Helvet Italiens, *Neptunus*, *Scylla*, *Titanocarcinus* und *Macrophthalmus* durch ebenfalls nicht sehr verschiedene Formen in Frankreich vertreten. *Scylla* kommt auch in der Schweiz vor. *Neptunus granulatus* wurde in Italien häufig gefunden, doch lassen die Angaben nicht sicher erkennen, ob im Burdigal oder im Helvet. Die Untersuchung der Beziehungen der neuen Arten der Gattung *Callianassa* zu den bekannten scheint mir nicht viel Erfolg zu versprechen. Die Gattung tritt fast überall in einer großen Zahl von Formen auf; von diesen sind aber meist nur die Scheren erhalten. Bis heute ist noch kein Versuch unternommen worden, aus der Morphologie dieser Reste Verwandtschaftsbeziehungen der Arten oder Einwirkungen der Lebensweise festzustellen. Es ist gewiß zu bedauern, daß gerade die häufigsten und am weitesten verbreiteten Dekapodenreste unausgewertet bleiben müssen. Die Gattungen *Myra*, *Goneplax*, *Microplax* und *Hyas* besitzen unter den Helvetformen anderer Gebiete keine Verwandten.

Zum Vergleich mit der Tortonfauna können nur zwei Faunen herangezogen werden, und zwar aus Sardinien:

¹⁾ Das „Elveziano“ von Oberitalien umfaßt auch ältere Miozänstufen. Eine moderne Gliederung der Dekapodenfauna liegt bisher nicht vor.

Galathea cf. affinis Rist.
Callianassa sp.
Portunus sp.
Goneplax cf. Sacci Crema
Maja miocaenica Lörenth.,

aus Ungarn:

Petrochirus priscus (Brocchi)
 drei *Callianassa*-Arten
Matuta inermis Brocchi
Calappa Heberti Brocchi
Cancer Szontaghi Lörenth.
Cancer cf. carniolicus Bittn.¹⁾
Portunus pygmaeus Brocchi
Pilodius mediterraneus Lörenth.
Andorina elegans Lörenth.

Eine Neubearbeitung der ungarischen Dekapodenfauna von Lörenthey und Beurlen, deren Erscheinen in kurzer Zeit zu erwarten ist, wird unsere Kenntnisse darüber wesentlich erweitern.

Aus Oberitalien und Frankreich liegen keine Angaben über Dekapoden aus dem Torton vor. Die Faunen sind allerdings oft nur als Miozän bezeichnet, die Eingliederung in das Schema Burdigal-Helvet-Torton-Sarmat kann nicht immer mit voller Sicherheit erfolgen. Die Ähnlichkeiten der erwähnten Faunen mit der des österreichischen Tertiärs sind groß; sie erstrecken sich auf die Gattungen *Galathea*, *Petrochirus*, *Cancer*, *Portunus*, *Neptunus* und *Calappa*, die teils in ähnlichen, teils in gleichen Formen in den drei Gebieten zu finden sind. Die Gattungen *Necronectes*, *Titanocarcinus*, *Pilumnus*, *Daira*, *Carpilius* und *Lambrus* waren aus dem Torton anderer Gegenden nicht bekannt. Drei Gattungen des österreichischen Torton sind aus dem Helvet bekannt, und zwar *Portunus* aus der Schweiz, *Titanocarcinus* aus der Touraine und *Lambrus* aus Oberitalien. Beim Vergleich mit der Miozänfauna außereuropäischer Fundorte finden wir, wie es bei der Molluskenfauna schon lange bekannt ist, einige Beziehungen zur Fauna von Gatun am Panamakanal, wo vor allem die merkwürdige Gattung *Necronectes* auftritt, daneben auch *Petrochirus*. Die übrige Fauna — *Mursilia*, *Leucosilia*, *Euphyllax* — zeigt zu der des europäischen Miozän keine näheren Beziehungen. Ferner möchte ich auf gewisse Ähnlichkeiten mit der Fauna des Altmiozän der Sundainseln hinweisen, wo zwei kleine Raniniden und drei *Myra*-Arten vorkommen, neben *Nucia*, *Leucosia*, *Neptunus*, ? *Palaeocarpilius* und zwei Xanthiden, von denen *Medaeus* dem *Titanocarcinus* ähnlich ist.

Beim Vergleich mit älteren Faunen ist festzustellen, daß *Pilumnus* aus dem Oberoligozän Italiens beschrieben wurde, *Phymatocarcinus* (sehr ähnlich *Daira speciosa*) aus dem Priabon Ungarns, *Necronectes* aus gleichalten Schichten Südwestfrankreichs. Aber auch andere Formen, die in europäischen oder tropischen Miozän weit verbreitet sind, lassen sich an

¹⁾ Diese Art wurde in der in meiner Arbeit von 1924 a. a. O. S. 117 angeführten Liste durch ein Versehen als *Neptunus cf. carniolicus* erwähnt, was ich bei dieser Gelegenheit richtigstelle.

ältere anknüpfen, wie *Ranidina*, *Portunus* (mir liegt ein Stück aus dem Oligozän Südwestfrankreichs vor), *Neptunus*, *Scylla*, *Titanocarcinus*; *Carpilius* ist vielleicht von *Palaeocarpilius* abzuleiten. Von *Hyas* und *Microplax* sind bisher keine fossilen verwandten Formen nachgewiesen worden.

Nun sollen die Beziehungen der Dekapoden des österreichischen Neogen zur jüngeren und jetzt lebenden Fauna untersucht werden. Als Formen, die sich mit geringen Änderungen noch heute am Strande der Adria und des Mittelmeeres finden, sind folgende anzuführen: *Galathea*, *Calappa*, *Portunus*, *Pilumnus*, *Goneplax*, *Lambrus*, das ist etwa ein Drittel der von mir erwähnten Gattungen. Diese Formen wurden auch im Pliozän Italiens gefunden, wie auch die ausgestorbene Gattung *Titanocarcinus*. *Myra emarginta* ist von den mir bekannten lebenden Formen dieser Gattung sehr verschieden. Die Vertreter der übrigen Gattungen besitzen mit einer Ausnahme verwandte rezente Formen an den Küsten der tropischen Meere. Die Arten von *Macrophthalmus* und *Daira* leben heute im indopazifischen Gebiete, die Gattungen *Neptunus*, *Scylla* und *Carpilius* und die Verwandten von *Ranidina* und *Microplax* finden sich in tropischen Meeren. Die Aufsuchung näherer Beziehungen ist nicht statthaft, da die rezenten Arten an die fossilen kaum unmittelbar anzuknüpfen sind. Die *Cancer*-Arten leben heute ebenfalls größtenteils in den Tropen, aber auch in nördlichen Meeren. Die Gattung *Hyas* bildet, wie schon erwähnt, eine Ausnahme, sie findet sich heute nur weit nördlich des Fundortes der fossilen Art, sie kommt nicht südlicher als im Ärmelkanal vor.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die Fauna einige ältere Elemente aufweist, die sie mit den gutbekannten Alttertiärfaunen Südeuropas verbindet. Hier sind zu nennen: *Ranidina*, *Necronectes*, *Neptunus*, *Scylla*, *Portunus*, *Pilumnus*, *Titanocarcinus*, *Daira*. Von diesen finden sich nur *Portunus*, *Pilumnus* und *Titanocarcinus* noch im Pliozän, die beiden erstgenannten rezent im Mittelmeer. Die übrigen Gattungen leben heute in tropischen Meeren, vorwiegend im indopazifischen Gebiete. Zu diesen älteren Elementen kommen im Miozän eine Reihe neuer Formen. Von diesen ist der größte Teil in ähnlichen Arten noch heute im Mittelmeergebiet oder (ausnahmsweise) in nördlicheren Meeren zu finden. Das sind die Gattungen: *Galathea*, *Calappa*, *Cancer*, *Goneplax*, *Lambrus*, *Hyas*. Sie sind im Miozänmeer im Mittelmeergebiet und bis nach Nordwestfrankreich weit verbreitet. Wo und woraus diese Gattungen sich entwickelt haben, ist noch nicht bekannt. Unbekannt ist noch der Ursprung der vorliegenden *Myra*-Art, ferner von *Microplax* und *Macrophthalmus*. Sie zeigen Beziehungen zur Fauna des indopazifischen Gebietes; eine der erstgenannten Art ähnliche Form wurde dort im Miozän gefunden, die Verwandten der beiden letzteren wurden nach dem Miozän auf diese Region beschränkt. Diese Erscheinung der Abwanderung ins indopazifische Gebiet ist bei der Korallen- und Molluskenfauna in größerem Maßstabe beobachtet worden¹⁾. Im

¹⁾ Zu dieser Frage vgl. K. Martin, Unsere paläozoologische Kenntnis von Java, Leiden 1919, p. 38 ff. F. X. Schaffer, Das Miozän von Eggenburg, Abh. Geol. Bundesanst. v. 12, Heft 3, 1924, S. 60.

allgemeinen kann man feststellen, daß die Verwandten der Arten, deren Vorläufer schon im Alttertiär vorhanden sind, heute in den Tropen leben. Die Wurzeln der heutigen Mittelmeerfauna lassen sich dagegen in Mittel- und Westeuropa nur bis ins Miozän verfolgen. In dieser Zeit tritt der Gegensatz der beiden Faunenelemente, des paläogen-tropischen und des neogen-mediterranen, dessen Ursprung noch unbekannt ist, deutlich hervor. Nur zwei Gattungen, *Pilumnus* und *Portunus* kommen als Seltenheiten schon im europäischen Oligozän vor und haben noch rezente, den Miozänarten sehr ähnliche Vertreter in der Fauna des Mittelmeeres.

Die Ausgangspunkte für eine Darstellung der Zusammensetzung der Miozänfauna, die ihre Herkunft und ihre Weiterentwicklung erkennen läßt, konnten hier nur angedeutet werden. Eine eingehende Ausführung dieser Gedankengänge, die einige Erfolge zu versprechen scheint, darf nicht nur von einer Fauna ausgehen; es muß die Dekapodenfauna aller bedeutenden Miozänvorkommen herangezogen werden, diese ist aber heute nur lückenhaft bekannt.

Lebensverhältnisse und Fossilisation.

In diesem Abschnitt sollen zunächst die Faziesverhältnisse der Tortonfauna des Wiener Beckens besprochen werden. Aus diesem Gebiet liegt ein reiches Material vor, von dem ich einen Teil selbst gesammelt habe. Die Fundorte und ihre faziellen Verhältnisse sind seit langem gut bekannt. Wir haben vier Arten des Meeresgrundes zu unterscheiden, auf denen nachweisbar Dekapoden lebten. Das sind die Ablagerungsstellen der Tegel, der Mergel, der Sande, Sandsteine und Konglomerate und schließlich des Lithothamnienkalkes und Korallenkalkes. In Konglomeraten und Breccien wurden nur *Callianassa* sp., *Petrochirus priscus* und *Daira speciosa* gefunden. Einen Überblick über die Faunen der verschiedenen Faziesgebiete des Wiener Tertiärs gibt die folgende Tabelle.

Tegel	Mergel	Sand	Kalk
—	—	—	<i>Galathea</i> sp.
—	<i>Callianassa</i> sp.	<i>Callianassa</i> sp.	<i>Callianassa</i> sp.
—	—	<i>Petrochirus priscus</i>	—
<i>Ranidina rosaliae</i>	—	—	—
—	<i>Calappa Heberti</i>	<i>Calappa Heberti</i>	<i>Calappa Heberti</i>
<i>Cancer Bittneri</i>	<i>Cancer Bittneri</i>	<i>Cancer Bittneri</i>	—
<i>Cancer cf. Siemondai</i>	<i>Cancer cf. Siemondai</i>	<i>Cancer Siemondai</i>	—
—	—	—	<i>Necronectes Schafferi</i>
—	<i>Portunus</i> sp.	<i>Portunus</i> sp.	—
—	<i>Neptunus granulatus</i>	—	<i>Neptunus granulatus</i>
—	<i>Titanocarcinus vulgaris</i>	<i>Titanocarcinus vulgaris</i>	<i>Titanocarcinus vulgaris</i>
—	<i>Pilumnus</i> sp.	<i>Pilumnus</i> sp.	—
—	—	<i>Daira speciosa</i>	<i>Daira speciosa</i>
—	—	—	<i>Carpilius antiquus</i>
—	<i>Lambrus</i> sp.	<i>Lambrus</i> sp.	—

Bei der Betrachtung der Faziesverhältnisse empfiehlt es sich, die *Callianassa*-Arten, die beträchtliche Verschiedenheiten nach den Fundorten zeigen, außer acht zu lassen. Dann erkennt man, daß etwa ebensoviel Arten auf eine Fazies beschränkt, wie in mehreren vertreten sind. Auf den Tegel, die reinen Schlammgründe des tieferen Wassers, beschränkt ist *Ranidina rosaliae*; ähnliche Formen leben auch heute in dieser Fazies. Diese Schlammgründe, aus denen die Tegel entstanden sind, scheinen sich wesentlich von den Ablagerungsgebieten der Mergel unterschieden zu haben. Die beiden Arten, welche beiden gemeinsam sind, kommen auch im Sand vor, waren also in der Fazies nicht wählerisch. Mergel und Sand dagegen haben mit einer Ausnahme alle Arten gemeinsam. Das läßt auf große Ähnlichkeiten der beiden Fazies schließen, tatsächlich ist auch die Molluskenfauna sehr ähnlich, soweit sie heute, da ihre Neubearbeitung dringend nötig geworden ist, überhaupt herangezogen werden kann. Die Mergel des Wiener Beckens (Amphistegienmergel von Nußdorf, Steinabrunn, Grinzing. Aus dem Mergel von Gainfarn wurden mir keine Dekapoden bekannt) sind weich und sandig, aber doch von allen Sanden (z. B. Pötzleinsdorf) deutlich zu unterscheiden. Eine Art kommt ausschließlich im Sand und Konglomerat vor, u. zw. *Petrochirus priscus*. Das Exemplar dieser Art, das ich aus dem Atlasgebiet erhielt, stammt aus Sandstein, die ungarischen Stücke aus Leithakalk, dessen Beschaffenheit ich nicht kenne. Die Gattungen *Lambrus*, *Portunus* und *Pilumnus* fanden sich nur in Sand und Mergel. Sie sind heute Bewohner des Litoralgebietes. Nur im Korallenkalk¹⁾ und korallenreichen Leithakalk fanden sich *Galathea*, *Necronectes* und *Carpilius*. Bei der erstgenannten Gattung muß die Möglichkeit beachtet werden, daß sich der zarte Panzer nur im Korallenkalk erhalten konnte, während sie auch anderwärts lebte; *Necronectes Schafferi* liegt nur in einem Exemplar aus dem Leithakalk vor, die beiden anderen Arten der Gattung stammen aus sandigen Bildungen. *Carpilius* endlich ist heute ein echter Korallenbewohner, der einzige in unserer Dekapodenfauna. Wir betrachten nun die in Gebilden verschiedener Fazies auftretenden Arten. Als erste fällt *Calappa Heberti* auf, die in Ungarn und an der March im Leithakalk, bei Wien in Sand und Mergel fast an allen Fundorten häufig auftritt. Sie bevorzugt sandig-tonige Ablagerungen, in denen sie sich wahrscheinlich bei Gefahr ebenso durch rasches oberflächliches Eingraben unsichtbar gemacht hat, wie man es an ihren rezenten Verwandten heute beobachten kann. Im Sand, Mergel und Kalk kommt mit dieser Art ebenfalls häufig *Titanocarcinus vulgaris* vor, diese Xanthidenform ist aber auch im Korallenkalk und im korallenführenden Leithakalk leicht zu finden. *Daira speciosa* kommt im korallenreichen Leithakalk, im Korallenkalk und im Konglomerat vor, in den letzteren beiden allerdings an der gleichen Fundstelle, so daß es möglich ist, daß die Art in der Nähe der Korallen lebte und das von Reuß aus dem Konglomerat beschriebene Stück in dieses nur eingeschwemmt wurde. Die Form des Panzers paßt sich der Oberfläche von Korallenstöcken gut an. Die Art wurde in Steiermark auch in einem Mergel in der Nähe der korallenführenden Leithakalkbildungen von Gamlitz gefunden.

1) Mit *Porites* und untergeordnet *Orbicella*.

Nun sind noch *Cancer Bittneri* und *Cancer Sismondai* zu erwähnen. Ersterer kommt im Sand, schlierartigen Tegel von Walbersdorf und Badner Tegel in vollständigen Stücken vor, zeigt sich also von Untergrund und Wassertiefe in weitestem Maße unabhängig. Der letztere ist mit Sicherheit nur im Kalksandstein des Leithagebirges nachgewiesen, im Atlasgebiet kommt er im Sandstein, in Italien ebenfalls in sandigen Ablagerungen vor. Im Wiener Becken sind die zahlreichen ihm ähnlichen Reste nicht sicher zu bestimmen, wahrscheinlich gehören einige Finger aus Sand und Mergel hierher, eine Hand aus dem Badner Tegel stammt von einer ähnlichen Art.

Im ganzen ergibt die Untersuchung der Fauna im Hinblick auf die faziellen Verhältnisse keine bedeutenden Abweichungen des Lebensbereiches der fossilen Formen im Vergleich mit dem der verwandten rezenten. Ferner zeigt sich eine Gliederung in eine bathymetrisch tiefere Tegelfazies, eine Sand- und Mergelfazies und eine Korallenfazies. Diese enthält eine artenreiche Dekapodenfauna, von der aber nur *Carpilius* auf die Korallenbildungen beschränkt war. Der reine Lithothamnienkalk liefert keine Dekapoden.

Die Faziesverhältnisse des steirischen Miozän scheinen, soweit es sich um dekapodenführende Schichten handelt, einfacher zu sein. Hier haben wir — abgesehen vom Leithakalk — eine Gruppe von sandigen, unreinen Tonen, das sind die Tegel von St. Florian, die Schichten von Pöls und von Wetzelsdorf bei Preding, ferner die Gruppe der Foraminiferenmergel (des Schliers). Dieser Mergel ist in der Gesteinsbeschaffenheit dem des Wiener Beckens durchaus unähnlich. Er ist fest und plattig. Die erste Gruppe ist sehr fossilreich. Sie enthält:

Callianassa floriana n. sp. *Fh* (und eine ähnliche Art *P*).¹⁾

Petrochirus priscus (Brocchi) *P*.

Myra emarginata n. sp. *W*.

Neptunus granulatus A. M. Edw. *Wh*.

Pilumnus sp. *W*.

Goneplax cf. *Sacci Crema* *W*.

Macrophthalmus vindobonensis Glaessner *F W*.

Die Mergel enthalten:

Callianassa jahringensis n. sp. *h*.

Callianassa Michelotti A. M. Edw.

Callianassa Sismondai A. M. Edw.

Callianassa norica n. sp.

Callianassa sp. ind.

Neptunus granulatus A. M. Edw.

Microplax exiguus n. g., n. sp.

und einige unbestimmbare Reste. Diese Schichten sind nicht altersgleich, die Tegelfazies ist Helvet, die Mergel umfassen das ganze Helvet und wahrscheinlich einen Teil des Torton. Die Altersunterschiede reichen aber zur Erklärung der Verschiedenheit des Faunencharakters

¹⁾ Die Buchstaben bezeichnen die Fundorte. *F* = St. Florian, *P* = Pöls, *W* = Wetzelsdorf bei Preding.

nicht aus. Da beide Schichtengruppen aus Schlamm Boden hervorgegangen sind, die eine mit Sandbeimengung, zum Teil durch bewegtes Wasser, die andere mit kalkigem Einschlag, dürfte die Verschiedenheit der Wassertiefe heranzuziehen sein. Dazu liefert die Fauna Anhaltspunkte. *Macrophthalmus*, der in Wetzelsdorf und Florian und im Wiener Becken im Tegel bei Stetten vorkommt, lebt in der Ebbezone, die Verwandten des *Microplax* leben in Tiefen von mehr als 100 m. Die gemeinsame Art der beiden Schichtengruppen, *Neptunus granulatus*, ist eine in Ablagerungen verschiedener Fazies weitverbreitete Form; sie war ein guter Schwimmer und dadurch nicht an eine bestimmte Tiefe gebunden. Die übrige Fauna der Florianer Schichten ist als litoral zu bezeichnen. Die Deutung liegt nahe, daß der Schlier von Spielfeld und Jahring eine Ablagerung des tieferen Litorals ist. Diese Vermutung wird auch durch die faunistischen und geologischen Verhältnisse gestützt.

Die Fauna des Leithakalkes (die Formen aus den korallenreichen Schichten von Gamlitz sind mit * bezeichnet) gleicht der des Wiener Beckens:

Cancer styriacus Bittn. (Aigen bei Fering).

Neptunus granulatus A. M. Edw. (Wildo).

* *Titanocarcinus vulgaris* n. sp.

* *Daira speciosa* (Reuß).

* *Carpilius antiquus* n. sp.

Cancer styriacus ist die einzige auf den Lithothamnienkalk beschränkte Art, doch wurde davon nur ein Exemplar gefunden.

Mehr soll hier über die Lebensverhältnisse der Fauna nicht gesagt werden, denn weitere Angaben über Lebensweise und Anpassungen können der Literatur über die verwandten rezenten Formen entnommen werden, mit denen die fossilen darin übereinstimmen. Nun sind noch die Ablagerungs- und Erhaltungsbedingungen der miozänen Dekapoden zu untersuchen.

In allen Ablagerungen unseres Gebietes mit Ausnahme des Korallenkalkes im Wiener Becken und des steirischen Schliers, auf deren besondere Verhältnisse ich im folgenden noch zurückkommen werde, sind abgetrennte Scheren und besonders Scherenfinger unverhältnismäßig häufiger, als Reste des Cephalothorax. Das ist in erster Linie auf die größere Festigkeit und Härte der Scherenfinger zurückzuführen.

Die Schale des Cephalothorax wird nicht nur durch der Wellenschlag zerbrochen, sondern auch von Fischen verschluckt oder zerbissen und von anderen Krebsen mit den Scheren zerbrochen oder zerschlagen. Am Lido bei Venedig fand ich häufig Scharen von *Carcinides maenas* mit dem Verzehren eines toten Exemplars der gleichen Art beschäftigt. Beim Zerteilen, bei dem die Schale heftig hin- und hergezerrt wird, bleibt sie gewiß nicht unbeschädigt. So ist das Vorkommen zerbrochener Panzer von *Macrophthalmus vindobonensis* im Tegel von Stetten zu erklären. Das Wasser war hier so ruhig, daß zarte Blätter und viele vollständige Exemplare der Krabben erhalten sind, es hätte die Schalen nie zerbrechen können. Auch die genannte Art selbst hat dazu viel zu schwache Scheren. Dagegen ist es möglich, daß es sich um die Beute der zweiten dort gefundenen Art, einer viel größeren Schwimm-

krabbe handelt. Die Scheren der Dekapoden werden nur von solchen Tieren zerstört, welche die ganzen Krebsse verschlingen, wie z. B. von Rochen, die im österreichischen Tertiär sehr häufig waren. Daß sich auch die unbeweglichen Scherenfinger öfter finden, als die ganzen Scherenhände, erklärt sich daraus, daß die Verstärkung der Schale des Fingers gegen den übrigen Propodus an einer Linie deutlich begrenzt ist, die dann eine schwache Stelle bildet, an der der Finger leicht abbricht. Dieser Bruchrand hat bei den verschiedenen Gattungen verschiedene Lagen, bei *Lambrus* z. B. ist stets noch der untere Teil des Rahmens für den beweglichen Finger in der Form zweier Hörner am Grunde des unbeweglichen Fingers erhalten.

Unter den vorliegenden Stücken des Cephalothorax können wir bei manchen gut erhaltenen eine wichtige Unterscheidung durchführen: in Überreste von lebenden und solche von toten Tieren. Die Crustaceen gehören zu den wenigen Tiergruppen, bei denen der lebende Organismus mehr Fossilreste liefert, als der tote. Die Zahl der jährlichen Häutungen ist nach der Art, den Lebensverhältnissen und dem Lebensalter, die Lebensdauer ebenfalls nach der Art und hauptsächlich individuell verschieden, so daß wir über die Zahl der von einem Individuum gelieferten Häutungsreste keine Klarheit erlangen können. Die Anzahl, die davon erhalten ist, wird allerdings durch eine beachtenswerte Erscheinung vermindert, nämlich durch die Resorption der Kalkschale vor der Häutung. Dadurch werden die meist schon gebrechlichen Panzer noch weniger widerstandsfähig und viele davon wurden zerstört. Die Häutung bei den Brachyuren beginnt nach Ortmann (in Bronns Klassen und Ordnungen, Crustaceen, S. 906) mit einer Trennung des Notums von den Pleuren. Diese ist dann manchmal auch an fossilen Häutungsresten nachzuweisen, sie läßt als solchen das Exemplar von *Potamon proavatum* n. sp. vermuten, das im folgenden (S. 212) beschrieben wird. Hier ist nach der Häutung noch eine Verschiebung der Panzerteile eingetreten. Als Häutungsrest ist unter den Brachyuren wahrscheinlich auch das Exemplar von *Necronectes Schafferi* zu betrachten, an dem die Unterseite wohl nicht zu erkennen ist, aber die sehr dünne Schale diese Deutung nahelegt. Der Carapax wird nach der Häutung leicht verschwenkt, wie auch in diesem Falle. Es ist aber bei weiterem Transport eines toten Exemplares auch möglich, daß die Pleuralnaht reißt. Bei *Macrophthalmus* von Stetten, wo die Wasserbewegung im allgemeinen gering war, haben wir es dann mit Resten der Häutung zu tun, wenn der Carapax abgetrennt oder verschoben, aber nicht beschädigt ist, was nicht selten vorkommt. Das schönste Beispiel dafür bieten aber einige Exemplare von *Callianassa jahringensis*. Als bezeichnend für die Häutung der Macruren führt Ortmann (a. a. O., S. 905) den Beginn mit der Sprengung der Haut zwischen Cephalothorax und Hinterleib an. Im weiteren Verlauf legt sich der Krebs auf die Seite und hebt schließlich den Cephalothorax nach aufwärts und vorne, wobei er den neuen aus der alten Hülle herauszieht. Wenn wir uns diese Beschreibung vor Augen halten, gewinnen wir eine Möglichkeit zur Erklärung der sonderbaren Lage des Cephalothorax bei *Callianassa jahringensis*. Es handelt sich um die

Häutungsreste, der Cephalothorax ist bei den heftigen Bewegungen des Tieres nach „oben und vorn“ geschleudert worden (beides in der Horizontalebene, da das Tier auf der Seite liegt). Dabei wurden die Seitenteile manchmal stark gedreht, die weiche Schale zerriß. So liegen die Panzer, deren übrige Reste durch die schwache Strömung weniger verschoben sind, noch heute auf den Mergelplatten. Das Vorkommen von Häutungsresten zeigt, daß die Krebse oft dort gefunden werden, wo sie gelebt haben. Verschwemmungen sind selten, da die zarten Schalen sie im allgemeinen nicht überdauern, nur bei den Fingern wären sie denkbar.

Man kann in allgemeinen annehmen, wie das in so jungen Schichten zu erwarten ist, daß die Krebsreste mehr Zerstörungen vor der Einbettung erlitten haben, als während der Fossilisation. Nach der Einbettung wurden die erhaltungsfähigen Schalen in vielen Fällen flachgedrückt. Ich habe in einer früheren Arbeit (Neue Emydenfunde im Wiener Becken, Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien, 135. Bd., 1926 S. 53) bei Studien über Schildkröten als Ursache der Zusammendrückung oder räumlichen Erhaltung die Art der Verwesung erwähnt. Es wird gewiß einen Unterschied machen, ob das Tier frei an der Luft, im Wasser, ob es teilweise in Sediment eingeschlossen oder ganz darin eingebettet verwest ist. Daneben kommt aber auch noch die Art des Sediments in Betracht. Ein bis in größere Tiefe, wo ein größerer Druck der überlagernden Massen herrscht, stark durchfeuchtetes und breiartiges oder lockeres Material wird die Schalen am leichtesten ausfüllen; auch die Geschwindigkeit der Sedimentation mag dabei eine Rolle spielen. Immer sind die Reste aus dem steirischen Schlier komprimiert, einige Exemplare von *Microplax* so stark, daß das härtere Epistom in die weichere Schale eingepreßt wurde und von der Oberseite sichtbar ist. Vollständige Zerstörung nach der Einbettung können wir in keinem Falle annehmen. Die im Sand erhaltenen Exemplare sind nie flachgedrückt, ebensowenig die aus dem Korallenkalk stammenden. Hier herrschten besonders günstige Verhältnisse für die Einbettung der Reste. Beim Zerschlagen der Kalkblöcke kann man bemerken, daß die Fossilien in schmalen tiefen Furchen zwischen den kompakten Korallenblöcken liegen. Hier wurden außer den zahllosen Bruchstücken auch ganze Panzer und Scheren eingeschwemmt und dadurch dem Wellenschlag entzogen.

Im allgemeinen sind die Erhaltungsbedingungen für Dekapodenreste im österreichischen Miozän günstig, einzelne Scherenfinger können sich in allen Schichten erhalten und wurden auch an den meisten Fundorten angetroffen. In einzelnen Schichtengruppen waren die Verhältnisse so günstig, daß sich auch ganze Exemplare finden, und ihre Zahl wird auch dadurch erhöht, daß ein Individuum mehrere Panzer liefern kann. Daß die Zahl der Dekapoden trotzdem weit hinter der der Mollusken zurückbleibt, ist dadurch zu erklären, daß diese allgemein häufiger sind; in zweiter Linie ist die Tatsache zu berücksichtigen, daß diese sich unter allen Umständen besser erhalten. Man muß auch bedenken, daß sie stets von den Sammlern mehr beachtet wurden. Nur an einzelnen Fundorten war auch die absolute Individuenzahl der Dekapoden sehr groß, so in

Stetten die von *Macrophthalmus*, in Jahring die der Callianassen. Einige Arten sind wesentlich öfter zu finden, sie waren wohl ursprünglich häufiger als die anderen. Im Grunder Meer der Steiermark war *Neptunus granulatus* eine häufige Art, am tortonen Strand des Wiener Beckens waren *Calappa Heberti* und *Titanocarcinus vulgaris* überall in großer Menge vorhanden. Die Artenzahl war größer als die bis jetzt bekannte, an unbestimmbaren Resten liegen noch Finger von zahlreichen *Callianassa*-Arten, einem Paguriden und mehreren Brachyrynchen vor. Hoffentlich werden weitere Funde die Bestimmung auch dieser Reste ermöglichen.

II. Pliozän.

Aus dem Pliozän, und zwar aus der Pontischen Stufe liegt nur ein Dekapodenrest vor. Es ist ein recht vollständig, aber nicht im Zusammenhang erhaltenes Exemplar einer Süßwasserkrabbe und wird hier als *Potamon proavitum* n. sp. beschrieben. Es stammt aus pflanzenführendem Tegel aus der Ziegelei Andritz bei Graz. Das Alter dieser Schichten wurde früher irrigerweise als Miozän angegeben. Herrn Dozenten Dr. Winkler verdanke ich die Altersbestimmung als Pliozän, die in einer vor wenigen Wochen erschienenen Arbeit von C. Clar (Zur Kenntnis des Tertiärs im Untergrunde von Graz, Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1927, Nr. 9, S. 188, 189) bestätigt wurde. Die neue *Potamon*-Art spricht ohne Zweifel für unterpliozänes Alter der Schichten.

Potamon proavitum n. sp.

(Taf. IV unten.)

Material: Ein zerfallenes weibliches Exemplar, der flachgedrückte Carapax von der Oberseite sichtbar, rechter Pleuralteil und Postabdomen von unten, rechte Gangbeine, rechte Schere undeutlich.

Vorkommen: Andritz bei Graz (Tegel, Pliozän, Pontische Stufe). Sammlung Joanneum Nr. 5828.

Beschreibung: Der Carapax zeigt eine querovale Form, das Verhältnis der größten Breite zur Länge beträgt 1 : 0·8 (wobei die stärkere Verdrückung in der Längsrichtung berücksichtigt ist). Die Entfernung der Epibranchialzähne ist gleich der Länge oder etwas kleiner. Die Augenhöhlen sind etwas breiter als die Hälfte der Stirn. Diese hat einen in der Mitte wellig eingezogenen Vorderrand und abgerundete stumpfwinkelige Seitenecken. Die Extraorbitalzähne sind nicht deutlich sichtbar, die Epibranchialecken sind nicht sehr stark, sie sind nach innen und oben gebogen. An sie schließt sich die schwach konvexe Epibranchialkante, auf der in einer Reihe etwa zehn stumpfe, annähernd gleich große Höcker sitzen. Der glatte, scharfe Hinterseitenrand setzt die Biegung fort. Er endet jederseits an einer bei der neuen Art besonders deutlichen und fast genau quergestellten Kante, die etwa einen Millimeter von dem Ausschnitt des Hinterrandes für die letzten Pereipoden liegt. Der breite Hinterrand wird von einer schwächeren Kante umfaßt, die seitlichen Ecken innerhalb und außerhalb der Ausbiegung sind abgerundet. Die Regionenzeichnung ist verhältnismäßig deutlich ausgebildet. Die Proto-

gastralkante ist sehr stark entwickelt und gerade, ihr äußerer Endpunkt liegt hinter dem inneren. Vor der Kante fallen die Protogastralregionen senkrecht zu einer Fläche von einem Millimeter Breite ab. Die äußeren zwei Drittel dieser Fläche bilden den oberen Augenhöhlenrand. Die Teilung von Proto- und Epigastralregionen ist auf der Oberfläche kaum angedeutet, letztere springen nur sehr wenig vor. Die Cervikalfurche ist nur auf eine sehr kurze Entfernung unterbrochen, wo sie immer wieder beginnt, sieht man jederseits eine kreisförmige kleine Vertiefung mit einem Höcker in der Mitte. Der Hinterrand des Mesogastralfeldes ist deutlich, er ist seitlich gegen den protogastral-branchialen Teil des Cervikalsuturs stumpfwinkelig abgesetzt. Der Mesogastrallobus entsendet hinten in der Mitte einen kleinen Vorsprung in das im Umriß sanduhrförmige Urogastralfeld. Der erstere ist vorne nicht vollkommen mit den Protogastralregionen verschmolzen. Mit Ausnahme eines kleinen ebenen Stückes an der Stelle seiner Verschmälerung ist die Trennung durch breite, seichte Einsenkungen angedeutet. Die vordere Spitze des Mesogastralfeldes verschmälert sich vorne gleichmäßig und endet spitz zwischen den Epigastralloben (vor einer angenommenen Verbindungslinie der Protogastralkanten). Die Branchialregionen sind durch sehr schwache Einsenkungen in je drei rundliche gewölbte Felder geteilt. Die Cardialregion ist annähernd quadratisch, mit einem kleinen Vorsprung in der Mitte des Vorderrandes. Dieser wird durch eine tiefe Furche gebildet, seitlich sind flache Rinnen vorhanden. Die Oberfläche des Carapax ist mit Ausnahme der Intestinalregion vollständig mit kleinen kreisrunden Gruben bedeckt, in deren Mitte eine mit freiem Auge kaum sichtbare Erhöhung vorhanden ist.¹⁾ Diese Gruben scheinen in der Nähe der Ränder dichter und größer zu sein. Die Urogastralregion ist quer gestreift. Neben der Epibranchialkante findet sich jederseits in kurzer Entfernung davon eine Reihe quergestellter größerer Körner. Sie sind links stärker ausgebildet, es liegt eine leichte individuelle Assymetrie der Schale vor, die auch in einigen anderen weniger deutlichen Merkmalen zu erkennen ist. Im übrigen ist die Oberfläche glatt. Die Augensterne sind vorhanden, aber nicht deutlich sichtbar. Das Pleuron zeigt einige der beschriebenen Gruben, sonst ist es glatt, es gleicht in der Form dem der rezenten *Potamon*-Arten, ebenso der Hinterleib. An diesem ist allerdings eine sonderbare Verzierung zu bemerken. Die drei mittleren Glieder und das lange vorletzte zeigen nämlich hinter der Mitte je eine quergestellte schmale Leiste. Die Mitte des Hinterleibs ist sonst glatt, seitlich finden sich vereinzelt Gruben. An der Schere erkennt man nur die gerundete Form des Propodus und den nach unten abgebogenen gezähnten Finger. Die Perieopoden besaßen lange Daktylen, der Propodus ist flach und sehr breit, der Carpus im Umriß dreieckig und gebogen, der Merus lang und kantig.

¹⁾ Ich möchte ausdrücklich davor warnen, bei solchen im Tegel eingeschlossenen Stücken die an manchen Stellen auftretende feine, aber deutlichere Körnelung für eine ursprüngliche Skulptur zu halten. Sie entsteht durch kleine Zusammenballungen des Tons und findet sich auch auf Pflanzenresten oder fossilfreien Schichtenflächen, allerdings auch auf rauhen Flächen von Fossilien, wo sie dann die vorhandene Skulptur verstärkt.

Maße: Länge des Carapax 34 mm, Breite des Carapax 40 mm, Breite zwischen den Epibranchialzähnen etwa 32 mm, Breite der Stirn 13 mm, Breite des Hinterrandes (mit den Ausbiegungen für die letzten Pereiopoden) 28 mm, Breite der Augenhöhle etwa 6 mm, Länge des Hinterleibs 33 mm, Länge des vorletzten Abdominalsegments 7·8 mm.

Vergleiche: Die Art steht den rezenten südosteuropäischen und kleinasiatischen *Potamon*-Arten sehr nahe, gehört daher in die Unter-gattung *Potamon*. Hier erfordern die beiden europäischen Formengruppen des *P. fluviatile* und des *P. potamios* einen genaueren Vergleich.¹⁾ Das wichtigste Unterscheidungsmerkmal der beiden Gruppen ist das Verhältnis von Proto- und Epigastralregion. Springen die letzteren weit vor, so hat man es mit einer Form der sehr veränderlichen *Potamios*-Gruppe zu tun, ist ihr Vorderrand nicht weit von der Protogastralkante entfernt, so liegt *P. fluviatile* vor. Die Angaben von Miß Rathbun stimmen mit dieser Definition überein, sie zieht aber auch andere Merkmale heran und trennt von *P. potamios* die Formen *P. setiger* und *P. ibericum*. Wenn man die Beschreibungen der verschiedenen Formen und die leider ungenügenden Abbildungen mit der neuen fossilen Form vergleicht, so erkennt man, daß *P. fluviatile*, der stark hervortretende Epigastralloben besitzt, am wenigsten Ähnlichkeiten aufweist, daß dagegen die von Rathbun gegebene Definition von *P. ibericum* (Bieberst.)²⁾ (a. a. O., S. 259) fast genau auf unser Exemplar angewendet werden kann. Das Verhältnis von Länge und Breite, der Abstand der Epibranchialzähne, die deutliche Begrenzung des Mesogastralfeldes, die Form des Epigastrallobus, der deutliche Cervikalsutur und die glatten Hinterseitenränder stimmen genau überein. Dagegen unterscheidet sich die neue Art von allen bekannten durch die nur andeutungsweise vorhandene Skulptur des Vorderseitenrandes und durch die kräftigen geraden Kiele vor dem Hinterrand. Die fossilen Potamoniden sind leider nicht sehr gut bekannt. Bisher wurden drei Arten im Obermiozän und eine im Levantin (Oberpliozän) gefunden. Von *Potamon speciosum* (v. Mey.) liegen nur alte Beschreibungen und Abbildungen vor, welche die Einzelheiten, auf die es hier sehr ankommt, nicht erkennen lassen. Dasselbe ist von „*Pseudotetraphusa*“ *castellinensis* Szombathy³⁾ zu sagen, die durch sehr kleine Augenhöhlen, eine breite Stirn und einen seitlich sehr stark gerundeten Carapax gekennzeichnet ist. *Potamonautes Quenstedti* Zittel wurde niemals genauer beschrieben. Vom Fundort dieser Art, aus dem Süßwasserkalk von Engelwies bei Sigmaringen, bildet E. Fraas (Der Petrefaktensammler,

¹⁾ Vgl. M. J. Rathbun, Les Crabes d'eau douce. Nouv. Arch. Mus. Nat. Paris, 4^e sér. v. 6, 1904, p. 254 ff. — C. Szombathy, Tertiäre Formen der Gattung Potamon. Ann. Mus. Nat. Hung. Budapest. v. 14, 1916, p. 405 ff. — O. Pesta, Wissenschaftl. Forschungsergebnisse aus dem Gebiet der unteren Donau und des Schwarzen Meeres. Archiv für Hydrobiologie v. 16, 1926, p. 632 ff.

²⁾ Die Frage, ob *P. ibericum* eine selbständige Art ist, was Pesta a. a. O., S. 636, leugnet, kann hier nicht behandelt werden, da mir leider kein Material von dieser Form zur Verfügung steht. Ich verwende hier den Begriff in der Fassung von Rathbun und nach den Angaben Szombathys.

³⁾ Schon Rathbun hat darauf hingewiesen, daß der Name bereits vergeben war. Szombathy hat das, als er die Art nach Capellinis Beschreibung von *P. speciosum* abtrennte (a. a. O., S. 416) nicht berücksichtigt.

Stuttgart 1910, t. 67, f. 27) einen *Potamon* ab, den er *Telphusa speciosa* nennt. Es ist nicht sicher zu entscheiden, ob es sich um *Potamonantes Quenstedti* oder um *Potamon speciosum* handelt, doch ist letzteres wahrscheinlicher. Die Form ähnelt nach der Abbildung sehr den rezenten Arten, eine genaue Untersuchung dieser offenbar besser als die Öninger Exemplare erhaltenen Reste wäre daher sehr nötig. *P. antiquum* endlich wurde von Lörenthey als *P. fluviatile* abgebildet und erwähnt, dann von Szombathy neu untersucht und benannt. Seine ausführliche Beschreibung leidet darunter, daß manche Aussagen mit den Abbildungen nicht übereinstimmen und daß bei dem sehr eingehenden Vergleich mit den rezenten Arten der Unterschied zwischen *P. fluviatile* und *P. potamios* nicht berücksichtigt wurde. So kommt der Autor zu dem Schluß, daß die Art dem *Potamon ibericum* sehr ähnlich ist, was gewiß zutrifft, und daß sie weit von *P. fluviatile* + *potamios* entfernt sei. Nun liegt der Hauptunterschied sowohl zwischen der neuen Art und *P. antiquum* als auch zwischen *P. potamios* und *P. fluviatile* in dem schwachen Vorspringen der Epigastalregionen bei den erstgenannten und ihrer starken Entwicklung bei den beiden anderen Arten. Daraus geht hervor, daß sich *P. antiquum* in diesem Merkmal entschieden von *P. potamios* und *P. ibericum* entfernt und *P. fluviatile* nähert. Wir können aber noch einen zweiten Unterschied heranziehen, der in die gleiche Richtung weist. Das Mesogastralfeld ist bei *P. fluviatile* und auch bei *P. potamios* hinter der Vorderspitze eingezogen, nur bei *P. ibericum* verbreitert es sich allmählich nach hinten. Das gleiche Verhalten zeigt nun die neue Art, während *P. antiquum* nach der Abbildung in dieser Hinsicht von *P. ibericum* abweicht. Das Ergebnis dieser Vergleiche ist, daß die neue Art dem *P. ibericum*, nicht aber dem *P. fluviatile* nahesteht. Die etwas jüngere Form *P. antiquum* hat noch sehr nahe Beziehungen zu *P. ibericum*, kommt aber in einem Merkmal, das heute als einziger stabiler Unterschied der beiden Formengruppen bezeichnet wird (vgl. Pesta a. a. O., es kommen auch Ausnahmen von der Regel vor, sie sind aber sehr selten), dem *P. fluviatile* näher. Ein zweites Merkmal verbindet *P. ibericum* mit der neuen Art und trennt davon *P. antiquum*, *P. potamios* und *P. fluviatile*.

Szombathy schreibt (a. a. O., S. 417): „Man dürfte kaum fehlgehen, wenn man annimmt, daß *antiquum* während der Pliozänzeit im ganzen paläarktischen Faunengebiet verbreitet war und sich später infolge der Veränderung der äußeren Lebensbedingungen in *ibericum*, *fluviatile* und *denticulatum* spaltete, so daß diese fossile Art eigentlich die unmittelbare Stammform der genannten drei Arten repräsentiert.“ Ferner S. 448: „Es scheint also ganz sicher zu sein, daß *P. fluviatile* im mediterranen Faunengebiet aus dem von O gegen W gewanderten *P. antiquum* entstanden ist.“ Es liegen hier drei Annahmen vor — Verbreitung, Spaltung, Wanderung —, die wir jetzt im Hinblick auf die neuen Feststellungen über *P. antiquum* und die pontische neue Art zu überprüfen haben. Die erste ist eine Vermutung, die weder begründet, noch widerlegbar ist. Sie wurde wohl nur mit Rücksicht auf die zweite Aussage aufgestellt, die heute kaum aufrechterhalten werden kann. *Potamon denticulatum* kann hier nicht herangezogen werden, da Szombathy

nur ein Merkmal angeben kann, durch das *P. antiquum* dieser Art näher steht, als den anderen rezenten Arten (a. a. O., S. 408, „Vor der epibranchialen Dornenreihe und parallel zu ihr verläuft eine ziemlich breite Furche“), diesem stehen aber Unterschiede entgegen, die sich auf die wesentlichen Artmerkmale des *P. denticulatum* beziehen. So bliebe die Annahme, daß sich *P. antiquum* in *P. ibericum* und *P. fluviatile* „gespalten“ habe. Das erscheint jetzt unwahrscheinlich, da die genannte fossile Art die Hauptmerkmale der beiden Gruppen nicht in einer vermittelnden Form, sondern in dem Extrem der einen zeigt, in der Gestalt, wie wir sie heute bei *P. fluviatile* finden. Daneben finden sich ohne Zweifel weitgehende Ähnlichkeiten mit *P. ibericum*. Sie beziehen sich auf Merkmale, deren Wert bestritten ist (Pesta a. a. O.), die jedenfalls weniger klar und beständig sind, als die früher erwähnten. Meiner Auffassung nach weisen sie nicht auf den rezenten *P. ibericum*, sondern auf die ältere unterpliozäne, der rezenten Form in ihren wesentlichen Merkmalen näherstehende Art hin, die hier beschrieben wurde. Von den drei Teilen der dritten Angabe Szombathys sind zwei bestätigt und zum Teil bewiesen worden, und zwar, daß *P. fluviatile* im mediterranen Faunengebiet aus *P. antiquum* entstanden ist. Die dritte, daß diese Entwicklung mit einer Wanderung der letztgenannten Art von O nach W in Verbindung stand, scheint mir durchaus unhegründet. Es liegt jetzt in der neubeschriebenen Art eine ähnliche Form vor, die schon früher in der gleichen Gegend lebte. Auch diese muß nicht von O gekommen sein, da schon vor ihr im Miozän Potamoniden vorhanden waren, für die erst eine genaue Untersuchung die Unmöglichkeit einer Verwandtschaft mit den pliozänen Arten darlegen müßte, bevor man zur Annahme von Wanderungen gezwungen wäre. Die Potamoniden werden jedenfalls einmal in Europa eingewandert sein, ich kann aber nicht annehmen, daß das nach dem Eozän geschehen ist, in einer Zeit, da die ursprünglich einheitliche litorale Fauna allmählich immer mehr auf südlichere und zum großen Teil südöstliche Gebiete beschränkt wurde.

Es möge mir gestattet sein, in diesem Zusammenhange neuerlich auf die auch von Szombathy (a. a. O., S. 419) kurz erörterte Frage der *Clemmys Mehelyi* Kormos einzugehen. Ich habe in meiner Arbeit über Schildkrötenfunde aus dem Wiener Becken (Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien, vol. 135, 1926, S. 62 f.) die Süßwasserkalke von Oberungarn, in denen neben *Potamon antiquum* und anderen Arten auch diese Schildkröte gefunden worden war, nach Kormos für diluvial gehalten. Schréter und Kormos hatten aber dann diese Angabe berichtigt und die Kalke in das Oberpliozän gestellt. Dadurch erfährt aber meine Deutung der Stellung von *C. Mehelyi* „auf einer Seitenlinie“ des Stammes von *C. caspica* als „eine länger im N verbliebene Kümmerform“ keine Änderung. Sie gehört ebensowenig in die unmittelbare Stammreihe dieser rezenten Art, wie *Potamon antiquum* in die des *P. ibericum*. Dabei ist die Feststellung besonders interessant, daß in beiden Gattungen im nahen österreichischen Tertiär ältere Arten auftreten — *Clemmys* im Sarmat, *Potamon* im unmittelbar darauffolgenden Pont —, die den erwähnten heutigen

näherstehen, als die Formen der levantinen Süßwasserkalke. Die rezenten Nachkommen dieser beiden, im Alter voneinander wenig verschiedenen Arten des Beckens von Wien und Graz werden heute im gleichen Gebiet, südlich und östlich von ihrer tertiären Heimat gefunden.

Die Stellung der neuen Art ist, abgesehen von allen Erörterungen, die sich daran knüpfen lassen und über den Rahmen einer Faunenbeschreibung hinausführen, in folgender Weise zu verstehen und zu kennzeichnen.

Ähnliche Verhältnisse, wie sie in der pontischen Zeit in unseren Gegenden geherrscht haben, finden wir heute am Schwarzen und Kaspischen Meer, im Zentrum des Verbreitungsgebietes von *P. ibericum* (= *potamios?*). Im Pliozän verschlechtert sich mit der Annäherung der Eiszeit das Klima und die Lebensbedingungen, die Verhältnisse nähern sich den heute bei uns bestehenden. Dem entspricht die Erscheinung, daß die unterpliozäne Art weitgehend mit *P. ibericum* übereinstimmt, daß vieles davon wohl bei dem oberpliozänen *P. antiquum* erhalten bleibt, aber sich Merkmale einstellen, die denen der heute in nahegelegenen Gebieten lebenden Art und gerade den bezeichnendsten Unterschieden zwischen dieser und ihren südöstlichen Nachbarn nahekommen.

Weitere Untersuchungen an dem schon lange vorliegenden Material hätten nun zu zeigen, ob diese Reihe sich weiter ins Obermiozän zurückverfolgen läßt und ob sich hier vielleicht Beziehungen zu heute tropischen Arten zeigen.

Zusammenfassung.

Das Burdigal hat bisher keine Dekapoden geliefert, zahlreiche Arten finden sich im Helvet und Torton (Liste auf Seite 163), eine im Sarmat und eine in der Pontischen Stufe (Unterpliozän). Eine neue Gattung, zehn neue Arten und eine (provisorische) Unterart werden beschrieben. In der Fauna sind *Galatheidea*, *Callianassidea*, *Paguridea*, *Gymnopleura*, *Oxystomata*, *Brachyrhyncha* und *Oxyrhyncha* vertreten. Einige Formen des Torton zeigen einen jüngeren Charakter, so vor allem die Cancer-Arten. Die einzige Krabbe des Sarmat ist eine Art, die schon lange aus dem Mediterran des benachbarten kroatischen Tertiärbeckens bekannt ist. Die Fauna des Miozän läßt eine Gruppe von Gattungen erkennen, die aus der alttertiären Fauna von Südeuropa und Ungarn stammen, daneben eine zweite Gruppe, die wir als bezeichnend für das Neogen ansehen können. Diese ist auch im Pliozän Italiens weit verbreitet und von dort am besten bekannt. Während die rezenten Formen, die denen der ersten Gruppe ähnlich sind, heute in tropischen Meeren leben, finden sich die der jüngeren heute im Mittelmeer. Zahlreiche Arten zeigen Beziehungen zum indopazifischen Gebiet, eine zur heutigen Fauna der nördlichen Meere.

Die Betrachtung der Faziesverhältnisse ergibt, daß im Wiener Becken ebenso viele Arten auf eine Fazies des Litorals beschränkt sind, wie in mehreren vorkommen. Man kann Tegeiformen, eine Sand- und Mergel-fauna und einige korallenbewohnende Arten unterscheiden. Die Ver-

schiedenheit der Faunen des steirischen Helvet dürfte auf bathymetrische Unterschiede zurückgehen. Dekapoden sind im österreichischen Tertiär nicht selten, einzelne Scherenfinger sind fast überall zu finden, meist in größerer Zahl. Der Cephalothorax wird leicht durch Wellenschlag oder von Tieren, die seinen Inhalt verzehren, zerbrochen. In einzelnen Fällen kann man an ganzen Exemplaren erkennen, daß es sich nicht um Leichenreste, sondern um Häutungsreste handelt. Die Erhaltungsbedingungen waren im Neogen im allgemeinen günstig. Einige Arten waren in beschränkten Gebieten häufig, u. zw. *Callianassa jahringensis* und *Macrophthalmus vindobonensis*; in größeren Gebieten war *Neptunus granulatus*, *Calappa Heberti* und *Titanocarcinus vulgaris* in beträchtlicher Zahl verbreitet. Von zahlreichen noch unbekanntten Arten liegen unbestimmbare Reste vor.

Das Unterpliozän lieferte eine Flußkrabbe. Sie steht der Gruppe des heutigen *Potamon potamios* und besonders den als *P. ibericum* bezeichneten Formen sehr nahe. Die Art ist möglicherweise der Nachkomme ungenügend bekannter Potamoniden des europäischen Obermiozäns und jedenfalls der Vorgänger einer Art aus dem ungarischen Levantín, die der heutigen südeuropäischen Art schon angenähert ist. Die Form der pontischen Stufe zeigt deutlicher den Charakter der heutigen pontisch-kaspischen Art. An diesem Beispiel erkennt man am besten den Wert der Dekapoden für stammesgeschichtliche und faunistische Forschung. Voraussetzung dafür ist aber die genaue Kenntnis der Faunen. Auf den meisten Gebieten der Paläontologie kann heute schon die Neubeschreibung in den Hintergrund treten, das vorhandene bekannte Material muß zusammengefaßt werden, der bloßen Beschreibung muß die eigentliche Erforschung folgen. Von den Dekapoden des Tertiär und besonders des Neogen haben wir aber bisher noch nicht genügend Kenntnis erlangt. Aus vielen Gebieten liegen schon Reste vor, die noch nicht beschrieben sind. Erst wenn die großen Lücken unserer Formen- und Faunenkenntnis durch sorgfältige Analyse geschlossen sind, werden wir zur Synthese der Geschichte eines bedeutungsvollen Tierstammes übergehen können. Im Fortschreiten auf diesem Wege liegt der Sinn der vorliegenden Arbeit.

Geologische Abteilung des Wiener Naturhistorischen Museums.

November 1927.

Tafelerklärung.

Tafel III.

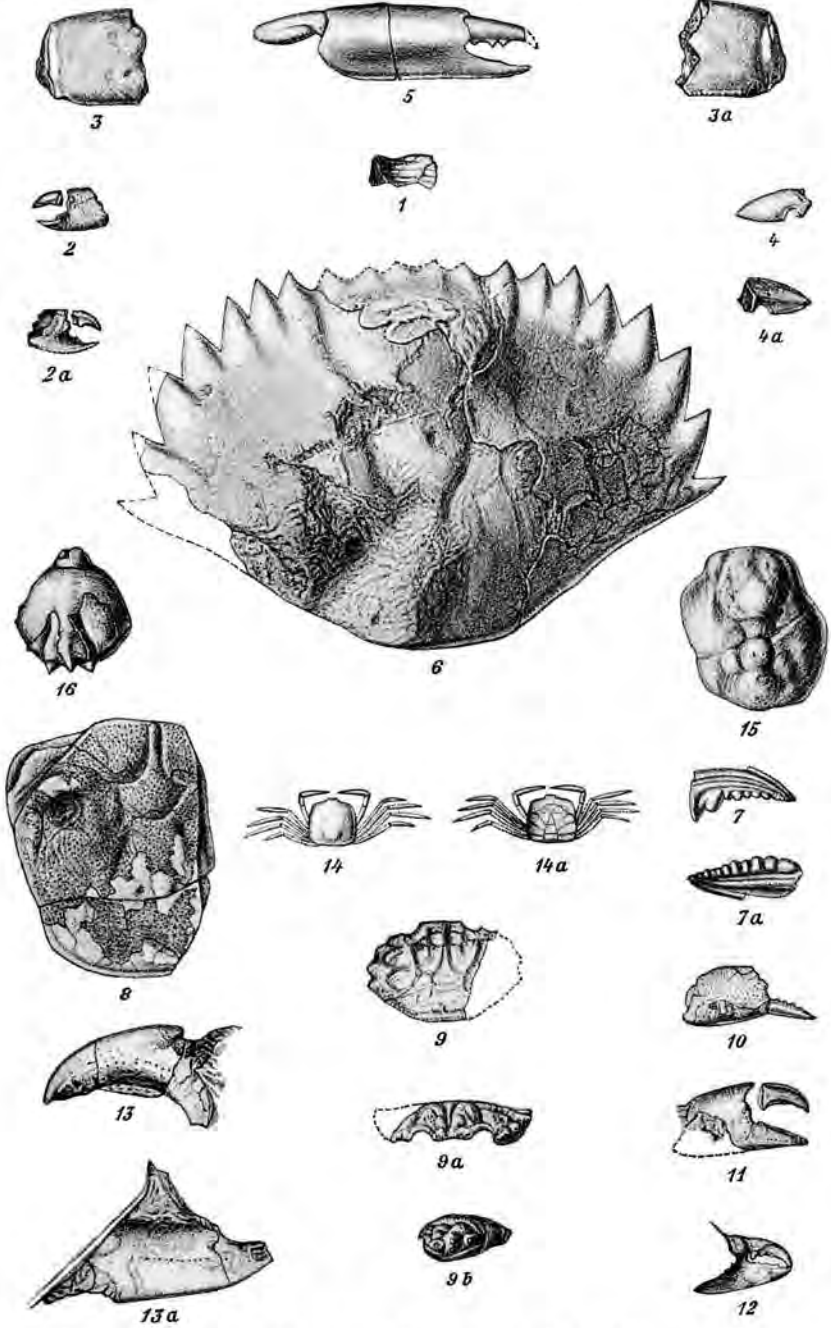
- Fig. 1. *Galathea* sp. Bruchstück des Carapax, Baden-Rauchstallbrunngraben.
 Fig. 2. *Callianassa* cf. *jahringensis* n. sp. Propodus der linken Schere und linker beweglicher Finger von außen, Fig. 2 a dasselbe von innen. Vöslau.
 Fig. 3. *Callianassa norica* n. sp. Propodus der rechten Schere von außen. Fig. 3 a derselbe von innen. Spielfeld.
 Fig. 4. *Callianassa norica* n. sp. Linker beweglicher Finger von außen, Fig. 4 a derselbe von innen. Spielfeld.
 Fig. 5. *Callianassa floriana* n. sp. Rechter Scherenfuß von außen. St. Florian.
 Fig. 6. *Necronectes Schafferi* n. sp. Carapax. Müllendorf.
 Fig. 7. *Portunus* sp. Rechter beweglicher Finger von außen. Fig. a linker unbeweglicher Finger von außen. Grinzing.
 Fig. 8. *Portunidae*, gen. et sp. indet. Carapax von oben. Theben-Neudorf a. d. March $\frac{1}{2}$ nat. Größe.
 Fig. 9. *Titanocarcinus vulgaris* n. sp. Carapax (Holotyp) von oben. Fig. 9 a derselbe von vorne. Fig. 9 b derselbe von links. Baden-Rauchstallbrunngraben.
 Fig. 10. *Titanocarcinus vulgaris* n. sp. Propodus der rechten (stärkeren) Schere. Baden-Rauchstallbrunngraben. Beweglicher Finger von Nußdorf.
 Fig. 11. *Titanocarcinus vulgaris* n. sp. Propodus der rechten (schwächeren) Schere. Baden-Rauchstallbrunngraben.
 Fig. 12. *Titanocarcinus vulgaris armatus* n. subsp. Bruchstück der rechten (stärkeren) Schere. Nußdorf-Grünes Kreuz.
 Fig. 13. *Carpilius antiquus* n. sp. Linker beweglicher Scherenfinger von außen. Baden-Rauchstallbrunngraben.
 Fig. 14. *Microplax exiguus* n. sp. Oberseite. Fig. 14 a Unterseite. St. Egydi (Wiudische Böhel).
 Fig. 15. *Hyas meridionalis* n. sp. Oberseite des Carapax. Wetzelsdorf bei Preding.
 Fig. 16. *Myra emarginata* n. sp. Oberseite des Carapax. Wetzelsdorf bei Preding.

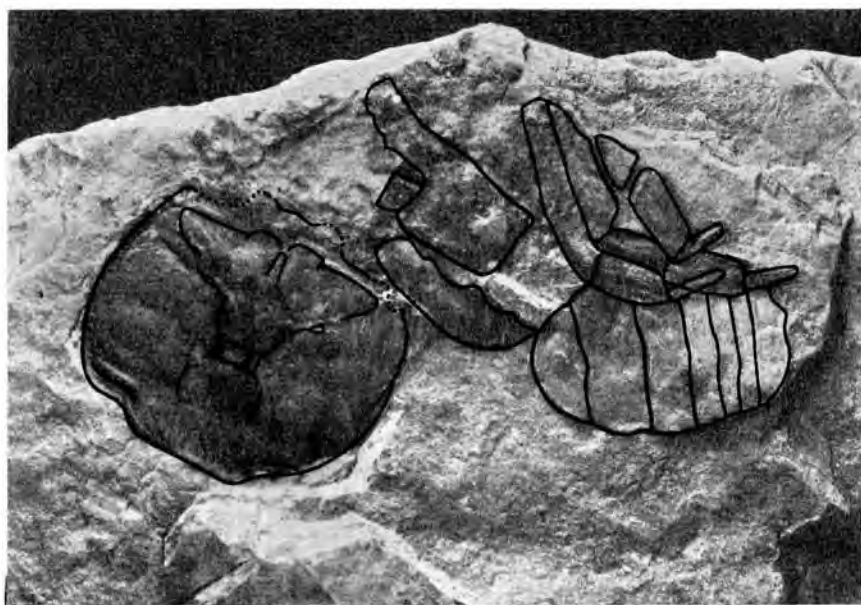
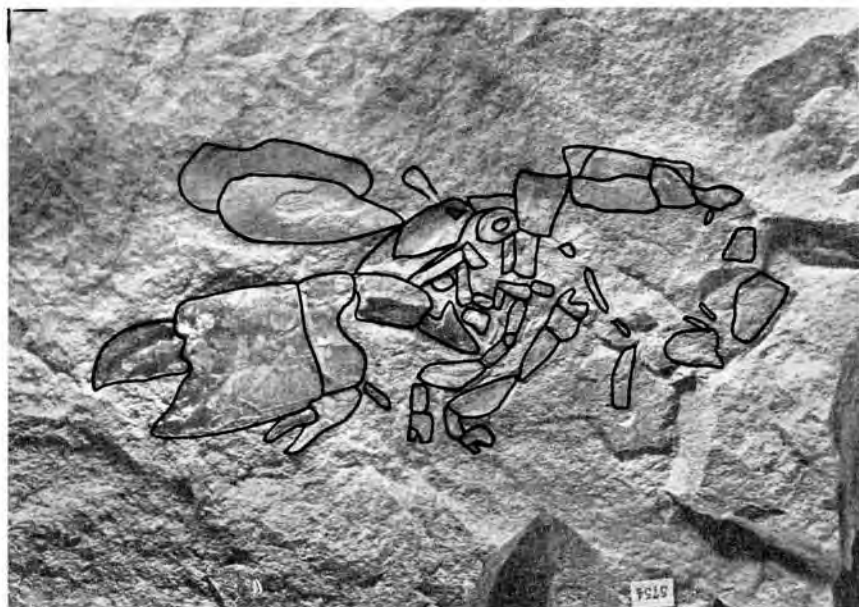
Sämtliche Figuren mit Ausnahme von Fig. 8 in natürlicher Größe.

Die Originale der Figuren 1 bis 13 befinden sich in der Sammlung des Wiener Naturhistorischen Museums, die der Figuren 14 bis 16 in der Sammlung des Joanneum in Graz.

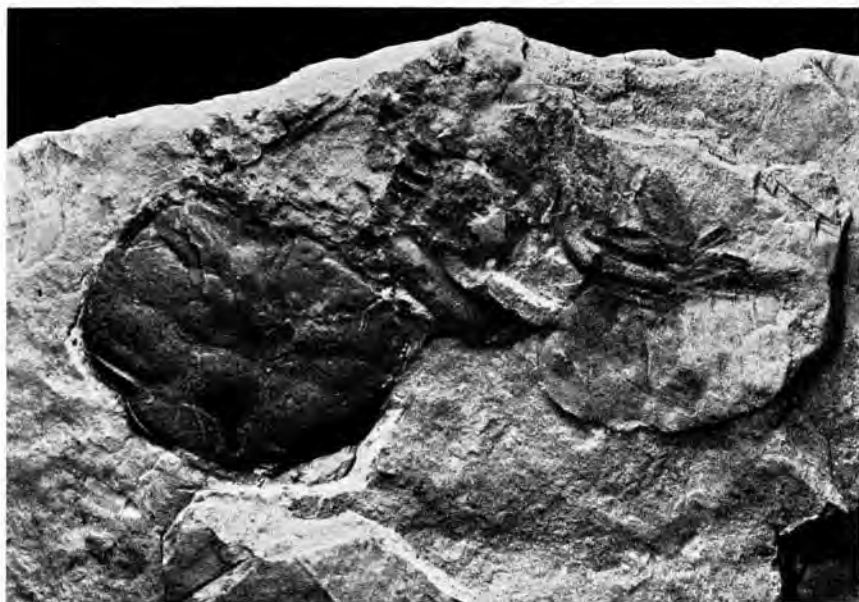
Tafel IV.

- Oben: *Callianassa jahringensis* n. sp. Holotyp, nat. Größe. Jahring.
 Unten: *Potamon proacutum* n. sp. Holotyp, nat. Größe. Andritz bei Graz.
 (Die Originale befinden sich in der Sammlung des Joanneum in Graz.)





Phot. R. Siebert Wien.



Phot. R. Siebert Wien.

Die Bedeutung des Alpen-Dinariden-Problems für den Alpenbau.

Von A. Winkler.

(Mit 2 Textfiguren.)

Das Alpen-Dinariden-Problem war schon öfters im Brennpunkt wissenschaftlicher Diskussionen gestanden. Eduard Suess hat im Jahre 1875¹⁾ am Ostrande der Alpen ein fächerförmiges Ausstrahlen der Gebirgszüge angenommen. Von den östlichen Südalpen wäre ein Ast zum Bakonyerwald und zu den Südkarpathen, ein zweiter in die kroatische Ebene, ein dritter nach SO zu den Dinarischen Alpen abgezweigt. Im Jahre 1901²⁾ kommt E. Suess zur Abtrennung der Südalpen vom Alpenstamm und ihrer Zuordnung zu den Dinariden, was mit ihrer abweichenden Bewegungsrichtung (Südfaltung), den scharfen faziellen Unterschieden gegenüber den Alpen und ihrer deutlichen Scheidung von letzteren durch die „tonalitische Narbe“ begründet wird.

Franz Kossmat hat auf Grund eingehender Kenntnis des alpin-dinarischen Grenzgebietes schon im Jahre 1913 eine neuartige Auffassung über das Verhältnis von Alpen, Südalpen und Dinariden veröffentlicht, in welcher er, unter Betonung einer gewissen Selbständigkeit der Südalpen gegenüber den Dinarischen Alpen, auf die große Bedeutung des dinarischen Bogens für die gesamte alpine Tektonik hinweist.³⁾ Er sieht in den Zentralalpen (Hohe Tauern) geradezu den Kopf des dinarischen Systems, der auch hier von südgerichteten Bewegungstendenzen beeinflusst erscheint. Die Tektonik des alpin-dinarischen Grenzgebietes, in welchem bedeutende, lokalisierte Überschiebungen beobachtet werden konnten, wird unter dem Bilde einer vom N her erfolgten, gewaltigen Eindrückung des periadriatischen Bogenscheitels gedeutet. Ich betrachte diese Ergebnisse von Kossmat als die Grundlage der modernen Erkenntnis des alpin-dinarischen Grenzproblems.

Im Jahre 1924 hat F. Kossmat⁴⁾ das Verhältnis des alpinen zum dinarischen System in seiner Studie „Beziehungen des südosteuropäischen Gebirgsbaues zur Alpentektonik“ in noch größerem Rahmen behandelt. Er nimmt an, daß ein Teil der dinarischen Zonen (adriatische Außenzone, kroatische Hochkarstzone, verlängerte bosnisch-albanische Kalk- und Schieferzone) in den Südalpen ihre Fortsetzung finden, jedoch im

1) „Die Entstehung der Alpen“, Wien 1875, Verl. Braumüller.

2) „Antlitz der Erde“ III./1, S. 426.

3) „Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion“, Mitteil. der geol. Ges. Wien, VI. Bd., 1913, S. 61—165.

4) Geol. Rundschau 1924, 15. Bd., S. 255—280.

alpin-dinarischen Grenzgebiet durch Beengung des Raumes in die alpine Richtung gepreßt wurden. Es liegt hier der als „Faltendrapierung“ zu bezeichnende tektonische Typus vor. Kossmat möchte das in alpiner O-W-Richtung orientierte, durch dinarische Bewegungen ausgelöste Bewegungssystem der Alpen als epiadriatisches dem rein dinarischen an die Seite stellen. Auf das tiefe Eingreifen dieser epiadriatischen Strukturen in die Alpen hinein wird neuerdings verwiesen (S. 272). In entschiedener Weise wird gegen die Annahme verschiedener Autoren Stellung genommen, welche ein den alpinen Deckenbau erzeugendes Nordwärtsgleiten der Dinariden und ein sekundäres, mit Rückfaltungen versehenes Südwärtsgleiten voraussetzen, und wird die Gleichwertigkeit der epiadriatischen Strukturen mit den nordgerichteten, alpinen, hervor-gehoben.

Gleichzeitig mit letzterer Arbeit habe ich im Jahre 1924 in einer umfangreichen Studie „Bau der östlichen Südalpen“¹⁾ auf Grund mehr-jähriger geologischer Aufnahmen im Isonzogebiet²⁾ und Durcharbeitung des ganzen vorliegenden Beobachtungsmaterials eine eingehende Analyse der tektonischen Bewegungen im alpin-dinarischen Grenzgebiete durchgeführt und aus dem gewonnenen mechanischen Befund eine Deutung über das Verhältnis der beiden Gebirgssysteme versucht. Meine Studien bauten auf der von Kossmat 1913 gegebenen Grundlage auf, welche den Überschiebungsbau im südalpin-dinarischen Grenzraum als eine auf denselben beschränkte Schuppung erwiesen hatte. Dieses Grund-ergebnis hat auch durch meine Aufnahmen eine volle Bestätigung er-fahren. Ich betrachte daher meine Resultate als eine Fortbildung der von Kossmat im Jahre 1913 geäußerten Auffassungen, wengleich sich in der Weiterentwicklung der Ideen auch gewisse Meinungsunterschiede eingestellt haben.

Diese letzteren bestehen vor allem darin, daß mir die Entstehung des Faltenbaues im Bereiche der östlichen Südalpen nicht durch Ein-pressung eines dinarischen Schichtenstreifens in die südalpine Richtung bedingt erscheint, sondern daß hier, meiner Meinung nach, eine, wenn auch den Dinariden verwandte, so doch von diesen schon primär geschiedene, in alpiner Richtung angelegte Geosynklinalmulde vorliegt. Diese wurde sodann in der kretazischen Faltungsperiode als ein-facher Faltenwurf in der O-W-Richtung angelegt, um erst im Gefolge der tertiären Gebirgsbildungen unter dem Einflusse des übergreifenden dinarischen Faltenbogens durch bedeutende Knickungsüberschiebungen gewissermaßen dinarisch deformiert zu werden. Diese letzteren Schub-störungen stellen nur die gesetzmäßige Auswirkung der auf die östlichen Südalpen übergreifenden dinarischen Spannungen an diesem alpinen Substrat dar. Daraus und aus der Tatsache, daß auch ein Eingreifen des dinarischen Bogens noch in die Zentralalpen hinein vorauszusetzen ist, wurde der Vorschlag gemacht, die Bezeichnung Dinariden nicht auf die Südalpen auszudehnen.

¹⁾ Mitteil. der Geol. Ges. Wien, XVI. Jg., 1923, S. 1–272 (mit 4 Tafeln und 27 Textfiguren).

²⁾ A. Winkler. Das mittlere Isonzogebiet. Jahrb. d. Geol. St. A., Wien 1920.

L. Kober¹⁾ hatte schon im Jahre 1913, dann im Jahre 1925²⁾ den Versuch unternommen, ein einheitliches, Südalpen und Dinariden überspannendes Deckensystem nachzuweisen. Gegen seine Auffassung habe ich schon im „Bau der östlichen Südalpen“ eingehend Stellung genommen, worauf hier verwiesen sei.

In ähnlicher Weise hat später (1925) R. Staub³⁾ abermals in einer im einzelnen von Kober abweichenden Weise Südalpen und Dinariden durch einen einheitlichen Deckenbau aneinanderzukoppeln versucht. Ich habe die Unhaltbarkeit dieser Auffassung unter Hinweis auf meine Ergebnisse in „Bau der östlichen Südalpen“ entschieden zurückgewiesen.⁴⁾

Ein anderer Schweizer Forscher, H. Jenny,⁵⁾ hat in einem 1924 erschienenen Buch, im Anschluß an die Gedankengänge Kossmats, seine Auffassung über das Verhältnis von Alpen und Dinariden entwickelt, welche sich, wie ich glaube, viel enger als jene Staubs und Kobers an den tatsächlichen geologischen Befund anschließt. Sie stimmt mit meiner eigenen Auffassung in mancher Hinsicht überein, wovon auch sein Ausspruch: „Die Südalpen lassen sich nicht in ein System dinarischer Decken hineinzwängen“ (S. 68) Zeugnis ablegt.

Eine Weiterführung meiner im „Bau der östlichen Südalpen“ geäußerten Gedankengänge ist in einer ausführlichen Studie enthalten, welche ich dem Internationalen Geologenkongreß in Madrid im Mai 1926 vorgelegt habe,⁶⁾ die aber bis heute noch nicht veröffentlicht ist. Infolge ihrer Einreihung in den dritten Band der „Comptes rendus“ des Kongresses dürfte die Publikation erst im kommenden Jahr stattfinden. Aus diesem Grunde sehe ich mich veranlaßt, in vorliegender Mitteilung meine weiteren Ergebnisse wenigstens auszugsweise zu veröffentlichen. Bezüglich der Einzelheiten verweise ich auch auf meine Darlegungen im „Bau der östlichen Südalpen“, auf welchen die folgenden Erörterungen in jeder Hinsicht fußen und die sie in einigen allgemeineren Fragestellungen erweitern sollen.

Im alpin-dinarischen Grenzgebiete liegt folgendes Problem zur Lösung vor: Wir sehen zwei große Gebirgssysteme der Erde, die Alpen und die Dinariden, im Bereiche der östlichen Südalpen in eine Art von Scharung treten, wobei das dinarische System unter 45–60° an die Alpen (Südalpen) in voller Breite herantritt. Während die Südalpen die herrschende, ostwestliche alpine Richtung bis zu ihrer östlichen Erdigung im wesentlichen heilhalten, scheint der Stamm der Dinariden an ersteren unvermittelt abzustößen, so daß

1) „Alpen und Dinariden“, Geologische Rundschau, Bd. V, Heft 3, 1913, S. 127 bis 132.

2) „Bau und Entstehung der Alpen“, Berlin 1925, Verlag Gebr. Bornträger. Spez. S. 195–224.

3) „Südalpen und Dinariden“, Eklogae Helvetiae, vol. XIX, Nr. 2, 1926.

4) „Bemerkungen zu R. Staubs „Südalpen und Dinariden“, Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Jahrgang 1926, Abt. B, Nr. 5, S. 160–165.

5) „Die alpine Faltung“, Berlin 1924, Verlag Gebr. Bornträger, S. 62–65.

6) Eine vorläufige Mitteilung ist unter dem Titel: „Alpen und Dinariden“ in den Resúmen de las Comunicaciones anunciadas des Internat. Geol. Kongresses in Madrid, S. 179, 1926, erschienen.

also nicht, wie zu erwarten wäre, die einzelnen dinarischen Zonen der alpinen Richtung sich anpassen und sich in die Alpen (Südalpen) fortsetzen. Da andererseits von einer Endigung des dinarischen Systems an der Grenze gegen die Südalpen nicht die Rede sein kann, ersteres vielmehr mit dem Großteil seiner tektonischen Zonen unvermittelt an die Südalpen herantritt, muß dessen Fortsetzung im Bereiche der Alpen in abweichender, gewissermaßen durch die alpinen Strukturen verhüllter Form statthaben. In welcher Weise dies geschieht und wie sich der Stamm der Dinariden in den Alpen und in deren jüngeren Bewegungsbild ausprägt, soll den Inhalt der nachfolgenden Darlegungen ausmachen.

a) Selbständige Anlage der östlichen Südalpen im Geosynklinalstadium. (Fig. 1.)

Wir wollen zunächst die Erscheinungen der mesozoischen Geosynklinalen im Bereiche der östlichen Südalpen kurz betrachten, aus welcher der kretazische und tertiäre Faltenbau hervorgegangen ist. Der Verlauf der mesozoischen Meeresmulde gibt schon einen Fingerzeig für die Selbständigkeit der östlichen Südalpen vom dinarischen System.

Ein wesentliches Moment, welches häufig zugunsten der Anfügung der Südalpen an den Stamm der Dinariden ins Treffen geführt wurde, war die Tatsache, daß zwischen den mesozoischen Ablagerungen beider gewisse engere Beziehungen bestehen. Dies weist naturgemäß nicht nur auf in analogen Bildungsverhältnissen begründete Ähnlichkeiten beider Faziesbereiche, sondern wohl auch auf einen freien Austausch des Meerwassers zwischen den südalpinen und den dinarischen Meeren hin, wie er nachweisbar auch bestanden hat. Dennoch ergab die vergleichende Untersuchung der mesozoischen Faziesbereiche im alpin-dinarischen Grenzgebiete, daß die östlichen Südalpen in ihrer geosynklinalen Anlage als eine vom dinarischen Ablagerungsbereich selbständige¹⁾, ost-westlich verlaufende Tiefenrinne ausgebildet waren, welche von den „Dinariden“ durch einen ost-westlich orientierten Saum insularer Erhebungen und submariner Schwellen, wenn auch nur unvollkommen, abgeschnürt war.²⁾ Dies gilt in gleicher Weise für die Trias-, Jura- wie für die Unterkreidezeit.

Beispiele: Von Kossmat erwiesene, paläozoische Schieferschwelle während der Triaszeit am Südsaum der julischen Alpen, Steiner Alpen und ihrer östlichen Fortsetzung, welche die küstennahe, klastische Pseudogailtaler Entwicklung der ladinischen Stufe an den Flanken entstehen ließ. Diese an die Grundgebirgsschwellen geknüpften, triadische Schichtentwicklung streicht in reiner Ostrichtung bis gegen Kroatien hinaus und scheidet den eigentlichen südalpinen Ablagerungsbereich von jenem des Dinarischen Meeres, welches in der Triaszeit noch bis in die Vorlage der Südalpen hineingereicht hat.

¹⁾ Mit Ausnahme ihrer südlichen Vorlage (Hochkarstzone).

²⁾ Vgl. hiezu die Bemerkungen im „Ban der östlichen Südalpen“, S. 44—57, und die Angaben F. Härteis in „Beiträge zur Kenntnis der Juraformation in den Julischen Alpen“, Jahrbuch der philosophischen Fakultät der Universität Leipzig, Bd. I, 1920, S. 1—8.

Ost-westlich verlaufendes Inselgebirge der Lias-Jura-Zeit im Bereiche der südlichen Vorlage der Julischen Alpen (Zone der Dome und des Hochkarstes), an welcher eine lückenhafte Juraentwicklung mit dem zeitweiligen Auftauchen von Festlandserhebungen und mit Strand- und Rifffedimenten festzustellen ist, während der Bereich der Julischen Alpen von einer tieferen Meeresrinne (tieferer Meeresabsätze mit bunten Juraschiefern und Radiolariten sowie mit mächtigen Globigerinenmergeln¹⁾ eingenommen war (Siehe Fig. 1).

Noch in der Unterkreide prägt sich die jetzt südwärts an Raum gewinnende, ost-westliche Tiefenrinne aus. In der Oberkreide hatten die vorher einsetzenden, vor-

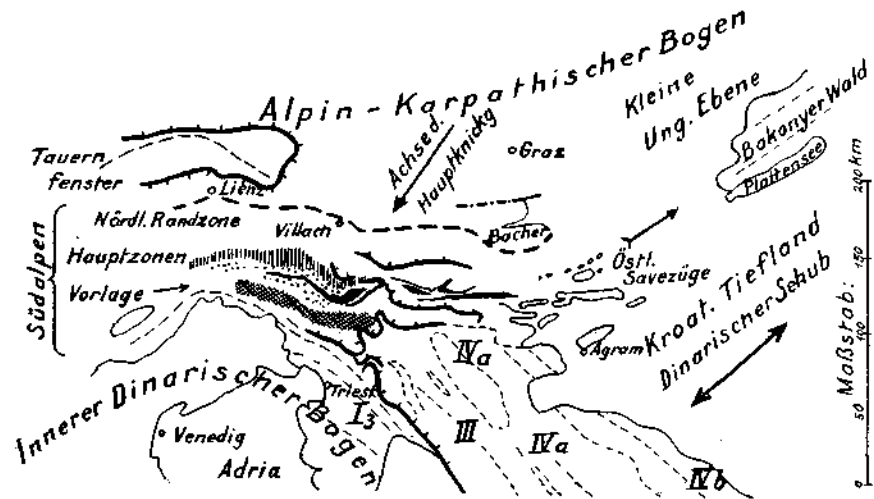


Fig. 1.

- | | |
|---|--|
| <p>1 ————</p> <p>2 - - - - -</p> <p>3 - - - - -</p> <p>4 - - - - -</p> <p>5 ————</p> <p>6 [Hatched pattern]</p> <p>7 [Dotted pattern]</p> <p>8 [Dotted pattern]</p> | <p>1. Hauptüberschiebungen (= Knickungsüberschiebungen der Südalpen, Aufschiebung der dinarischen Zone III auf I, Rahmen des „Tauernfensters“).</p> <p>2. Verlauf von Falten (Generalstreichen). 3. Grenze zwischen Zentralalpen und Südalpen. 4. Nordgrenze jungalpiner Beeinflussung der östlichsten Zentralalpen. 5. Paläozoische Schieferschwelle der Triaszeit mit angelagerten, mitteltriadischen, klastischen Sedimenten. 6. Tiefenrinne des Jurameeres (mit Radiolariten, Hornsteinschichten, Globigerinenmergeln und Fleckenmergeln). 7. Insel- und Schwellenzone der Jurazeit. 8. Oberkretazischer Inoceramenflysch.</p> |
|---|--|

Die römischen Ziffern beziehen sich auf F. Kossmats tektonische Gleichung der Dinariden. (Geol. Rundschau 1924.) I₃ = dalmatinisch-istrische Küstenzone. III = kroatische Hochkarstzone. IVa = dinarisch-inneralbanische Kalk- und Schieferzone. IVb = Ophiolit- und Schieferhornsteinzone.

gosanischen Bewegungen den Meeresbereich aus den östlichen Südalpen fast völlig verdrängt und erscheint die Abgrenzung der Südalpen von den Dinariden schon im Verlauf der tektonischen Elemente begründet.

Keine der vorgenannten Meereszonen mit ihren charakteristischen, z. T. weithin im südalpinen Streichen anhaltenden Schichtfazies zeigt ein Einlenken in den von Südosten her herantretenden dinarischen

¹⁾ Vgl. meine Studien: „Zum Schichtungsproblem. Ein Beitrag aus den Südalpen“, Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. Blg. Bd. LIII, Abt. B. 1925 und „Über die Bildung mesozoischer Hornsteine“, Tschermaks Miner. petr. Mitt. XXXLIII Bd., 1925. (Festband für F. Becke.)

Ablagerungsbereich, wo vorherrschend mächtige Schelfsedimente (Oolithe und dichte Kalke des Lias-Jura, Korallen-, Nerineen- und Diceratenkalke des höheren Jura, Chamiden- und Rudistenkalke der Kreide usw.) zur Ablagerung gelangten.

Bezeichnend ist auch das Auftreten einer Kreideflyschzone am Südsaume der östlichen Südalpen, deren beträchtlich größere Ausdehnung durch meine Studien im Isonzogegebiet¹⁾ erwiesen werden konnte. (Siehe Fig. 1.) Sie folgt dem Südsaum der Julischen Alpen gegen O hin, lenkt also nicht in die dinarische Richtung ein, woselbst (schon im Hochkarst) damals Rudistenkalke zur Ablagerung kamen. Noch in der Außenzone der östlichen Julischen Alpen ist dieser Inoceramenflysch in einer Synklinale in mächtiger Entwicklung erhalten geblieben, so daß er einst wohl mindestens bis an das Laibacher Becken herangereicht haben dürfte. Wahrscheinlich deuten in letzterem die transgredierenden Rudistenbreccien bei Domžale, die Kossmat aufgefunden hat, die Fortsetzung dieses oberkretazischen Meeresarmes an. Der östlichste Teil der Südalpen besitzt allerdings keine Kreideflyschvorlage mehr, wohl aber wird er teilweise von transgredierenden Gosauschichten übergriffen (Gosau am Südwestfuß des Bachers, Oberkreide des Agramer Gebirges und des Samoborer Gebirges).

Für die Beurteilung des Verhältnisses der östlichen Südalpen zu den Dinariden scheint es mir wichtig, daß der Kreideflysch auf den Südsaum (eines Teils) der östlichen Südalpen beschränkt ist und daß ein Einlenken desselben in die dinarische Richtung nicht zu beobachten ist. Das Fehlen einer Kreideflyschzone am südalpinen Außensaum östlich der Laibacher Senke, welches Kossmat ins Treffen führt, fällt meiner Meinung nach nicht so schwer ins Gewicht, da es wohl nur mit der dort geringeren Heraushebung der mittelkretazisch gefalteten Züge im Verlaufe der Oberkreide im Zusammenhang stehen dürfte, wodurch offenbar auch die dort erkennbare Transgression der Gosaufazies in das Gebirge hinein ermöglicht wurde. Im übrigen sind ja begleitende Flyschzonen keineswegs ein unbedingtes Erfordernis für einen Faltenbau, wie es das Beispiel des Schweizer Juragebirges und anderer erkennen läßt. Auch möchte ich dem kretazischen Faltensystem der östlichen Südalpen nur die Bedeutung einer autochthonen Falten- und Gewölbezone zuschreiben.

Jedenfalls hebt sich im Mesozoikum eine südalpine Geosynklinale unzweideutig von der dinarischen ab. Die Sedimente der letzteren nehmen nur noch an dem Aufbau der äußeren südalpinen Randzone Anteil, während der Hauptteil der Südalpen aus einer mehr oder minder selbständigen tieferen Meeressmulde hervorgegangen ist, in der auch Hallstätter Kalke und jurassische Tiefwasserabsätze auftreten. Die nordöstliche Fortsetzung des südalpinen Ablagerungsbereiches dürfte vor allem im Triasbereiche des Bakonyerwaldes²⁾ und im Untergrunde

1) „Das mittlere Isonzogegebiet“, Jahrbuch d. Geol. Staatsanstalt in Wien, 1920, LXX. Bd.

2) Die engen Beziehungen, die die Bakonyerwaldtrias zur südalpinen aufweist, sind bekannt.

der ungarischen Ebene (nördlich der Fünfkirchner Insel) zu suchen sein. Es deutet sich offenbar schon in der Geosynklinalentwicklung eine Verbindung der östlichen Südalpen mit den Südkarpathen an.

Trotz dieser Feststellungen soll aber nicht gelehrt werden, daß zwischen den Südalpen und der dinarischen Geosynklinale in mancher Hinsicht auch gewisse nähere Beziehungen bestanden haben, die nicht nur auf die Nebeneinanderlage und die teilweise Kommunikation der beiden Meeresprovinzen zurückgehen dürften, sondern auch noch darüber hinaus, teilweise in gewissen Ähnlichkeiten im tektonischen Entwicklungsgang derselben während des Mesozoikums begründet waren. Dies gilt aber vielleicht mehr für das Verhältnis der mittleren und westlicheren Teile der Südalpen zu den Dinariden als für deren östliche Teile (alpin-dinarisches Grenzgebiet).

b) Die jungtektonische Abgrenzung von Südalpen und Dinariden in der kretazischen Gebirgsbildungsperiode.

Als wesentliches Ergebnis meiner Studien betrachte ich die Tatsache, daß der von mir noch im weiteren Umfange, als bisher bekannt, nachgewiesene mittel- und oberkretazische Faltenbau der östlichen Südalpen, der allem Anschein nach hier noch zu keinem Deckenbau geführt hatte,¹ ein rein südalpiner gewesen ist, daß also ein Einlenken der damals gebildeten tektonischen Elemente aus den Südalpen in die Dinariden hinein nicht konstatiert werden kann.

Beispiele: Voroberkretazische Anlage des Faltenbaues der Julischen Alpen mit Transgression des Senonflysches bis auf Obertrias. Anzeichen für eine Transgression schon des Mittelkreideflysches. Entblößung schon paläozoischer, halbmetamorpher Schiefergesteine in den inneren Zonen der Julischen Alpen, wie sich aus dem Geröllbestand des Oberkreideflysches ergibt. Voroberkretazische Anlage des Faltenbaues der östlichen, südalpinen Vorlage (vorsenone Anlage des Matajur-, Kolowrat- und Ternowaner Hochkarstgewölbes). Vorsenone und senone Antiklinalbildung im Isonzogegebiet mit tektonischen Diskordanzen und orogenetischen Sedimenten. Vorgosauische Anlage der Savefaltenwölbung (auf Trias transgredierende Radiolitenbreccie bei Domžale). Querübergreifende, transgredierende Gosau über den Ostrand der Karawanken und am Südwestfuß des Bachers. Mächtige Ablagerung des Oberkreideflysches in den Julischen Alpen, was auf weitgehende Gebirgsbildung und -abtragung hinweist.

Das oberwähnte Ergebnis wurde erzielt, indem ich aus dem vorliegenden Beobachtungsmaterial die jüngeren, tertiären Schub- und Faltenstörungen im Bewegungsbild rückgängig machte. Hierbei hat sich ein schon vor den Schubbewegungen bestandener, O-W orientierter Faltenbau ergeben, dessen Entstehung, wie an vielen Stellen feststellbar ist, bereits in die Kreidezeit zurückreicht. Insbesondere führte die „Ausrichtung“ der von Kossmat erwiesenen, bedeutenden Ternowaner-Pöllander Überschiebung, die bis zu 25 km Schubweite erreicht, zu dem Resultat, daß vor Eintritt dieser und anderer tertiärer Bewegungsflächen die östlichen Südalpen in ihrer ganzen Ausdehnung von einem rein ost-westlich verlaufenden Faltensystem durchzogen waren. Diesem gegenüber war der an die Südalpen angrenzende Teil

¹ Vielleicht liegen aber am Nordsaum der östlichen Südalpen, speziell in den Karawanken, Anzeichen für größere Schubbewegungen vor. (A. Spitz, Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1919, S. 280, 288.)

der Dinariden in der Kreidezeit noch ungefaltet und in weiterer Geosynklinalentwicklung befindlich (im wesentlichen konkordante Folge von der Kreide bis ins Mitteleozän hinein!). Irgendeine wesentliche Beeinflussung dieses rekonstruierten, kretazischen Bauplans der östlichen Südalpen durch dinarische Einflüsse, wie sie sich so deutlich in der tertiären Gebirgsbildung ausprägt, ist nicht zu erkennen und nach der Sachlage auch recht unwahrscheinlich. Ich glaube zur Auffassung berechtigt zu sein, daß in der Oberkreidezeit ein schon fast die ganze Breite der heutigen östlichen Südalpen einnehmendes Faltenbündel — über das mit jungtertiären, transgredierenden Bildungen zugeschüttete Schwemmland hinweg — zu den Triasfaltenwellen des Bakonyerwaldes und dessen verdeckter südlicher Vorlage und damit zu den Südkarpathen in Verbindung getreten war. Dabei mag schon damals gegen O hinaus — bei Erweiterung des Raums im Bereiche der pannonischen Senke — eine Lockerung des Faltengefüges, also eine Art Fächerung, eingetreten sein, wie wir sie bei den jungtertiären Faltungen in diesem Raume so deutlich beobachten können.

Die Südalpen standen also schon in der Oberkreidezeit den Dinariden als ein geschlossener, nur von randlichen Transgressionen überfluteter Faltenwall von ostwestlicher Erstreckung gegenüber. Dem kretazischen Alpenbau wurde eben auch ein südlicher Gebirgsast angegliedert, der bestrebt war, im S der Zentralalpen eine vielleicht stärker aufgelockerte Falten- und Schiebungszone mit den Karpathen (Südkarpathen) herzustellen. Ich bin aber andererseits der Überzeugung, daß diese zugrunde liegende, alpine Struktur der Südalpen vermutlich nur ein einfacher Faltenbau, aber noch kein Überschiebungssystem gewesen ist. Es entspricht auch durchaus meiner Auffassung, daß sich, ersterem gegenüber, die dinarische Gebirgsbildung der Tertiärzeit, die, wie wir sehen werden, auch auf die östlichen Südalpen übergreifen hat, an Bewegungsausmaß bedeutend hervorhebt, was denn auch in einer Südalpen und Dinariden gemeinsam umgürtenden (mittel-)eozyänen Flyschzone zum Ausdruck kommt. Aber die für alle späteren Faltungen und Schiebungen grundlegende Vorzeichnung des tektonischen Baues der östlichen Südalpen in der alpinen Richtung geht in die Kreidezeit zurück.

Von einer Beziehung des dinarischen Gebirgssystems zum alpinen kann meiner Meinung nach in der Kreide, soweit die zutage liegenden Grenzgebiete beider Bereiche in Betracht kommen, eigentlich nicht die Rede sein, da die Sedimentverhältnisse in den an die östlichen Südalpen anschließenden Teilen der Dinariden für eine Fortdauer der Ablagerung bis an das Ende der Kreide, in den Hauptteilen sogar bis ins Eozän hinein, sprechen, so daß hier ein kretazischer Faltenbau überhaupt nicht zur Entwicklung gekommen ist.

Anders steht die Frage, wenn auf die inneren, dinarischen Zonen, die allerdings zu den östlichen Südalpen nicht mehr in Berührung treten, in die Betrachtung einbezogen werden. Es sind dies Kossmas Zone IVb (Ophiolitische Eruptiva, Schieferhornsteinschichten und Gosau-flysch), Zone V (Pelagonisches Massiv), Zone VI (Vardarzone), Zone VII (Rhodope), welche der Reihe nach am Rande der kroatisch-slavonisch-

serbischen Ebene unter jüngeren Schwemmschutt versinken, bzw. noch innerhalb der Dinariden auskeilen. In diesen Gebieten ist schon an mehreren Stellen in weiterem Umfang ein kretazischer Faltenbau erwiesen. So wichtig die Feststellung dieser mesozoischen Bewegungen in den innersten dinarischen Zonen auch ist, so kann ihr Einfluß auf die südalpine Faltung, u. zw. auch auf jene von deren östlichsten Teile, kein wesentlicher gewesen sein, da die hypothetische, nordwestliche Verlängerung derselben (mit Ausnahme der Zone IV b) die östlichen Südalpen nicht mehr tangiert. Vor allem scheint mir die Existenz der prächtigen, rein alpin orientierten Gewölbezonen in den östlichen Savefalten, die weit nach Kroatien hineinreichen (Littaijer Gewölbe, Ivancišća Antiklinale usw.), anzuzeigen, daß hier seit Beginn des Mesozoikums niemals ein dinarisch orientierter Faltenbau bestanden haben kann, da bei dessen Vorhandensein ein südalpiner Faltenbau in jüngerer Zeit nicht hätte so rein zur Entwicklung kommen können.¹⁾ Wenn hier überhaupt dinarische Beeinflussungen in der Kreide sich geltend gemacht haben, so können sie nur mehr untergeordneter Art gewesen sein.

c) Die alpin-dinarische Grenzregion unter dem Einfluß der tertiären Gebirgsbildungen (Fig. 2).

Wir kommen nun zur Erörterung der tertiären Gebirgsbildung, in welcher eine ältere, vormittelozone (wohl paleozäne), eine nachmittelozone (vormitteloligozäne) Hauptbewegungsphase und ferner nacholigozäne (vormiozäne), mittelmiozäne, nachmiozäne (vorpliozäne) und mittelfliozäne Nachphasen unterschieden werden können. Vor allem bedeutet die nachmittelozone Störungsphase eine Epoche stärkster orogener Aktivität im alpin-dinarischen Grenzgebiete.

Ich habe in ausführlichen Darlegungen im Bau der östlichen Südalpen (S. 66—103, 152—254) den Nachweis zu erbringen versucht, daß die tertiäre Tektonik im alpin-dinarischen Grenzgebiete dahin strebt, über den bestehenden kretazischen und noch weiter fortwirkenden alpinen Bauplan die Strukturen des in die Alpen einlenkenden und darübergreifenden dinarischen Bogens aufzuprägen. Alle tektonischen Einzelstrukturen im Bereiche der alpin-dinarischen Grenzregion lassen in klarer Weise ihre Entstehung aus einer mehr oder minder vollkommenen Einlenkung und Einpassung des nunmehr in schräger Richtung beeinflussten, vorhandenen Gefüges in den neuen „dinarischen Bauplan“ erkennen.

Die größeren Überschiebungen, wie die von Kossmat beschriebene Ternowaner-Pöllander Schubfläche oder die von mir klargelegte, mindestens 15 km Schubweite erreichende Südüberschiebung der zentralen Julischen Alpen, sind nachweislich auf die Region schräger Aufprägung des Dinaridenbogens auf die Südalpen beschränkt: es sind „Knickungsüberschiebungen“, wie ich sie auf Grund ihres mechanischen Ver-

¹⁾ Auf die Unmöglichkeit, ein einmal bereits gefaltetes, versteiftes System nachträglich in abweichender Richtung nochmals einfach zu falten, hat O. Ampferer verwiesen (Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1915, Nr. 8, S. 163—167).

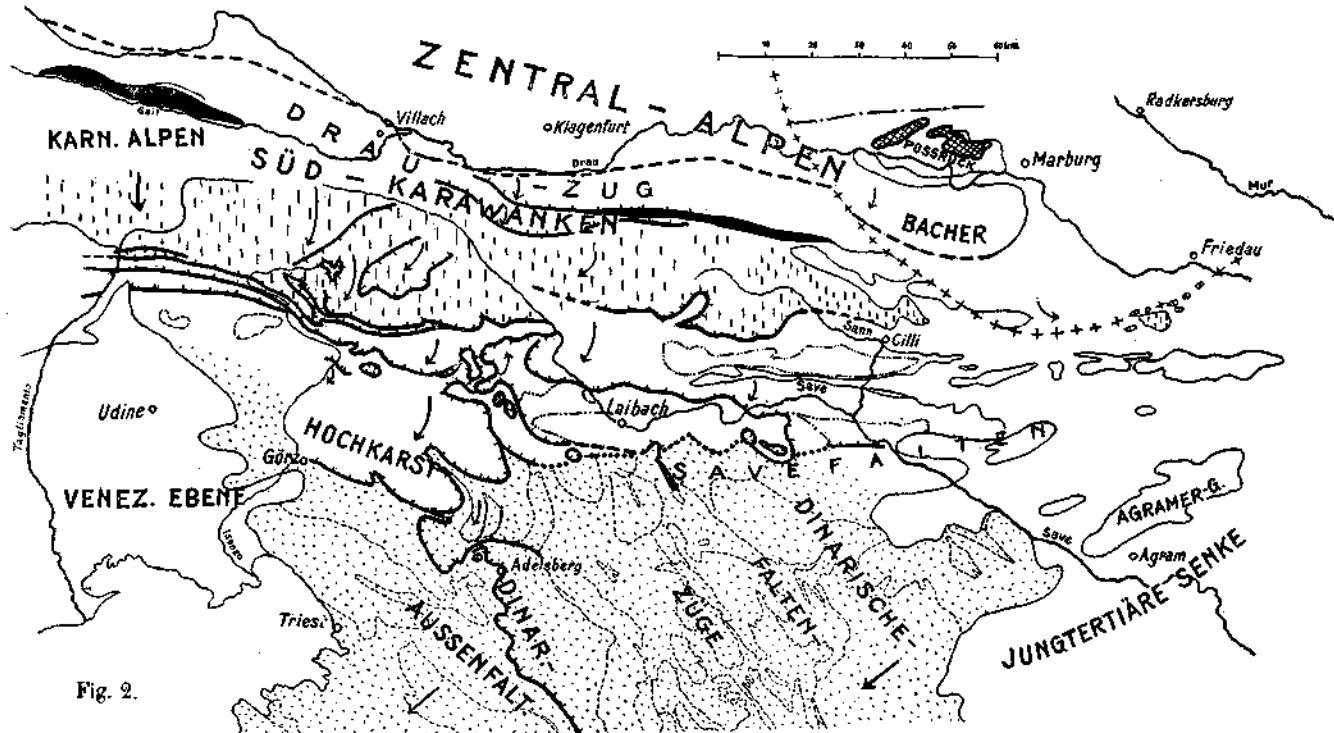
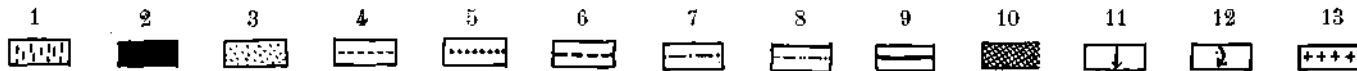


Fig. 2.



1. Zentrale Zone der Südalpen (Zentrale [Julische] Steiner Alpen und östliche Fortsetzung).
2. Tonalitzone, Gailtaler Kristallin.
3. Bereich der dinarischen Faltung.
4. Faltenzüge an dem Verlauf von Schichtgrenzen angedeutet.
5. Grenze zwischen südalpinem und dinarischem Streichen.
6. Grenze zwischen Zentralalpen und Südalpen.
7. Nordgrenze alpiner Beeinflussung in den östlichsten Zentralalpen.
8. Umgrenzung der Karbongewölbe in den subalpinen Savefalten.
9. Hauptüberschiebungen.
10. Nordbewegte Triasschollen am Poßruck (darunter mylonitisiertes Kristallin).
11. Bewegungsrichtung des normalen Zusammenschubs.
12. Bewegungsrichtung der Knickungsüberschiebungen.
13. Nachmiozäne Donatischubstörung.

haltens bezeichnet habe. Sie finden ihre Ursache in dem Vorknicken der Schollen, das durch ein zu den vorhandenen Strukturen schräges Angreifen der dinarischen Druckkräfte und einer dadurch hervorgerufenen Auslösung der transversalen Druck(Knickungs)komponente bedingt war. Das in seiner O-W-Struktur durch kretazische Gebirgsbewegungen bereits gefestigte Gefüge der östlichen Südalpen wird also in tertiärer Zeit von dem dinarischen Bogen bis zu einem gewissen Grade überwältigt, ohne daß allerdings hiedurch der alte Bauplan unkenntlich geworden wäre.

Dort, wo die Zone stärksten Zusammenschubs in den Dinariden (Grenzzone zwischen Hochkarst und Küstenkarst) an die Südalpen herantritt, bzw. wo die Verlängerung dieser tektonischen Scheidelinie im Bereiche der Südalpen vorauszusetzen wäre, macht sich der Einfluß der jüngeren Knickungen am deutlichsten geltend. Alle Zonen der Südalpen bis an die Zentralalpen heran (und z. T. auch letztere) werden der Reihe nach von diesen „dinarischen“ Einknickungen betroffen (siehe Fig. 1).

Aus der Tatsache, daß die Aufprägung schräger, dinarischer Strukturen auf den alpinen Bauplan sich in dem Bereiche der Zentralalpen schon in geringerem Maße geltend macht, und daß in den mittleren Kalkalpen¹⁾ keine Anzeichen für das schräge Übergreifen durch dinarische Spannungen hervorgerufener Strukturelemente vorliegen, kann geschlossen werden, daß der dinarische Faltenbogen im Bereiche der Alpen (Zentralalpen und Südalpen) allmählich in die alpine O-W-Richtung einlenkt, sich also dem ostalpinen Bauplan einfügt. Andererseits ergibt sich — nicht nur theoretisch aus der geometrischen Verlängerung des dinarischen Faltenbogens, wie er sich an dem Verlauf der Knickungszone der Südalpen festlegen läßt —, sondern auch aus zahlreichen Erscheinungen in den Zentralalpen,²⁾ daß der Einfluß des aufgeprägten, dinarischen Bögens sich noch mindestens bis an die Achse der Tauern heran (Tauernfenster) geltend gemacht hat, daß er also nicht auf die Südalpen allein beschränkt erscheint.³⁾

Das Verhältnis zwischen Alpen und Dinariden bezüglich der tertiären Gebirgsbildung kann somit dahin charakterisiert werden, daß der ältere (kretazische) Bauplan der östlichen Südalpen in seinen mittleren und westlichen und teilweise in seinen östlichen Teilen durch die Aufprägung des breiten, dinarischen Bögens in eindrucksvoller Weise in seiner Weiterentwicklung beeinflusst wird, was sich nicht nur in einer unter dinarischen Einflüssen verstärkten Kompression des alpinen Gefüges, sondern auch in einer mehr oder minder gewaltsamen Umorientierung des letzteren durch die neuen Druckkräfte äußert. Ein ganzes System bedeutender, bis an die 25 km Schubweite erreichender Bewegungsflächen kam so, als mechanische Folge der Überknickung, zur Entwicklung. Die tertiären Bewegungsvorgänge haben also keinen einheitlichen, aus den Alpen in die Dinariden fortsetzenden Deckenbau geschaffen, sondern innerhalb der

1) Die geradlinige Verlängerung des dinarischen Streichens über die Zentralalpen hinweg würde die mittleren Kalkalpen treffen.

2) Auf welche schon Kossmat eindringlich hingewiesen hat.

3) Vgl. die Erörterungen auf S. 233—235.

Alpen, dort, wo der verlängert gedachte dinarische Bogen schräg übergreift, die Entstehung lokalisierter Knickungsüberschiebungen veranlaßt, Jedoch muß festgehalten werden, daß durch die tertiären Gebirgsbewegungen in der Tat ein großes, einheitliches Bewegungssystem in den Alpen und Dinariden (aber keine einheitlichen Decken) geschaffen wurde, welches Kosmat mit der Bezeichnung epiadriatisches System kennzeichnen will. Übereinstimmend mit Kosmat bin ich der Meinung, daß die Übertragung des Namens „Dinariden“ auf die Südalpen angesichts dieser Sachlage besser zu unterbleiben hat.¹⁾

Die hier skizzierten Resultate zeigen, daß man bei der Beurteilung des Gebirgsbaues nicht mit der Verfolgung der einzelnen, durch besondere Schichtmerkmale charakterisierten, im Streichen mehr oder minder weit feststellbaren Gebirgszonen und ihrer Schubbewegungen auskommt, sondern daß es große Beziehungen zwischen den Gebirgssystemen gibt, die unbekümmert um die inneren, schon im Verlaufe einer vorangehenden Entwicklung erworbenen Strukturen übergreifen und ein neues Bewegungssystem schaffen, das sich nicht unmittelbar aus dem geologischen Kartenbild, sondern erst aus der mechanischen Auflösung der Störungsvorgänge zu erkennen gibt. Diesen jüngeren Kraftwirkungen müssen sich die älteren Strukturen mehr oder minder anpassen, ohne daß hiedurch eine eigentliche, neue Zonenanordnung geschaffen wird und der Verlauf der nunmehr deformierten Zonen sich nur aus den Bewegungen der von der Umformung betroffenen Gebirgseinheiten ergibt. Auf das hier angesprochene Problem angewendet bedeutet es, daß Alpen und Dinariden nicht zwei nebeneinander gelegene, selbständige und höchstens randlich miteinander verschweißte Gebirge darstellen, sondern vielmehr erst aus ihrer völligen Verschmelzung (im Bereiche der Alpen) das alpine System hervorgegangen ist.

So wie die variszischen Kerne in den Westalpen durch den Einfluß alpiner Gebirgsbildung überwältigt und einem neuen Bewegungsplan eingeordnet wurden, so sehen wir es auch in ähnlicher Weise in den Ostalpen bezüglich eines älteren alpinen und eines jüngeren alpin-dinarischen Bauplans in Erscheinung treten. Hier hat der letztere die älteren (voroberkretazischen) Strukturen umgeformt und ein von dem vorhandenen zonaren Bau ziemlich unabhängiges jüngeres Bewegungssystem geschaffen (epiadriatisches System), aus dem freilich noch die älteren Züge überall deutlich durchschimmern.

Die zonare Anordnung (Falten und Deckenzonen) in den Alpen geht, wie gerade in neuerer Zeit auch von mehreren Schweizer Forschern

¹⁾ Denn erstens wurde auch durch die jüngeren Bewegungen aus Südalpen und Dinariden kein einheitlicher tektonischer Zonenbau geschaffen, sondern blieben, mehr oder minder überdeckt, die alpinen Strukturen noch deutlich erkennbar erhalten; zweitens erscheint die Aufprägung des Bewegungssystems des dinarischen Bogens keineswegs auf die Südalpen allein beschränkt, sondern greift auch in die mittleren und westlichen Zentralalpen und allem Anscheine nach auch in die südlichen Teile der Westalpen als verstärkendes Bewegungsmoment ein. Nur einen Teil des dinarisch beeinflussten Gebietes der Alpen als „Dinariden“ herausgreifen zu wollen, erscheint mir unlogisch.

vorausgesetzt wird, bereits auf die geosynklinale Anlage zurück und fand sodann in den größeren Deckenbewegungen ihre schärfste Akzentuierung. Dort wo die Druckkräfte auch in jüngeren Bewegungsphasen in gleicher Richtung gleichsinnig fortwirkten, blieb die Parallelität zwischen ursprünglichem Zonarbau und dem daraus geformten Deckenbau im großen und ganzen erhalten. Je mehr aber abweichende tektonische Bewegungsrichtungen im Laufe der aufeinanderfolgenden Phasen übereinandergeprägt wurden, um so weniger wird eine Übereinstimmung zwischen dem Verlaufe jener richtenden, tektonischen Spannungen, die die jüngeren Dislokationen erzeugten und den älteren Bau umformten, und der ursprünglichen zonaren Anordnung bestehen, ein Gesichtspunkt, der mir bisher bei alpinen tektonischen Zusammenfassungen gewöhnlich zu wenig gewürdigt erscheint. Bei einer so weitgehenden zeitlichen Gliederung der Bewegungsvorgänge, wie wir sie in den Ostalpen besitzen, und bei der nachweisbaren, zeitlichen Aufeinanderfolge verschieden orientierter Bewegungsrichtungen (kretazischer S-N-Schub, tertiäre SW-NO-Bewegungen unter dem Einfluß des dinarischen Bogens!) muß es daher zu einer weitgehenden Inkongruenz zwischen ursprünglichem Zonenbau und jüngerer Orientierung des tektonischen Kraftfeldes kommen. Daß dies im Bereiche der östlichen Südalpen der Fall war, und daß wir nur unter Berücksichtigung dieses Umstandes zu einem Verständnis des Verhältnisses von Alpen und Dinariden kommen, habe ich schon im „Bau der Südalpen“ zu zeigen versucht.

d) Der Einfluß des dinarischen Bogens auf den Bau der Zentralalpen.

Es ist eine schon von F. Kossmat eindringlichst hervorgehobene Tatsache, daß sich der Verlauf des „Dinaridenbogens“ auch noch innerhalb der Zentralalpen deutlich widerspiegelt. Die jüngere Aufwölbung im „Tauernfenster“ gewährt durch ihren schwach bogenförmigen Verlauf gewissermaßen das Bild eines „Kopfes“ der Dinariden, wie sich Kossmat treffend ausgedrückt hat. (Siehe Fig. 1, S. 225.) Der NW-SO gerichtete Verlauf der Mallnitzer Mulde zwischen Sonnblick- und Hochalmmassiv und viele Detailstrukturen in ersterem sprechen für die Einwirkung SW-NO gerichteter Druckkräfte in den östlichen Tauern, welche, wie ich in meiner Studie „Geologische Studienergebnisse in den östlichen Hohen Tauern“¹⁾ zu zeigen versuchte, einen älteren, großzügigen Überschiebungsbau durch Faltung und Überfaltung umgeformt haben. Auch hier scheint eine Aufprägung vereinigter jungalpin-dinarischer Bewegungen in abweichender Richtung über ältere, alpine Strukturen vorzuliegen.

Noch viel klarer und eindrucksvoller sind aber die ihrer Richtung nach gleichsam spiegelbildlichen Bewegungsverhältnisse am Westende der Hohen Tauern, wo sie Sander so treffend geschildert hat. Er hat

¹⁾ Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 76. Bd., 1926, Heft 3 u. 4, S. 245—322.

gezeigt,¹⁾ daß „die Verhältnisse in den Tiroler Zentralalpen vielfach das Ergebnis einer Beanspruchung in der NW-SO-Richtung sind, welche O-W verlaufende Zonen bereits vorgefunden und in denselben Schwenkungen erzeugt hat“ (loc. cit. p. 193). So ist nach Sander die Tektonik „im Bewegungsbild nach NW schwenkender Überschiebungsmassen verständlich“ (loc. cit. p. 196). Auch hier sind die Bewegungen jünger als eine vorangehende, alpine Bewegungsphase: „Das Vorschwenken der Ötztaler Decke, der Dinariden im Alpenknick geht in ein Bewegungsbild zweiter Phase, in welcher auch die Tauern und ihr Bewegungshorizont erster Phase sekundär überwältigt werden“ (loc. cit. p. 196). „Nicht auf Bogenbildung und nicht auf O-W-Schub möchte ich dabei den Hauptton legen, sondern auf eine im ‚Alpenknick‘ besonders große Auswirkung einer schiefen Scherung der Beanspruchungen, welche nicht nur die Alpen, sondern auch die Dinariden mit-ergriffen und beide in einem Bewegungsbild höherer Ordnung vereinigt hat.“

Klarer als es hier geschehen ist, kann wohl die Übereinstimmung der in den westtiroler Zentralalpen gewonnenen Ergebnisse mit den unabhängig von mir im alpin-dinarischen Grenzgebiet erhaltenen kaum ausgesprochen werden. Der auch nach Sander zuerst in der O-W-Richtung angelegte Falten- und Überschiebungsbau der Hohen Tauern und westtiroler Zentralalpen gerät hernach unter den Einfluß des schräg übergreifenden, aus der allgemeinen O-W-Richtung,²⁾ in die SW-Richtung einlenkenden, dinarisch-ostalpinen Bogens und wird gemeinsam mit den anliegenden Teilen der Südalpen zu einem schrägen Vorschub angeregt, der unter Schwenkungen (Drehungen) und Einknickungen vor sich geht. Abgesehen von den von Sander erwähnten Umfaltungen in der Ötztaler Masse sind hier zweifelsohne die von ostalpinen Geologen schon oft eindrucksvoll hervorgehobenen Anzeichen scheinbarer Quersfaltung, wie sie durch Spitz³⁾ in den Engadiner Bögen⁴⁾ und durch O. Ampferer⁵⁾ in den westtiroler Kalkalpen namhaft gemacht wurden, anzureihen.

Anscheinend wurde in den westtiroler Alpen ein in alpiner O-W-Richtung angelegtes, oberkretazisches Schub- und Falten-system in tertiärer Zeit gewissermaßen aus seinen Fugen gelöst und unter diagonaler Vorbewegung und Drehung in

1) Letzte tektonische Zusammenfassung in „Zur Geologie der Tiroler Zentralalpen“. Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt, 1921, 71. Bd., 3. und 4. Heft, S. 173—224.

2) Wie er sie in den Hohen Tauern innehatte.

3) „Monographie der Engadiner Dolomiten usw.“ Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge, 44. Lieferung. Bern, 1915.

4) Diese Bewegungen werden aber nicht als ein von den großen alpinen Deckenschüben zeitlich selbständige, jüngere Quer-(O-W-)Bewegung aufzufassen, sondern als eine Schleppungserscheinung an der Flanke der in großzügigem Vorschub gegen NW vordringenden (höheren) ostalpinen Masse deutbar sein.

5) „Querschnitt durch die Ostalpen.“ Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 1911. Die dort noch als O-W-Faltung aufgefaßten Erscheinungen werden später von Ampferer selbst (Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt, 1921) als Anzeichen durch schräge Beanspruchung hervorgerufener Knickungen angesehen.

einheitlichem Schub weithin über die aus dem SW heraufziehenden, tieferen tektonischen Einheiten der Schweizer Alpen vorgeschwenkt (Engadiner Fenster!), wobei die alten O-W verlaufenden Strukturen der Ostalpen — trotz stellenweiser Umformung — im großen und ganzen erhalten bleiben konnten. Vielleicht wird die Lösung der so kontroversen Ostwestalpen-Frage schließlich in der Richtung gefunden werden, daß zwar das Ausmaß der „Grenzüberschiebung“ manchen älteren und z. T. auch jetzt noch vertretenen, ostalpinen Auffassungen gegenüber sich als ein größeres und die Bewegung sich als eine einheitlichere, tiefer unter die Ostalpen eingreifende erweisen wird, daß aber andererseits das Phänomen doch über den Bestand einer reinen Zufälligkeit, wie es unter der Annahme eines Abwitterungsrandes an der durch eine Flexur verbogenen Deckengrenze verstanden werden müßte, sich erheben wird. Ich vermute, daß diese Erscheinungen an der WO-Alpenscheide aus der Einpassung des schon in der Kreidezeit tektonisch vorgezeichneten O-Alpenbaues in den Rahmen des großen gesamtalpin-dinarischen Bogens zu deuten sind, was in Form einer gewaltigen, deckenförmigen, schrägen Vorschwenkung der Ostalpen über die Westalpen verwirklicht wäre.¹⁾ Nach dieser Auffassung wäre also auch der westalpine Bau teilweise noch unter dem Einfluß der dinarischen (epiadriatischen) Bewegungskräfte entstanden.

e) Anzeichen vortertiärer dinarischer Bogenbildung.

Wenn hier versucht wurde, den Beweis zu erbringen, daß der dinarische Bogen in der jungalpinen Geschichte erst in tertiärer Zeit maßgebend im Alpenbau zur Geltung gekommen ist, so soll damit keineswegs gesagt werden, daß in älteren geologischen Perioden noch keine Beziehungen zwischen dem alpinen und dem dinarischen Bauplan bestanden hätten. Es erscheint mir vielmehr sehr wahrscheinlich, daß die tertiäre Aufprägung des dinarischen Bogens auf die Alpen nur das Wiederaufleben eines viel älteren, vielleicht schon in vorpaläozoische Zeiten zurückgehenden Bauplans bedeutet. Der letztere hat sich in den mittleren und südlichen Teilen der östlichsten Zentralalpen, die horstähnlich von größeren alpinen Bewegungen verschont blieben, noch recht deutlich erhalten.

Die kristalline Umrahmung des Grazer Beckens kaum mit einer großen Nische verglichen werden, welche an ihrer Südwestflanke von nordwest-südoststreichenden, an ihrer Nordwestflanke von nordoststreichenden Gneisen und kristallinen Schiefeln umsäumt wird. Die Scharung der beiden divergenten Streichrichtungen ist im Stubalpengebirge gelegen.

¹⁾ Diese Auffassung hält zwar an den Bestand des Engadiner Fensters, als eines Auftauchens penninischer und unterostalpinen Glieder unter höheren ostalpinen Decken fest, lehnt aber die beliebte Übertragung dieser Gesichtspunkte auf das Tauernfenster ab, welches letzteres von mir als sekundäres Fenster innerhalb der „ostalpinen“ Einheit angesehen wird. Denn viele, von westalpinen Geologen oft viel zu wenig gewürdigte Argumente in den Tauern selbst und in den östlichen Zentralalpen sprechen meiner Meinung nach gegen dessen penninischen Charakter.

Diese nach Heritsch¹⁾ schon vorvariszische, nach Mohr variszische Anlage zeigt uns wohl hinreichend deutlich die Gabelung des Alpensystems in einer nordostgerichteten und in einem nach SO zu den Dinariden abzweigenden kristallinen Ast an. Die Trennung der Alpen und Dinariden scheint mir hier schon in der Uranlage vorgezeichnet zu sein.

Scharf schneidet dieser SO gerichtete kristalline Ast des „taurischen Gebirges“ wie es Mohr genannt hat,²⁾ an einer jungen, alpinen ostwestlichen Struktur der Südalpen ab, wie es vor allem die neuen Studien A. Kieslingers³⁾ in der südlichen Koralpe und eigene Studien im Poßruckgebirge erkennen lassen.⁴⁾ Zu gleichem Resultat ist H. Mohr bei Feststellung des taurischen Gebirges der variszischen Zeit in West- und Mittelkärnten gekommen, welches ebenfalls am jüngeren, südalpinen Bauplan abstößt.⁵⁾

In dieses alte Gebirgssystem hinein ist offenbar die oberkarbonisch-permisch-mesozoische Geosynklinale der östlichen Südalpen eingelassen worden, welche diese alten Strukturelemente schräge überquert hat. Sie war es offenbar, welche die Anlage der jungmesozoischen Faltungen in den östlichen Südalpen in alpiner Richtung vorgezeichnet hat. Die Südalpen und der Großteil der Ostalpen überhaupt sind demnach der Schauplatz wechselnder Beeinflussung durch alpine und dinarische Druckkräfte, die dem zeitlich ungleichartigen Entwicklungsgang der beiden Hauptgebirgssysteme Europas, der Alpen und Dinariden gemäß, zu verschiedenen Zeiten in verschiedenem Ausmaß in deren Einflußsphäre einbezogen wurden.

f) Die Bedeutung der hier dargelegten Ergebnisse für die Grundprobleme alpiner Gebirgsbildung.

Ich glaube, daß sich aus diesen hier entwickelten Gesichtspunkten noch einige Schlußfolgerungen von allgemeiner Bedeutung ergeben. Die gegenwärtig wohl vorherrschende Auffassung über den Alpenbau nimmt als bewogende Kraft des Deckenschubs die Anpressung, bzw. von weiter-

1) „Geologie der Steiermark.“ Graz 1921, Herausgegeben vom Naturwissenschaftlichen Verein für Steiermark. Graz 1921, S. 81—85.

2) „Ein geologisches Profil durch den Kolm bei Dellach im Oberdrautal usw.“ Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1925, Nr. 3—4, S. 105.

3) Geologie und Petrographie der Koralpe. I. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 135. Bd., 1. und 2. Heft, 1926, S. 1—42.

Anzeiger der Akademie der Wissenschaften in Wien, 1924, S. 181—183.

4) „Das Grundgebirge am Nordabfall des Poßrucks“. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1927, Nr. 12.

Hier liegen große, in der Richtung von S gegen N erfolgte Schubbewegungen vor, die an dem abweichend gebauten, vormesozoischen Bau der südöstlichen Zentralalpen gewaltige Umformungen durch Mylonitisierung erzeugt haben. (Siehe Fig. 2.)

5) „Über taurische Gebirgsreste in der Klagenfurter Beckenumrahmung.“ Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1926, S. 100—101.

Mohr schreibt hierüber: „Dieses variszische Gebirge, welches aus dem Balkan gegen NW heraufstreichend durch die jungalpinen Strukturen verquert wird, zeigt in seinem Generalstreichen, seiner Reichweite und der Richtung seiner Vorfaltung völlig selbständige Erscheinungsformen.“ (S. 101.)

her erfolgende Anschiebung mächtiger, starrer Schollen (speziell der afrikanischen Tafel) an, eine Auffassung, wie sie zuerst bekanntlich unter dem bekanntesten Bilde des „Traineau ecraseur“ vom Termier entwickelt wurde und wie sie dann in voneinander etwas abweichender Form von R. Staub¹⁾ und von E. Argand²⁾ in des letzteren glänzender Synthese: „La tectonique de l'Asie“ in entschiedener Weise vertreten wurde.

Andere Auffassungen gingen wiederum von der Annahme aus, daß die Ursache des Gebirgszusammenschubs in einer Schrumpfung der Unterlage unter dem Gebirge selbst zu suchen sei, welche in Form einer Verschluckungszone vorausgesetzt wird. Es ist dies die „Unterströmungstheorie“ O. Ampferers in ihrer ursprünglichen, klareren Fassung.³⁾ Derselbe Grundgedanke kehrt auch in Schwinnners „Cyklonentheorie der Gebirgsbildung“⁴⁾ wieder. Beide Auffassungen scheinen mir mit der Kontraktionstheorie, wenn letztere weiter gefaßt wird, vereinbar.

Das Bewegungsbild im alpin-dinarischen Gebiet führt bei eingehender Prüfung, wie mir scheint, zur Auffassung, daß irgend eine Beziehung zwischen den erkennbaren und deutbaren tektonischen Deformationen und einer südlichen oder südwestlichen Randscholle, welche als ein im tieferen oder höheren Niveau angreifender „Traineau ecraseur“ hätte wirken können, nicht besteht.

Die als ein schwach gefalteter Vorsaum aus den Dinariden in den Rand der Südalpen einlenkenden äußeren (Flysch- und Kreidefalten) zeigen nur sehr geringe tektonische Deformationen an. Erst in den weiter innen gelegenen Zonen finden wir im Bereiche des alpin-dinarischen Grenzgebietes jene kräftigen Knickungsüberschiebungen, welche das schräge Übergreifen der Südalpen über die stärker gegeneinander verschobenen, mittleren dinarischen Zonen begleiten. Wären diese Störungen durch den Anschub einer südlichen (südwestlichen) Scholle entstanden, so wäre gerade in den Randpartien des alpin-dinarischen Faltungssystems die Einwirkung starker Pressung zu erwarten gewesen, was nicht der Fall ist. Schon dies scheint mir der Erklärung der Gebirgsbildung durch den Anschub einer starren Scholle nicht besonders günstig zu sein.

Vor allem kann aber der innere Bau der alpin-dinarischen Grenzregion gegen diese Auffassung ins Treffen geführt werden. Wie hätte sich eine so deutliche tektonische Faltungs- und Schubzone, wie sie der dinarische Bogen darstellt, den verschiedenen Zonen des älteren alpinen Baues aufprägen können, dessen einzelne Zonen der Reihe nach knickend

1) „Der Bau der Alpen.“ Beitrag zur geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge. 52. Lieferung, Bern 1924.

2) Compt. rendus du VIII. Congrès géolog. intern. 1922, Liège 1924.

3) „Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen.“ Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1906, S. 539—622.

Anwendung auf die Ostalpen insbesondere in O. Ampferer und W. Hammer: „Querschnitt durch die Ostalpen.“ Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1911, S. 697—709.

4) „Vulkanismus und Gebirgsbildung.“ Zeitschrift für Vulkanologie, Bd. V, S. 175 bis 230.

und deformierend, wenn die Ursache hierfür nicht in dem Untergrund dieses Zonenstreifens selbst gelegen wäre! Man bedenke doch, in welcher klarer Weise in der Entstehung der Ternowaner-Pöllander Überschiebung, in der großen Vorknickung der Julischen Alpen, in der Littauer Überschiebung, in der Vorknickung der Karawanken und Steiner Alpen, in den Isonzotalknickungen usw. die Anpassung an eine unter dinarischem Einfluß eintretende Raumverengung unter der deformierten Zone zum Ausdruck kommt.

Die großzügige, tektonische Erscheinung des Übergreifens des dinarischen Bogens über verschiedene Alpenzonen und die Einförmigkeit der letzteren in einen neuen Bauplan erscheint meiner Meinung nach nur sehr schwer unter der Voraussetzung verständlich, daß dieses Bild durch das Anpressen einer starren Scholle bewirkt wäre, deren Einwirkung sich doch in erster Linie auf die Randteile des Gebirges, nicht aber auf dessen innere und entferntere Zone erstrecken könnte; um so mehr, wenn es sich nicht um den einfachen Zusammenschub und die Faltung eines bisher noch flachlagernden Schichtensystems, sondern, wie hier, um eine vollkommene Unorientierung eines vorhandenen Zonengefüges in abweichender Richtung handelt. Auch wäre nicht recht zu verstehen, warum der Anschub ein und derselben, Faltung und Deckenbildung erzeugenden Scholle in aufeinanderfolgenden tektonischen Phasen der Richtung nach so abweichende Bewegungsbilder hätte erzeugen sollen. Es erscheint mir verständlicher, die wirksamen Gebirgskräfte unter dem Gebirge selbst, und zwar unter dessen ganzer, hievon betroffener Breite angreifend, vorauszusetzen, wobei der in aufeinanderfolgenden Phasen erkennbare Wechsel in der Bewegungsrichtung, wie er an der Oberfläche oft sichtbar wird, auf eine Verlegung in den Unterströmungen (in bezug auf Ausdehnung und Richtung) bezogen werden kann.

Die Schaffung eines dem alpinen Bau übergeordneten, der Raumverringering des aufgeprägten Bogens so wunderbar angepaßten Bewegungssystems, wie es tatsächlich vorliegt, durch Anpressung einer südlichen Scholle bei Entstehung des alpin-dinarischen Zusammenschubs muß daher in den Bereich der Unwahrscheinlichkeit verwiesen werden. Ich glaube vielmehr, daß die Deutung der Bewegungsbilder im alpin-dinarischen Grenzgebiet einfacher unter der Annahme einer dem Verlaufe des dinarischen Bogens folgenden Raumverengung unter den betroffenen Gebirgseinheiten selbst erfolgen kann. Es wäre also in tertiärer Zeit das Eingreifen einer dinarischen Unterströmung unter die östlichen Südalpen und unter Teile der Zentralalpen und Westalpen vorauszusetzen, in welcher letzteren alpine und dinarische Strömungen zu einer einheitlichen Verschluckungszone verschmelzen würden.

So wie die geosynklinale Anlage der Gebirgsbildung, die gerade durch neue Schweizer Untersuchungen aufgehellt wird, eine enge Beziehung zwischen dem werdenden Gebirge und seinem tieferen Untergrunde erkennen läßt, so stünde nach der hier dargelegten Auffassung — im Sinne von Ampferers Unterströmungstheorie — auch der weitere Entwicklungsgang des Gebirges, so gewaltig dessen Deformationen auch

sein mögen, von Massenbewegungen im Untergrunde (Verschluckungen!) in engster Abhängigkeit. Ich glaube, daß diese Überlegungen zugunsten der Unterströmungstheorie Ampferers,¹⁾ mit welcher sich auch jedes beliebige Ausmaß alpiner Deckenbewegungen deuten läßt, sprechen.

Zusammenfassung.

Es sollte in dieser Studie auf das interessante Problem: Alpen und Dinariden, das in letzter Zeit schon mehrfach erörtert wurde, verwiesen werden.

Es wurde gezeigt, daß aus der geosynklinalen und aus der orogentischen Entwicklungsgeschichte des alpin-dinarischen Grenzgebiets im Bereiche der Südalpen geschlossen werden kann, daß die östlichen Südalpen und die anschließenden Dinariden in vieler Hinsicht einen getrennten Entwicklungsgang aufzuweisen hatten, der speziell in der Entstehung eines oberkretazischen, südalpinen Faltensystems seinen Ausdruck gefunden hat, während damals der anschließende Sedimentationsraum der Dinariden noch ungefaltete vorlag.

Es wurde weiters hervorgehoben, daß erst später, durch das Übergreifen des tertiären-dinarischen Bogens, ein einheitliches, alpin-dinarisches Bewegungssystem geschaffen wurde, wobei eine Ausprägung des dinarischen Faltungsbogens nicht nur auf die Südalpen, sondern auch auf die mittleren und westlichen Zentralalpen und auf Teile der Westalpen stattgefunden hat. Der alpine Deckenbau ist also offenbar unter kräftiger Mitwirkung dinarischer Spannungen entstanden. Da diese letzteren bereits einen älteren, alpinen Bauplan vorfanden, den sie zwar umzustellen und umzuformen, nicht aber auszulöschen vermochten, so entstand ein weit verbreitetes System scheinbarer Querbewegungen im Ostalpenbau, die in den gewaltigen Knickungsüberschiebungen in den östlichen Südalpen und in den scheinbaren „Querbewegungen“ in den westlichen Zentralalpen (Öztaler Drehung, rhätische Bögen usw.), als Begleiterscheinungen der vermuteten diagonalen, deckenförmigen Vorknickung der Ostalpen über die westalpinen Decken, den markantesten Ausdruck finden. Es sind vermutlich nur die Folgen der Einfügung des kretazischen Alpenbogens in den jüngeren, alpin-dinarischen Bauplan.

Auch mir erscheint aber die Annahme moderner Alpenauffassungen, welche in der Nordbewegung des alpinen Systems den maßgeblicheren tektonischen Vorgang erblickten, als die zutreffende. Die gegen die Adria, bzw. Padanische Senke gerichteten Faltungen und Knickungsüberschiebungen der südalpin-dinarischen Faltungstendenz erweisen sich als ein zwar wichtiges und weit verbreitetes und den großen tertiären Alpenbewegungen gleichzeitiges Phänomen, stehen aber — als ein sekundäres Ausweichen gegen die besonders tief absinkende, südliche

¹⁾ Eine weitere Ausarbeitung der Unterströmungstheorie, speziell auf Grund der alpinen Befunde, erscheint mir dringend nötig. Schwinnners Darlegungen (loc. cit.), die an die Unterströmungstheorie anknüpfen, scheinen mir — so interessant sie auch sind — doch nach einer Richtung zu führen, welche noch keine vollbefriedigende Lösung des Problems darbietet.

Randscholle des alpin-dinarischen Bewegungssystems¹⁾ — an Bedeutung doch wohl hinter den alpin-karpathischen Schüben zurück.

Im Bereiche der östlichsten Teile der Zentralalpen, die z. T. eine von den alpinen Bewegungen überhaupt kaum überwältigte Scholle darstellen, wurden die Anzeichen einer alten, vielleicht schon in vorpaläozoische Zeit zurückgehenden Scheidung alpiner und dinarischer Leitlinien hervorgehoben. Es kann daher vermutet werden, daß die Trennung dieser beiden europäischen Gebirgssysteme schon damals angelegt war. Die dinarische Richtung wurde sodann im Mesozoikum durch das Übergreifen ost-westlicher, südalpiner Geosynklinalbildung und anschließender kretazischer Faltungen, die einen südalpinen Faltungsast erzeugten, zurückgedrängt. Erst in tertiärer Zeit sind die dinarischen Gebirgskräfte — sich dem alpinen Bau aufrägend und diesen teilweise überwältigend — wieder zu neuem Leben erwacht.

Im Schlußabschnitt dieser Studie wurde auf die Bedeutung der alpin-dinarischen Grenztektonik, deren mechanischen Auflösung mehrjährige geologische Untersuchungen gewidmet waren, für die Erkenntnis der Ursachen des alpinen Gebirgsbaues verwiesen. Es wurde klargestellt, daß sich die in neuerer Zeit so beliebte Annahme einer Schollendrift als Erzeugerin des alpin-dinarischen Bewegungssystems nicht so gut mit dem geologisch-mechanischen Befund vereinbaren läßt, wie die Annahme einer mit Raumverengungen (Verschluckungen) vor sich gehenden Unterströmung unter dem Gebirge, wie die bekanntlich von O. Ampferer vertreten wird. Nach dieser Auffassung läßt sich der Gebirgszusammenschub auf, in verschiedenen tektonischen Phasen ihre Orientierung und ihre Intensität wechselnde Unterströmungen zurückführen, während die oberflächlich erkennbare Gebirgsbildung nur als der Ausdruck der in der Tiefe, unter dem Gebirge, vor sich gehenden Massenverschiebungen anzusehen ist. Zur Entscheidung in diesen Fragen werden wohl geophysikalische Untersuchungen in Hinkunft noch wesentlich beizutragen vermögen.

1) Wie es bekanntlich beim „insubrischen Stau“ der Westalpen besonders deutlich in Erscheinung tritt.

Die Reliefüberschiebung des Karwendelgebirges.

Von Otto Ampferer.

(Mit 1 Tafel und 10 Zeichnungen.)

Mehr als 30 Jahre sind vergangen, seit ich zuerst als junger Geologe das Karwendelgebirge betreten habe.

Mit um so größerer Freude ergriff ich im Sommer 1927 anlässlich meiner Studien für den Ausbau des Achenseewerkes die Gelegenheit, wieder einmal das Gebirge meiner ersten Forschungsarbeit zu besuchen. Die Ausgangsstelle für diese Studien bildete das Gebiet des Stanserjochs, welches auch in seinem östlichsten Teil von dem neuen Stollen des Achenseewerkes durchstoßen wird.

Von diesem Stollen ist im Jahrbuch 1927 eine Beschreibung und mehrere Abbildungen gegeben worden.

Wenn man nach vielen in anderen Gegenden verbrachten Arbeitsjahren wieder in das Gebiet seiner ersten Feldaufnahmen zurückkehrt, so ist es ungemein reizvoll, die Veränderungen zu beobachten, welche durch eine viel reichere Erfahrung in unser geologisches Schauen und Erfassen der Landschaft mit hineingewoben werden.

Der erste Eindruck war auch diesmal wieder die seltene Großartigkeit der Karwendelüberschiebung und ich erlebte in der Erinnerung noch einmal ein Aufleuchten jener schönen Entdeckerfreude, welche mir ihre Erkenntnis einst bereitet hatte.

Der zweite Eindruck war aber das Staunen, wie sehr die Idee der Reliefüberschiebung das Verständnis des Gebirgsbaues hier zu erhellen vermag, und der Ärger, so spät erst auf diese wichtige Auflösungsformel gekommen zu sein.

Ich habe zum erstenmal die Reliefüberschiebung an dem Beispiel des Stanserjochs in diesem Jahrbuch 1924 beschrieben.

Dieselbe ist aber nicht auf das Stanserjoch beschränkt, sondern am ganzen Nordrand des Karwendelgebirges bis zur Porta Claudia bei Scharnitz in prachtvollen Beispielen und großer Mannigfaltigkeit entwickelt.

Ich will versuchen, hier einen Überblick über diejenigen Bauformen zu geben, welche für eine solche Erklärung vor allem in Betracht kommen.

Nachdem als erste Illustration für den Typus der Reliefüberschiebung von mir bereits das Stanserjochprofil verwendet worden ist, will ich auch diesmal mit dem Gebiet des Stanserjochs beginnen und dann in der Beschreibung gegen W vorrücken. Das mächtige und langgestreckte Gewölbe des Stanserjochs, das aus Wettersteinkalk und Wettersteindolomit besteht, trägt bekanntlich auf seinem Scheitel in einer alten

Erosionsfurchen noch ziemlich ausgedehnte Reste von Buntsandstein, Rauhwacken und Reichenhaller Kalken.

Es sind dies zwar die schönsten Beweisstellen für die Reliefüberschiebung, aber nicht die einzigen.

Schon an der Südseite des Stanserjochs treffen wir längs seines Inntalfußes zwischen St. Georgenberg und Schloß Tratzberg statt der normalen Auflagerung von Raibler Schichten einen kompliziert gebauten Schichtenstreifen von wesentlich älteren Gesteinen. In der Hauptsache

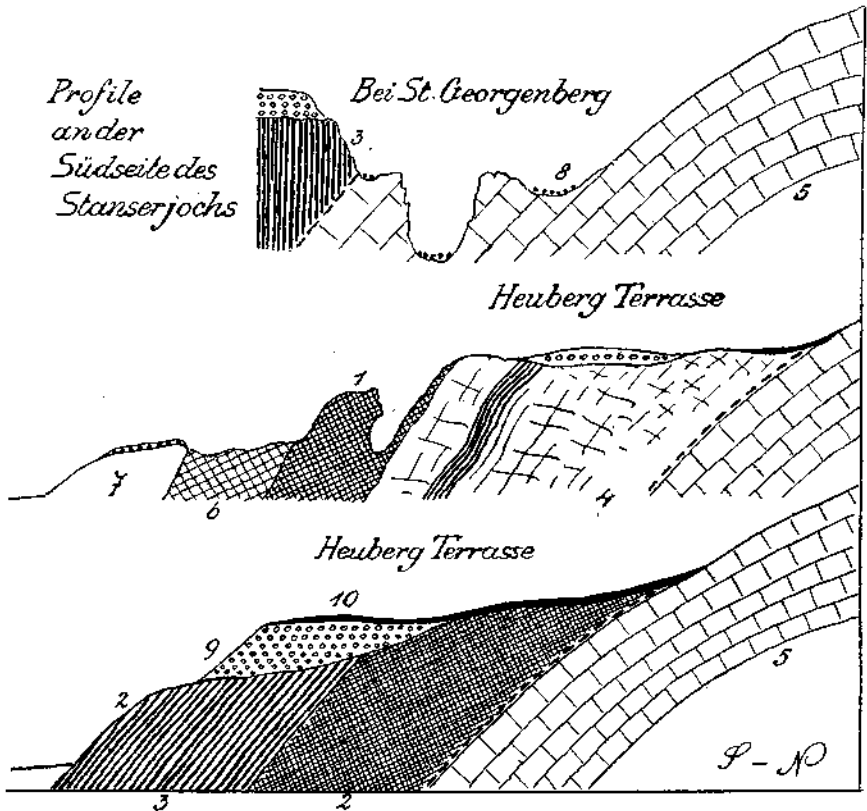


Fig. 1. 1 = Dunkle Rauhwacken. 2 = Lichte Rauhwacken. 3 = Wohlgeschichteter Muschelkalk. 4 = Ungeschichteter Muschelkalk. 5 = Wettersteinkalk. 6 = Zertrümmerter Hauptdolomit. 7 = Fester Hauptdolomit. 8 = Erratisches Blockwerk. 9 = Terrassenschotter. 10 = Grundmoränen.

hesteht dieser Schichtenstreifen aus Muschelkalk, es nehmen aber auch noch ältere Rauhwacken vielfach daran Anteil.

Die beiliegenden Profile Fig. 1 zeigen den Aufbau dieses Schichtenzuges, welcher eine Längserstreckung von über 6 km besitzt.

Anlässlich der Beschreibung des Karwendelgebirges im Jahrbuch 1903 habe ich diesen Streifen als eine Einsenkung zwischen steilen Verwerfungen aufgefaßt.

Ich halte es aber heute für viel wahrscheinlicher, daß auch dieser Streifen am Fuße des Stanserjochs in einer alten Erosionsfurchen liegt, genau so wie jener auf dem Scheitel dieses Joches.

Geht man nämlich von St. Georgenberg weiter ins Stallental hinauf, so verschwindet diese Einschaltung von älteren Schichten plötzlich und es legen sich die normalen Deckschichten, also Raibler Schichten und Hauptdolomit, auf das Gewölbe des Stanserjochs.

Zwischen diesem Schichtenstreifen am Südfuß des Stanserjochs und den Schubschollen auf seinem Scheitel sind keinerlei verbindende Schichtenreste mehr erhalten.

Das Gewölbe des Wettersteinkalks erhebt sich hier kahl und nackt, vielfach sogar noch in der Politur von ausgedehnten Gletscherschliffen.

Erst in der Höhe treffen wir dann zwischen Hahnkempel und Gamskar Spitze die bereits von A. v. Pichler erkannten Alltriasgesteine.

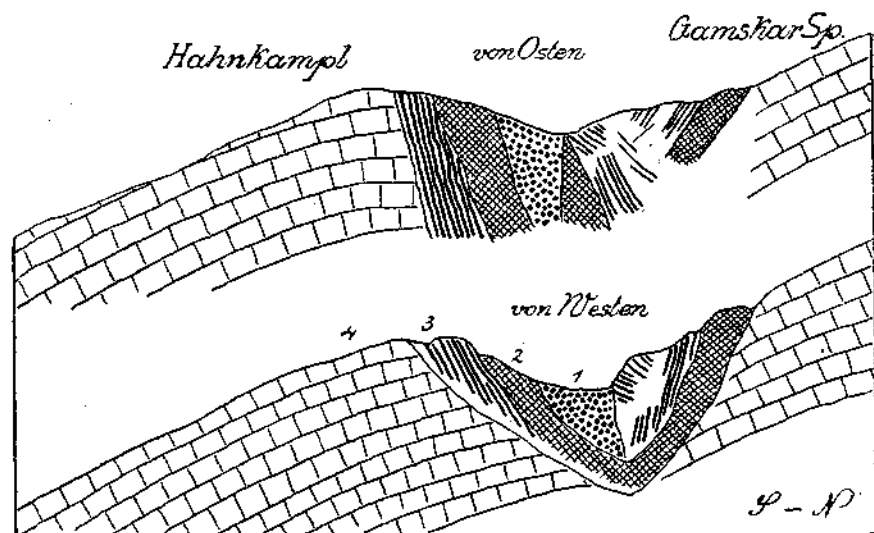


Fig. 2. 1 = Buntsandstein. 2 = Rauhwacken. 3 = Reichenhaller Kalk. 4 = Wettersteinkalk-Dolomit.

Es ist von Interesse zu sehen, daß diese Schichten hier in der alten Talfurche zwischen Hahnkempel und Gamskar Spitze nicht die einfache Anordnung von Mulde oder Sattel besitzen.

Wenn man die zwei Profile Fig. 2 der Ost- und Westseite dieses Kammes vergleicht, so tritt dieser Umstand deutlich hervor.

Der Buntsandstein liegt als das älteste Gestein zwar in der Mitte, bildet aber weder den Kern einer Mulde noch den eines Sattels.

Das nächstjüngere Gestein, Rauhwacke, tritt auf der Westseite in zwei, auf der Ostseite in drei Streifen zutage.

Die dunklen Kalke der Reichenhaller Schichten, welche hier ziemlich häufig *Myophorien* und *Natica stanensis* enthalten, sind in zwei Zonen eingebaut.

Es ist keine faltenmäßige Anordnung der einzelnen Bestandteile, wie wir eine ähnliche noch öfter antreffen werden.

Eine solche Struktur ist mit dem Vorgang einer Reliefüberschiebung unschwer in Verbindung zu bringen.

Die großartigen Überschiebungen an der Nordseite des Stanserjochs habe ich schon mehrfach beschrieben, zuletzt im Jahrbuch 1927.

Ich möchte hier zunächst noch einen neuen Überschiebungsrest erwähnen, welchen ich im Sommer 1927 bei einem Aufstieg zum Stanserjoch aus dem Brunntalgraben aufgefunden habe.

Derselbe liegt an jenem Grate, welcher sich von der Rappenspitze nach N gegen die Brunntalalpe herabzieht.

Wie das Profil Fig. 3 zeigt, besteht der Gipfel der Rappenspitze aus Hauptdolomit, darunter streichen an dem Sattel Punkt 2161 m die

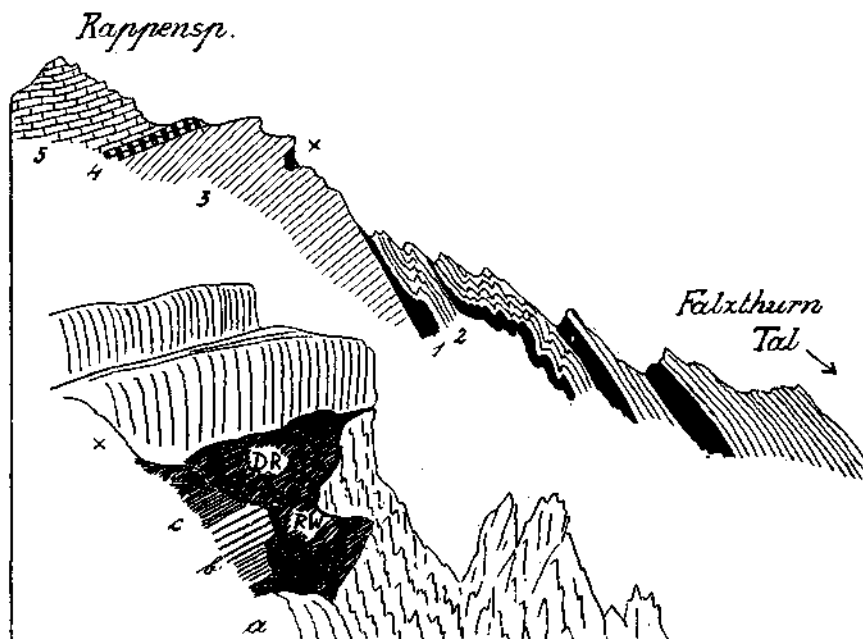


Fig. 3. 1 = Rauhacken. 2 = Reichenhaller Kalk. 3 = Wettersteindolomit. 4 = Raibler Schichten. 5 = Hauptdolomit. X = Tektonische Einschaltung. α = Wettersteindolomit. b = Dunkle Kalk. c = Dunkle Schiefer. DR = Dolomitbreccien. RW = Rauhacken.

Raibler Schichten aus. Unter diesen lagert der Wettersteindolomit, der nun mit steilen Wänden und wild zerrissenen Schluchten gegen N abstürzt.

Unterhalb der obersten lotrechten, teilweise sogar überhängenden Wand von Wettersteindolomit findet sich nun eine merkwürdige Einschaltung.

Dieselbe besteht aus Rauhacken und Dolomitbreccien, welche in eine Furche des Wettersteindolomits hineingepreßt sind.

Auf diesen Rauhacken liegt dann eine kleine Scholle von dunklen Kalken und Schiefen, über deren Alter ich nicht sicher bin.

Wahrscheinlich gehören sie zu den Reichenhaller Schichten, doch ist auch Raibler Alter nicht ausgeschlossen. Die Deutung dieser Stelle ergibt sich vom Standpunkt der Reliefüberschiebung etwa in folgender Weise.

Wir haben wieder eine alte Furche in dem Nordabfall des Stanserjoch-Gewölbes vor uns, in welche bei der Überschiebung die Rauh- wacken und Dolomitenbreccien samt ihren Begleitgesteinen hinein- gepreßt wurden.

Bei dem weiteren Fortschritt der Überschiebung wurde der Südrand dieser Furche endlich dachförmig über die Einpressung vorgeschoben. Es liegt also hier eine alte Furche vor, welche nicht nur mit fremden Schubmassen angefüllt, sondern auch noch teilweise überstülpt wurde. Ein besonderes Interesse verdient auch das Profil, welches der Brunntalgraben an seiner Ostseite aufgeschlossen hat.

Ich habe dieses Profil schon zweimal abgebildet, u. zw. im Jahr- buch 1903 und 1924.

Es ist dies eines der lebendigsten und führt uns vor allem eine Walzform in selten schöner Ausbildung vor Augen. Wir sehen hier

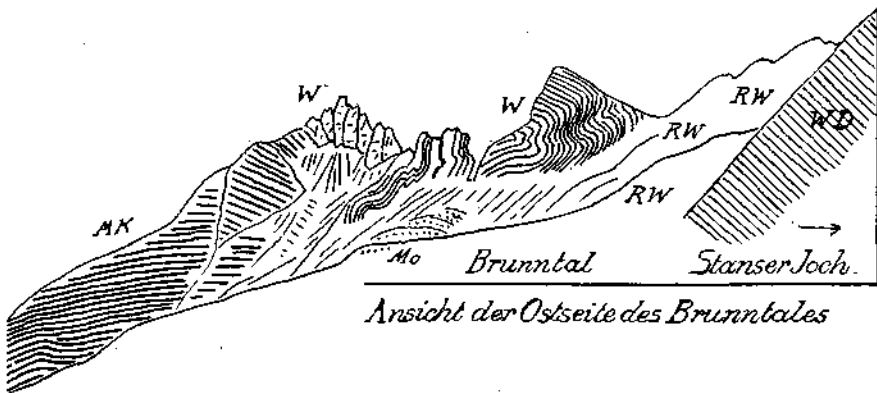


Fig. 4. RW = Rauh- wacken. MK = Muschelkalk. WD = Wettersteindolomit. WK = Wettersteinkalk. Mo = Moränenwälle.

(Fig. 4) auf mächtig angestauten Rauh- wacken und Reichenhaller Schichten eine nordwärts zugeklappte Mulde von Wettersteinkalk lagern, die heute ein freistehendes, scheinbar unabhängiges Gebilde auf der Kammhöhe vorstellt.

In Wirklichkeit ist diese Mulde eine Rollform, eine Walze wie sie nur unter der Last einer schweren darüber bewegten Masse erzeugt werden kann.

Die darüber liegenden Schichten sind z. T. einfach nach N weiter vorgeglitten, z. T. sind sie aber auch durch die Erosion entfernt worden.

Wahrscheinlich sind es leichter zerstörbare Rauh- wacken gewesen. So ist diese merkwürdige Ruine stehen geblieben, ein wertvoller Wegweiser für das Verständnis des Gebirgsbaues.

Es ist von mir schon mehrfach betont worden, daß die mächtigen Schubmassen an der Nordseite des Stanserjochs zwar im großen und ganzen eine regelmäßige Lagerung einnehmen, trotzdem aber ganz un- regelmäßige und in der Tektonik ihrer Umgebung keineswegs begründete Einschaltungen fremder Schichtenmassen nicht selten sind.

Also solche Einschaltungen kommen einerseits lichtgrüne Sandsteine und Tone der oberen Werfener Schichten, anderseits Sandsteine und Tonschiefer der Raibler Schichten vor allem in Betracht.

Von diesen Einschaltungen bzw. Auflagerungen sind jene der Werfener Schichten viel zu hoch, jene der Raibler Schichten aber wieder viel zu tief in der Raumordnung der großen Überschiebungsmassen.

Die zwei größten Vorkommen von oberen Werfener Schichten liegen nördlich und südwestlich von der Bärenbadalpe zwischen 1400 bis 1500 m Höhe.

In beiden Fällen lagern diese Schichtenmassen auf Reichenhaller Schichten.

Die Sandsteine und Tonschiefer der Raibler Schichten finden sich unmittelbar unterhalb der Bärenbadalpe sowie südlich davon auf dem Westkamm des Bärenkopfes.

Von diesen Stellen geben die Profile 2a und 2b im Jahrbuch 1927, Seite 287, 288, eine schematische Abbildung. Alle diese Vorkommen zeigen keine Schichtung, sondern nur eine wirre Anhäufung.

Sie sehen ähnlich wie das Ausbruchsmaterial vor Stollenmundlöchern aus.

Dabei ist aber sowohl das Material der oberen Werfener Schichten, als auch jenes der Raibler Schichten räumlich voneinander getrennt und auch sonst nicht miteinander vermengt.

Heute lagern diese Schichtenhaufen größtenteils offen auf der Bergoberfläche, und sie werden daher in geologisch kurzer Zeit abgetragen und zerstört sein.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß es sich hier ursprünglich um viel größere Massen gehandelt hat.

Wie diese Haufwerke von fremden Schichten in ihre heutige Lage gebracht worden sind, läßt sich derzeit nicht genauer angehen.

Sicherlich bietet aber der Vorgang der Reliefüberschiebung für die Abschürfung und Verschleppung solcher Schichtenmassen reichliche Gelegenheit.

Die westliche Fortsetzung des Stanserjochs bildet jenseits des tief verschütteten Falzthurntales der mächtige Kamm des Sonnenjochs.

Der Zusammenhang der einzelnen Zonen zu beiden Seiten des Falzthurntales ist von seinem Ursprung unter der Lamsenspitze bis zu seinem Ende unzweifelhaft.

Der Hauptdolomitzone des Rauhen Knöll entspricht jene des Hahnkampl, die Raibler Schichten des Lunstsattels finden ihre Fortsetzung bei der Gramnai-Alpe. Das Gewölbe des Stanserjochs selbst setzt sich in jenes des Sonnenjochs fort.

Die große Überschiebungsmasse von Brunntal—Tristkogel geht in jene von Bärenlahnerscharte—Schaufelspitze—Falzthurnerjoch über.

Trotz der unzweifelhaften Identität der stratigraphischen und tektonischen Zonen zu beiden Seiten des tiefen Falzthurntales ist die ganze Gestaltung der Reliefüberschiebung hier doch schon wieder eine andere geworden.

Das Grundgewölbe des Stanserjochs erscheint nicht mehr in so großer Ausdehnung, sondern nur noch als Kern des Sonnenjochs.

Das Wettersteingewölbe der Bärenwand, welches ich früher für die westliche Fortsetzung des Sonnenjochgewölbes angesehen habe, ist wahrscheinlich eine überkippte Mulde, welche nicht zum Grundgebirge, sondern auch zur Schubmasse gehört. Fig. 5 gibt eine Abbildung der tektonischen Struktur dieser Bärenwand in der Eng.

Wenn wir uns vorstellen, daß die vordersten Teile der Karwendelschubmasse beim Vormarsch in eine schmale tiefere Furche geraten und sich dort festrennen, so ist bei weiterem Vorschub der hinteren Massen die Möglichkeit zu großangelegten Überkipnungen gegeben.

Ich glaube, daß die Überkippfung der Bärenwand in der Eng auf diese Weise zu erklären ist. Wir werden weiter westlich im Bereiche von Gamsjoch- und Falkenkamm noch viel großartigere Beispiele derselben Art von Überkipnungen kennenlernen.

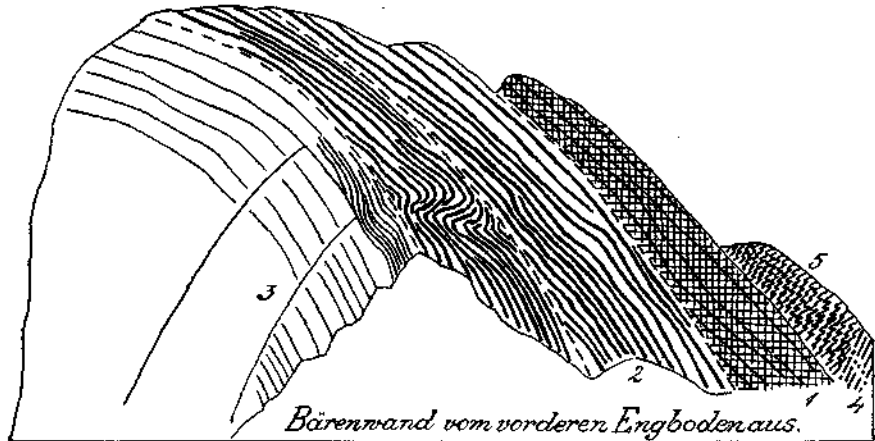


Fig. 5. 1 = Rauhacken. 2 = Muschelkalk. 3 = Wettersteinkalk. 4 = Kössener Schichten.
5 = Juraschichten.

Das Wesentliche bleibt dabei, daß die vorderen Teile einer Schubmasse in eine tiefere Furche geraten und dortselbst festgehalten werden. Wenn nun die hinteren Massen noch weiter vorwärtsdrängen, so kann es leicht zu Überkipnungen dieser vorderen, festgerannten Teile der Schubmasse kommen.

An dem hohen Kamm des Sonnenjochs können wir weiter deutlich erkennen, wie die Überwindung einer hohen Schwelle des Grundreliefs auf eine darüber marschierende Schubmasse zerlegend einwirkt.

Dies ist sowohl auf der Süd- als auch auf der Nordseite des Sonnenjochs in großartigen Verhältnissen zu sehen.

Die Rauhacken- und Reichenhaller Schichten sind in großen Massen sowohl an der Südseite vor dem Steilanstieg zum Sonnenjoch als auch beim Steilabstieg an der Nordseite des Sonnenjochs in der tiefen Furche des Bärenlahner Grabens angehäuft.

Der Muschelkalk hat die Rauhacken überfahren und bildet den Gipfel des Sonnenjochs. Am weitesten ist jedoch der Wettersteinkalk vorgedrungen, der die mächtige Muldenform von Schaufelspitze—Bettlerkarspitze—Falzthurnerjoch zusammensetzt.

Dieser muldenförmige Teil der großen Schubmasse ist am weitesten gegen N vorgeglitten und hat dabei sogar die kleine Gütenbergmulde umgestoßen. Die Muldenform der Schubmasse selbst ist offenbar die Abbildung einer breiteren Talform des Untergrundes, welche durch die Einfahrt der Schubmassen ausgefüllt worden ist. Vergleiche Tafel V.

Am Nordrand dieser Muldenform treffen wir wieder einen Saum von enorm zerdrückten Gesteinsmassen.

Er besteht vom Engtal bis zum Nordgrat der Bettlerkar Spitze vor allem aus lichtgrünen Werfener Sandsteinen, Salzton, Gips, Rauhwacken und Dolomitreccien.

Am Nordrand des Falzthurnerjochs führt genau dieselbe tektonische Grenzfläche Sandsteine und Tonschiefer der Raibler Schichten ebenfalls in einem Zustand hochgradiger innerer Auflösung und Zerpressung.

Es handelt sich wohl um das Auftauchen von gleitfähigem Material, welches an der Basis der Schubmasse mitgeschleppt und an ihrem Rande vorgestoßen worden ist.

Ebenso bezeichnend für die Gewalt des Anschubes oder die Brandung der Schubmasse an dem alten entgegenstehenden Relief des Untergrundes wie die eben beschriebene Gleitfläche ist auch die gewaltige Zertrümmerung des Hauptdolomits südlich des Plumssattels.

Auf der ganzen Strecke, wo hier die große Karwendelschubmasse an den Südflügel der Gütenbergmulde stößt, ist der Hauptdolomit der letzteren in einen Mylonit verwandelt. Dieser Mylonitstreifen zieht sich aus dem Falzthurntal über den Kamm des Plumssattels bis nahe an das Engtal hinunter und erreicht südwestlich vom Plumssattel eine größte Breite von über 1 km.

Wir werden viel weiter im W, wo die Karwendelüberschiebung noch einmal bis zum Hauptdolomit im Gebiete südlich der Vereinsalpe vorstößt, dieselbe gewaltige Mylonitisierung wieder finden.

In der Zwischenstrecke greift die große Schubmasse nicht so weit nach N vor und brandet an einem mächtigen Wall von Wettersteinkalk, der dem Anschlag ohne solche Zertrümmerung zu widerstehen vermochte.

Die tektonischen Formen des Sonnjochkammes gehören zu jenen des Stanserjochs und bilden mit ihnen eine geschlossene Formgemeinschaft. Die Grundanlage bildet ein langgestrecktes Gewölbe von Wettersteinkalk, das sowohl im S wie im N von Tälern begrenzt und selbst bereits tief erodiert war.

Die Schubmassen überschritten diesen Kamm und wanderten in breiter Front noch darüber gegen N hinunter. Eine Überkipfung hat hierbei nur im Bereiche der Bärenwand stattgefunden. Hier erfüllten sie einen breiten alten Talraum, wo sie noch heute zwischen Achental und Eng eine Länge von zirka 16 km bei einer größten Breite von zirka 5 km einnehmen.

Die Abbildung Taf. V bringt einen typischen Querschnitt durch diese ganze Zone, welcher auch den schönen Bewegungssinn dieser Gesteinsmassen wiedergibt, der ihnen bei jener großen Bewegung eingeprägt wurde und den selbst heute die Ruinen dieses Bauwerkes noch zur Schau tragen.

Für diesen Bewegungstypus bedeutet nun das Engtal einen wichtigen Wendepunkt. Zwischen Engtal und Bärenalpscharte tritt uns eine neue Formgemeinschaft entgegen, welche vor allem in mächtigen Überkipungen ihren Ausdruck findet.

Ich habe im Jahre 1903 bei meiner Beschreibung des Karwendelgebirges diesen mittleren Teil iusoferne unrichtig verstanden, als ich die hier auftretenden überkippten Schollen für Bestandteile des Grundgebirges hielt, während es sich nach meiner heutigen Einsicht wohl viel wahrscheinlicher um Randteile der großen Karwendelschubmasse handelt.

Der Kamm des Gamsjoches zwischen Eng- und Laldertal bietet hier interessante und für die neue Auffassung leitende Befunde.

Dieser Kamm war es ja auch, wo seinerzeit die Entscheidung zwischen der Auffassung des Karwendelnordrandes als Verwerfung oder als Überschiebung zugunsten der letzteren gefällt wurde. Der mächtige Querkamm des Gamsjoches ist dadurch ausgezeichnet, daß noch heute die Decke von Altriasgesteinen von der großen Nordwand der Grubenkar Spitze etwas über 2 km weit zungenförmig gegen N vorspringt und dabei aufs klarste von Juraschichten unterlagert wird. Diesen Befund habe ich schon bei meiner ersten Karwendelaufnahme feststellen können.

Es dreht sich nun aber um die weitere Fortsetzung des Profils zum Gamsjoch und darüber hinaus zum Roßkopf.

Diesen Teil des Profils habe ich damals nicht verstanden, und er ist auch erst durch die Einführung des Begriff inventars der Reliefüberschiebung aufgeheilt worden.

Wenn wir die hierher gehörige Abbildung Taf. V betrachten, so ergibt sich zunächst, daß das Profil des Gamsjoches aus tektonisch verschiedenwertigen Teilen besteht.

Nach meiner Auffassung sind hier einerseits Stücke eines alten Grundreliefs andererseits Stücke der Überschiebungsmasse ineinandergeschaltet.

Als Bestandteile des Grundreliefs fasse ich den nördlichen Teil des Gamsjoches sowie den seltsamen Gipfel des Roßkopfs auf.

Gamsjoch und Roßkopf sind Ausschneidungen aus einem großen Gewölbe von Wettersteinkalk, das als Fortsetzung demjenigen des Stanserjoches entspricht.

Im S und im N dieser mächtigen Aufwölbung befinden sich Muldenzüge, welche von jungen Schichten ausgefüllt werden.

Im Bereiche der großen Aufwölbung des Grundreliefs war schon zur Zeit des Einschubes der Karwendeldecke eine Schichtenmasse von vielleicht 2000 m Mächtigkeit abgetragen worden.

Wir haben es also mit einem Grundrelief zu tun, in dem sich bereits Abtragungen von sehr bedeutendem Ausmaß vollzogen hatten.

Die Breite der Aufwölbung ist uns aus dem Gebiete des Stanserjoches, wo sie noch ziemlich ganz erhalten ist, mit ungefähr 4 km wohl bekannt.

Am Westende des Karwendelgebirges scheint diese alte Aufwölbung zwischen Scharnitz und Mittenwald noch etwas mächtiger gewesen zu

sein. Dort hat nämlich der noch schön erhaltene Nordflügel dieses Gewölbes heute eine Mächtigkeit von zirka 2·5 km.

Wir haben jedenfalls eine großmächtige Aufwölbung vor uns, welche im S und im N von ebenso gewaltigen Mulden begleitet war.

Die tiefe Kreidemulde im N des Karwendelgebirges zählt noch heute zu den größten tektonischen Bauelementen der Nordalpen.

Die wahrscheinlich ebenbürtige Muldenzone im S unseres Wettersteingewölbes ist vollständig unter der Karwendeldecke begraben worden und schaut nur mehr in einzelnen Fenstern darunter hervor.

Es war also ein breitwelliges Faltenland gegeben mit einer Reliefspannung von mindestens 2000 m.

Über dieses bereits tief erodierte Faltengebirge von einfachem, großzügigem Bau ist nun die Karwendeldecke vorgeedrungen.

Im Bereiche des Gamsjochkammes finden wir von dem alten Grundrelief im S eine flachliegende Zone von jungen Schichten (Hauptdolomit bis Aptychenkalk), dann eine tiefe Furche und endlich die aus dem Wettersteingewölbe herausgeschnittenen Zinnen von Gamsjoch und Roßkopf.

Die Einfüllung der Schubmassen in dieses vorgegebene Relief geschah nun etwa in folgender Weise.

Die Furche auf der Südseite des Gamsjochs muß ziemlich tief gewesen sein. Daher senkte sich der vorderste Teil der anrückenden Schubmasse so steil hinab, daß er beim weiteren Vorschub hier unten festgehalten wurde.

Durch den Vorschub der hinteren Massen wurde nun diese in der Furche tief verankerte Scholle zur Überkipfung gebracht.

Auch damit hatte der Vorschub noch kein Ende. Die überkippte Scholle wurde nun selbst überschoben, die Massen überschritten noch die hohe Schwelle des Gamsjochs, und ein Teil ist sogar noch jenseits in die Schlucht zwischen Gamsjoch und Roßkopf hinabgeglitten.

Damit hat nun auch das merkwürdige und schwer verständliche Profil des Roßkopfs eine Auflösung gefunden (Fig. 6).

Kommt man von der Westseite her, so findet man am Roßkopf ein sehr einfaches Profil: Wettersteinkalk—Raibler Schichten—Hauptdolomit. Kommt man vom O her, so sieht man einen eigentümlich gefornten, von glatten Wänden umgürteten Felskopf von Wettersteinkalk, an dessen Flanken wild gefaltete Rauhdecken und Reichenhaller Schichten emporbranden.

Diese Rauhdecken sind sogar in Höhlen und Nischen der alten Wettersteinwand hineingepreßt. Wir haben hier ein geradezu prächtiges Bild des alten Reliefs vor uns, in das die wilde Steinflut der großen Überschiebung mit ihren letzten Wogen hineinbrandete.

Auch diese tektonisch prachtvolle Stelle ist nur dadurch erhalten geblieben, daß wahrscheinlich der ganze Roßkopf in Rauhdeckenmassen eingehüllt war, aus denen er erst wieder von der Erosion allmählich herausgeschält wurde.

Gleich östlich vom Roßkopf hat die große Schubmasse dann den offenbar viel niedrigeren Wall von Wettersteinkalk überwältigt und ist bis zum Hauptdolomit vorgeedrungen.

Das Zusammenwirken von Grundrelief und Schubmasse, welches wir soeben vom Gamsjochkamm besprochen haben, findet auch am Falkenkamm einen sehr lebendigen und großartigen Ausdruck.

Manche Einzelheiten der Bauweise treten hier neu oder noch deutlicher hervor. Der Falkenkamm ist, wie Taf. V zeigt, ebenfalls in mehrere tektonisch ungleichwertige Bestandteile aufzulösen.

Im S haben wir den Ladizkopf, der noch der jungen Schichtenserie angehört und noch eine Kappe von überschobener Alttrias trägt. In den Juraschichten des Ladizkopfes hat P. Richter im Jahre 1927 das Vorkommen von Diabas entdeckt.

Damit scheint die alte Notiz von A. v. Pichler über den Fund von Stücken von Melaphyr bei der Binsalpe am Lamsenjoch eine Bestätigung gefunden zu haben.

Südlich vom Ladizkopf lagert der Mahnkopf, eine typische, überkippte Randscholle der Karwendeldecke. Diese Überkippfung ist hier dadurch

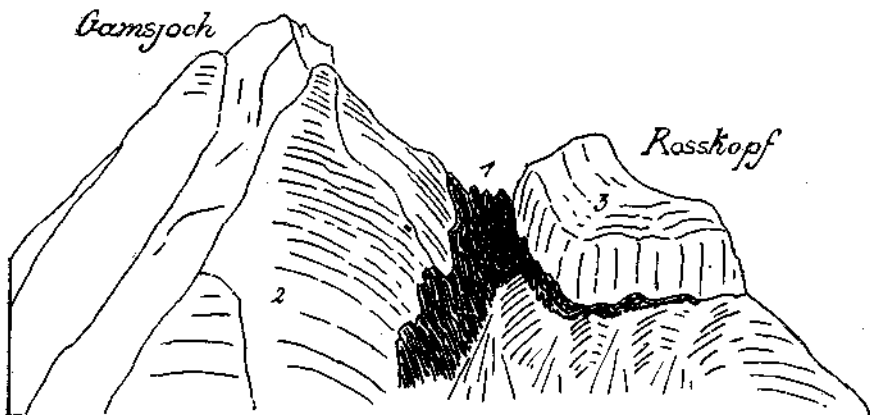


Fig. 6. Ansicht vom Phunssattel aus. 1 = Rauhwaackon. 2 = Wettersteinkalk. 3 = Wahrscheinlich alte Oberflächenformen, die unter der Rauhwaackonmasse begraben waren.

besonders ausdrucksvoll, weil noch auf den Rauhwaackon ziemlich ausgedehnte Massen von Buntsandstein und gleich daneben auch noch von Kössener Schichten und Aptychenkalken lagern. Wir haben also hier gleichsam die Sohle der Karwendeldecke offen vor uns liegen, welche nicht nur Stücke der ältesten Gesteine führt, sondern auch noch mit Fetzen der überschrittenen jungen Schichtenzone bedeckt ist. Nördlich vom Mahnkopf erkennen wir einen schmalen, keilförmigen Gesteinskörper, der im unteren Teil aus Muschelkalk, im oberen aus Wettersteinkalk besteht.

Nach meiner derzeitigen Einsicht möchte ich diesen Gesteinskörper für einen Teil des Grundgebirges halten.

Wenn diese Auffassung zutrifft, so hätten wir hier einen relativ schmalen Felskamm vor uns, welcher von der vorrückenden Karwendeldecke nicht nur überschritten, sondern auch überkippt worden ist.

Mit anderen Worten, wir hätten hier einen schmalen alten Bergkamm vor uns, der durch die Gewalt der Schubmassen umgestürzt worden ist.

Diese Umstürzung kann aber erst erfolgt sein, nachdem bereits ein Teil der Schubmasse diesen Kamm überschritten hatte.

Wir finden nämlich nördlich von diesem eben beschriebenen Keil von Wettersteinkalk noch eine große überkippte Scholle, welche die Steinkarlspitze und auch noch einen großen Teil des südlichen Falkenkammes zusammensetzt. An der Steinkarlspitze (südlicher Falk) findet die Überkippfung einen besonders großartigen Ausdruck in den wild verbogenen Rauhacken und Reichenhaller Schichten, welche diesen Gipfel erbauen. Die Steinkarlspitze zeigt hier über einem monumental einfachen Sockelbau einen wildbewegten Oberbau. — Taf. V.

Die Wildheit dieser Schichtenverbiegungen und Steilaufrichtungen gerade in der Gipfelregion ist bei der bisherigen Deutung unverständlich geblieben.

Bei der Auffassung als Frontüberkippfung einer Reliefüberschiebung stellen jedoch gerade diese Teile infolge der Umbiegung und nachfolgenden Zerreißung wichtige und hochstrapazierte Gelenkstücke dar.

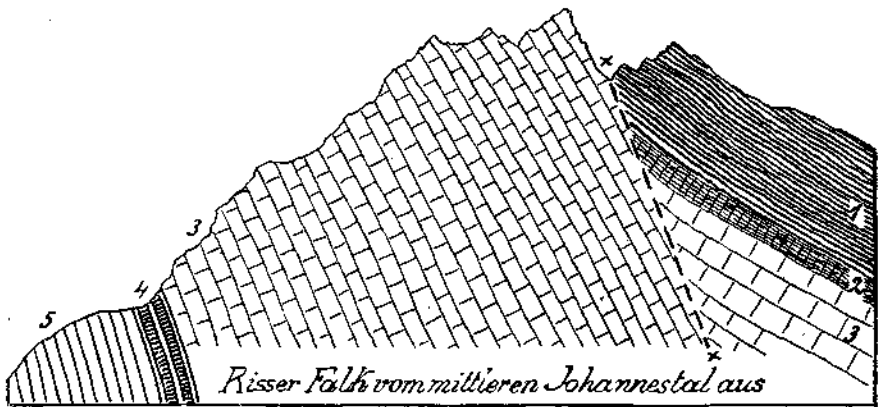


Fig. 7. 1 = Muschelkalk. 2 = Mergelige Zone. 3 = Wettersteinkalk. 4 = Raibler Schichten. 5 = Hauptdolomit. X - X = Anlagerungsgrenze.

Auch hier sind noch Reste von ganz zerschuppten Aptychenkalken auf die Rauhacken aufgeschoben, die von der südlichen Zone junger Schichten offenbar abgerissen und verschleppt worden sind. Die Unterlage der Rauhackenzone der Steinkarlspitze bilden Muschelkalk und Wettersteinkalk. Diese Gesteine bauen zusammen den südlichen Teil der Falkengruppe auf.

Sie stoßen längs einer steilstehenden Trennungsfuge an den nördlichen Teil der Falkengruppe, der schon zum alten Grundgebirge gehört.

Diese Trennungsfuge, Fig. 7, welche mir schon bei meiner ersten Begehung des Gebietes aufgefallen war, ist ihrer Anlage nach eine Erosionsfläche, welche jedoch durch den gewaltsamen An- und Aufschub der Karwendeldecke tektonisch umgestaltet wurde.

Eine ähnliche Trennungsfuge zwischen Grundgebirge und anlagernder Schubmasse durchschneidet auch die Gamsjochgruppe.

Weiter im W finden wir eine solche Grenzfläche, dann auf der Südseite des Stuhlkopfs.

Im Bereiche des Falkenkammes trennt diese Fuge den südlichen, flach lagernden, überkippten Wettersteinkalk der Karwendeldecke von dem nahezu seiger stehenden Wettersteinkalk des Grundgebirges.

Westlich vom Falkenkamm finden wir zwischen Johannestal und Bärenalpscharte schon einfachere tektonische Verhältnisse.

Die Zone der jungen Schichten liegt hier unter riesigen Moränenmassen begraben und schaut nur noch in kleinen zufälligen Fenstern heraus.

Die Front der Karwendeldecke besteht aber auch da noch aus zwei überkippten Randschollen, welche in dem Gebiete nördlich des Hochalpsattels prachtvoll aufgeschlossen sind.

Die Ursache der Überkipfung ist auch hier in einer Furche des alten Grundreliefs zu suchen. Die Ursache der Zweiteilung der Über-

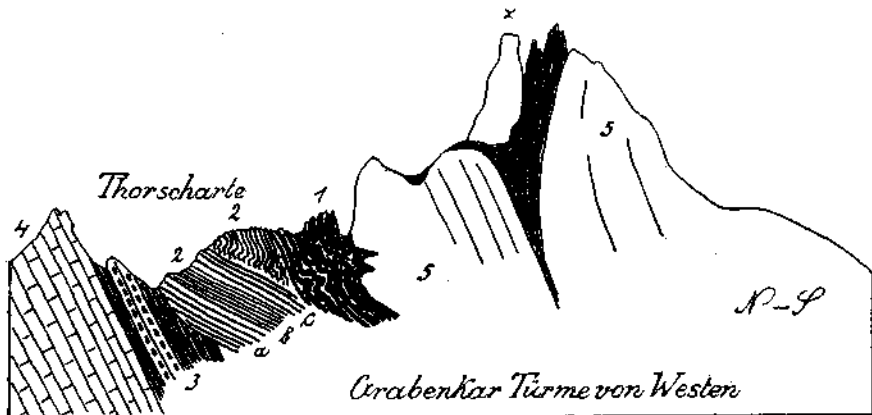


Fig. 8. 1 = Rauhdecken und Mylonit der Reichenhaller Schichten. 2 = Muschelkalk. a = Dicke, helle Kalkbänke. b = Dünnschichtige Mergellagen mit Hornsteinknauerkalken. c = feste, lichte Kalklagen. 3 = Partnachschieben. 4 = Wohlgeschichteter Wettersteinkalk. 5 = Wenig geschichteter Wettersteinkalk. X = Große Schubscholle.

kipfung dürfte wohl in einer Fortsetzung jenes Scheidekammes begründet sein, den wir zwischen Mahnkopf und Steinkarlspitze am Falkenkamm bereits beschrieben haben. Oberflächlich ist jedoch ein solcher Scheidekamm westlich vom Johannestal nicht mehr zu sehen. An seiner Stelle treten aber, wie Fig. 8 zeigt, riesige abgeschürfte Trümmer von Wettersteinkalk auf, die wahrscheinlich Stücke dieses überwältigten Scheidekammes vorstellen, der selbst in der Tiefe begraben liegt.

Die südliche Schuppe wird dabei größer, die nördliche kleiner und verschwindet bald ganz. Die Grenze der Karwendeldecke gegen das nördliche Grundgebirge verläuft hier immer noch in Steilstellung.

Charakteristisch ist für das Gebiet zwischen Johannestal und Rontal die Einschaltung von ziemlich mächtigen Partnachschieben.

Die Front der Karwendeldecke stößt dabei unmittelbar an diese Partnachschieben und zeigt uns so, daß hier die Erosion sogar schon das ganze Wettersteindach vor der Überschiebung zerstört hatte.

Wir werden am Westende des Karwendelgebirges sehen, daß der Erosionseinschnitt bereits den innersten Kern des großen Gewölbes, die Reichenhaller Schichten ergriffen hatte.

Die Überkipfung gewinnt auch nördlich vom Hochalpsattel noch einen gesteigerten und wildlebendigen Ausdruck.

Die hier zu beobachtenden Schichtenstörungen erinnern sehr an die Bewegungsbilder vom Gipfel der Steinkarlspitze. An der Bärenalpscharte nimmt die Überkipfung an der Nordfront der Karwendeldecke ein plötzliches Ende.

Von dort treffen wir bis zum Durchbruch an der Porta Claudia auch am Nordrand der Karwendeldecke nur mehr auf normal gelagerte Triasschollen, welche unmittelbar dem tieferodierten Grundgebirge auflagern.

Im Bereiche der Wörnerspitze dringt hier die Karwendeldecke wieder über den Wettersteinwall des Grundgebirges bis zum nördlich davon gelegenen Hauptdolomitzug vor.

Wieder treffen wir wie in der Gegend des Plumssattels ganz gewaltige Mylonitisierungen, die das ganze Hauptdolomitgebiet im S der Vereinsalpe beherrschen.

Im Bereiche der Wörnerspitze bildet eine gewaltige geschlossene Wand von Wettersteinkalk unmittelbar über dem Mylonit des Hauptdolomits den Stirnrand der Karwendeldecke.

Von hier gegen W weicht dieser Stirnrand dann stärker gegen S zurück und so kommt wieder das darunter begrabene große Gerölle von Wettersteinkalk zum Vorschein.

Einen der schönsten Aufschlüsse für die Reliefüberschiebung bietet endlich der Kamm vom Brunnstein zur Karwendelspitze an der Nordwestecke des Karwendelgebirges. — Taf. V. Diese Aufschlüsse haben schon durch A. Rothpletz im Jahre 1888 eine ausführliche Darstellung, aber keine richtige tektonische Erklärung gefunden.

Dieselbe wird durch die Reliefüberschiebung geliefert.

In wunderbarer Weise sehen wir hier, Taf. V, im N das tiefzerschnittene große Wettersteingerölle vor uns mit seinem offenen Kern von Muschelkalk und Reichenhaller Schichten.

Wir haben die strukturelle Fortsetzung des Stanser-Joch-Gerölles vor uns, nur ist hier am Westende des Karwendelgebirges der Eingriff der Erosion ein wesentlich tieferer und schrofferer gewesen.

Außerdem wurde hier das Gewölbe von der Karwendeldecke nicht mehr überschritten. Der Aufschub der Karwendeldecke auf das alte Relief ist zwischen Scharnitz und Mittenwald geradezu prachtvoll zu verfolgen.

Zwischen Schubmasse und Grundrelief sind noch mehrfach mitgeschleppte Schollen und Fetzen der südlich begrabenen jungen Schichten zu erkennen.

Die hangende Masse von Wettersteinkalk ist durch Übereinander-schieben mehrerer Schollen im Bereiche des Brunnsteinkammes unmäßig verstärkt worden.

Offenbar war der Aufschub auf das alte Relief nur mit Überwindung einer großen Reibung möglich gewesen. Fig. 9 zeigt die Zerschuppung in den tieferen Teilen der großen Schubmasse hier an.

Wir haben nun die Hauptzeugen für die Reliefüberschiebung am Nordrande des Karwendelgebirges vom Achensee bis zur Porta Claudia in kurzen Umrissen beschrieben. Die Reliefüberschiebung ist gewiß nicht auf das Karwendelgebirge beschränkt, sie setzt sich, wie mir wohlbekannt ist, sowohl nach O wie auch nach W weit darüber hinaus fort.

Sie ist indessen im Karwendelgebirge aufgefunden worden und sie erreicht auch hier eine selten großartige Ausdrucksweise.

Von besonderem Interesse ist die Fortsetzung der Relieffüberschiebung vom Karwendel- ins Wettersteingebirge.

Die Karwendeldecke hängt zunächst geschlossen mit dem Mieminger Gebirge zusammen.

Dagegen nimmt das Wettersteingebirge eine relativ selbständige Stellung ein.

Ich habe nun seinerzeit gegenüber O. Schlagintweit, welcher Mieminger- und Wettersteingebirge zu einer Schubmasse vereinigt hatte, die Meinung vertreten, daß das Wettersteingebirge mit dem Zug des Stanser Jochs zu verbinden sei und so unter die Karwendel-Mieminger Decke hinein gehöre.

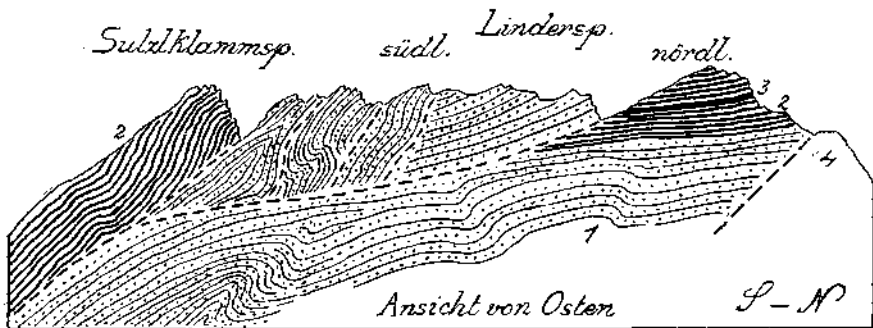


Fig. 9. 1 = Rauhwacken-Mylonite-Kalke der Reichenhaller Schichten. 2 = Muschelkalk. 3 = Zone von Pietra verde. 4 = Wettersteinkalk.

Dieser Standpunkt ist nun durch meine eigenen Arbeiten unhaltbar geworden.

Die Hauptmasse des Wettersteingebirges gehört daher tatsächlich zur Mieminger Decke und damit auch zur Karwendeldecke.

Es ist eine Aufgabe der Zukunft, die Grenzfläche zwischen der Wettersteindecke und dem darunter liegenden alten Grundrelief in den Einzelheiten festzustellen.

Die Relieffüberschiebung hat auch hier ein altes Problem zur Entscheidung gebracht.

Die Relieffüberschiebung ist aber auch nicht etwa auf die Nordalpen beschränkt. Ich weiß aus eigenen Erfahrungen vom Sommer 1926, daß dieselbe z. B. auch im Bereiche der Südtiroler Dolomiten eine weite Verbreitung einnimmt.

Die Relieffüberschiebung bietet in sehr vielen Fällen nicht nur die Möglichkeit die Einzelheiten der Tektonik zu erklären, sondern sie gewährt zugleich auch einen Einblick in uralte Oberflächenformen, welche sonst nirgends mehr zu erkennen sind. Die Erforschung der Relieffüberschiebungen besitzt daher auch morphologischen Wert.

Eine wichtige Rolle fällt dann der Relieffüberschiebung bei der Prüfung der Überfaltungshypothese zu.

Es bedarf wohl keiner weiteren Ausführungen, daß ein Grundrelief eine Form vorstellt, welche weder überrollt noch sonst auf den Kopf gestellt werden kann, ohne zu zerbrechen. Es ist also eine typische, unverkennbare „Aufrechtstehform“.

Ihre weite Verbreitung beweist daher, daß die Schubdecken der Nordalpen nicht durch Überfaltung, sondern durch einfaches Über-einanderschieben in ihre derzeitige Lage gekommen sind.

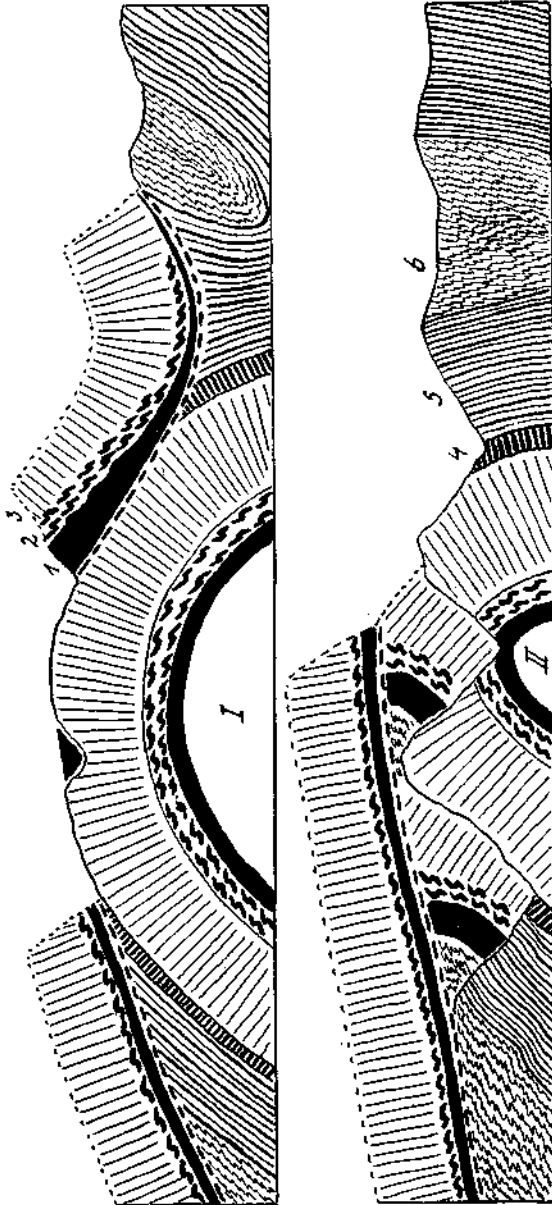
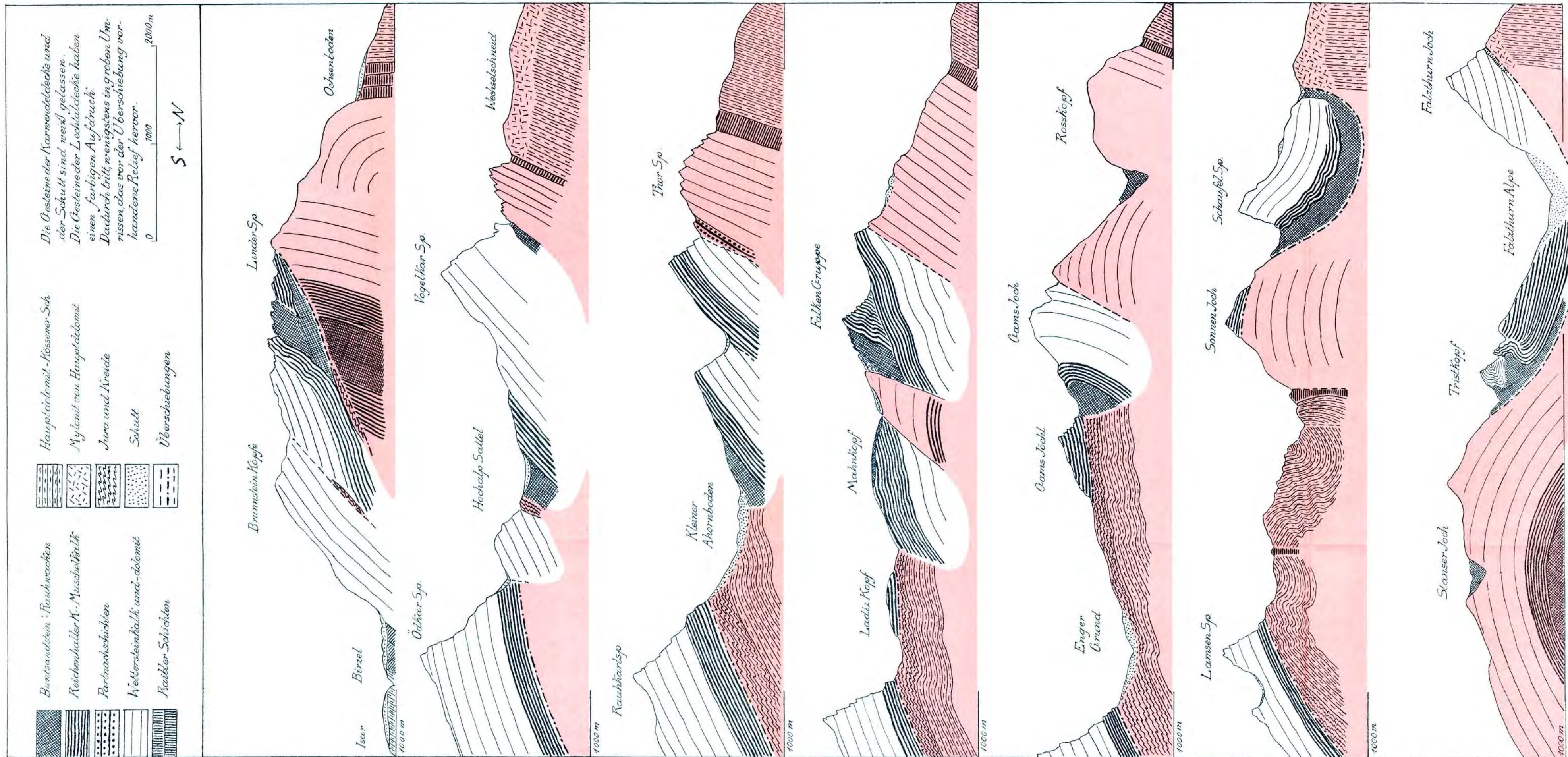


Fig. 10. 1 = Buntsandstein + Raibwacken + Reichenhaller Schichten. 2 = Muschelkalk. 3 = Wettersteinkalk und Dolomit. 4 = Raibler Schichten. 5 = Hauptdolomit und Küssener Schichten. 6 = Jura und Kreide.
I = Typus Stanzseejoch. Eine kleine Kerbe wird angefüllt und überfahren, eine große, weite Kerbe gestattet die freie Einfahrt der Schubmasse.
II = Typus Gamsjoch-Falkenkarren. Zwei tiefe Kerben verursachen mächtige Überkipplungen.

Bei dieser Übereinanderschichtung hat das Grundrelief eine bedeutende Wirkung auf die Ausgestaltung der Überschiebung ausgeübt.

Fig. 10 wiederholt noch im Schema die Hauptumformungen, welchen wir hier im Karwendelgebirge begegnet sind.



Druck der Österreichischen Staatsdruckerei in Wien.

Geologie der Puezgruppe.

(Südtiroler Dolomiten.)

Von **Otto Reithofer**, Innsbruck.

(Mit 1 geologischen Karte, 1 Profillafel und 8 Textfiguren.)

Aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Innsbruck.

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit verdankt ihre Entstehung der Anregung meines hochverehrten Lehrers, Herrn Professor Dr. R. Klebelsberg, der mir die geologische Bearbeitung der Puezgruppe vorschlug. Für die weitgehende Unterstützung bei der Ausarbeitung und die Revision der Karte erlaube ich mir, ihm auch an dieser Stelle meinen besonderen Dank auszudrücken.

Herrn Professor Dr. Sander und dessen Assistenten Dr. Schmidegg danke ich für die Unterstützung bei der Untersuchung der Schiffe.

Herrn Dr. Nöth, Assistenten am hiesigen Geologisch-Paläontologischen Institute, verdanke ich manchen Rat und Literaturhinweis.

Der Deutsche und Österreichische Alpenverein ermöglichte mir durch wiederholte geldliche Unterstützung die geologische Aufnahme des sowohl für den Geologen als auch den Bergsteiger interessanten Gebietes und gewährte auch die Mittel für die Drucklegung der Karte. Ich danke ihm hierfür auch an dieser Stelle verbindlich.

Die Darstellung des Gebietes nordwestlich der Linie Incislesbach—Regensburgerhütte—Val de Mont dal Ega—P. 2915—P. 2034—P. 2063 (südwestlich der Schlüterhütte) wurde zur Abrundung des Kartenbildes aus alten (1909) unveröffentlichten Aufnahmen von R. Klebelsberg übernommen.

Einleitung.

Das kartierte Gebiet ist ein Teil der westlichen Südtiroler Dolomiten. Im S bildet seine natürliche Grenze der Grödnerbach von der Einmündung des Cislesbaches bei Villa da Iman, westlich St. Christina, bis Plan, von hier verläuft die Grenze dem Freabach entlang auf das Grödner Joch, dann am Piscadubach abwärts bis zur Einmündung in die Gader südlich Pescosta. Die Ostgrenze folgt dem Lauf der Gader bis St. Martin. Die West- und Nordwestgrenze läuft dem Cislesbach entlang zur Regensburgerhütte, von da durch die Val de Mont dal Ega und die West- und Nordwestabhänge des Sobutsch zum Kreuzkofeljoch. Von hier folgt die Grenze des Aufnahmegebietes den Nordabhängen des Bronsaratales und dem Südgehänge des Peitler Kofels, Col Vercin und Blang de Crosta nordwestlich des Campilltales entlang nach St. Martin.

Für die Puezgruppe liegt, abgesehen von älteren Arbeiten, nur die 1879 erschienene geologische Übersichtskarte des tirolisch-venetianischen Hochlandes 1:75000 von Mojsisovics vor. Teile der Süd- und Südostabhänge gelangten auf der „General Geological Map of the Sella Massive and Enneberg“ (56) und Map A (54) von Ogilvie Gordon zur Darstellung.

Das Kartierungsgebiet liegt auf den österreichischen Originalaufnahmssektionen 1:25000 5347/2 und 4 und 5348/1 und 3 der Spezialkarte 1:75000 5347 Klausen und 5348 Toblach und Cortina d'Ampezzo.

Die geologischen Aufnahmen wurden durchgeführt in den Monaten Juli—September 1925 und 1926.

Verzeichnis der benützten Literatur.

1. Werke allgemeinen Inhaltes.

1. Arthaber G. v. *Lethaea geognostica. Die alpine Trias des Mediterrangebietes.* Stuttgart 1905.
2. Benecke E. *Über Trias und Jura in den Südalpen. Geognostisch-Paläontologische Beiträge, Bd. 1.* München 1866.
3. Bittner A. *Zur Kenntnis der Bellerophonkalke Südtirols. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1892.*
4. Cornelius-Furlani M. *Zur Kenntnis der Villnösser Linie. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1924.*
5. Cornelius H. und Furlani-Cornelius M. *Zur Geologie der Tuffbildungen im Marmolatagebiet (Südtirol). Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie in Stuttgart, 1924.*
6. Cornelius H. *Ein Bohnerzfund auf dem Latemar (Dolomiten). Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1926.*
7. Cornelius H. und Furlani-Cornelius M. *Über die Tektonik der Marmolatagruppe (Südtirol). Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie in Stuttgart 1926, Beil. Bd. 56, Abt. B.*
8. Diener C. *Über den Einfluß der Erosion auf die Struktur der südosttirolischen Dolomitstöcke. Mitteilungen der k. k. Geographischen Gesellschaft in Wien, 1900.*
9. Diener C., Hörnes R., Suess F. und Uhlig V. *Bau und Bild Österreichs.* Wien 1903.
10. Doelter C. *Vorläufige Mitteilung über Untersuchung von Dolomiten und Kalksteinen aus Südtirol. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1873.*
11. Doelter C. *Bemerkungen über die Tuffbildungen in Südtirol. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie in Stuttgart, 1873.*
12. Doelter C. *Geologische Notizen aus Südtirol. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1873.*
13. Doelter C. und Hörnes R. *Chemisch-genetische Betrachtungen über Dolomit. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1875.*
14. Doelter C. *Über die mineralogische Zusammensetzung der Melaphyre und Augitporphyre Südtirols. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1875, Bd. 25, Min. Mitt.*
15. Fraas E. *Sceuerie der Alpen.* Leipzig 1892.
16. Frech F. *Über Muren. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, München 1898, Bd. 29.*
17. Furlani M. *Zur Tektonik der Sellagruppe in Gröden. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1909, Bd. 2.*
18. Geyer G. *Erläuterungen zur geologischen Karte der Österreichisch-ungarischen Monarchie, Blatt Sillian und St. Stefano del Comelico, Wien, 1902.*

19. Gumbel C. Geognostische Mitteilungen aus den Alpen. 1. Das Mendel- und Schlerngebirge. Sitzungsberichte der mathematisch-physikalischen Klasse der Akademie der Wissenschaften in München, 1873.
20. Gumbel C. Ibid. 3. Aus der Umgebung von Trient. Sitzungsberichte der mathematisch-physikalischen Klasse der Akademie der Wissenschaften in München, 1876.
21. Gumbel C. Die geognostische Durchforschung Bayerns. Rede in der öffentlichen Sitzung der königlichen Akademie der Wissenschaften in München, 1877.
22. Horn M. Über die ladinische Knollenkalkstufe der Südalpen. Schlesische Gesellschaft für vaterländische Kultur in Breslau, 1904.
23. Hörnes R. Aufnahmen im oberen Villnößtale und im Enneberg. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1874.
24. Hörnes R. Vorlage der Karte des oberen Villnöß- und unteren Ennebergtales. Ibid., 1875.
25. Hörnes R. Aus den Südtiroler Kalkalpen. Einfluß des geologischen Baues auf die Terraingestaltung in der Umgebung von Ampezzo, Buchenstein, Gröden und Enneberg. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, München 1875, Bd. 6.
26. Hörnes R. Zur Genesiss der Südtiroler Dolomite. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1875.
27. Hörnes R. Neocomfundorte in der Gegend von Ampezzo und Enneberg in Südtirol. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1876.
28. Hummel K. Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse (submarine Gesteinszersetzung). Geologische Rundschau, Berlin 1922, Bd. 13.
29. Keyserling H. Geologisch-petrographische Studien im Gebiete der Melaphyre und Augitporphyre Südtirols. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1902, Bd. 52.
30. Kiene H. Die Puezgruppe. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, Wien 1912, Bd. 43, und Wien 1914, Bd. 45.
31. Klähn H. Senone Kreide mit und ohne Feuerstein. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart 1925, Beil., Bd. 52.
32. Klebelsberg R. v. Neuere geologische Forschungen, die Südosttiroler Dolomiten betreffend. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1911, 4. Bd.
33. Klebelsberg R. v. Die eiszeitliche Vergletscherung der Alpen unter besonderer Berücksichtigung der Ostalpen. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, Wien 1913, Bd. 44.
34. Klebelsberg R. v. Probleme der alpinen Quartärgeologie. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, 1924, Bd. 76.
- 34a. Klebelsberg R. v. Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, 1927, 79. Bd.
35. Klipstein A. v. Beiträge zur geologischen und topographischen Kenntnis der östlichen Alpen. Gießen 1871—1883, Bd. 2. und 3.
36. Kober L. Das Dachsteinkalkgebirge zwischen Gader, Rienz und Boita. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1908, Bd. 1.
37. Kober L. Bau und Entstehung der Alpen. Berlin 1923.
38. Koken E. Geologische Beiträge aus Südtirol. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart 1906/2.
39. Koken E. Zur Geologie Südtirols. Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart 1911.
40. Kronecker W. Zur Grenzbestimmung zwischen Trias und Lias in den Südalpen. Ibid., Stuttgart 1910.
41. Lehmann O. Bericht über die Exkursion des Wiener Geographischen Seminars nach Südosttirol. Geographische Jahresberichte aus Österreich, Wien 1907.
42. Lemberg I. Zur mikrochemischen Untersuchung von Kalzit, Dolomit und Pro-dazit. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Berlin 1887, 39. Bd.
43. Lepsius R. Das westliche Südtirol. Berlin 1878.
44. Loretz H. Das tirolisch-venezianische Grenzgebiet der Gegend von Ampezzo. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Berlin 1874, Bd. 26.
45. Mojsisovics E. v. Die alten Gletscher der Südalpen. Mitteilungen des Alpenvereins, Wien 1863.

46. Mojsisovics E. v. Untersuchungen in der Umgebung der Seiser Alpe und von St. Cassian. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1874.
47. Mojsisovics E. v. Notizen zur Geologie des südtirolischen triadischen Tuffgebietes. *Ibid.* Wien 1874.
48. Mojsisovics E. v. Faunengebiete und Faziesgebilde der Triasperiode in den Ostalpen. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1874, Bd. 24.
49. Mojsisovics E. v. Über die Ausdehnung und Struktur der südöstlichen Dolomitstöcke. Sitzungsbericht der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 1875, B. 71.
50. Mojsisovics E. v. Die geologische Detailkarte der Umgebungen der Seiser Alpe und von St. Cassian im südlichen Tirol. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1875.
51. Mojsisovics E. v. Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien, Wien 1879.
52. Mojsisovics E. v. Über den chronologischen Umfang des Dachsteinkalkes. Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 1896, Bd. 105.
53. Morstadt J. Zur Geologie von Südtirol. Zeitschrift der Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, München 1876, Bd. 7.
54. Ogilvie M. Contributions to the Geology of the Wengen and St. Cassian Strata in Southern Tyrol. Quart. Journ. of the Geol. Soc., London 1893.
55. Ogilvie M. Coral in the „Dolomites“ of South Tyrol. Geol. Mag. Dec. 4, vol. 1, Nrs. 355—356 Edinburgh 1894.
56. Ogilvie-Gordon M. On the Torsion Structure of the Dolomites. Quart. Journ. of the Geol. Soc., London 1899, Bd. 55.
57. Ogilvie M. The Thrust-Masses in the Western District of the Dolomites. Transact. of the Edinb. Geol. Soc., Edinburgh 1910, Bd. 9.
58. Ogilvie M. Die Überschiebung am Gipfel des Sellamassivs in Südtirol. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1910.
59. Ogilvie M. Über Lavadiskordanzen und Konglomeratbildungen in den Dolomiten Südtirols. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1911.
60. Ogilvie M. Leithorizonte in der Eruptivserie des Fassa-Gröden-Gebietes. *Ibid.* Wien 1913.
61. Ogilvie-Gordon M. Das Vorkommen von *Diplopora annulatissima* im Langkofelgebiet. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1925.
62. Ogilvie-Gordon M. Einige geologische Ergebnisse im Gebiete von Fassa und Gröden. *Ibid.* Wien 1925.
63. Penck A. und Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig 1909, Bd. 3.
64. Penck W. Der geologische Bau des Gebirges von Predazzo. Nenes Jahrbuch für Mineralogie usw., Stuttgart 1911, Beilage Bd. 32.
65. Richthofen F. v. Bemerkungen über die Trennung von Melaphyr und Augitporphyr. Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 1859, Bd. 34.
66. Richthofen F. v. Geognostische Beschreibung der Umgebung von Predazzo, St. Cassian und der Seiser Alpe in Südtirol. Gotha 1860.
67. Richthofen F. v. Über Mendoladolomit und Schlerndolomit. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Berlin 1874, Bd. 26.
68. Rothpletz A. Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894.
69. Schwinner R. Der Monte Spinale bei Campiglio und andere Bergstürze in den Südalpen. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1912, Bd. 5.
70. Stache G. Vertretung der Permformation in den Südalpen. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1874.
71. Stache G. Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen, Nr. 2, II. Abschnitt. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1874, Bd. 24.
72. Stiny J. Perm bei Campill (Gadertal). Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1910.
73. Stur D. Eine Exkursion in die Umgegend von St. Cassian. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1868, Bd. 18.
74. Tornquist A. Das vicentinische Triasgebirge. Stuttgart 1901.
75. Tschermak G. Die Porphyrgesteine Österreichs aus der mittleren geologischen Epoche. Wien 1869.

76. Trautwein S. Zur Geologie der Geislergruppe im VilinöB. Diss., Calw 1920.
77. Uhlig V. Über Neocom vom Gardenazzastock in Südtirol. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1887.
78. Vacek M. Erläuterungen zur geologischen Karte der Österreichisch-ungarischen Monarchie, Blatt Rovereto—Riva. Wien 1911.
79. Weller O. Zur Geologie der Langkofelgruppe in Südtirol. Diss., Calw 1920.
80. Wöhrmann S. v. Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1893, Bd. 43.

2. Für die paläontologische Bearbeitung benutzte Werke.

81. Bender G. Die Homomyen und Plenromyen des Muschelkalkes der Heidelberger Gegend. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, 1921, Bd. 73.
82. Bittner A. Über das Auftreten gesteinsbildender Posidonomyen in Jura und Trias der Nordostalpen. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1886.
83. Bittner A. Lamellibranchiaten der alpinen Trias. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1895, Bd. 18.
84. Broili F. Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alpe. Pal. Stuttgart 1904, Bd. 50.
85. Finkelstein H. Der Laubenstein bei Hohenaschau. Ein Beitrag zur Kenntnis der Brachiopodenfazies des unteren alpinen Doggers. Neues Jahrbuch für Mineralogie usw., Stuttgart 1889. Beil. Bd. 6.
86. Gumbel C. Über Foraminiferen, Ostracoden und mikroskopische Tierüberreste in den St. Cassianer und Raibler Schichten. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1869, Bd. 19.
87. Haug E. Die geologischen Verhältnisse der Neocomablagerungen der Puezalpe bei Corvara in Südtirol. Ibid., Wien 1887, Bd. 37.
88. Haug E. Beitrag zur Kenntnis der oberneocomen Ammonitenfauna der Puezalpe bei Corvara, Südtirol. Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns und des Orients. Wien 1889, Bd. 7.
89. Hörnes R. Ein Beitrag zur Kenntnis der Megalodonten. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1876.
90. Hörnes B. Vorlage von Petrefakten des Bellerophonkalkes aus Südtirol. Ibid. Wien 1876.
91. Kilian W. Lethaea geognostica, Unterkreide. Stuttgart 1907.
92. Kittl E. Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian. Annalen des k. k. Hofmuseums in Wien, 1891—1894, Bd. 6—9.
93. Koenen A. v. Die Ammonitiden des norddeutschen Neocoms, Abhandlungen der k. preuß. L. A. N. F. Berlin, 1902, Bd. 24.
94. Lanbe G. Die Fauna der Schichten von St. Cassian. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 1865—1869, Bd. 24.
95. Mojsisovics E. v. Das Gebirge um Hallstatt, 1. Teil: Die Molluskenfauna der Zlabach- und Hallstätter Schichten. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1873, Bd. 6.
96. Mojsisovics E. v. Über die triadischen Pelecypodengattungen Daonella und Halobia. Ibid., Wien, 1874, Bd. 7.
97. Mojsisovics E. v. Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Ibid., Wien 1882, Bd. 10.
98. Mojsisovics E. v. Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke, 2. Bd. Ibid., Wien 1893, Bd. 6, 2. Hälfte.
99. Opperl A. Über das Vorkommen von jurassischen Posidonomyengesteinen in den Alpen. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, 1863, Bd. 15.
100. d'Orbigny A. Paléontologie française. Terrains crétacés. Paris 1840—1847.
101. Parona C. Studio monografico della fauna Raibliana di Lombardia, Pavia 1889.
102. Peters K. Aptychen der österreichischen Neocomien- und oberen Juraschichten. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1854, Bd. 5.

103. Philipp H. Paläontologisch-geologische Untersuchungen aus dem Gebiet von Predazzo. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, 1904, Bd. 56.
104. Pictet I. et Loriol P. Description des fossiles dans le terrain néocomien des Voirons. Mat. pal. suisse, 2^e ser., Genève, 1858.
105. Pictet I. et Campiche C. Description des fossiles du terrain créacé des environs de St. Croix. Ibid., Genève 1858—1860.
106. Polifka S. Beitrag zur Kenntnis der Fauna des Schlerndolomits. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1886, Bd. 36.
107. Rothpletz A. Geologisch-paläontologische Monographie der Vilsener Alpen. Pal., Stuttgart 1886—1887, Bd. 33.
108. Rothpletz A. Fossile Kalkalgen aus den Familien der Codiaceen und der Corallineen. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, 1891, Bd. 43.
109. Salomon W. Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata. Pal., Stuttgart 1895, Bd. 42.
110. Stache G. Beiträge zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols. 1. Cephalopoden und Gastropoden. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1877, Bd. 27.
111. Stache G. Ibid., 2. Peleceypoden und Brachiopoden. Ibid., Wien 1878.
112. Stache G. Zur Fauna der Bellerophonkalke Südtirols. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1878.
113. Uhlig V. Zur Kenntnis der Cephalopoden der Roßfeldschichten. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1882, Bd. 32.
114. Uhlig V. Die Cephalopodenfauna der Wernsdorfer Schichten. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 1883, Bd. 46.
115. Uhlig V. Über neocome Fossilien vom Gardenazza in Südtirol. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1887, Bd. 37.
116. Uhlig V. Über die Cephalopoden der Teschener und Grodischer Schichten. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 1901, Bd. 72.
117. Vacek M. Über die Fauna der Oolithe vom Kap S. Vigilio. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1886, Bd. 12.
118. Winkler G. Versteinerungen aus dem bayrischen Alpengebiet. 1. Die Neocomformation des Urschlauerachtales bei Traunstein, München 1868.
119. Wittenburg P. v. Einige neue Fossilien aus den Werfener Schichten Südtirols. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart 1908; 1.
120. Wittenburg P. v. Neue Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Werfener Schichten Südtirols, mit besonderer Berücksichtigung der Schichten von Wladivostok. Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart 1908.
121. Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. Geologische und paläontologische Abhandlungen, n. F., Jena 1908, Bd. 8.
122. Wöhrmann S. v. Die Fauna der sogenannten Cardita- und Raibler Schichten in den Nordtiroler und bayrischen Alpen. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1889, Bd. 39.
123. Wöhrmann S. v. Die Fauna der Raibler Schichten vom Schlernplateau. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, 1892, Bd. 44.
124. Zittel K. v. Grundzüge der Paläontologie (Paläozoologie) 1. Invertebrata, München und Berlin 1924.

Topographische Übersicht.

Was die orographischen Verhältnisse der Puezgruppe anbelangt, verweise ich in erster Linie auf die Abhandlungen von Hans Paul Kiene (30). Große Unklarheit herrscht überall im ladinischen Sprachgebiete in der Schreibweise der Ortsnamen. In der vorliegenden Arbeit hielt ich mich so weit als möglich an die Bezeichnungen der Originalaufnahme. Sonst wurden die Namen Kienes Arbeit oder in den südlichsten Teilen des Puezgebietes der Alpenvereinskarte der Langkofel- und Sella-gruppe entnommen.

Betrachtet man das Gebiet z. B. vom Heiligkreuzkofel aus, so sieht man im N eine Zone bewaldeter niederer Vorberge. Südlich von St. Martin steigen sie allmählich an, bilden die Gipfel des Prediz (1719) und Spizang (1838) und erreichen ihre größte Höhe am Tschengles (1963). Daran schließt nach S eine Einsenkung und dann folgt der gewaltige Dolomitstock der Gardenazza und Puezalpe. Auf diesem Plateau erheben sich noch eine Anzahl zum Teil nicht unbedeutender Gipfel: Mont' de Soura (2675), Col Turond (2418), Sas da Chiampatsch (2667), Sas Songher (2665), Les Cuecenes (2615, 2632 und 2611, nordwestlich vom Sas Songher), Col de Sonea (Col dell' Assonè, 2634), nordwestlich davon Col de Montigella (2678, südlich Punkt 2689), Puezkofel (2723), Mittlere Puezspitze (2915), Pizza Doleda (westliche Puezspitze, 2908), Col della Pieres (2759) und Steviaalpe. Von den Jochen ist das Puezjoch zwischen Col de Montigella und Puezkofel und das Siellesjoch an den Nordwänden des Col della Pieres zu erwähnen. Das Langental, das den westlichen Teil des Dolomitstockes in zwei Teile teilt, findet seine ideelle Fortsetzung nicht, wie Schulz und Kiene (30, S. 254) glauben, über den Einschnitt der Puezalpe und das Puezjoch in das Zwischenkofeltal, sondern, wie ein Blick auf die Karte zeigt, bildet die Val Culea seine Fortsetzung zum Chiampatschjoch und Chiampatschsee, die schon durch die Tektonik vorgezeichnet wurde. Als größeres Seitental ist nur noch das vom Crespeinajoch herabziehende Kedultal zu erwähnen. Das Langental selbst ist ein Seitental des ziemlich breiten Grödner Tales, das zwischen La Pozza und Villa da Iman fast schluchtartig verengt wird. Das Tal des Cislesbaches verbreitert sich nördlich der Schwatschalpe nach oben immer mehr und teilt sich schließlich in das Tal Forces de Sielles, das zum Campiller Joch (Forcella della Roa) führt, und in die Val de Mont dal Ega, die durch die Egascharte den Übergang zur Mesolpes(Medalges)-Alpe vermittelt. Vom Grödner Joch zieht nach W ein bis Col da Martin (bei Punkt 1911) ziemlich weites, von hier an sehr schmales Tal nach Pian hinunter. Nördlich davon, ungefähr parallel zu letzterem, verläuft das Tälchen Danter ceppies. Zwischen diesen beiden erhebt sich der Rücken des Bustatsch (2222) und Muliatsch mit Bus da Frate (bei Punkt 1922) und Pastura (1772). Der Kessel von Corvara wird mit dem Grödner Joch durch das breite Tal des Piscadubaches verbunden. Das Corvaratal zwischen Corvara und Stern ist zwar stellenweise etwas eng, hat aber nirgends einen schluchtartigen Charakter wie Klipstein (35, 3. Bd., S. 35) anführt. Von Stern an verbreitert sich das Gadertal beträchtlich. Bemerkenswert ist hier ein Tälchen namens Valatscha, das von Pedraces zum Gardenazzaplateau hinaufzieht. Nördlich Pedraces verengt sich das Gadertal neuerdings und wird erst bei der Einmündung des Campillbaches, der hier sein Bett schluchtartig eingeschnitten hat, weiter. Das Campilltal erreicht seine größte Breite hinter Campill bei Frena, wo das Zwischenkofeltal mit dem Mangröfengbache, das zur Mesolpesalpe führende Tal, das Bronsaratal und der Sersbach einmünden. Den Hintergrund des sehr engen Bronsaratales bilden die steilen Felswände des Sobutsch, Bronsoi und Kreuzkofeljoches (2313), die die Verbindung der Puezgruppe mit dem Peitlerkofel darstellen.

Aus der Verteilung der Diluvialmassen ist zu ersehen, daß die Talbildung in der Puezgruppe schon vor Beginn der Eiszeit zum großen Teil beendet war. Die hydrographischen Verhältnisse werden von Kiene (30, S. 255, 256) geschildert. Daß das gewaltige Erosionstal des Langentales einem so kleinen Bächlein, wie wir es heute vor uns sehen, seinen Ursprung verdankt, ist wohl sehr unwahrscheinlich. Es müssen hier früher wohl andere hydrographische Verhältnisse geherrscht haben.

Das sehr wasserarme Hochplateau der Puezgruppe verdankt die wenigen Quellen dem Neocom, dem oberen Dogger und den Raibler Schichten. Aus dem Dachsteindolomit selbst tritt nicht eine einzige Quelle zutage. Nicht viel besser steht es mit dem Schlerndolomit. Der hervorragendste Quellhorizont des Gebietes, der die besten und ergiebigsten Quellen liefert, ist der der Wengener Schichten. Außer diesen sind noch die Cassianer-, Werfner- und Bellerophonschichten zu erwähnen. Letztere liefern im Campilltale einige schwefelhaltige Quellen. Die Schwefelquellen von Pedraces verdanken wohl den hier in den Wengener Schichten vorkommenden Gipslagen ihre Entstehung.

Au Seen ist die Puezgruppe sehr arm. Der Chiampatschsee, der sein Dasein einem Bergsturz verdankt, ist schon fast ganz durch einen von NO herabkommenden Schuttkegel aufgefüllt worden. Der Crespeinasee ist wohl durch Erosion entstanden.

Stratigraphischer Teil.

Am Aufbau der Puezgruppe sind folgende Formationsglieder beteiligt:

Bellerophonschichten	Oberes Perm
Werfner Schichten	} Trias
Unterer Muschelkalk	
Mendeldolomit	
Buchensteiner Schichten	
Tuffkonglomerate	
Buchensteiner Agglomerate	
Augit-Plagioklas-Porphyrite	
Wengener Schichten	
Cassianer Schichten	
Schlerndolomit	
Raibler Schichten	} Trias
Dachsteindolomit	Jura
Oberer Dogger	Kreide
Neocom	} Quartär
Diluvium	
Alluvium	

Bellerophonschichten (Oberes Perm).

Die Bellerophonschichten sind das älteste Schichtglied des Gebietes. Ihre Unterlage, der Grödner Sandstein, kommt hier nirgends zum Vorschein.

Die Bellerophonschichten des Gebietes werden in erster Linie durch schwarze, weißgeaderte, stark bituminöse Kalke vertreten.

Bellerophonschichten stehen am Außenrande des Puezgebietes an verschiedenen Stellen an. Im Campilltal liegen gute Aufschlüsse bei der Mündung des Campillbaches in die Gader an dem linken und rechten Ufer. Hier sind die Bellerophonschichten in ziemlicher Mächtigkeit erschlossen, infolge von Schichtverbiegungen jedoch sind keine sicheren Angaben über die Mächtigkeit zu machen, doch sind links der Gader zirka 80—100 m erschlossen. Sehr wahrscheinlich handelt es sich nur um die obere Abteilung der Bellerophonschichten und vielleicht noch die obersten Lagen der unteren (Stache 110, S. 280, 281). Gipse kommen nur im Bronsaratale vor, die, wie Trautwein (76, S. 78—84) gezeigt hatte, zur Hauptsache die mittlere Abteilung vertreten, jedoch sich auch in der oberen noch finden, was einerseits die Gliederung erschwert, anderseits darauf hinweist, daß die Schichten im eigentlichen Puezgebiete unter etwas anderen Bildungsbedingungen zur Ablagerung gekommen sind als in dem westlichen Nachbargebiete. Das Vorkommen von Bellerophonschichten südlich von St. Martin und ein ebensolches im Bronsaratale hat schon Mojsisovics kartiert. Ricbthofen hat die dunklen Bellerophonkalke des Nordzipfels auch erwähnt, merkwürdigerweise aber als Grödner Sandstein eingetragen. Am Campillbache bei Lovara sind ziemlich dickbankigen, dunklen Bellerophonkalklagen ebensolche eines graugelben, kavernösen, dolomitischen Gesteins zwischengelagert. Außerdem kommen die Bellerophonschichten auch noch an verschiedenen anderen Stellen zutage, in größerer Mächtigkeit allerdings nur nördlich ober Seres, im Bronsaratale, an den Westabhängen des Sobutsch und zwischen Plan und Linatscha. Die übrigen Vorkommen sind unbedeutend; nur die obersten Lagen sind erschlossen, so bei Punkt 1185 am linken und auch am rechten Ufer der Gader (zwischen Pedraces und Pederöa), ober Cherschung bei Campill, in dem kleinen Tale westlich Bioc ober P. 1363, am Pradat ober Collfuschg (festgestellt von R. v. Klebelsberg), ober Saning westlich Collfuschg, an einigen Stellen zwischen Bramaurang und Plesch d'Inaz und vielleicht bei P. 1648 am linken Ufer des Cislebaches.

Quarzsandsteine konnte ich in meinem Gebiete nicht feststellen. Es scheint sich eben im eigentlichen Puezgebiete um etwas küstenfernere Teile des gesamten Ablagerungsbereiches der Bellerophonschichten zu handeln, da Gipse fehlen. Hier sind Kalke und Dolomite vorherrschend, die, wie Trautwein (76, S. 29) bemerkte, auf ein etwas tieferes Meer hinweisen. Der lithologischen Ausbildung nach herrschen in den unteren erschlossenen Horizonten hellgraue Kalke und kavernöse dolomitische Schichten von grauer bis bräunlicher Farbe vor. Nach oben werden die Schichten dunkler, kalkreicher und bitumenhaltiger. In den obersten Schichten überwiegen feste, dünne, fast schwarze Stinkkalke mit der charakteristischen rauhen, scheinbar grobkörnigen Bruchfläche, die mit Mergeln wechsellagern. Die Kalkbänke sind einige Dezimeter, selten aber mehr als einen halben Meter mächtig und oft durch einige Zentimeter dicke Mergellagen voneinander getrennt. Die schwarzen Kalke sind vielfach von weißen Kalzitadern durchzogen. An verschiedenen Stellen (ober Linatscha, am Pradat u. a.) fand ich Lumachelle, an anderen Pflanzenspuren. Lagenweise sind die Kalke ganz erfüllt von Ostracoden

und Gyroporellen, die hier geradezu „gesteinsbildend“ auftreten. In oberen Lagen fand ich ober Plesch d'Inaz deutliche Oolithe. Einzelne Schichtflächen erinnern sehr an die „Wurstelbänke“ des nordalpinen Muschelkalks. Bellerophoniten sind nicht selten, aber meist nur Durchschnitte oder schwer herauszupräparierende Stücke. Die dunklen Kalke verwittern mit rauher Oberfläche und grauer bis bräunlicher Farbe. Bei flacher Lagerung neigt der Bellerophonkalk auch zur Bildung steiler Wände, so z. B. bei der Einmündung des Campillbaches in die Gader. Auch als Baustein findet er infolge nicht zu schwieriger Bearbeitung und ziemlicher Dauerhaftigkeit Verwendung.

Die Angaben Stinys (72, S. 387) über den Bellerophonkalk im Bronsaratale stimmen nicht ganz mit den tatsächlichen Verhältnissen überein, da die Schichten bis zum Bronsarajoch hinaufziehen, was schon Cornelius-Furlani (4, S. 127—129) und Trautwein (76, S. 69, 70) festgestellt haben.

Am linken Ufer des Campillbaches westlich Mischl steht heller, weißer, feinkristalliner, grau und schmutzig graubraun verwitternder Gips und graue—graubraune, im Bruche etwas dunklere, sehr kavernöse, kalkreiche Rauhwaacke an. Die Gipse erscheinen vielfach durch dünne, gelbe—bräunliche—schwarze Tonlagen gebändert. Die Bänderung kann fast Feinschichtung werden. Auch dünne Mergellagen und dünne bis dickere dunkle, fast schwarze Kalklagen wechsellagern mit den Gipsen. Sprünge in dunklen Kalken senkrecht zur Schichtung sind mit Gips verheilt, ebenso findet sich hier eine Breccie mit Gips als Bindemittel. An einer Stelle wurde karrenartige Verwitterung des Gipses im kleinen beobachtet. Die Gipse liegen hier mehr in den unteren Teilen der Aufschlüsse.

Am rechten Ufer westlich von Pares steht heller Bellerophonkalk an. Weiter bachaufwärts kommen am linken Ufer grauschwarze Kalke und Mergelkalke zum Vorschein, die massenhaft Gyroporellen, Muscheln und andere unbestimmbare Fossilien enthalten. Mitten durch diesen Komplex geht eine helle, graugrüne, sich sandig anfühlende Kalklage. Höher oben im Tale, wo die Bellerophonschichten auf beiden Seiten bis zum Bache herunter aufgeschlossen sind, stehen braunschwarze, graublau verwitternde Kalke mit Gyroporellen an.

Auch in den Bellerophonschichten des Bronsaratales ist die lithologische Ausbildung der einzelnen Schichten großem Wechsel unterworfen. Die Kalke sind schwarz, graubraun—hellgrau, die Verwitterungsfarbe ist graubraun—grau—hellgelb—gelb. Der Mg-Gehalt ist hier ziemlich gering. Wohl aber ändert sich der Bitumengehalt sehr stark, wobei meist die dunklen Lagen bitumenreicher sind. In tieferen Teilen der Aufschlüsse kommen auch graue kristalline Kalke und sehr feine, kalkreiche Sandsteine mit Glimmer vor. Dünne, dunkle Mergellagen sind sehr häufig. Fast schwarze, bituminöse Kalklagen sind erfüllt von mikroskopischen Fossilresten. In oberen Horizonten stehen hier kalkreiche, sehr kavernöse Schichten an. Darüber folgen schwarze, bituminöse Kalke, graue Kalke, sehr hellgraue, splitterig brechende Kalke und eine dünne Lage graublauer, feiner Kalksandsteine. Im Hangenden folgen die Seiser Schichten. Die obersten Lagen wittern schwach bräunlich an. Die Gyroporellen treten hier massenhaft lagenweise auf und sind an kein bestimmtes Niveau gebunden.

Bei Punkt 2121 am Joch zwischen Campill und Untermej sind die obersten Lagen der Bellerophonschichten ganz erfüllt von Gyroporellen, Muscheln und kleinen Schnecken. Westlich von Mischl steht bei Punkt 1776 ein fast schwarzer, stark bituminöser Kalk an, der massenhaft Foraminiferen enthält. Die Größe, die äußeren Umgänge und der Querschnitt sind einer *Cornuspira*, die schon Gümbel (19, S. 37, 39, 40) im Bellerophonkalk fand, sehr ähnlich, doch stimmen die inneren Umgänge der nicht gut erhaltenen Stücke nicht mit der vorhin erwähnten Form überein, so daß eine sichere Bestimmung nicht möglich war.

Einem Gewirr von Ästen gleichende *Problematica* sind in der Campiller Gegend nicht selten.

Nach oben hin gehen die Bellerophonschichten auch in meinem Gebiete ohne scharfe Grenze in die Werfener Schichten über. Darauf hat schon Hörnes (90, S. 43) verwiesen, daß die Bellerophon- und die Seiser Schichten nicht nur ganz konkordante Ablagerungen sind, sondern auch in einer Weise durch petrographische Übergänge verbunden sind, daß eine Trennung schwierig durchzuführen ist. Auch Mojsisovics (51, S. 42) und Trautwein (76, S. 30) heben hervor, daß es zufolge der gleichen Absatzbedingungen, die vom oberen Perm in die unterste Trias fort dauerten, nicht zur Ausbildung einer petrographischen Grenze gekommen ist, sondern daß die vorhin erwähnten Schichten durch Wechsellagerung innig miteinander verknüpft sind.

Bellerophondurchschnitte finden sich sowohl in den dunklen als auch in den hellen Kalken ober Linatscha, zwischen Preromang und Bespack, am Pradat, bei Preromang, im Bronsaratal, Seresbach und westlich Bioc. Im allgemeinen finden sich Versteinerungen am häufigsten und verbreitetsten in den dunklen Kalken. An Fossilien bestimmte ich (soweit nichts anderes erwähnt, eigene Funde):

Ariculopecten cf. *Cozanus* Meek et W. ober Linatscha.

Pecten sp. ober Linatscha, westlich Bioc, bei Punkt 2121 nördlich der Peitlerwiesen, Seresbach und bei Punkt 1776 westlich Mischl.

Gleidophorus sp. ober Linatscha, ober Seres, westlich Bioc und bei Punkt 2121 nördlich der Peitlerwiesen.

Edmondia cf. *rudis* M' Coy ober Linatscha.

Natica pusiuncula Stache bei Punkt 2121 nördlich der Peitlerwiesen, Bronsaratal.

Turbonilla montis crucis Stache bei Punkt 2121 nördlich der Peitlerwiesen.

? *Macrochilina* sp. Preromang (F.).¹⁾

Nautilus cf. *Hoernesii* Stache Preromang (F.).

Hellere Kalke sind an der Obergrenze, wie schon erwähnt, stellenweise erfüllt mit Gyroporellen (ober Linatscha, am Pradat und anderen Orten). In den Mergellagen finden sich bei Saning Aviculidenreste (*Avicula peracuta* Stache).

Das Mesozoikum ist in der Puezgruppe durch Trias, oberen Dogger und untere Kreide vertreten. Lias, unterer Dogger, Malm und obere Kreide fehlen. Untere und mittlere Trias sind vollständig vorhanden, die obere ist in geringer Mächtigkeit entwickelt.

¹⁾ = Ferdinandeumsmaterial.

Die Werfener Schichten.

Das unterste Glied der Trias, die Werfener Schichten, läßt sich im Puezgebiete nicht so leicht wie sonst in den Dolomiten in Seiser (Zone der *Pseudomonotis aurita* Hauer) und Campiller Schichten (Zone der *Naticella Costata* Münster (Wittenburg, 121, S. 4) trennen. Auf der Karte wurden daher lediglich Werfener Schichten als Ganzes dargestellt. Einerseits ist die lithologische Ausbildung zu gleichmäßig, anderseits sind die paläontologischen Funde zu spärlich, als daß Seiser und Campiller Schichten hätten exakt getrennt kartiert werden können.

Die horizontale Verbreitung der Werfener Schichten geht schon aus der Karte von Mojsisovics klar hervor. In weiter Verbreitung finden sie sich am Höhenrücken zwischen Campill- und Gader Tal, wo sie auch ihre größte Mächtigkeit, bis über 400 m erreichen, wie auch aus dem Wittenburgschen Profil bei Grones (121, S. 13) hervorgeht.

Es ist eine bekannte Tatsache, daß die Werfener Schichten auch sonst in den Dolomiten bedeutenden Mächtigkeitsschwankungen unterworfen sind. Im Puezgebiete kommen ganz beträchtliche vor. In den südlichen und östlichen Teilen des Gebietes gelangten die Werfener Schichten in geringerem Maße zur Ablagerung. Ober Plesch d' Inaz beträgt die Mächtigkeit der hier nur wenig gestörten Schichten etwa ein Viertel des maximalen Betrages. Ich möchte aber nicht die ganzen Mächtigkeitsschwankungen als primär auffassen, sondern sie auch z. T. auf tektonische Vorgänge zurückführen.

Die Werfener Schichten beginnen mit grauen, geschichteten Kalken oder Mergeln mit *Pseudomonotis Clarai* Eminr., die noch ab und zu mit dunklen, mitunter auch bituminösen Kalken vom lithologischen Habitus der Bellerophon-schichten wechsellagern. Letztere verschwinden aber bald und dann herrschen hellgraue und dunkelgraue Kalke mit grauen und bräunlichen Mergeln und Mergelkalken wechsellagernd vor. Auch mehr dolomitische Lagen finden sich, so z. B. ober Saning. Die hellgrau verwitternden Kalke sind im Innern meist graubraun bis bräunlich. Die Mergel sind grau, gelbbraun, braun; auch schwach rötliche oder grünliche Lagen kommen vor. Die Mergel und Mergelkalke enthalten sehr reichlich fein zerriebenen Muscovit und fühlen sich sandig an. Ober Frena, südöstlich Campill, stehen mächtige, dickgebankte Lagen von grauen Kalken an, die intensiv gelbbraun verwittern. Diese Stelle ist auch eine der wenigen, wo die Werfener Schichten, die im allgemeinen zur Bildung sonst viel sanfterer Gehänge neigen, steile, schroffe Wände liefern. Die Mergel und Kalke sind vorwiegend dünn geschichtet. Das Kokensche Konglomerat konnte ich im Gebiete nicht vorfinden. Für den Abschnitt zwischen Campill und Pederöa geht sein Mangel auch aus Wittenburgs Profil hervor. Und das ist mit ein Grund, warum Seiser und Campiller Schichten hier nicht scharf auseinandergehalten werden können.

Am linken Ufer des Bronsarabaches stehen über den Bellerophon-schichten helle, blaugraue, teils dünnblättrige, mitunter sehr fossilreiche Mergel an. Darüber wechsellagern dünne, feste, graue Kalke mit grauen Mergellagen; beide wittern grau und bräunlichgrau an und zeigen stellenweise rostbraune Flecken. Wo die Mergel vorherrschen, tritt die Profil-

linie rasch zurück. Auch gering mächtige, helle, rötliche, nur schwach brausende Kalke und Sandsteine und glimmerreiche Lagen kommen hier innerhalb der Seiser Schichten vor.

Über den Bellerophonschichten des Punktes 2121 (Joch zwischen Campill und Untermoj) folgt ein grauer, stark gelb verwitternder, hart und splitterig brechender Kalk und erst in höheren Lagen stehen Gesteine an, wie sie in den Seiser Schichten typisch sind. Sichere Campiller Schichten konnten hier nicht nachgewiesen werden.

An der Gader-Straße stehen unter Palestrong, nahe der Liegendgrenze der Seiser Schichten, zwei zusammen zirka 40 cm mächtige, kalkreiche, etwas tonige „Gastropodenoolithbänke“ an. Diese sind ganz erfüllt von kleinen, höchstens ein paar Millimeter großen Gastropoden und einzelnen erkennbaren Exemplaren von *Coelostilina werfensis* Witt. Gegen die Bellerophonschichten werden die Seiser Schichten hier sehr arm an Mergellagen und es herrschen hier hellgraue Kalklagen vor.

Ober Saning und am Pradat sind die Seiser Schichten nur durch graue Kalke vertreten. Campiller Schichten sind hier nicht vorhanden.

Nordöstlich ober Linatscha folgen im Hangenden der Bellerophonschichten helle, dünn gebankte Kalke und darüber graue Kalkmergel, an einer Stelle nur 2—3 m mächtig. Auch hier ist von Campiller Schichten nichts wahrzunehmen.

In den als Campiller Schichten anzusprechenden höheren Lagen wiegen graue Kalkbänke und graue und rötliche Mergel vor. Sehr häufig sind intensiv rot gefärbte, dünnschichtige Mergel und Mergelkalke, sandige Lagen und solche mit Glimmeranreicherung. Muscovit, Biotit, Kalzit (z. T. rötlich) und Quarz sind an der Zusammensetzung des Gesteins in hervorragendem Maße beteiligt. Rötlichgraue Kalklagen mit roter mergeliger Schichtoberfläche und hellgrüne mergelige Zwischenlagen kommen vor; ebenso grünliche, z. T. sehr harte Kalklagen. Bei diesen hält die grüne Färbung nicht weit in die Tiefe an. Nach einem oder ein paar Zentimetern geht sie allmählich wieder in die rote über. Auch rot und grün gesprenkelte Schichten sind nicht selten; ebenso Wellenfurchen und Trockenrisse, besonders westlich ober Bioc und am Abstiege vom Tschengles nach Frena.

Auf der Nordseite des Bronsaratales wechsellagern in den oberen Lagen der Campiller Schichten graugrünliche, dünne Kalk- oder Kalkmergelbänken mit ebensolchen von roter Farbe. In den obersten Schichten sind hier stellenweise Salpeterausscheidungen zu beobachten.

Am Sobutsch sind die Campiller Schichten als grüne und rote Mergel und Kalke entwickelt.

Westlich der Schlüterhütte stehen in höheren Teilen des Campiller Niveaus blaugraue, gelbbraun verwitternde Kalke und Kalkmergel au.

Am Gipfel des Col Vercin neigen die ziemlich harten, roten, reichlich Muschelschalen enthaltenden Campiller Kalklagen ein wenig zur Karrenbildung. Südöstlich des Gipfels sind den dünnschichtigen, roten Campiller Mergeln ziemlich große, harte, einem Brotlaib ähnliche Gebilde sedimentärer Entstehung eingelagert. Deren Bildung erfolgte wohl durch untermeerische Rutschungen, die vor der Verfestigung des Sediments stattgefunden haben.

Bemerkenswert ist das Auftreten mehrerer Konglomerathorizonte in den Werfener, wohl Campiller Schichten auf der Ostseite der Gader, zwischen Campeï und Pederöa. Ein ähnliches, lange nicht so mächtiges Vorkommen fand Trautwein (76, S. 33, 34) am Pronsoi und Sobutsch. Nördlich Pederöa sind vier mehrere Meter mächtige Konglomeratbänke aufgeschlossen, die mit roten Kalkmergeln und Kalksandsteinen wechsellagern. Die Konglomerate enthalten hier gerundete, von rotem Bindemittel umgebene Stücke und sind im Handstück nicht vom „Muschelkalkkonglomerat“ zu unterscheiden. Anders ist es aber unter Campeï. Dort reichen sehr mächtige, ganz aus eckigen Stücken eines meist stark dolomitischen, hellen, grünlichgrauen Gesteins bestehende ungeschichtete Lagen 60—80 m unter die Hangendgrenze herab. Die einzelnen Brocken sind mit einem meist intensiv rotbraunen Bindemittel überzogen und auch in kleinen Partien vom „Muschelkalkkonglomerat“ auseinander zu halten. Diese Breccie scheint nach S mehr in ein Konglomerat überzugehen. Das beweist, daß nicht erst nach der Ablagerung der Campiller Schichten eine Transgression wahrzunehmen ist, sondern daß auch innerhalb der Campiller Periode wiederholt Transgressionen, wenn auch von nur ganz lokaler Bedeutung, stattgefunden haben.

Ober Besspack fand ich Trümmer eines roten „Gastropodenooliths“, ohne daß sich der Horizont, aus dem sie stammen, ermitteln ließ. Stellenweise sind die Schichtflächen sowohl der Seiser- als auch der Campiller Schichten geradezu gepflastert mit Lamellibranchiaten. Auf der Westseite des Tschengles waren an einer Stelle die Schichtflächen ganz bedeckt mit dem „*Problematicum werfense*“, das auch in einem Graben nördlich Campeï gefunden wurde.

Östlich von Bramaurang folgen über den sicheren Seiser Schichten rote Mergellagen, die mit dünnen, grauen Kalklagen mehrfach alternieren.

Gipse und Rauhdecken fehlen in den Werfener Schichten vollständig. Feinschichtung ist vielfach zu erkennen.

Westlich Punkt 1533 (bei Campeï) steht unter grauen und rötlichen Mergeln ein sehr harter, grauer, ziemlich hell verwitternder Kalk an, der auf Entfernung wie Dolomit aussieht. Unter Campeï sind mehrere solche helle, graue, mehr kalkarme Gesteinslagen wahrnehmbar, die durch die steileren Wände, die sie bilden, auffallen.

Die Werfener Schichten verhalten sich wie allgemein in den Südtiroler Dolomiten, so auch im Puezgebiete tektonischen Beanspruchungen gegenüber ungemein plastisch. Sie machen sehr komplizierte Faltungen mit, ohne daß dabei der Verband der Schichten wesentlich gestört wird.

Westlich ober Kesler ist neben der hlätterigen auch die stengelige Verwitterung der Werfener Schichten bemerkbar. Die Verwitterungsprodukte der erwähnten Schichten liefern gute Böden für Land- und Forstwirtschaft. Allerdings neigen sie auch zur Bildung von nassen Böden, Rutschböden und Muren. Nördlich ober Linatscha sind die Verwitterungsprodukte der über den wenig mächtigen Werfener Schichten lagernden „Muschelkalkkonglomeratlage“ auch über die schwarzen Bellerophonschichten abgeronnen, wodurch diese äußerlich rot gefärbt wurden und auf Entfernung Campiller Schichten vortäuschen.

Die Grenze der Werfener Schichten nach oben ist meist sehr deutlich ausgeprägt.

Was sich an Versteinerungen gewinnen ließ, stammt aus den Mergeln oder Mergelkalken. Dunklere, mergelige Kalke des Pradat sind erfüllt mit kleinen, nicht näher bestimmbareren Gastropoden (Zone der *Pseudomonotis aurita* Hauer). Astförmige und den Gyroporellen ähnliche Versteinerungen sind in den Werfener Schichten nicht selten.

An Fossilien bestimmte ich aus den Seiser Schichten:

Pecten sp. Bosg de Villa;

Pseudomonotis Clarai Emmr. (u.)¹⁾, ober Plesch d'Inaz, ober der Brücke zwischen Corvara und Varda, Tschengles, Lovara—rechtes Campillbachufer, Tal westlich von Plang, Seresbach, Bronsarabach, Bronsoi, westlich der Schlüterhütte, bei Punkt 1648 (Cislesbar);

Pseudomonotis sp., ober der Brücke zwischen Corvara und Varda;

Pseudomonotis orbicularis Richth., nördlich ober Kesler, Bronsaratal;

Pseudomonotis aurita Hauer, ober Plesch d'Inaz, nördlich ober Kesler, Tal westlich von Plang, bei Lovara—rechtes Campillbachufer, westlich der Schlüterhütte, Nordseite des Sobutsch, Campillbach ober Pares;

Pseudomonotis cf. *aurita* Hauer, ober der Brücke zwischen Corvara und Varda, Campillbach ober Pares;

Homomya („*Anoplophora*“) *fassaensis* Wissm., ober der Brücke zwischen Corvara und Varda, ober und bei Bespack, bei Frena, ober Saning;

Lingula tenuissima Br. (u.), ober der Brücke zwischen Corvara und Varda;

Aus den Campiller Schichten:

Hörnasia socialis Schl. (o.)²⁾, unter Bespack;

Pecten sp., Tschengles, Grones (F.);

Pseudomonotis inaequicostata Benecke (u.), Campill;

Pseudomonotis cf. *inaequicostata* Benecke, Tschengles;

Pseudomonotis sp., Tschengles, zwischen Campill und Pedraces (F.);

Gervillia sp. (o.), zwischen Pescol und Valgiaraj;

Anoplophora canalensis Cat., Tschengles;

Myophoria cf. *costata* Zenk (o.), Tschengles;

Naticella costata Münster (o.), Tschengles, Bosg de Villa, Grones (F.), Campill, zwischen Pedraces und Campill (F.), Stern (F.);

Pseudomurchisonia cf. *Kokeni* Witt. (o.), Tal westlich von Plang;

Turbo rectecostatus Hauer (o.), Grones (F.), östlich ober Choristeles;

Turbo sp., Tal westlich von Plang.

Bemerkenswert ist noch das Vorkommen der Ammoniten:

Tirolites cassianus Quen. (o.), Grones (F.), Campill (F.);

Dinarites sp., ober Bioc.

Aus den Seiser und Campiller Schichten:

Pseudomonotis sp., unter Bespack am Campillbach, nördlich ober Kesler, Campillbach ober Pares;

? *Gervillia* sp., südöstlich Col Vercin;

¹⁾ u. = untere Abteilung.

²⁾ o. = obere Abteilung.

Pecten cf. duronicus Witt., westlich der Schlüterhütte;
Pecten sp., unter Bespack;
Anoplophora canalensis Cat., unter Bespack, südöstlich Col Vercin;
Myophoria sp., südöstlich Col Vercin;
Coelostylina werfensis Witt., nördlich ober Kesler, Sobutsch.

Der untere Muschelkalk.

In der anisischen Stufe treten Sand- und Tongehalt der Gesteine mehr zurück, und Kalke und Dolomite herrschen vor. Gleichzeitig nimmt die Heteropie der Faziesentwicklung ihren Anfang.

Die horizontale Ausbreitung des unteren Muschelkalks im Gebiete stimmt im wesentlichen mit den Angaben von Mojsisovics überein. Nur am Pradat und nördlich von Pescosta, ober der Brücke zwischen Corvara und Varda, wurde er, entgegen der Mojsisoviesschen Darstellung, nicht anstehend gefunden. An beiden Stellen folgt im Hangenden der Werfener Schichten gleich Mendoldolomit. Die Mächtigkeit ist überall eine sehr geringe und übersteigt selten 10 m. Sie beträgt am linken Ufer des Seresbaches zirka 6 m, westlich von Campill 10 m, am linken Ufer des von Laguschell kommenden Baches 8 m, am Fraps 2 m (braune Kalke) und ist am Spizang ziemlich bedeutend (Werte überall ohne Muschelkalkkonglomerat).

An die typischen roten, sandigen Campiller Mergel schließt nach oben hin ziemlich unvernünftig das Muschelkalkkonglomerat an. Seine Mächtigkeit beträgt westlich der Schlüterhütte zirka 3 m, am linken Ufer des Seresbaches 1.5 m, westlich ober Campill 2 m, am linken Ufer des von Laguschell kommenden Baches 3 m, am Fraps 2 m, auf der Westseite des Tschengles 2 m und nördlich von Costamilan 1.5 m. Das Muschelkalkkonglomerat besteht aus rundlichen, halbrunden und eckigen Kalk- und Dolomitgeröllen von ganz feinem Korn bis kopfgroßen Stücken und rotem, kalkig mergeligem und sandigem Bindemittel. Die Dolomitgerölle stammen wahrscheinlich aus den Seiser Schichten. Die Transgression und die vorangegangene Regression zu Ende der skythischen Stufe müssen ziemlich bedeutend gewesen sein, da sie allenthalben eine so mächtige Konglomeratbank erzeugten und die Anwesenheit von permischen Gesteinen und solchen aus den Seiser Schichten läßt auf ziemliche Dislokationen zur damaligen Zeit schließen.

Mit einer tektonischen Breccie hat das Konglomerat im Puezgebiete sicher nichts zu tun. Stücke von Bellerophon-, Seiser- und Campiller Schichten sind mitunter zu erkennen.

Es fehlt ober Saming und am Pradat, wo sein Mangel durch die tektonischen Verhältnisse leicht erklärbar ist.

Stellenweise keilt das Muschelkalkkonglomerat auch in Kalke und Kalksandsteine aus, so z. B. am Sobutsch und auf der Nordseite des Bronsaratales, wo an einer Stelle unter dem Mendoldolomit den Werfener Schichten ähnliche, jedoch ganz dolomitische Lagen anstehen, die allmählich in den ungeschichteten Mendoldolomit übergehen.

Beim Abstieg auf der Ostseite des Sobutsch folgt über den hier dunkelroten Campiller Schichten eine gering mächtige Lage grauer Kalk-

mergel mit einzelnen grauen auch etwas dunkleren Kalkgeröllen und darüber ein paar Meter grauer Kalkmergel.

Das Konglomerat westlich der Schlüterhütte enthält neben großen und mittelgroßen Stücken auch sehr viel kleine, 1—2 mm große, graue Körner. Am Fraps sind die Stücke ziemlich stark geröllt.

Nördlich ober Linatscha beginnt der Muschelkalk mit einer 4—5 m mächtigen Konglomeratbank mit wenig rot gefärbtem Bindemittel. Andeutung einer Schichtung ist vorhanden. Darüber ist die Schichtfolge, wie nachstehend angegeben, entwickelt (von unten nach oben):

- rote, sandige Mergel mit sehr vereinzelt Geröllen;
- dünne Konglomeratlage mit wenig rotem Bindemittel;
- dünne, rötliche Lage mit vereinzelt Geröllen;
- dünne Konglomeratlage mit wenig rotem Bindemittel;
- zirka einen halben Meter mächtige, rötliche Mergellage mit vereinzelt Geröllen;
- ganz dünne Lage von Geröllen mit grauem Bindemittel;
- dickere, graue, kalkige Lage mit reichlich darin enthaltenen Geröllen;
- zirka 2 dm graue, kalkreiche Mergel;
- mittelstarke Kalklage mit Geröllen.

Bei Punkt 1895 nördlich Col da Martin besteht das Muschelkalkkonglomerat aus grauen Geröllen und ebensolchem Bindemittel. Östlich der Störung am Bustatsch-Südabhang fehlt das Konglomerat stellenweise.

Das an der Grenze von Werfener Schichten und unterem Muschelkalk auftretende Konglomerat wurde schon von Richthofen (66, S. 51) und später von Lepsius (43, S. 46, 47 und 55) beschrieben. Beide rechnen es noch zu den Werfener Schichten. Gümbel (19, S. 44) führt an, daß eine „höchst eigentümliche Konglomeratbank“ den Muschelkalk von den tieferen Schichten trenne. Wittenburg (121, S. 5) nennt diese Bildung „Richthofensches Konglomerat“ und stellt sie an den Schluß der Werfener Schichten. Auch Trautwein (76, S. 35) und Weller (79, S. 24, 25) sehen das Konglomerat als dorthin gehörend an, während Mojsisovics (51, S. 46), Salomon (109, S. 14), Tornquist (74, S. 87, 88 und 91), Geyer (18, S. 33), Philipp (103, S. 15) und Ogilvie Gordon (62, S. 204, und in anderen Arbeiten) ganz die gleichen Bildungen zum unteren Muschelkalk rechnen. Es sind in beiden Fällen dieselben Bildungen gemeint, und nur bezüglich ihres Alters weichen die Meinungen etwas voneinander ab. Ich schließe mich der Meinung der letztgenannten Autoren an und betrachte das Richthofensche Konglomerat als Transgressionskonglomerat des Muschelkalks.

Der Muschelkalk östlich der Störung von Pra long am Muliatsch ist hier ein dünngeschichteter, dunkelgrauer Dolomit. Der Mendeldolomit ist hier ebenso, nur dick gebankt und wird nach oben heller. Ähnlich ist es östlich der Störung am Südgehänge des Bustatsch. Nördlich ober Linatscha folgen über der zuletzt beschriebenen Konglomeratlage 3—4 m mächtige, weiche, graue, kalkreiche, sehr dünnschichtige Mergel, die Pflanzenspreu enthalten. Diese gehen nach oben in härtere und dickere Lagen über und darüber folgen graue und rötliche, knollige Lagen, die langsam in den zu unterst noch leicht rötlichen Mendeldolomit übergehen.

Teilweise erfolgt der Übergang auch ohne die knolligen Lagen. An den Abhängen des Bustatsch wurde in einem grauen Kalke dieses Horizontes *Monotis Alberti* Goldf. gefunden.

Ober Saning stehen über den wohlgeschichteten grauen Werfener Schichten, welche ganz nach Seiser Schichten aussehen, schwärzlich graue, flimmernde Kalke an, die stellenweise mit grünlichen Mergelhäutchen überzogen sind und zahlreiche Fossilreste, namentlich Lamellibranchiaten enthalten. Bestimmt konnten nur *Pecten* sp. und *Encrinurus* sp. werden. Auch unbestimmbare Gastropoden kommen vor. Die dünngebankten, dunklen Kalke wechsellagern mit feinen Mergelschichten und grau-grünen, sehr kalkreichen, feinstsandigen Lagen. Nach oben werden diese grauen bis bräunlichen Schichten immer heller. Wenn schon Campiller Schichten hier nicht nachgewiesen werden konnten, läßt sowohl die lithologische Ausbildung als auch die Fossilführung kaum zweifeln, daß die Schichten bereits dem unteren Muschelkalk angehören.

Am Tschengles folgen über dem Muschelkalkkonglomerat von unten nach oben:

graue bis blaugraue, etwas mergelige Knollenkalke mit gelbbrauner Verwitterung;

harte, dünngeschichtete, dunkle, bituminöse Kalke;

Knollenkalke;

dünne, dunkle Kalke;

dicke, knollige Kalkbank;

zirka 2 m Konglomerat mit eckigen und gerundeten, bis Kopfgröße erreichenden Stücken und wenig grauem, mergeligem Bindemittel. Auf der Nordseite des Tschengles erreicht diese Konglomeratbank bis zu 5 m Mächtigkeit;

über 3 m ungeschichteter grauer Kalk.

Darüber folgt Schutt. Eine ähnliche, über dem Muschelkalkkonglomerat folgende Transgressionsbildung wurde sonst nirgends im kartierten Gebiete beobachtet.

Zwischen Pederöa und Bioc besteht der untere Muschelkalk vorwiegend aus harten, dunklen, flimmernden, dem Bellerophonkalk nicht unähnlichen, fossilereeren Kalken, die sich infolge ihres größeren Widerstandes gegen Verwitterung von dem weichen Untergrunde stellenweise gut abheben. Hier wie auch am Tschengles fehlt der Mendeldolomit und es folgen daher über den beschriebenen Muschelkalkbildungen unmittelbar die Buchensteiner Schichten.

Nördlich von Costamilan stehen über dem Muschelkalkkonglomerat noch 5—6 m dunkelrote Mergel an und erst dann trifft man auf die typischen dunklen Muschelkalkschichten.

Südlich von Tru (Nordzipfel) enthalten bituminöse Muschelkalkbänke einzelne Hornsteinknollen.

Am linken Ufer des Giampioradbaches, gegenüber von Moring (Gemeinde Wengen), sind zu unterst sehr dunkle, stark bituminöse Kalke mit ganz unregelmäßigen Konglomeratlagen und darüber 4—5 m dünne, feingeschichtete, 10—15 cm dicke ebensolche Kalke, mit nur wenigen Millimetern starken dunklen Mergeln wechsellagernd, aufgeschlossen. Diese Gesteine sind alle dadurch ausgezeichnet, daß in ihrem Innern und auf

den Sprungflächen, wenn auch nur in geringer Menge, reiner Asphalt vorkommt. Über den dünn geschichteten Kalken liegen ziemlich mächtige dunkle, knollige Kalke, hellere, harte Kalke mit schwarzen Hornsteinlinsen und zu oberst kommen graue Knollenkalke (nicht zu den Buchensteiner Schichten gehörend) zum Vorschein. Besonders die letzteren verwittern mit ganz grauen Farben.

Südlich von Salvatscha steht unter den Buchensteiner Schichten ein mehrere Meter mächtiger grauer, stark zerklüfteter und undeutlich gebankter Kalk an, dessen zwei oberste Lagen deutlich geschichtet sind. Dieser entspricht wohl dem vom Tschengles beschriebenen ungeschichteten grauen Kalke. An einer Stelle findet sich darunter ziemlich sicherer Muschelkalk und an einer anderen eine Breccie, die wohl auch hierher gehört.

Auf der Nordseite des Bronsaratales steht an einer Stelle ein grünlichgrauer, feinkristalliner Dolomit mit makroskopisch wahrnehmbaren, kleinen grünen und rötlichbraunen Flecken an. Die mikroskopische Untersuchung ergab, daß die Hauptmasse des Schliffes aus sehr feinkörnigen, farblosen Dolomitmikrokörnern und nur einzelnen Körnern von Kalzit besteht, wie die Lembergische Reaktion gezeigt hat. Die makroskopisch wahrnehmbaren rötlichbraunen Flecken zeigen mitunter deutliche Umrisse von Fossilien (? Foraminiferen) und werden von scharf umgrenzten Dolomitrhomboedern gebildet, deren Außenränder und Sprünge durch größere Anreicherung von Brauneisenstein noch dunkler gefärbt sind als die übrigen Teile. Reichlich kommen chloritische Zersetzungsprodukte in unregelmäßigen Aggregaten vor, die die makroskopische Grünfärbung einzelner Flecken verursachen. Außerdem sind zahlreiche kleine Quarz- und einzelne kleine Magnetitkörner vorhanden.

Über dem vorhin erwähnten Dolomit folgen noch einige graue, feinkristalline Lagen und dann setzt erst die Mendeldolomitentwicklung ein. In der Nordwand des Sobutsch kommt ein ähnlicher harter, dichter, grauer Kalk mit deutlicheren grünen Einlagerungen vor.

Westlich der Schlüterhütte steht über dem Muschelkalkkonglomerat an (von unten nach oben):

- ein paarmal miteinander wechsellagernde rote Mergel und gelbbraune, sehr feinkörnige Sandsteine,
- größerer Sandstein,
- grüne Mergel,
- gelbbrauner, feinkörniger Sandstein,
- Mergel,
- 10 cm Konglomeratbank,
- Mergel mit einzelnen Geröllen,
- Mergel,
- gelbbrauner, feinkörniger Sandstein,
- grünliche Mergel,
- knollige, 10 und 20 cm dicke, dunkle, braune, schwach bituminöse Kalkbänke, wechsellagernd mit dünnen Mergelbänkchen,
- mehrere Meter dicke, blaugraue Kalkbank, fast ganz aus eckigen Knollen bestehend, gelbbraun verwitternd,
- dünne, kalkig mergelige Lage mit mehreren 3 cm dicken grauen, zwischengelagerten Kalkbänkchen,

kalkige Lage,
 dickere, bis 15 cm mächtige, durchschnittlich 6—7 cm dicke graue
 Kalkbänken mit dünnen Mergeln dazwischen,
 knollige Kalke, die in dickere, blaugraue Kalke übergehen,
 darüber folgt der Mendeldolomit.

Der Mendeldolomit.

Auf dem unteren Muschelkalk liegt auch im Puezgebiete nur z. T. der helle, bankige bis massige Mendeldolomit (oberer Muschelkalk auf Mojsisovics' Karte).

Die horizontale Ausbreitung des Mendeldolomits am Südfuße der Puezgruppe deckt sich ziemlich gut mit den Angaben von Stur (73, S. 550) und Mojsisovics. Ebenso ist es auf der Nord- und Westseite des Sobutsch und auf den Nordabhängen des Bronsaratales und Campilltales. An allen anderen Stellen am Höhenrücken zwischen Campill- und Gader Tal ist der von Mojsisovics angegebene „obere Muschelkalk“ nicht vorhanden.

Die Mächtigkeit des Mendeldolomits im Gebiete beträgt zirka 20—40 m. An einigen Stellen, besonders bei Kerpatscha, ist die Mächtigkeit nur tektonisch vergrößert. Auch am Seresbache ist der Mendeldolomit am rechten Ufer mächtiger als am linken.

Der Mendeldolomit, der an der Basis bräunlich ist, wird nach oben heller, grau, hellgrau und fast weiß und verliert meist auch allmählich die Schichtung. Ober Saning zeigt er an einer Stelle in mittleren Partien deutliche Schichtung, während er im Liegenden und Hangenden massig entwickelt ist. Stellen mit hellgrüner oder mehr oder weniger starker rötlicher Färbung kommen vor, z. B. ober Saning. Die Anwitterung ist grau oder gelbbraun, der Bruch splitterig; mitunter nimmt das Gestein ein fast brecciöses Aussehen an.

Am Sobutsch ist der Mendeldolomit grau und stellenweise mylonitisiert. Auch gelbe, hrecciöse Lagen kommen hier vor. Auf der Nordseite des Bronsaratales sind die unteren Lagen mehr grau und z. T. kristallin und wittern gelbbraun und rot an. Daß der Mendeldolomit des Bronsaratales teils in Kalkstein übergeht (Klipstein 35, 2. Bd., 2. Abt., S. 19), kann ich nicht bestätigen. Ober Laguschell ist der Mendeldolomit ein hellgraues, feinkristallines, poröses Gestein, das mit rauher, sich sandig anführender Oberfläche verwittert. Im ersten Graben östlich Kerpatscha wird der weiße Mendeldolomit nach oben stellenweise schmutzrot und zu oberst gelblich. Darüber folgt ein zirka 3 m mächtiges, ziemlich stark dolomitisches, ungeschichtetes Konglomerat mit rotem Bindemittel und hellen, weißen, gelben, rötlichen und dunkelroten, eckigen Geröllen. Die Stücke sind meist mittelgroß, doch erreichen einzelne eine Größe von einem halben Meter. Im Hangenden stehen undeutlich geschichtete, bellgrünliche und hellrötliche, mitunter rötlich gefleckte oder violette Dolomite (1 m) an und darüber beginnt die Folge der Buchensteiner Knollenkalke.

Morphologisch tritt der Mendeldolomit mit seiner weithin sichtbaren Steilstufe sehr deutlich aus dem Gelände hervor.

Fossilien und Hornsteine wurden im Gebiete nicht gefunden.

Nach oben ist die Grenze dort, wo die Buchensteiner Schichten in normaler Ausbildung entwickelt sind, eine sehr ausgeprägte und scharfe.

Südrand der Puezgruppe	Übrige Puezgruppe
Schlerndolomit	Schlerndolomit
Cassianer Mergel und Kalke	Cassianer Mergel und Kalke
Wengener Tuffe, Mergel und Kalke	Wengener Tuffe, Mergel und Kalke
Buchenst. Agglomerate	Angit-Plagioklasporphyrite
	Angit-Plagioklasporphyrite
Buchensteiner Agglomerate	Buchensteiner Agglomerate
Tuffkonglomerate	
Buchensteiner Kalke und Pietra verde	Buchensteiner Kalke und Pietra verde
Mendeldolomit	Mendeldolomit oder unterer Muschelkalk

Mit dem Beginne der ladinischen Stufe nimmt in der Puezgruppe die eruptive Tätigkeit ihren Anfang. Hier erreicht auch die Faziesentwicklung ihren Höhepunkt. Obiges Schema gibt eine Übersicht über die Verteilung der ladinischen Sedimente und Eruptiva ohne Berücksichtigung der Mächtigkeit. Alles Nähere ist den einzelnen Schichtbeschreibungen zu entnehmen.

Die Buchensteiner Schichten.

Über dem Mendeldolomit oder, wo dieser fehlt (im Nordzipfel), über dem unteren Muschelkalk folgen die Buchensteiner Schichten. Eine Ausnahme machen die Gehängepartien östlich von Wolkenstein unter Pastura und unter der Schwatsch-Alpe, wo zwischen die Buchensteiner Schichten Laven eingeschaltet sind.

Die Buchensteiner Schichten sind im Gebiete durch Knollenkalke, Bänderkalke, Pietra verde und andere Tuffe vertreten.

Außer den von Mojsisovics bekanntgemachten Vorkommen sind noch Buchensteiner Schichten vom Punkt 1788 südwestlich vom Spizang, vom Punkt 1754 und vom Prèdiz (alles Örtlichkeiten im Nordzipfel) zu erwähnen. Auf der Nordseite des Bronsaratales und auf den Abhängen auf der linken Seite des Campilltales handelt es sich, im Gegensatz zur Karte von Mojsisovics, um normale Buchensteiner Schichten und nicht um Dolomit.

Die vertikale Mächtigkeit der Buchensteiner Schichten schwankt im Gebiete von wenigen Metern bis zu zirka 30 m. Im westlichen Teil der Sobutschnordwand erreichen sie 6—7 m, auf der Nordseite des Bronsaratales zirka 15—20 m, am Seresbache 5—6 m (hier nur Bänderkalke) und am Fraps ein paar Meter Mächtigkeit (hier nur Knollenkalke).

Aus den Untersuchungen von Horn (22, S. 64) geht hervor, daß auch im Puezgebiete die Reitzi-Zone direkt dem Mendeldolomit aufgelagert, das heißt, daß der untere Knollenkalkhorizont der Buchensteiner Schichten, die obere Trinodosuszone, als Mendeldolomit entwickelt ist oder, wo letzterer nicht vorhanden ist, fehlt. Da die Knollenkalkfazies transgressiv von SO nach NW vordrang, sind hier in ihr der Reitzi-Horizont und der obere Knollenkalkhorizont vertreten. Ober Saning, an den Abhängen des Sas da Chiampatsch, fand Horn (22, S. 17) einen *Ceratites Hantkeni* Mojs.

Die Knollenkalke sind mehr dünn geschichtete, feste, graue Kalke mit reichlich Hornsteinknollen, welche die Schichtflächen ganz höckerig erscheinen lassen. Teilweise sind die Schichtoberflächen auch mit einer ganz dünnen, grünen, mergeligen Schichte überzogen, ähnlich wie die Reiflinger Kalke der nördlichen Kalkalpen. Die Farbe der Kieselknollen ist meist grau. Die Kalke verwittern mit hellbraunen, graugelben und grauen Farben. Die Bänderkalke sind graue bis ganz schwarze, harte, splitterig brechende, feinkörnige, mitunter auch bituminöse Kalke, die bei Behandlung mit Salzsäure stark brauseu. Die Bänderung wird durch zahlreiche dünne, graue, vielfach sehr dunkle Kieselagen bewirkt. Deren dunkle Farbe ist auf den Reichtum an organischen Substanzen zurückzuführen (Klähn, 31, S. 422). Feinschichtung ist durch mitunter haardünne, weiße Kalzitlagen zu erkennen. Auch die Bänderkalke verwittern mit ähnlichen Farben wie die Knollenkalke. An tektonisch stark beanspruchten Stellen ist die Oberfläche der Bänderkalke schwarz und glänzend wie Anthrazit. Sowohl den Knollen- als auch den Bänderkalken ist Pietra verde zwischengelagert. Diese ist ein saurer Sedimentärtuff von feiner bis mittelgrober Korngröße. Mitunter erscheint die Pietra verde dadurch gebändert, daß hellere und dunklere Lagen miteinander abwechseln. Ihre grüne Färbung ist wohl auf die Anwesenheit von Seladonit zurückzuführen. Das Lagerungsverhältnis zwischen Bänder- und Knollenkalken wechselt.

Nördlich ober La Pozza stehen über dem Mendeldolomit an:

dünngeschichtete, hellgraue Dolomite mit Feinschichtung; schwärzlich-graue, grau verwitternde, dünngeschichtete, bituminöse Dolomite;
schwärzliche, bläulich verwitternde Kalke, denen dünne Mergelschichten zwischengelagert sind;

dick gebankte, fast schwarze Kalke mit heller, blaugrauer Anwitterung.

In den obersten Lagen, die dünner sind, wechselagern ebensolche Mergelschichten. Dieser Schichtkomplex, dessen Mächtigkeit etwa 10 m beträgt, entspricht wohl Ogilvie Gordons (62, S. 205) oberem alpinen Muschelkalk. Letzterer wurde in der Puezgruppe nicht eigens ausgeschieden, sondern mit den Buchensteiner Schichten zusammen kartiert. Westlich Punkt 2138 und bei Punkt 1931 (beide am Muliatsch) stehen nur die vorhin erwähnten Schichten an, während weiter westlich

unter Bus da Frate über dem Mendeldolomit nur Buchensteiner Bänderkalke liegen. Ober La Pozza folgen über dem „oberen Muschelkalk“ Buchensteiner Bänderkalke, die sehr arm an Hornsteinen sind, darüber sehr mächtige Knollenkalke, gering mächtige Bänderkalke und zu oberst noch eine dünne Lage Knollenkalke.

Im ersten Graben östlich Kerpatscha stehen über dem Mendeldolomit eine dünne Lage Buchensteiner Knollenkalke, eine dünne Agglomeratlage und gering mächtige Knollenkalke an. Darüber folgen noch drei Agglomeratlagen, zwischen die graue Kalke, Mergelkalke und einzelne Knollenkalklagen eingelagert sind. Man sieht deutlich, daß die Buchensteiner Schichten hier schon von Punkt 2060 an nach W in die Agglomerate auskeilen, da vom ganzen Buchensteiner Komplex nur noch einige Kalkbänke übriggeblieben und an seine Stelle die Agglomerate getreten sind, in die hier das Tuffkonglomerat nach oben allmählich übergeht. Zwischen dem Grödner Joch und Bus da Frate sind die Buchensteiner Schichten überhaupt nicht entwickelt. Sie werden hier durch das Tuffkonglomerat und die Agglomerate vertreten.

Über den Agglomeraten gleich ober Collfuschg folgen Buchensteiner Bänderkalke und Pietra verde, darüber 3 m ungeschichtete Knollenkalke, dann normale dünn bis mitteldick geschichtete gleiche Kalke und über diesen ein zirka 10 m mächtiger, grünlichblauer, braun und rostbraun verwitternder, kleinsphäroidischer Kugeltuff, der reich an hell verwitternden Kalziten und Zeolithen? ist. Die mikroskopische Untersuchung ergab, daß dieses Gestein den Plagioklasporphyriten sehr nahe steht. Reichlich finden sich stark zersetzte Plagioklasleisten mit chloritischen Zersetzungsprodukten als Einsprenglinge und bis zu $\frac{1}{2}$ cm große, von einem Saum ebensolcher Zersetzungsprodukte umgebene Kalzitdrusen. Die Grundmasse besteht aus feinen Plagioklasleisten, Kalzit- und Magnetitkörnern, Titaneisennädelchen und chloritischen Zersetzungsprodukten, die auch kleinere Hohlräume ausfüllen oder einzelne Pseudomorphosen bilden, die Kalzit- und Magnetitkörner im Innern enthalten. Pseudomorphosen von Kalzit, bei denen Magnetitkörner die Umgrenzung bilden und Sprünge ausfüllen, sind hier selten und klein.

Über dem Mendeldolomit im oberen Teil des liegenden Sattels am Pradat folgt wieder zuerst der Kugeltuff, darüber Knollenkalke, Bänderkalke und graue Kalke und rauh anwitternde Kalksandsteine mit feinem Korn. Einige Lagen davon sind breccios. Über diesen stehen Bänderkalke mit Pietra verde, den Wengenern ähnliche Tufflagen und graue, ziemlich dunkle, etwas heller verwitternde, den Bellerophonschichten ähnliche Kalke ohne jeden Hornstein an. Diese gehen nach oben in zuerst feinkörnige, dann allmählich immer gröbere Breccie über, die aus ganz demselben Material besteht.

Am Tschengles und auch südlich Salvatscha folgen über dem Muschelkalk Buchensteiner Bänderkalke und darüber Knollenkalke, während es am linken Ufer des von Laguschell herunter kommenden Baches ober Ties gerade umgekehrt ist. Die bei Pitschodaz aufgeschlossenen sehr hornsteinarmen Bänderkalke gehören wohl ins Buchensteiner Niveau.

Am linken Ufer des Giampioradbaches, der bei Pederoa in die Gader mündet, sind gegenüber von Moring der dort ziemlich mächtigen Pietra verde

einige Meter mächtige, grünlichgraue, gelblich und grünlich verwitternde Kalke und Kalkmergel zwischengelagert. Im Hangenden sind noch dünnere und dickere Knollenkalklagen und darüber Bänderkalke aufgeschlossen.

Am Wege von Punkt 1484 (westlich Campo, Gemeinde Wengen) nach Campeï stehen im Hangenden des Muschelkalks an: Buchensteiner Knollenkalke, Bänderkalke, 2 m Pietra verde in bis zu 20 cm dicken Schichten und Bänderkalke, denen ein paar Meter Pietra verde zwischengeschaltet sind.

Auf der Nordseite des Bronsaratales folgen über dem Mendolomit Bänderkalke, Knollenkalke, Bänderkalke, Pietra verde, Bänderkalke und feine und gröhere Pietra verde. Ob die von O gegen Punkt 2401 (nördlich Bronsoi) heraufziehenden Schichten an der Störung gegen Mendolomit abschneiden oder schon vorher in Dolomit ausgekelt sind, ist wegen Schuttbedeckung nicht festzustellen, doch wurde an einer Stelle zwischen Mendolomit unten und Schlerndolomit oben ein dünngeschichteter Dolomit beobachtet.

Im westlichen Teile der Sobutschnordwand sind die Buchensteiner Schichten, wenn auch in geringer Mächtigkeit, doch deutlich entwickelt (vgl. auch Trautwein 76, S. 45). Auf der Westseite verschwinden sie unter Bergsturz- und Schuttmassen, in denen man ab und zu noch Buchensteiner Material wahrnehmen kann und kommen nach Trautwein erst wieder an einem kleinen Aufschluß am Fuße des Wasserkofels in der Geislergruppe zum Vorschein. Im östlichen Teile der Sobutschnordwand sind die Buchensteiner Schichten nur noch als kaum erkennbares, ein paar Meter mächtiges Band von Bänderkalken unten und Knollenkalken oben zwischen Punkt 2420 und 2101 entwickelt. Östlich und westlich dieser beiden Orte gehen sie rasch in Dolomit über. Ein kleines Vorkommen von Buchensteiner Schichten findet sich noch südlich von Punkt 1945. Bei Punkt 2420 sind die Knollenkalke schon ganz dolomitisch entwickelt.

Tuffartige Zwischenlagen, wie sie in den Wengener Schichten häufig sind, finden sich auch ober Bioc.

Sprünge in den Knollen-, Bänderkalken und in der Pietra verde sind meist mit weißem Kalzit verheilt.

Der große Reichtum der Buchensteiner Schichten an Hornsteinen steht wohl mit der Pietra verde im Zusammenhang, die sehr reich an Kieselsäure ist. Daß an der Bildung der Knollenkalke Radiolarien, Kieselchwämme und andere Organismen beteiligt waren, ist sicher, wie zahlreiche Funde heweisen. Andererseits waren an der Bildung mancher nur wenige Millimeter mächtiger Hornsteinschichten tierische oder pflanzliche Organismen vermutlich nur unwesentlich beteiligt, da die Bildungszeit dieser dünnen Hornsteinlagen (bei der ohnehin im allgemeinen kurzen Bildungszeit der Hornsteine — Klähn 31, S. 425) wohl zu kurz war, als daß schon das Optimum erreicht gewesen wäre, bei dem sich Kieselorganismen hätten ansiedeln können. Rhythmische Bildungen liegen wohl nicht vor, da die Abstände der einzelnen Schichten und ihre Dicke sich fortwährend ändern. Auch die große Armut an Fossilien ist vielleicht auf die Anwesenheit von zuviel Kieselsäure zurückzuführen, die vielen Tieren das Leben in dem damaligen Meere unmöglich machte.

Die Buchensteiner Schichten sind gegen Verwitterung sehr widerstandsfähig, bilden meist steile Wände und treten daher im Gelände oft recht deutlich hervor. Andererseits haben sie sich dank ihrer dünnen Bankung und Schichtung größeren tektonischen Beanspruchungen gegenüber recht plastisch verhalten, wie z. B. die Aufschlüsse bei Pederóa zeigen, wo die Buchensteiner Schichten sehr stark gefaltet sind.

Die Grenze der Buchensteiner Schichten nach oben ist ziemlich unvermittelt und scharf.

Die Buchensteiner Agglomerate.

Die Buchensteiner Agglomerate (= „Explosivtuffe“ von Cornelius [5]) wurden von Richthofen und Mojsisovics erwähnt, jedoch nicht eigens ausgeschieden.

Im Hangenden der Buchensteiner Schichten stehen an den Abhängen der Puezgruppe und zwischen Pedraces und Frena die Buchensteiner Agglomerate an. Bei Punkt 1665 (Nordzipfel) liegen Agglomerate in sehr großer Mächtigkeit nicht über den Buchensteiner Schichten, sondern über den Wengener Schichten. Zuzolge der hier vorhandenen großen Störungen, der schlechten Aufschlüsse und des Mangels an Fossilien ist es nicht zu entscheiden, ob diese Agglomerate über den Wengener Schichten zur Ablagerung gelangten oder auf diese hinaufgeschoben wurden. Es bleibt also die Frage nach ihrem Alter offen. Die Agglomerate nördlich unter Pitschodaz gehören vielleicht ins Buchensteiner Niveau.

In der Puezgruppe kommt nur konkordantes Auflagen der Explosivtuffe auf die Buchensteiner Schichten vor. Auch im Hangenden der Tuffe liegen die Schichten konkordant. Diese konkordant den Sedimenten eingelagerten Tuffe (Cornelius 5, S. 372) sind aus den Schloten herausgesprengtes Material, das sich hier mit stark verringerter Mächtigkeit (und Trümmergröße) über größere Gebiete verbreitet.

Ihre Mächtigkeit ist sehr großen Schwankungen unterworfen. Ober Plesch d'Inaz beträgt sie nur einige Meter, nach O und N aber nimmt sie rasch zu und erreicht an einigen Stellen bis zu 80 und mehr Meter. Die Agglomerate bestehen aus einer graugrünen, sandigtuffigen Grundmasse und darin eingebetteten massenhaften Kalkstücken. In den Agglomeraten der Puezgruppe wurde kein sicheres Werfener- oder Bellerophonkalkstück gefunden, geschweige denn Gerölle aus dem Quarzporphyr oder den kristallinen Schiefern. Die Stücke, die zur Hauptsache aus den Buchensteiner Schichten stammen, sind mehr oder weniger gerundet. Völlig gerollte Stücke wurden nicht gefunden. Größen- und Mengenverhältnis wechseln sehr, bald sind die Gerölle vereinzelt, bald überwiegen sie, bald ist infolge des Reichtums an Geröllen das tuffige Bindemittel ganz zurückgetreten. Die Größe der Stücke schwankt von einigen Zentimetern bis über Kopfgröße. Sichere Schichtung konnte nirgends festgestellt werden. Die Agglomerate erscheinen im Gelände als ziemlich steile Mauern, deren obere Parteien infolge ihrer leichten Verwitterbarkeit häufig etwas abgerundet sind.

Am Weg zur Regensburger Hütte stehen ober Plesch d'Inaz über den über den Augitporphyriten liegenden Buchensteiner Bänderkalken

(vielleicht liegen unter ihnen noch Knollenkalke?) Agglomerate mit schwarzgrüner, glasiger, poröser Tuffmasse, die aber gegenüber der Menge der Kalkgerölle fast ganz verschwindet. Darüber folgen einige dick- und dünn geschichtete, blanschwarze Kalklagen, denen eine dünne Tufflage zwischengeschaltet ist. Der ganze Komplex erreicht nicht ganz 2.5 m Mächtigkeit.

Unter Tubla stehen über dem Augitporphyrit 4—5 m normale Agglomerate mit grauem, tuffigen Bindemittel an, die auch einzelne Augitporphyritgerölle führen. Darüber kommen auch noch Buchensteiner Knollenkalke zum Vorschein, bei denen es sich wohl um eine einzelne Scholle handelt, da weiter östlich von den Knollenkalken nichts mehr zu sehen ist. Im Hangenden folgt noch 1 m dunkler, blaugrauer Kalksandstein mit feinem Tuffmaterial.

Über die Lagerungsverhältnisse der Agglomerate an der Bahnlinie am Südfuße von Pastura läßt sich nichts Genaueres feststellen. Die Agglomerate des Muliatsch enthalten vielfach größere Buchensteiner Knollenkalkschollen eingelagert. An der Grenze gegen das Tuffkonglomerat kommt auch schwarze Tuffmasse als Bindemittel der grauen, eckigen Kalkgerölle vor. Westlich Punkt 2138, wo die Agglomerate so tief herabreichen, kommen darin auch einige große Dolomitschollen und etwas weiter östlich ein großer, grauschwarzer Kalkblock vor. Bei Punkt 2060 sind Lavabrocken im Agglomerat nicht selten. Bei Col da Martin liegen in letzterem wirr gefaltete Buchensteiner Schichten, die wahrscheinlich als größere Scholle ins Agglomerat eingebettet wurden.

Das ganz kleine Agglomeratvorkommen an der Grödner-Joch-Straße östlich des größeren enthält reichlich große Kalkbrocken. Weiter östlich über Ruon, wo Ogilvie Gordon (56) Wengener Schichten einzeichnet, stehen feine und mittelgrobe Agglomerate an.

Über Saning folgen, wo das Tuffkonglomerat nicht vorhanden ist, über den Buchensteiner Knollenkalken die Agglomerate, die zu unterst sehr grob sind, aber nach oben gegen die Augitporphyrite immer feiner werden. Zu unterst erreichen die Kalkbrocken bis über einen halben Meter Durchmesser. Wo das Tuffkonglomerat fehlt, ist das Agglomerat noch gröber. Es enthält dort große Dolomitklötze und kleinere und mittelgrobe Porphyritgerölle mit grauem, tuffigem Bindemittel. An einer Stelle stehen darunter Bänderkalke an. Eine Trennung des Tuffkonglomerats von den normalen Agglomeraten ist fast unmöglich, da es auch Stellen gibt, wo über den Buchensteiner Schichten gering mächtige Agglomerate liegen, darüber das Tuffkonglomerat und über diesem wieder Agglomerate folgen. Deshalb wurde auch westlich Kerpatscha das Tuffkonglomerat nicht eigens ausgeschieden, sondern mit den Agglomeraten zusammengefaßt.

Die Agglomerate gleich ober Collfuschg enthalten z. T. sehr grobe Kalkgerölle. Die am Pradat sind zu unterst feinkörnig und haben mäßig viel grüngraues, kalkreiches Bindemittel und hauptsächlich Gerölle von grauem Kalk.

Südlich Graffonara sind den Agglomeraten auch einige graue Kalklagen zwischengeschaltet. Auf der Südseite des Tschengles sind die Agglomerate sehr grob und mit grauem Bindemittel verkittet. Auf der Westseite enthalten sie eckige und etwas gerundete Kalkblöcke bis zu einem halben Meter Durchmesser.

Südöstlich ober Pares tritt in den Agglomeraten, die hier auch Hornsteine führen, das graugrüne, kalkreiche Bindemittel bald zurück, bald herrscht es vor. Stellenweise sind sie hier kalksandsteinartig durch Vorherrschen von 1—2 mm großen Kalkkörnchen. Ganz vereinzelt kommen in diesen auch größere Gerölle vor.

Im Hangenden der Agglomerate folgen Laven und Tuffe.

Augit-Plagioklas-Porphyrite und Tuffe.

Die horizontale Verbreitung dieser ergibt sich schon aus der Karte von Mojsisovics. Doch hat letzterer am Südrande des Puezgebietes nur Augitporphyrlaven und zwischen Pares (Campilltal) und Costa (nördlich Pedraces) nur Augitporphyrtuffe eingezeichnet, während überall im Gebiete sowohl Laven als auch Tuffe vorkommen. Westlich Pares, am Sobutsch und nördlich vom Bronsoi sind die von Mojsisovics eingetragenen Augitporphyrtuffe nicht vorhanden.

Die vertikale Mächtigkeit der Augitporphyrite beträgt bis zu 80—100 m (nordwestlich Wolkenstein).

In der Puezgruppe kommen nur konkordant zwischen Sedimentgesteine eingeschaltete Eruptivergüsse vor, die, wie bereits Hörnes (24, S. 122) feststellte, nur Stromenden der Fassaner Melaphyregüsse darstellen. Gänge wurden nirgends festgestellt. Für diese Laven ist ein poröser, schlackiger Aufbau charakteristisch. Die Plagioklase sind bis zur Unbestimmbarkeit zersetzt und an ihre Stelle sind z. T. Pseudomorphosen (Chlorit, Kalzit usw.) getreten, während die Augite im Vergleich zu jenen nur eine ganz unbedeutende Veränderung erfahren haben. Analysen sind wegen der Zersetzung des Gesteins nicht erfolgversprechend. Das Schliffmaterial ermöglichte eine Zweiteilung der Laven. In den einen Laven sind Augite (*a*), in den anderen Plagioklase (*p*) als erste Einsprenglinge vorhanden. Für die basalen Ergüsse ist der Typus „*a*“ kennzeichnend, gegen das Hangende hin tritt der Typus „*p*“ zu „*a*“. Die basalen Ergüsse sind Augitporphyrite, die als Typus „*p*“ bezeichneten Plagioklasporphyrite. Zwischen diesen beiden kommen Mischtypen vor. Alle diese Gesteine weisen keine Spur von Durchbewegung auf. Deutlich sind die basalen Ergüsse von denen im Hangenden westlich und östlich von Wolkenstein durch Buchensteiner Schichten und Agglomerate getrennt (siehe Karte).

Die Augitporphyrite sind ein dunkelgrünes bis grünschwarzes Gestein mit makroskopisch erkennbaren grünschwarzen Augitkristallen und etwas hellerer Grundmasse. Mitunter kommen auch in den unteren Lagen makroskopisch wahrnehmbare Drusen von Kalziten und Zeolithen vor, so z. B. zwischen dem Cislesbach und La Pozza am Grödner-Bach. Die Feldspäte werden meist erst bei Verwitterung sichtbar. Dieses massige Gestein ist von zahlreichen unregelmäßigen Sprüngen durchsetzt und neigt bei der Verwitterung zur Bildung runderlicher Formen. Es verwittert mit dunkelgrauen, rotbraunen und stellenweise fast rötlichen Farben.

Mikroskopisch untersucht wurden Stücke von Croc bei Wolkenstein (unter den Buchensteiner Schichten), Schliff Nr. 1, Kerpatscha, Nr. 2, und von Pitscheis bei Vig im Campilltale, Nr. 3. Die großen, hell-

grünen, gemeinen Augite zeigen z. T. auf den Sprüngen den Beginn chloritischer Zersetzung und enthalten mitunter einzelne Magnetitkörner. Auch die grauen bis graubraunen, stark zersetzten, leistenförmigen Plagioklaseinsprenglinge haben vielfach chloritische Zersetzungsprodukte und kleine Magnetitkörner (letztere primär). Die Grundmasse besteht zum größten Teil aus kleinen Plagioklasleisten, chloritischen Zersetzungsprodukten und bei Schliff 1 noch aus kleinen Augitkörnern. Die selten weißen, meist hell- bis dunkelgrünen, grün- und graubraunen chloritischen Zersetzungsprodukte kommen in allen hier noch zu besprechenden Schliffen mehr oder weniger reichlich in der Grundmasse und als Ausfüllung von Mandelräumen vor. Nur in Schliff 1 und 3 bilden sie auch mittelgroße Pseudomorphosen mit Kalzit und Magnetit im Innern. In diesen Schliffen ist sehr wenig Kalzit. In Schliff 2 sind die Kalzite (mit z. T. radialstrahligem Wachstum) und Zeolithe mitunter von einem Saum chloritischer Zersetzungsprodukte umgeben. Feine Apatitnadeln sind häufig — Schliff 1 —, ebenso Titaneisenstäbchen in Schliff 2 und 3.

Auch in den oberen Lagen kommen Gesteine vom Typus „a“ vor, die von denen der Basis meist in keiner Weise verschieden sind. Mitunter ist ihre Grundmasse etwas heller. Untersucht wurden Stücke aus dem oberen Erguß am Cistlesbache nördlich der Schwatsch-Alpe — Nr. 4 — und unter Tubla — Nr. 5 —, ferner Stücke vom Westkamm des Muliatsch — Nr. 6 — und vom Punkt 1732, südöstlich Pares, im Campilltal — Nr. 7.

Plagioklase und Augite entsprechen den oben beschriebenen. Nur in Schliff 5 erreichen die Augit- und Plagioklaseinsprenglinge gleiche Größe, während in den anderen Schliffen die viel größeren Augite die erste Generation der Einsprenglinge darstellen. Die Grundmasse besteht größtenteils aus kleinen Feldspatleisten, kleinen Magnetitkörnern, Titaneisenleistchen und einzelnen Augitkörnern in Schliff 5 und 7. Pseudomorphosen chloritischer Zersetzungsprodukte mit Kalziten im Innern kommen selten vor und fehlen in Schliff 4 ganz. In Schliff 5 sind kleine, von einem Saum chloritischer Zersetzungsprodukte umgebene Kalzitdrusen zu bemerken.

Die Plagioklasporphyrite sind ein grünes bis dunkelgrünes Gestein, welches braun bis rostbraun und infolge der zahlreichen Kalzit- und Zeolitmandeln ganz löcherig verwittert. Am Weg zur Regensburger Hütte sind nur untere und obere Partien des oberen Ergusses reich an Mandelbildungen, mittlere sehr arm, während unter Tubla besonders die höheren Lagen ungemein arm an solchen sind. An der Grödner-Joch-Straße östlich unter Kerpatscha steht an zwei Stellen zu unterst Augitporphyrit an und darüber liegt 10 m mächtiger typischer Plagioklasporphyrit. Untersucht wurden Schliche von Fontanes in Danter ceppies — Nr. 8 — und von Kerpatscha — Nr. 9.

Die makroskopisch schon erkennbaren hellen, leistenförmigen Plagioklaseinsprenglinge sind stark zersetzt. Vielfach enthalten sie Kalzite, chloritische Zersetzungsprodukte und auch Zeolithe (in Schliff 9). Die Grundmasse besteht zur Hauptsache aus feinen Feldspatleisten, feinen Magnetitkörnchen und Titaneisenleistchen (nur in Schliff 9). Die reichlich vorhandenen Kalzite und Zeolithe, die meist in Drusen vorkommen,

sind häufig mit einem Saum chloritischer Zersetzungsprodukte umgeben, wobei die Blättchen dieser senkrecht auf den Außenrand des betreffenden Minerals stehen. Diese Zersetzungsprodukte sind vor allem in den Sprüngen häufig und kommen auch als Rosetten in Kalziten und Zeolithen vor, die mitunter auch radialstrahliges Wachstum zeigen. Die hier bis zu 2 cm großen, makroskopisch weiß bis hellroten Zeolithdrusen sind im Schliiff völlig farblos. Angeschliffene Partien färbten sich mit verdünntem Fuchsin nach vorherigem Bedecken mit verdünnter Salzsäure und Abwaschen rot. In geringer Anzahl kommen in Schliiff 9 von einem Saum chloritischer Zersetzungsprodukte umgebene Pseudomorphosen vor, die zum größten Teil aus Zeolithen bestehen, die ein wirres Durcheinander von wurmförmigen Bändern chloritischer Zersetzungsprodukte und einzelne Kalzit- und Magnetitkörner umgeben. Ferner bilden in diesem Schliiffe die chloritischen Zersetzungsprodukte einzelne scharf umgrenzte Pseudomorphosen ebenfalls mit Kalziten und Magnetitkörnern im Innern. Auch Spuren von Eisenoxyd finden sich hier. Im Schliiff 8 sind einzelne Pseudomorphosen von Kalziten mit darin eingeschlossenen Magnetitkörnern vorhanden.

Die Eruptivtuffe sind dunkelgrüne oder graublaue, fein- bis feinstkörnige, ungeschichtete, meist sehr dick gebankte Gesteine. Ihre Verwitterungsfarbe ist dunkelgrau, braunschwarz bis schwarz. Auch sie nehmen z. T. rundliche Verwitterungsformen an. Auch zwischen Augit-Plagioklas-Porphyr und Eruptivtuff ist keine scharfe Grenze zu ziehen. Es kommen alle möglichen Übergänge vor, ebenso zwischen letzteren und den Sedimentärtuffen, die auch in höheren Lagen noch miteinander wechsellagern.

Bei Tubla, nördlich ober La Pozza, findet sich zwischen den oberen Lagen des oberen Ergusses eine gelbbraune, feinstkörnige, kalkig dolomitische Zwischenlage vor.

Östlich unter Kerpatscha folgen über dem Plagioklasporphyr über der Grödner-Joch-Straße Eruptivtuffe mit Spuren von Daonellen und Pflanzenhecksel mit einer zwischengeschalteten dünnen, dunklen Kalkmergellage. Im ersten Graben östlich Kerpatscha sind den Eruptivtuffen einzelne dünne, dunkle Kalkbänkchen zwischengeschaltet.

Ober Pescosta, östlich von Colluschg, wurde in den Tuffen im Hangenden der Agglomerate *Daonella* cf. *Lommelli* Wißm. gefunden.

Die Laven und Tuffe treten im Gehänge durch dunkle, schwarze Farbe und die oft steilen, aber gerundeten Wände, die sie bilden, deutlich hervor. Als Bausteine finden die Augitporphyrite reichlich Verwendung, ebenso die Eruptivtuffe.

Der Übergang nach oben in die Wengener Schichten ist ein sehr allmählicher.

Das Tuffkonglomerat.

Bei Bus da Frate, nördlich Plan, steht über den Buchensteiner Schichten ein Tuffkonglomerat an, das nach O hin plötzlich auskeilt und durch die Buchensteiner Agglomerate vertreten wird. Sehr bald ist es aber wieder in großer Mächtigkeit am Aufbau des Südhanges des Bustatsch-Muliatsch-Rückens beteiligt, wo es teils über dem Mendel-dolomit, teils über dem oberen Muschelkalk liegt. Weitere Vorkommen

sind bei Kerpatscha an der Grödner-Joch-Straße und über dem Mendeldolomit oder den Buchensteiner Schichten zwischen hier und Collfuschg (siehe auch Buchensteiner Agglomerate!). Am Pradat kommt es bereits nicht mehr vor und auch sonst wurden nirgends im Gebiete ähnliche Bildungen beobachtet.

Das Tuffkonglomerat besteht nur aus Eruptivmaterial. Es enthält ziemlich abgerundete Lavablöcke in allen Größen bis über einen halben Meter Durchmesser. Als Bindemittel dient grobes Tuffmaterial von der Beschaffenheit der Eruptivtuffe. Die Gerölle sind nur in den äußersten Partien zersetzt. Stücke von Sedimentgesteinen konnten nicht gefunden werden. Dieses Gestein gleicht dem von Cornelius und Furlani (5, S. 367) angeführten Vorkommen im Marmolatagebiet.

Die Mächtigkeit des Tuffkonglomerats nimmt nach O hin bedeutend ab und beträgt unter Kerpatscha nur noch zirka 6 m. Weiter östlich tritt es nicht mehr als durchgreifendes Schichtpaket, sondern nur stellenweise auf, hat eine noch geringere Mächtigkeit und keilt rasch in die Buchensteiner Agglomerate aus.

Zur Untersuchung gelangten grünliche Gesteine aus dem Tuffkonglomerat von Kerpatscha, die dem Typus „p“ (siehe Augit-Plagioklasporphyrite!) entsprechen. Diese Plagioklasporphyrite sind teils sehr feinkörnig, im frischen Bruche dunkelgrau mit rötlichen, sehr kleinen Feldspäten (Nr. 10), teils grobkörnig (Nr. 11). Eine andere Varietät enthält noch mehr rötliche Feldspäte und graubraune, grünliche und weiße Einsprenglinge (Nr. 12).

Diese Gesteine bestehen zur Hauptsache aus mittelgroßen und kleinen, stark zersetzten, leistenförmigen Plagioklaseinsprenglingen, die Kalzit, Magnetit und chloritische Zersetzungsprodukte enthalten. Die Plagioklase von Schliff 10 und 12 sind im durchfallenden Lichte bräunlich. Das von den chloritischen Zersetzungsprodukten bei den „Augit-Plagioklasporphyriten“ Gesagte gilt hier nur für Schliff 12. Nur in diesem besteht die Grundmasse aus feinen Plagioklasleistchen und Magnetitkörnchen, während in Schliff 11 die dunkle, ungemein feinkörnige Grundmasse fast nur aus Magnetitkörnchen besteht und in Schliff 10 eine solche überhaupt fehlt. Reichlich sind größere und kleinere Pseudomorphosen von Kalziten mit Plagioklaskörnern und chloritischen Zersetzungsprodukten, bei denen die Ränder und Sprünge von Magnetit gebildet werden (Schliff 10 und 12). Kalzitmandeln finden sich in Schliff 11 und 12. Mitunter sind diese von einem Saum aus Magnetitkörnern (außen) und einem solchen chloritischer Zersetzungsprodukte (innen) umgeben oder nur von letzterem allein. Außerdem kommen auch reichlich sehr große, helle Pseudomorphosen vor, die zum größten Teil aus Kalzitkörnern, einzelnen Plagioklas- und Magnetitkörnern und chloritischen Zersetzungsprodukten bestehen (Nr. 12). In Schliff 10 und 11 sind mittelgroße Pseudomorphosen von chloritischen Zersetzungsprodukten und sehr große, fast wasserhelle, meist von einem grünen Saum umgehene, zur Hauptsache aus Plagioklaskörnern, einzelnen etwas größeren Kalziten und Magnetiten bestehende Pseudomorphosen häufig. Rotbraunes Eisenoxyd und größere Magnetitkörner finden sich in Schliff 10 und 11. Apatitnadeln kommen in Schliff 10 und 12 vor.

Die Wengener Schichten.

Mit den Schichten der *Daonella Lommeli* erreicht die Ausbildung vulkanischen Tuffmaterials ihr Maximum.

Ihre Verbreitung stimmt mit den Mojsisoviesschen Angaben im wesentlichen überein. Die Mächtigkeit ist ziemlich bedeutend, doch sind infolge zahlreicher Faltungen und Störungen keine sicheren Angaben darüber zu machen.

Am West- und Südrande der Puezgruppe, westlich ober Pedraces und südöstlich ober Pares, beginnt die Entwicklung der Wengener Schichten über den Laven und Tuffen, am Nordzipfel über den Buchensteiner Schichten und auf der Südseite des Sobutsch und der Nordseite des Bronsaratales über dem Schlerndolomit. Bei den drei letzterwähnten Vorkommen ist die Grenze der Wengener Schichten gegen ihr Liegendes sehr scharf.

Die Wengener Schichten beginnen mit den ersten *Posidonomya wengensis* führenden Tufflagen. Diese sind dunkle, schwarzgrüne, aus augitporphyrischem Material bestehende fein- bis grobkörnige Sandsteine. Die einzelne Schichte ist selten mehr als 2 dm mächtig. Die vielfach fast ganz kalkfreien, mehr tonigen Tuffsandsteine verwittern mit grünlichen, gelbbraunen, braunen und stellenweise rostbraunen Farben. Manche hellere bis graue Lagen enthalten vulkanisches Material in viel geringerem Ausmaße und sind sehr kalkreich. Mit diesen Sandsteinen wechsellagern Mergel, Mergelschiefer und Kalke, die im Liegenden seltener auftreten, gegen das Hangende hin an Bedeutung zunehmen, immerhin aber im Verbande der Wengener Schichten zurücktreten gegenüber den kalkarmen bis kalkfreien Ablagerungen vulkanischen Materials. Die Mergel und Kalke sind grau, blaugrau oder dunkelgrau, beide wittern grau bis gelbbraun an. Die Mergel sind dünn bis ziemlich dick geschichtet, die Mächtigkeit der Kalkbänkchen beträgt mindestens einige Zentimeter, durchschnittlich 10—15 cm, jedoch auch bis 30 cm. Die Mergelschiefer sind graubraune bis schwarze, mitunter papierdünn spaltende Gesteine. Tuffe, Schiefer und Mergel enthalten reichlich Pflanzenhecksel, auch besser erhaltene Pflanzenreste sind nicht selten.

Die Wengener Schichten südlich unter Pescol bestehen aus grauen, grünlichbraun bis rostbraun verwitternden, kalkreichen Tuffen in 8 bis 40 cm dicken Lagen, die nicht so leicht verwittern und daher überall hervorragen. Mit diesen wechsellagern graue, überall ziemlich mächtige, dünngeschichtete, kalkreiche Mergel. Die hier festen, blaugrauen Kalklagen sind sehr selten. Sehr häufig (zirka jeden halben Meter) alternieren 2—4 cm dicke Kalzit-Gips-Schichten mit den Mergeln und Tuffen. Die Untersuchungen von Herrn Dr. O. Schmidegg haben ergeben, daß die von Klipstein (35, Bd. 2, Abt. 3, S. 12, 14 und 15) erwähnten Aragonitschichten Kalzit-Gips-Schichten sind. Dr. Schmidegg äußert sich darüber:

„Diese bestehen größtenteils aus durchscheinendem Kalzit, der aus sehr feinen Fasern zusammengesetzt ist, die ungefähr senkrecht zur Schichtfläche angeordnet sind. Die c-Achsen gehen parallel den Fasern.

Die Achsendivergenzen sind sehr gering, bis höchstens 5° , meistens jedoch fast unmerklich. Die Regelung ist also sehr scharf und es scheinen nicht nur die *c*-Achsen, sondern auch das übrige Raumgitter einheitlich orientiert zu sein, wie aus den meist zahlreichen, gleich verlaufenden Zwillinglamellen hervorgeht (Sicherstellung mit U.-Tisch nötig). Die Faserung geht gleichmäßig durch die ganze Schichtbreite ohne Wachstumserscheinungen (z. B. stärkere Achsendivergenz an den Anwachsstellen, Bänderstruktur). Die Enden sind häufig gleichsinnig umgebogen.

In den Kalzit sind vielfach Gipsfasern eingelagert, entweder einzeln oder gehäuft. In manchen Stücken fehlen sie auch ganz. Sie heben sich im Handstück durch den weißen, seidigen Glanz, im Schliff durch die niederen Interferenzfarben deutlich heraus. Die Auslöschung ist, da die *c*-Achsen den Fasern parallel laufen, schief.“

Es ist wahrscheinlich, daß der Kalzit eine Pseudomorphose nach Gips ist. Es haben also zur Wengener Zeit im Gebiete der Puezgruppe wohl ähnliche Verhältnisse geherrscht wie im oberen Perm.

Die Kalzit-Gips-Schichten kann man als deutlich sichtbare Bänder weithin verfolgen. Sie machen alle Faltungen der Wengener Schichten mit und sind viel verwitterungsbeständiger als die weichen Mergel und Tuffe. Ähnliche Lagen führen außer den Wengener Schichten nordwestlich ober Pedratsches auch die der Schwatsch-Alpe.

Am Tschengles stehen über den Agglomeraten wahrscheinlich auch noch Wengener Schichten an, die aber nur sehr schlecht aufgeschlossen sind. Hier liegen Stücke eines im frischen Bruch gelbbraunen, braun anwitternden Tuffgesteins herum. Die mikroskopische Untersuchung ergab, daß es zur Hauptsache aus Plagioklas und Biotit besteht, von dem nur wenig vorhanden ist. Er ist braun, eisenreich und zersetzt. Die Zwillinglamellierung der Plagioklase ist infolge der starken Zersetzung selten und schwer wahrzunehmen, wohl aber mitunter ihre Zonarstruktur. Die deutlichen, scharfen Umrisse der Feldspäte passen zur Ableitung von einem Ergußgestein und das Fehlen von Quarz und Orthoklas spricht für die basische Beschaffenheit desselben.

Bei Promberg stehen in sehr schlechten Aufschlüssen fein gebänderte Kalke und grüne Tuffe an, die wohl zu den Wengener Schichten zu rechnen sind. Hier liegt auch, an einer ganz kleinen Stelle aufgeschlossen, zwischen harten, dünnen Kalken ein sehr gering mächtiges, dem Biotitplagioklastuff des Tschengles ähnliches, makroskopisch hellgraues Gestein eingeschaltet. Es enthält mehr Biotite als das vom Tschengles. Ihre Farbe ist braun bis grünlichbraun. Die vielfach verbogenen und gepreßten Biotitleisten deuten auf starke, nachträgliche Pressung. Im übrigen ist die Beschaffenheit beider Gesteine ziemlich dieselbe.

Über den Augitporphyriten des Punktes 1732 südöstlich Pares stehen einige Meter sehr harte, fast kalkfreie, graue, tonige, stark kieselige Lagen an, die teils sehr hell, fast weißlich, teils gelbgrau, bräunlich und grünschwarz verwittern. Pflanzenspurten sind vorhanden. Nach oben gehen diese Lagen sehr rasch in typische Wengener Schichten über.

Auf der Nordseite des Bronsaratales folgen über dem Schlerndolomit dünngeschichtete, blaugraue Kalke, dann Mergel und Kalke, wie sie in den Wengener Schichten typisch sind. Weiter westlich zwischen Punkt 2212 und Punkt 2202 sind über den zu unterst normalen Wengener Schichten Agglomerate und darüber eine 2—3 m mächtige Scholle aus den Buchensteiner Knollenkalken aufgeschlossen. Im Hangenden steht wieder Agglomerat an, jedoch mit tuffigem Bindemittel und wenig Kalkgeröllen. Darüber folgen wieder normale Wengener Schichten. Auch westlich ober Misch, beim Abstieg von der Schlüterhütte, konnte in dem zirka 10 m mächtigen Wengener Agglomerat ein mehrere Kubikmeter großer Block aus den Buchensteiner Knollenkalken beobachtet werden. Weiter westlich, gegen das Bronsarajoch zu, liegen über dem Schlerndolomit zuerst typische Wengener Schichten, darüber dünngeschichtete, gebänderte Lagen, indem hellere oder dunklere Kalk- oder Mergellagen von wenigen Millimeter Dicke miteinander alternieren. Darüber folgt eine dünne Agglomeratbank mit sehr wenig, aber kalkreichem Bindemittel und eckigen Kalkbrocken und dann ein Agglomerat mit reichlich schwarzer, tuffiger, kalkfreier Zwischenmasse. Die Agglomerate in den Wengener Schichten unterliegen hier im Streichen großen Mächtigkeitsschwankungen.

Bei Punkt 2293 nördlich der Medalges-Alpe folgen über dem Schlerndolomit von unten nach oben:

blaugraue Mergelkalke,

15 cm sehr harter, hellgrauer Kalk,

grünbraune, kalkfreie, grobe Tuffe mit Pflanzenhecksel,

feine, schwarzbraune, kalkfreie Lage,

grünbraune, kalkfreie Tuffe mit konzentrischschaliger Verwitterung,

zirka 1 m Agglomerat mit kalkarmem Bindemittel.

Darüber wechsellagern noch ein paar grünbraune, kalkfreie, grobe Tufflagen mit Pflanzenhecksel mit feinen, schwarzbraunen, kalkfreien Lagen. Dieses ist hier das westlichste Vorkommen von Wengener Schichten, da auf der Nordseite der Geislerspitzen die Schlerndolomitentwicklung über den Buchensteiner Schichten beginnt und während der ganzen ladinischen Stufe andauert.

Die am Südhänge des Sohutsch, südwestlich Pares, umherliegenden Agglomerattrümmer stammen wahrscheinlich aus den Wengener Schichten.

Das Verwitterungsprodukt der Wengener Schichten ist ein zäher, blaugrauer Lehm, der auch bei geringem Gefälle bei entsprechendem Gehalt an Wasser zu fließen beginnt. Infolge ihrer ungemein leichten Verwitterbarkeit vermögen diese Gesteine nirgends steile Böschungen zu halten, nur sehr sanfte Formen bleiben beständig. Wo es noch nicht zur Bildung solcher gekommen ist, kann man vielfach die Fließbewegung des Bodens durch Spalten in den Wiesen, durch umgeworfene Bäume und andere sichere Kennzeichen wahrnehmen. Andererseits sind die Wengener Schichten ein guter Bodenbildner und Quellhorizont. Dies ist ihrem Gehalt an Ca, K, Fe, Mg und Al und ihrer Verwitterbarkeit zuzuschreiben. Kein anderes Gestein in den Alpen liefert bessere Almböden. Ihr geringer Widerstand

gegen Verwitterung und die Rutschbewegungen erschweren oft die Feststellung der Liegendgrenze sehr, nicht besser steht es mit der Hangendgrenze gegen die Cassianer Schichten, da Aufschlüsse nur dort sind, wo ein Abrutschen des Geländes erfolgte, wie z. B. südlich von Pesciol, wo die früher so gewaltige Irschara-Mur abgerutscht ist. Ähnliche Verhältnisse gelten auch für die Cassianer Schichten.

Der Übergang nach oben in die Cassianer Schichten ist ein ganz allmählicher.

Versteinerungen führen sowohl die Tuffe als auch die Mergel und Mergelschiefer. Aus dem Gebiete wurden folgende Funde bekannt:

Daonella Lommeli Wissm. Campill (F.), Seresbach, Pradat.

Daonella Taramellii Mojs. ober Kesler (Campilltal).

Daonella Taramellii sp. Collfuschg.

Posidonomya wengensis Münst. Grödner Joch, Irschara-Mur usw.

Natica sp. Pradat.

Celtites epolensis Mojs. (F., R¹) Irschara-Mur.

Dinarites Misanii Mojs. unter Kerpatscha.

Protrachyceras Archelaus Laube (F.) Irschara-Mur.

Trachyceras cf. *doleriticum* Mojs. unter Kerpatscha.

Trachyceras regoledanum Mojs. (F.) Irschara-Mur.

Trachyceras sp. zwischen Varda und Stern.

? *Monophyllites* sp. (F.) Irschara-Mur.

Megaphyllites cf. *obolus* Mojs. (F.) Irschara-Mur.

Arcestes sp. (F.) Irschara Mur.

Die Cassianer Schichten.

Nach oben hin, über den Wengener Schichten, nehmen kalkige Ablagerungen immer größeren Anteil. Die Tuffe treten zu ihren Gunsten mehr und mehr zurück. Ohne scharfe Grenze gehen damit aus den Wengener Schichten die Cassianer hervor, d. h. jene Schichten, in welchen sich die Cassianer Fauna findet.

Cassianer Schichten wurden zuerst im Puezgebiete von Richtigofen ober Pedraces ausgeschieden, von Klipstein mehrfach erwähnt, während Mojsisovics hier und auch sonst im Gebiete nur Wengener Schichten kartierte. Die von letzterem in der Zwischenkofelnordwand angegebenen Wengener Schichten (51, S. 218, 219) erwiesen sich als typische Cassianer und somit ist der Dolomit im Liegenden als „Cipitkalk“ anzusprechen.

Cassianer Schichten stehen ferner an den Ostabhängen der Gardenzazza (54, S. 24—28) an, außerdem treten sie an zahlreichen Stellen zwischen Collfuschg und St. Christina unter dem Schlern-dolomit zutage.

Im Aufschlusse südlich Sottsass handelt es sich eher um Cassianer als Wengener Schichten. Nördlich ober Kerpatscha und dem Grödner Joch ist die Grenzziehung zwischen Wengener und Cassianer Schichten sehr schwierig.

1) R = eigene Funde.

Nordöstlich des Grödner Joches führen die Cassianer Schichten noch viel Tuffmaterial. Sie gleichen hier sehr den Wengener Schichten, da sie genau so dünn geschichtet sind und sehr wenig Kalk, dafür aber reichlich Tuff vorhanden ist.

Die Cassianer Schichten der Zwischenkofelnordwand treten durch die Terrassenbildung morphologisch sehr deutlich hervor und heben sich auch durch die Grasbewachsung von den kahlen Dolomitwänden scharf ab.

Nördlich unter Punkt 1866 (unter der Zwischenkofelnordwand) folgt über den Wengener Schichten eine zirka 30 cm dicke, grobe, brecciöse, graublaue Kalklage mit Fossilresten. Darüber stehen graublaue Mergel und Kalke an, die mit grauen Kalkbänken und blaugrauen, grüngrau verwitternden, feinstkörnigen Kalksandsteinen wechsellagern. Letztere werden mitunter auch etwas gröber. Vielfach herrschen aber die Mergel mit ganz dünnen, zwischengeschalteten Kalkbänken vor. Erst in den obersten Teilen des Aufschlusses sind hier brecciöse, z. T. fossilführende Lagen, denen Mergel oder Kalke zwischengelagert sind. Darüber folgen ziemlich mächtige Kalklagen. Auffallend ist hier das vollständige Fehlen von Tufflagen.

Auch im großen Aufschlusse westlich Pescol steht über den Wengener Schichten eine grobe, brecciöse Bank an. Dann folgen Kalke und Mergel. Zirka 10 m über der Liegendgrenze beginnen mächtige Kalkbänke, dann zirka 2 m sehr feine Oolithe(?), und 10—15 m höher finden sich feinstbrecciöse Kalklagen mit vielen kleinen, unbestimmbaren Fossilresten und schlecht erhaltenen Seeigelstacheln. In diesem Aufschlusse kommt auch *Sphaerocodium Bornemanni* Rothpl. in 20 bis 35 cm dicken, grauen, sehr harten, brecciösen Kalken vor. Diese Sphaerocodien, die schon Rothpletz (108) bei Pescol gefunden hat, erreichen hier bis über 2 cm Größe. Sie wittern auf den Schichtflächen mit graubrauner Farbe heraus. Im frischen Bruche sind sie graublau, wobei ihr Schalenbau kaum zu erkennen ist. Hier wurden auch unbestimmbare Korallen- und Bryozoenreste gefunden.

Die Mächtigkeit der Cassianer Schichten beträgt meist mehr als 100 m, ist aber wegen der vielfachen Störungen nicht genau anzugeben.

Man setzt die untere Grenze der Cassianer Schichten am besten mit dem ersten Auftreten von feinkörnigen, kalkreichen Breccien an, deren Schichtoberflächen mit Seeigelstacheln, Crinoidenstiellgliedern, Korallen und Schalenresten anderer Organismen bedeckt sind. Es handelt sich dabei meistens um dunkle, graubraune oder blaugraue, brecciöse Kalke, die infolge ihrer scheinbar dichten Beschaffenheit erst durch Anwitterung als Breccien kenntlich werden. Die Korngröße dieses sehr charakteristischen Gesteins schwankt von einem Millimeter bis zu mehreren Zentimetern, jedoch herrschen die fein- und feinstkörnigen Breccien vor. Dadurch erklären sich auch die so sehr rauhen Oberflächen dieser Bänke. Auch die Kalke sind dunkelgrau oder blaugrau. Kalke und Breccien verwittern mit ockergelber, brauner oder rostbrauner Farbe. Die Tuff- und Mergellagen, die mit den Kalkschichten und den Kalkbreccien wechsellagern, werden nach oben im allge-

meinen allmählich immer seltener. Die Kalkbänke werden gegen den Schlerndolomit zu immer mächtiger, lichter und magnesiumreicher. Tufflagen sind dort bereits ganz zurückgetreten und die Mergellagen sehr selten, dünn und kalkarm geworden. Auch der Reichtum an Fossilresten tritt zurück, schließlich verschwinden diese ganz. Auf solche Weise findet ein langsamer, allmählicher, in kurzem Abstand kaum merkbarer Übergang in den hellen Schlerndolomit statt. Dieses Verhältnis konnte an allen Stellen festgestellt werden, wo die Cassianer Schichten vom Schlerndolomit überlagert werden. Die Tuffsandsteine und Mergel verwittern konzentrisch schalig, wobei die ursprünglich eckigen Formen häufig verlorengehen und die Stücke ohne Abrollung nur durch die Verwitterung die Form von Geröllen bekommen.

Fragliche Oolithbildungen sind häufig.

An bestimmbareren Fossilresten wurde gefunden:

Encrinus granulatus Münster bei Kerpatscha,

Cidaris dorsata Braun bei Kerpatscha, westlich Pescol,

Cidaris Braunii Desor ober Sottsas bei Stern, westlich Pescol,

Cidaris Hausmanni Wissm. Nordseite des Col da Oj,

Cidaris Römeri Wissm. Crep de Sella,

Cidaris sp., Nordseite des Col da Oj,

Rhynchonella sp., westlich Pescol,

Spiriferina sp., Nordseite des Col da Oj,

Cassianella decussata Münster, westlich Pescol,

Trachyceras regoledanum Mojs., Nordseite des Col da Oj,

Lobites nautilinus Münster, westlich von Kerpatscha.

Trachyceras regoledanum Mojs. kommt zwar nach Mojsisovics nur in der Zone des *Protrachyceras Archelaus* vor, wurde von ihm selbst aber auch hier im „Cipitkalk“, der hier Cassianer Alter hat, jedoch von Mojsisovics als zu den Wengener Schichten gehörig angesprochen, gefunden.

Der Cipitkalk.

Unter Cipitkalk werden hier jene Kalk- und Dolomitlagen an der Basis des Schlerndolomits verstanden, über denen noch Cassianer Schichten liegen. Es ist im wesentlichen das, was Mojsisovics als Wengener Dolomit bezeichnete. Im Puezgebiete veranlaßte ihn zu dieser Auffassung der Austritt mergeliger Schichten in der Zwischenkofel-Nordwand, die er für Wengener Schichten hielt. Wie schon erwähnt, erwiesen sich einerseits diese Wengener Schichten als typische Cassianer, andererseits ist es sehr wahrscheinlich, daß auch im Liegenden Cassianer anstehen. Eine wahrscheinlich entsprechende Stellung nehmen fußwärtige Dolomitpartien ober Pedraces, auf der Schwatsch-Alpe und ober der Regensburger Hütte ein.

Die Mächtigkeit des Cipitkalkes beträgt bis zirka 100 m. Die lithologische Beschaffenheit des Cipitkalkes gleicht im Puezgebiete völlig der des Schlerndolomits. Er ist hier vollkommen ungeschichtet.

Die Angabe von Mojsisovics, daß die Dolomitmassen im S und N vom Grödner Joch ausgezeichnete Beispiele für die Konglomeratstruktur sind (49, S. 13), hat schon Salomon dahin berichtigt, daß es sich

südlich des Grödner Joches um keine Konglomeratstruktur handelt, sondern um eine ursprüngliche Einbettung der „Riffsteine“ in den Mergeln, also um eine autochthone organogene Bildung. Im N des Grödner Joches konnte ich Cipitkalk überhaupt nicht feststellen.

Die Grenze des Cipitkalkes des Puezgebietes nach oben ist scharf und deutlich, eben durch die Überlagerung mit Cassianer Schichten. Die nach unten konnte am Fuße der Zwischenkofel-Nordwand infolge von Schuttverdeckung nirgends festgestellt werden.

Der Schlerndolomit.

In der eigentlichen Puezgruppe beginnt die Schlerndolomitentwicklung allgemein erst über basalen Cassianer Schichten. Das Verhältnis ist hier ein ganz anderes als in der angrenzenden Geislergruppe, wo an der Basis des Schlerndolomits entweder Buchensteiner Schichten liegen oder die Dolomitentwicklung geschlossen bis an die Basis des Mendeldolomits hinabreicht.

Der Unterlagerung durch Cassianer Schichten entspricht es, daß die Mächtigkeit des Schlerndolomits hier wesentlich geringer, nur etwa halb so groß ist wie in den westlich und südlich benachbarten Gebieten. Sie schwankt zwischen 300 und 600 m. Immerhin hat auch hier kein anderes Gestein so großen Anteil am Gebirgsaufbau wie der Schlerndolomit. Die horizontale Verbreitung ist im allgemeinen schon von Mojsisovics richtig angegeben worden; nur an der Südseite des Langentales tritt er auch in beträchtlichem Ausmaße auf, wo Mojsisovics den Schlerndolomit großenteils nicht verzeichnet.

Außerdem baut der Schlerndolomit, im Gegensatz zu Mojsisovics' Angaben, zur Hauptsache die oberen Partien des Sobutsch auf und steht auch auf der Nordseite des Bronsaratales an, wo er als zirka 10 m mächtiges, weithin deutlich erkennbares Band über den Buchensteiner Schichten folgt und von Wengener Schichten überlagert wird. Am Sobutsch beginnt der Schlerndolomit über den Buchensteiner Schichten, wo diese vorhanden sind (siehe Kartel). Wo sie aber in dolomitischer Fazies entwickelt sind, ist eine Trennung des Schlerndolomits vom Mendeldolomit nicht durchführbar, wie sich beim Abstieg vom Sobutsch gegen Pares zeigt. An einigen Stellen findet sich am Sobutsch über dem Mendeldolomit ein gutgeschichteter, nur ein paar Meter mächtiger Dolomit, der allmählich in den normalen, hellen Schlerndolomit übergeht. Dieser ist schwach knollig, weiß, rot und grün gefärbt oder gesprenkelt. Am Seresbache folgt im Hangenden der Buchensteiner Schichten ein ebensolcher Dolomit. Beim Abstieg von Punkt 2245 zu Punkt 2101 (am Sobutsch) findet man dort, wo Buchensteiner Schichten zu erwarten wären, außer weißen auch graue, etwas bituminöse und grünlichgraue Dolomite.

Der Schlerndolomit ist ein weißer bis lichtgrauer, ziemlich poröser, feinkristalliner Dolomit. Er verwittert grau bis rötlich. Auch graugrüne bis grünliche Lagen kommen vor. Die Felswände sind oft durch Eisenverbindungen rötlich gefärbt. Nur in den allerobersten Lagen gegen die Raibler Schichten nimmt der Dolomit Bankung an, sonst zeigt sich nur

manchmal schwache Andeutung einer solchen. Stellenweise ist der Schlerndolomit stark breccios, so z. B. zwischen Punkt 2142 und Punkt 2321 in Forces de Sielles. Der Schlerndolomit bildet sehr steile, vielfach fast senkrechte, mehrere 100 m hohe Wände, besonders dort, wo er von Raibler Schichten überlagert wird, die wie ein Dach wirken, hohe Türme und Zacken, wo letztere fehlen. Als Beispiel dafür mögen die Tschier- und Rotspitzen angeführt werden. Als eigentümliche Erosionsreste finden sich auf dem Südatthange des Sobutsch zahlreiche bis zu mehreren Metern hohe Höcker, Grate oder Rippen, die von der Verwitterung verschont geblieben sind. Dazwischen vermochte sich eine spärliche Vegetation anzusiedeln.

Als Bodenbildner kommt dieses Gestein kaum in Frage. Es liefert nur einige sehr dürftige Almböden. Der Schlerndolomit ist von zahlreichen vertikalen und schiefen Klüften durchsetzt (sehr deutlich z. B. in der Zwischenkofel-Nordwand), die oft durch den ganzen Komplex durchgehen und da seine normale Unterlage, die mergeligen Cassianer Schichten, sehr leicht verwittern, so lösen sich zufolge Unterwaschung oft große Partien los und stürzen als gewaltige Klötze zu Tal. An den zahlreichen Bergsturm Massen des untersuchten Gebietes hat der Schlerndolomit sehr wesentlichen Anteil. Korallen, zumeist nur als Hohlräume erhalten, sind nicht selten.

Die Annahme von Hörnes (25, S. 116), daß die Mächtigkeit des Schlerndolomits am Gardenazzagebirge zurücktrete und der Dachsteinkalk in fast gleichem Verhältnis am Aufbau teilnehme, ist nicht richtig und wird schon durch die Karte von Mojsisovics widerlegt.

Die von Mojsisovics (48, S. 99) angeführte Tabelle über die Stratiographie der Nordseite des Gardenazzagebirges war wohl für die Geislergruppe bestimmt, die damals vielleicht noch zum Gardenazzagebirge gerechnet wurde, zu letzterem stimmt sie nicht.

Schon aus den Profilen von Mojsisovics (51, S. 222) und Ogilvie (54, S. 28) geht klar hervor, daß es sich an der Gardenazza-Nordwand nicht um eine Anlagerung von Cassianer Schichten an Schlerndolomit oder um ein Ineinandergreifen beider handelt, wie Klipstein (35, 2. Bd., 3. Aht., S. 12) annahm, sondern um eine normale Überlagerung der Cassianer Schichten durch Schlerndolomit.

Ein in dem Gehängeschutt bei der Zwischenkofelalm gefundener Großoolith, der wohl aus dem Schlerndolomit stammt, wurde von Dr. O. Schmidegg untersucht.

„Das Stück erwies sich als vollständig dolomitierter Großoolith. Eine Färbeprobe mit Eisenchlorid und Schwefelammon ergab das vollständige Fehlen von Kalzit.

Die Lagen- und Faserstruktur ist makroskopisch noch deutlich sichtbar. Unter dem Mikroskop erkennt man, daß die noch gut erhaltenen, etwa 0.2 mm breiten Faserbüschel der früheren Großoolithstruktur in ein feinkörniges Aggregat von Dolomitmörnern zerfallen sind (Korngröße etwa 0.1 mm). Die Achsenlagen der früheren Kalzifasern, nämlich senkrecht zur Faserrichtung, haben sie aber noch beibehalten. Zwischen den einzelnen Schichten sind meist noch schmale Einlagerungen von grobkörnigem Dolomit vorhanden, die anscheinend regellos sind.“

Die obere Grenze des Schlerndolomits ist dort, wo die Raibler Schichten mergelig, kalkig entwickelt sind, eine ziemlich scharfe, wo sie aber dolomitisch ausgebildet sind, ist der Übergang sehr allmählich und die Grenzziehung daher sehr schwierig.

Die Raibler Schichten.

Auf die mächtige Schlerndolomitbildung folgt die stellenweise kalkreiche, an anderen Orten jedoch wieder dolomitische Entwicklung der Raibler Schichten.

Die Raibler Schichten treten überall am Außenrande des Hochplateaus zutage, wo sie nicht von Schutt bedeckt werden.

Gut erkennbar als Raibler Schichten sind Mergelkalke, dolomitische Kalke und Sandsteine von im frischen Bruche graubrauner bis bläulichgrauer oder hellrötlicher, bisweilen auch grünlicher Farbe und graubrauner, ockeriger bis rostbrauner Anwitterung. In den rötlichen Kalken erscheinen mitunter dunklere rote Flecken. Häufig fühlen sich die Kalke an den Bruchstellen sandig an. Am Crespeina-Joch, wo der Raibler Horizont besonders mächtig entwickelt und ausgedehnt erschlossen ist, folgen über dem Schlerndolomit zu unterst solche typische Raibler Schichten, darüber ein Komplex wohlgeschichteter Dolomite vom lithologischen Charakter des Dachsteindolomits mit kleinen Megalodonten, dann abermals typische fossilführende Raibler Schichten, wonach wohl der ganze Komplex als karnisch zu betrachten ist. Am Sas Chiampatsch sind hier dem Megalodonten führenden Dolomit grünliche, leichter verwitterbare dolomitische Lagen zwischengeschaltet. Auch Mojsisovics (51, S. 65) erwähnt, daß sich zwischen die Raibler Mergel mitunter lichter Kalk schaltet.

Andere ausgedehnte Vorkommnisse mächtig entwickelter Raibler Schichten finden sich an der Westseite des Col della Pieres und auf der Stevia-Alpe. Hier ist die Ausbildung nur mergelig-kalkig. Das Vorkommen von der Stevia-Alpe erwähnt schon Trautwein (76, S. 59). An beiden Orten wurden nicht nur der Dachsteindolomit im Hangenden, sondern auch ein großer Teil der Raibler Schichten selbst durch Erosion zerstört und fortgeführt.

Am Ost- und Nordrand des Puezplateaus sind die Raibler Schichten durchaus dolomitisch entwickelt, dabei aber doch auch morphologisch deutlich als Schichtterrasse ausgeprägt. Am Abstieg von der Puezhütte zur Zwischenkofelalm sind die im allgemeinen grauen Raibler Dolomite grün und rot gesprenkelt. Ihre Mächtigkeit als besondere Schichtbildung beträgt nur wenige Meter, dennoch wittern sie hier deutlich terrassenförmig aus. In der Richtung nach NO, gegen den Punkt 2414, werden aber die Raibler Schichten so stark dolomitisch, daß die ober der Zwischenkofelalm noch gut ausgebildete Terrasse nach NO hin ganz undeutlich wird.

Die mikroskopische Untersuchung von grün gesprenkeltem Raibler Dolomit nördlich unter dem Puezjoch ergab, daß dieser zur Hauptsache aus sehr feinen Dolomitmikrornern besteht und daß Kalzit fehlt, wie die Lembergsche Unterscheidung von Kalzit und Dolomit zeigt. Reichlich kommen hier bräunlichgrüne chloritische Zersetzungsprodukte in unregel-

mäßigen Aggregaten vor, die die Färbung des Gesteins verursachen. Magnetitkörner sind klein und selten.

Auf der Ostseite des Gardenazaplateaus sind die Raibler Schichten durch einen lichtgrauen, feinkörnigen, kristallinen Dolomit vertreten, der Muschelabdrücke enthält und von Versteinerungen, vermutlich Diploporen, geradezu erfüllt ist. Es sind das offenbar die schon von Richthofen von der Gardenazza erwähnten und den Raibler Schichten zugerechneten weißen, dolomitischen Sandsteine, welche Doelter (12, S. 5) nicht auffinden konnte.

Von der Stevia-Alpe und dem Crespeina-Joch gegen das Innere der Puezgruppe gehen die typischen Raibler Schichten auch in horizontaler Richtung ziemlich rasch in Dolomit über und da sind sie dann nicht mehr so deutlich, insbesondere morphologisch, erkennbar. Zwischen dem darunterliegenden Schlerndolomit und dem darüberliegenden Dachsteindolomit sind sie hier nur in Form gering mächtiger, etwas dunklerer, mehr gelbbraun anwitternder Dolomitbänken wahrnehmbar. Taleinwärts an den Süd- und Nordabhängen des Langentales kann man diese Veränderung verfolgen. Von einer hier durchschneidenden Bruchfläche, an der die Raibler Schichten des Col della Pieres und des Südgehanges des Langentales nördlich Crespeina de dite abstoßen würden, wie es Mojsisovics darstellt, kann nicht die Rede sein; die Raibler Schichten gehen vielmehr nur von der mergeligen Fazies im äußeren Tale in eine dolomitische weiter talein über. Sie werden gegen die Mitte der Tafelmasse des Puezgebirges zu — das Langental gewährt hier ziemlich gut Einblick bis in die ganz zentral gelegenen Partien des Dolomitstockes — immer dolomitischer und weniger typisch. Sie nehmen mit anderen Worten im Innern des Dolomitmassivs auch Riffazies an. Damit geht auch die an den Außenrändern des Puezgebirges für die Raibler Schichten so charakteristische Terrassenbildung gegen das Innere des Langentales hin fast ganz verloren. Besonders an dem sanfteren Nordgehänge dieses Tales ist von ihr keine Spur mehr zu sehen und man kann hier die Raibler Schichten nur aus unmittelbarer Nähe als solche erkennen. Erst an den südöstlichen Abhängen des Col della Pieres sind sie wieder auf Entfernung wahrnehmbar als trennendes Schichtpaket zwischen liegendem und hängendem Dolomit. Auf ein ähnliches Verhalten der Raibler Schichten in der Gegend von Cortina hat schon Koken (39, S. 571) aufmerksam gemacht.

Die Raibler Dolomite sind hellgraue, graue, rötliche oder schwach grünliche, zum Teil sandige dolomitische Gesteine.

Das Vorkommen des lichten Raibler Dolomits am Ostrande der Gardenazza und ähnlicher dolomitischer Zwischenlagen in den mergelkalkigen Schichten am Crespeina-Joch und das häufige Vorhandensein von Oolithen (?) in den Dolomiten der Raibler Schichten spricht gegen die Annahme von Wöhrmann (80, S. 736), daß diese Dolomite gänzlich fossilfrei seien. Mitten in dolomitischen Oolithen (?) vom Crespeina-Joch wurde *Encrinus granulosus* Münster angetroffen. Das läßt vermuten, daß es sich hier wohl um *Sphaerocodium Bornemannii* Rothpl. handelt; sicher nachweisen läßt es sich bei diesen Gesteinen auch im Dünnschliff nicht. Auf der Stevia-Alpe wurde dolomitische Lumachelle gefunden.

Sehr charakteristisch ist auch im Puezgebiete das morphologische Verhalten, die terrassenbildende Ausbildung der Raibler Schichten. Über den oft fast senkrechten Wänden des Schlerndolomits springt in den Raibler Schichten die Profilinie plötzlich zurück, über diesen steigt wieder mit sehr steilen Wänden der Dachsteindolomit an. Das ist, wie gesagt, zum Teil auch dort der Fall, wo die Raibler Schichten in dolomitischer Fazies ausgebildet sind. Nur im Innern des Dolomitstockes, im Hintergrund des Langentales, wird die Ausbildung der Raibler Schichten so sehr dem liegenden und hangenden Dolomit ähnlich, daß sie sich hier nicht mehr morphologisch abheben.

Stur hielt die roten Neocomschichten der Puezalpe (73, S. 539, 544, 545 und 561) nach dem Blick von der Ferne für Raibler Schichten und kam auf diese Weise zur Meinung, die Raibler Schichten lägen hier nicht an der Grenze des Schlerndolomits gegen die geschichteten Dolomite (Dachsteindolomit), sondern auf den letzteren.

Die Raibler Schichten des Puezgebietes sind außer dem Fazieswechsel noch besonders tektonisch sehr lehrreich und wichtig, denn die ununterbrochene Verfolgbarkeit ihres Ausstriches rundum und tief ins Innere des Dolomitstockes hinein läßt alle Annahmen stärkerer tektonischer Störung des Dolomitstockes von Puez mit Bestimmtheit ausschließen (siehe Tektonik!).

Gipse und Rauhwacken fehlen den Raibler Schichten des Puezgebietes und auch Bohnerz kommt nicht vor.

Die stellenweise so geringe Mächtigkeit der Raibler Schichten legt die Vermutung sehr nahe, daß an diesen Stellen untere Lagen des Raibler Profils durch Schlerndolomit, obere durch Dachsteindolomit vertreten werden.

Der Fossilreichtum der Raibler Schichten vom Crespeina-Joch wird schon von Koken (39, S. 571) erwähnt.

An Fossilien habe ich dort gefunden:

Latimaeandrea labyrinthica Klipst.

Encrinus granulosus Münster,

Pentacrinus propinquus Münster,

Cidaris Hausmanni Wissin.,

Lingula tenuissima Bronn.,

Pinna raibliana Par.,

Gervillia musculosa Stopp.,

Gervillia sp.

Modiola subcarinata Bittner.,

Trigonodus Balsamoi Par.,

Myophoria Kefersteini Münster.,

Myophoria fissidentata v. Wöhrm.,

Myophoriocardium lineatum v. Wöhrm.,

Megalodon cf. *rimosus* Münster.,

Megalodon sp.,

Gonodon Mellingi Hauer.,

? *Lucina Gornensis* Par.,

Anatina longirostris Stopp.,

Chemnitzia sp.,

Der Dachsteindolomit.

Der Dachsteindolomit, der über den Raibler Schichten folgt, baut zum größten Teile das Hochplateau der Puezgruppe auf. Auch die zur Raibler Zeit an einigen Stellen vorhandenen kalkig mergeligen Ablagerungsbedingungen wichen zur Zeit der norischen Stufe mehr dolomitischen Bildungen, die hier überwiegen.

Die vertikale Ausdehnung des Dachsteindolomits ist gegenüber den Ampezzaner Dolomiten (Durchschnittswert etwa 600 m) hier gering. Die größte Mächtigkeit im Gebiete erreicht der Dachsteindolomit am Sas Songher mit zirka 360 m; durchschnittlich ist er etwa 200 m mächtig.

Der Dachsteindolomit ist ein sehr helles, fast weißes, wohlgeschichtetes Gestein. Nur am Col della Pieres kommen auch graue und dunkelgraue Lagen vor. Rotfärbung durch Eisengehalt ist häufig. Kalkige Lagen sind zwar vorhanden, doch herrschen die dolomitischen allgemein vor. Am Mont' de Soura und am Fuße des Col della Pieres gegen die Stevia-Alpe sind die untersten Lagen ober den Raiblern sehr dünn geschichtet; die Schichtmächtigkeiten betragen hier ein paar Zentimeter bis zu einem oder ein paar Dezimeter, während sie sonst meist viel bedeutender sind. Am Westfuße des Col della Pieres treten basal auch dünne Konglomeratlagen mit mäßig gerolltem Korn auf. Ferner sind hier feine, dünne, kalkarme Mergellagen nicht selten. An zahlreichen Stellen sind dünne Zwischenlagen eines dichten, grünlichen, dolomitischen Gesteins wahrzunehmen, das mit den viel dickeren Bänken des normalen hellen Dachsteindolomits alterniert. Vielfach erscheint der Dachsteindolomit dadurch geschichtet, daß er mit den viel leichter verwitterbaren, grünlichen, dolomitischen Schichten wechsellagert. Auf den Schichtflächen ist ersterer ganz erfüllt mit *Megalodon*querschnitten. Reichlich kommen Hohlräume und Drusen im Gestein vor, deren Innenwände mit Kalzit- und Dolomitrasen bewachsen sind, ebenso kalzitische und dolomitische Kluftverheilungen.

Der Dachsteindolomit ist zur Bildung von Karrenfeldern wenig geeignet. Nirgends auf dem Puezplateau kommen richtige Karrenfelder vor, wie z. B. die typischen in den grauen Kalken (Lias) von Fanes. Dort handelt es sich eben um *Mg* arme Kalke, wie sie im Dachsteindolomit der Puezgruppe nicht anzutreffen sind. Die Verkarstung beschränkt sich darauf, daß an vielen Stellen auf dem Hochplateau durch die auslaugende Wirkung des Wassers Löcher und dolinenähnliche Gebilde entstanden sind, durch die das Oberflächenwasser nun unterirdisch abfließt. In diesen Vertiefungen haben sich Rückstände der Gesteinszersetzung, hauptsächlich Lehm, angesammelt und hier vermag sich auch eine reichere Vegetation anzusiedeln als auf den meist ganz kahlen Dolomitfelsen. Westlich des Chiampatschjoches nördlich der Crespeina-Alpe, ferner zwischen Punkt 2238 und Punkt 2286 und zwischen Punkt 2466 und Punkt 2565, sind die obersten Lagen des Dachsteindolomits als sandiges, nur sehr schwach kalkhaltiges Gestein entwickelt, das an ähnliche, jedoch stärker rotgefärbte, viel kristallisierendere und kalkreichere Schichten unter dem Neocom erinnert. Diese Stellen weisen auch stärkere Grasbewachsung auf.

Der vielfach sehr zerklüftete Dachsteindolomit ist dort, wo Verwerfungen durchgehen, mitunter ganz brecciös und rot gefärbt, so z. B. zwischen Sas Chiampatsch und P. 2685.

Der Dachsteindolomit verwittert mit grauer bis graubrauner, selten rötlicher Farbe in splitterige, scharfkantige Stücke. Auf einer der häufigen Dolomitreccien waren bis zu 2 cm große Kalzitrhomboeder aufgewachsen.

Der Dachsteindolomit bildet meist sehr steile Wände oder gestufte Hänge. Auf der Westseite von Les Cuccenes steigt der Dachsteindolomit in einer Reihe von Schichtterrassen gegen die Sterner Alpe zu ab. Er baut auch die Mehrzahl der Gipfel der Puezgruppe auf, wobei der liegende und der überschobene Dachsteindolomit (siehe Tektonik!) in keiner Weise voneinander verschieden sind.

Die Annahme von Hörnes (25, S. 118, und 26, S. 290), daß der Dachstein-„Kalk“ vorwiegend aus reinem oder schwach dolomitischem Kalke bestehe, kann ich für das Puezgebiet nicht bestätigen.

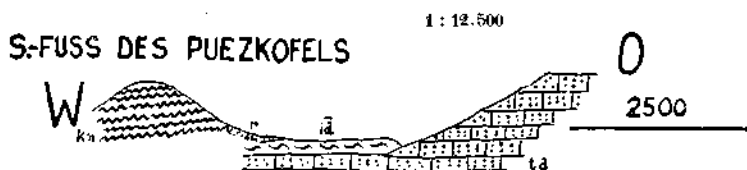


FIG. 1: SCHEMAT. PROF. ca 125 m NÖRDL. COL DE MONTIGELLA DER PUEZHÜTTE.



FIG. 2: SCHEMAT. PROFIL: SÜDFUSS DES PUEZKOFELS -

Die im Vergleich zu anderen Gebieten in den Dolomiten geringe Mächtigkeit des Dachsteindolomits der Puezgruppe läßt vermuten, daß letzterer hier wohl nur die norische Stufe vertritt und, daß der rhätischen Stufe angehörige Gesteine fehlen, wenn schon bestimmte Anhaltspunkte dafür nicht vorhanden sind. Morstadt (53, S. 26) sucht diese spärliche Entwicklung des Dachsteindolomits durch die Annahme zu erklären, daß die Gardenazza früher aus dem Meere gehoben wurde als der Kreuzkofel. Cornelius traf auf der westlichen Puezspitze (6, S. 195) mit Limonitkrusten überzogenen liegenden Dachsteindolomit. Das beweist, daß der Dachsteindolomit der Puezgruppe vor der Ablagerung des oberen Dogger sicher aus dem Meere herausgehoben war. Sicher ist aber auch die Erosion mitbeteiligt und zwar nachweislich auch schon vorneocome Erosion, denn das Neocom ist, wie aus den Profilen (Fig. 1 und 2) ersichtlich, nicht auf einer unversehrten Ebene, sondern auf einer bereits durch Erosion zersägten Oberfläche zur Ablagerung gelangt.

Gut erhaltene Fossilien sind selten. Gefunden wurden nur:

Megalodon sp. nördlich Puezjoch, Chiampatsch, Fuß des Mont de Soura, Punkt 2731 westlich Pizza Doleda.

Pleurotomaria sp. Col della Pieres.

Turbo sp. nördlich Puezjoch.

Die Grenze nach oben ist unvermittelt und deutlich, soweit eben jüngere Schichten vorhanden sind.

Oberer Dogger.

Die horizontale und vertikale Ausbreitung des oberen Doggers (= Haugs „glaukonitischer Dolomit“) wurde schon von Haug (87, S. 248, 249) angegeben.

Über dem sicheren Dachsteindolomit folgt mit deutlicher Grenze eine nur ganz gering mächtige Transgressionsbreccie, bestehend aus mittelgroßen, hellen, scharfkantigen Dachsteindolomitstücken und reichlich grauem, grünlichem bis grünlichbraunem, dolomitischem Bindemittel. Besonders am Nordfuß von Les Cuecenes und bei der Puezhütte zeigt sich mit großer Sicherheit, daß die Transgressionsbreccie auf einer schon vorher errodieren Oberfläche zur Ablagerung gelangte, da man verschiedene Stellen beobachten kann, wo der obere Dogger tiefer liegt als der Dachsteindolomit und wo Verwerfungen ganz ausgeschlossen sind. Die Basalbreccie ist nicht überall vorhanden. Wo sie fehlt, folgt gleich über dem Dachsteindolomit der „glaukonitische Dolomit“, der überall unter dem Neocom und, im Gegensatz zu Haugs Angaben, auch auf dem überschobenen Dachsteindolomit des Puezkofels ansteht.

Der „glaukonitische Dolomit“ ist ein hellgrüner, sich sandig anführender Dolomit mit grüngrauer bis gelbbraunlicher Verwitterungsfarbe. Stellenweise ist er im frischen Bruche ziemlich intensiv grün. Kleine Kalzitdrusen sind nicht selten.

Die Mächtigkeit des grünen Dolomits beträgt höchstens 6—7 m (Nordfuß von Les Cuecenes), meist aber nur ein paar Meter (auf der Pizza Doleda 2—3 m).

Auf Les Cuecenes kommen auch durch Eisenoxydhydrat rotgefärbte, unregelmäßige Zwischenlagen im meist nur sehr undeutlich geschichteten grünen Dolomit vor. Im Dünnschliffe zeigt sich, daß das Gestein aus sehr feinkörnigem Dolomit besteht. Vereinzelt kommen kleine Magnetitkörner vor. Kalzit ließ sich auch durch die Lembergsche Färbung nicht nachweisen, ebenso konnte kein Glaukonit festgestellt werden. Worauf die Grünfärbung des Dolomits zurückzuführen ist, konnte nicht ermittelt werden. Die Annahme von Haug (87, S. 255), daß der grüne Dolomit fossilifer sei, ist nicht richtig, da auch im Schliffe Querschnitte von Fossilien gesehen wurden.

Auf der Westseite des Nordfußes von Les Cuecenes folgen an einer Stelle direkt über dem Dachsteindolomit grobkristalline, weiße bis rötliche Crinoidenkalke mit gelbbrauner und rötlicher Verwitterung, die reichlich Brachiopoden enthalten. Vielleicht sind dies Haugs braune Sande? (87, S. 248.) Die Mächtigkeit beträgt höchstens 2,5 m. Weiter südlich und nördlich, ganz in der Nähe, kommt auch die Basalbreccie in ganz geringer Mächtigkeit vor. Die Crinoidenkalke gehen sehr rasch in horizontaler Richtung nach S und N und auch in vertikaler Richtung nach oben in den grünen Dolomit über, indem sie heller, feinkörniger

und dolomitischer werden. Diese Übergangsschichten verwittern auch wie der Crinoidenkalk mit sehr rauher Oberfläche und bräunlicher Farbe und enthalten unkenntliche Fossilreste. In den Crinoidenkalken kommt die *Posidonomya alpina* Gras. zwar nicht gesteinsbildend, wohl aber in zahlreichen einzelnen Exemplaren vor. An Fossilien wurde hier im Crinoidenkalk gefunden:

Hyboclypeus sp.,
Rhynchonella coarctata Opp.,
Rhynchonella sp.,
Terebratula cf. *bifida* Rothpl.,
Terebratula Roveredana Benecke,
Terebratula sp.,
Posidonomya alpina Gras.,
Pecten sp. (glatte Art, wie bei Vils),
Phylloceras sp.,
 unbestimmbare Belemnitenreste,
Sphenodus ein Zahn.

Die Crinoidenkalke mit der *Posidonomya alpina* gehören dem oberen Dogger an und so ist es ziemlich sicher, daß auch der grüne Dolomit gleich alt ist.

Bei Punkt 2474 (Puezalpe) stehen sehr helle, rötliche, im Innern aber vielfach grüne Kalke an, die etwas an die grauen Liaskalke erinnern. Diese gehen in horizontaler Richtung nach N sehr rasch in den typischen grünen Dolomit über.

Auf dem Westgipfel der Spitze 2733 und unter ihr selbst (nördlich der Puezspitzen) steht ein graues, teilweise grünlichgraues, mehr dolomitisches Gestein an, das mit gelbbraunen, braunen und rostbraunen Farben verwittert. Es ist erfüllt von kleinen, länglichen Oolithen und makro- und mikroskopischen Versteinerungen. Feine kalzitisch verheilte Sprünge durchsetzen das Gestein. Es ist dünn geschichtet und knollig. Unterlagert wird es von einem kalkigen Gestein mit roten Flecken. Im Liegenden darunter steht der Dachsteindolomit an. Diese ganze Serie ist nur einige Meter mächtig. Über ihr folgt der überschobene Dachsteindolomit. Die ganze Lagerung der Schichten paßt sehr gut mit der großen Überschiebung der Puezspitzen weiter im S zusammen. Deshalb stelle ich diese Schichten einstweilen in den Horizont des oberen Doggers.

Die Grenze des grünen Dolomits nach oben gegen das Neocom und den überschobenen Dachsteindolomit ist deutlich.

Das Neocom.

Über dem oberen Dogger gelangt in der Puezgruppe als jüngstes Schichtglied das Neocom zur Ablagerung. Malm ist hier nicht nachweisbar.

Die stratigraphischen und faunistischen Verhältnisse des Neocoms der Puezgruppe, eines der interessantesten Neocomvorkommen der südlichen Kalkalpen, wurden schon von Haug und Uhlig ausführlich beschrieben. Es erübrigen sich daher nur einige kurze Ergänzungen.

Die von Haug angegebenen Schichten „a, b und c“ (87, S. 255) sind schwer voneinander zu unterscheiden, da sie ohne deutliche Grenze

ineinander übergehen. Gut erkennbar sind die Schichten „d, e und f“. In Schicht „a“ finden sich auch graubraune und schwarze Hornsteine mit graugelber Verwitterungsrinde. Am Puezkofel enthält Schicht „b“ auch Hornsteine und dünne Lagen grünlichgrauer Kalke. Hier gehen die graugrünen Bänke der Schicht „c“ nach oben lagenweise in ganz schwach violette Schichten über. Zu oberst finden sich noch zwei dunklere rote Lagen, von denen die höhere knollig entwickelt ist. In den grauen Kalken sind große Hornsteinlinsen und durchgehende Hornsteinlagen häufig. Ähnliche Verhältnisse herrschen am Col della Pieres. Die ungemein harten, im Innern fast schwarzen Kalkknollen, die vielfach Fossilien enthalten, bilden die merkwürdigsten Formen. Vielfach gleichen sie Rotationskörpern. Bei zahlreichen solchen gelbbraun verwitternden Knollen steht deren Achse senkrecht zu den Schichtflächen des Gesteins, in dem sie gebildet wurden. Am Col dell' Assonè wurde ein keulenförmiger Kalkknollen gefunden, der zufolge tektonischer Beanspruchung wie ein gedehnter Zinkdraht aussah. - Kalzit als Kluftverheilung ist in Schicht „c“ wenig vorhanden. Die fossilieeren, grauen Knollenkalke („f“), die regelmäßig mit schieferigen, grüngrauen bis schwarzen Mergeln wechsellagern, sind nicht ganz fossilieer, wie Haug annimmt. Sie sind es auch, die durch ihre schwarzen Flecken sehr an die nordalpinen Fleckenmergel erinnern.

An Stellen starker tektonischer Beanspruchung findet sich im Neocom, das ziemlich plastisch ist, reichlich Kalzit als Kluftverheilung.

Schon von Wolkenstein aus sieht man das Neocom und den überschobenen Dachsteindolomit der Puezspitzen recht deutlich. Wo es nicht von überschobenem Dachsteindolomit überlagert wird, sind die weichen Mergel und Kalke sehr der Abtragung ausgeliefert. So beträgt die größte Mächtigkeit z. B. auf der Pizza Doleda nur mehr 6—8 m. Pyritkonkretionen kommen vor.

Es ist wohl ziemlich sicher, daß in der Puezgruppe das ganze Neocom vertreten ist.

Über den Fossilinhalt vergleiche folgende unseitige Liste.

Diluvium.

Sowohl im Innern als auch an den Rändern der Puezgruppe zeigen sich deutlich die Spuren früherer Vereisung.

Die glazialen Ablagerungen an den Ränderu des Gebietes wurden von R. Klebelsberg untersucht. Die Ergebnisse wurden mittlerweile als „Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten“ in der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 79, Berlin 1927, veröffentlicht.

Von der Vergletscherung des Puezplateaus zeugen kleine Stirn moränen am Südfuße des Puezkofels (in zirka 2480 m Höhe), am Crespeina-See (2400 m) und in dem kleinen Kar auf der Ostseite der Gardenazza (2400 m). Die Nordwand dieses Kares bildet der Rücken, Punkt 2495, der einst von beiden Seiten von Eis umflossen und dabei über und über gerundet wurde. An seinem Ostfuße vereinigte sich das Eis wieder und streckte eine Zunge in das Tälchen Valatscha hinunter, das diesem Umstande seine runden Formen verdankt.

Ziemlich sicher ist es auch, daß auf der Westseite des Col dell'Assonè das abfließende Eis sich bei Punkt 2447 teilte und ein Teil nach W in das Trogtal des Langentales und der andere zuerst nach SW bis Punkt 2464 und von dort in das Kar des Chiampatschsees abfloß. Das Eis hinterließ hier eine auch auf der Karte gut sichtbare Trogform.

Eine am Gipfel des Col Turond zur Hauptsache aus Raibler Material bestehende Grundmoräne ist wohl durch eine Stauung des Grödner Gletschers an so exponierter Stelle zur Ablagerung gekommen.

Bemerkenswert sind auch einige kleine Stirnmoränen östlich und westlich des Bronsoi (in zirka 2200 m Höhe). Je zwei kleine Endmoränen hintereinander finden sich in dem großen Kar auf der Ostseite des Col della Pieres und auf seiner Westseite, beide in gleicher Höhe (2420 m). Das schöne Kar Forces de Sielles wurde schon von Trautwein (76, S. 63) erwähnt. Hier, in der Val de Mont dal Ega, und im Kedultale, in dessen Kar auch schöne Endmoränen liegen (2300 m), weist der Schlerndolomit stellenweise deutlich glaziale Abschleifung auf. Die größte Endmoräne im Innern der Puezgruppe liegt westlich der Zwischenkofelalm bei Punkt 2340. Große Endmoränen bedecken Teile der Stevia-Alpe und des Südabhanges des Col della Pieres. Besonders die Grundmoräne im Kar auf der Ostseite dieses Berges enthält ungemein viel große Dolomitklötze, die wohl auf den Gletscher gefallene Bergsturzmassen darstellen.

Solche haben auch, wohl von der rechten Seite herabkommend, den Chiampatschsee nach SO hin abgedämmt, als noch ein Gletscher im Innern lag. Die Bergsturzmoräne besteht faßt ausschließlich aus Dachsteindolomit. Die Schuttmassen ganz auf der rechten Seite (im S) stellen wohl Firnhaldenschutt dar.

Grundmoränen mit meist deutlich gekritzten Geschieben finden sich südlich unter Kerpatscha, bei Tubla, bei Punkt 1964 am Südabhange des Sobutsch, westlich Misch, östlich ober Coristeles, bei Bespäck, bei Graffonara und vielen anderen Orten. In geringer Mächtigkeit liegt Moränenschutt über die Ostabhänge des Prediz gestreut.

Die Endmoränen gehören alle dem Daunstadium an. Das ist auch für die Bergsturzmoräne im Chiampatschkessel wahrscheinlich, da der Gletscher, begünstigt durch die morphologischen Verhältnisse und die schattseitige Lage, so tief herunterreichen konnte.

Vom Eis transportierte Dolomitklötze sind in der Puezgruppe weit verbreitet. Sie finden sich verstreut zwischen dem Südfuße des Sas Songher und dem Pradat, fast bis auf diesen hinaufreichend, bei Punkt 2043 nördlich ober Saning, nordwestlich vom Grödner Joch, auf der Schwatsch-Alpe, auf dem Rücken von Punkt 1732 südöstlich Pares und an den nordwestlichen Abhängen ober Campill. Ein weiteres Vorkommen von solchen Blöcken ist vom Freabach am linken Ufer unter Col da Martin zu erwähnen. Hier ist auch eine Beteiligung von Mendeldolomit wahrscheinlich. Nördlich Wurdengoi ist auf dem gegen N hinaufführenden Wege im Moränenschutt Material aus dem Neocom zu bemerken, das nur durch den Gletscher hierher gekommen sein kann.

Zentralalpine Erratika, die ein Vordringen des Pustertaler Gletschers Gader aufwärts bezeugen, wurden am Wege zwischen

Liste der aus dem Neocom der Puezgruppe bekannt gewordenen Fossilien mit Ausnahme der mit „sp.“ bestimmten Formen.

Bemerkungen.

In der Liste bedeuten:

* = von diesem Fundort bisher nicht bekannte Formen.

H. = von Haug bestimmte Formen.

U. = „ Uhlig „ „

R. = vom Verfasser „

Das „+“ in der Mitte bezieht sich auf Literaturangaben ohne nähere Horizontierung.

F. = Ferdinandeumsmaterial.

	Name	Fundort	Von Südfrankreich bekannt aus dem					Bemerkungen	
			Tithon	Valan-	Haute-	Barre-	Aptien		
				ginien	rivien	mien			
			unt. ob.	unt. ob.	unt. ob.	unt. ob.			
U. R.	<i>Pygope (Pygites) diphyoides</i> Pict.....	Puezalpe F.	+	+	+	++	+	*	nach Uhlig
*	<i>Terebratula (Glossothyris) cf. hipposus</i> Roem.	Puezkofel	.	+	.	+	+	.	+
U.	<i>Pygope janitor</i> Pict.....		+	+	+	.	+	.	.
U.	<i>Terebratula Bouéi</i> Zue sch.....	
*	<i>Pygope triangulus</i> Lamk.....	Puezalpe F.	+	++	.	++	.	.	.
U.	<i>Rhynchonella cf. capillata</i> Zitt.....	
U.	<i>Pecten Agassizi</i> Pict. u. Lor.....	
H.	<i>Pholadomya barremensis</i> Math.....		++	.	.
H.	<i>Rhynchoteuthis Sabaudi</i> Pict. u. Lor.....		.	.	.	+	.	.	.
U. R.	<i>Aptychus angulicostatus</i> Pict. u. Lor.....	Puezkofel, Les cuecenes	.	++	+	+	+	*	.
*	<i>Aptychus cf. Didayi</i> Coqu.....	Les cuecenes „a“.	.	+	+	+	+	.	.
*	<i>Aptychus Mortilleti</i> Pict. u. Lor.....	Les cuecenes.
*	<i>Aptychus Seranonis</i> Coqu.....	Puezalpe, ColdellaSonné	+	+	+	++	.	.	.
U. H.	<i>Nautilus bifurcatus</i> Oost.....		+	+	+
H. U. R.	<i>Phylloceras infundibulum</i> d'Orb.....	Puezalpe F., Puezkofel	.	.	.	++	+	+	+
H. U.	<i>Phylloceras ladinum</i> Uhl.....		+	.	.
H. U.	<i>Phylloceras Tethys</i> d'Orb. (= <i>Phylloceras semi-</i> <i>striatum</i> d'Orb.).....		+	.	.
U.	<i>Phylloceras Winkleri</i> Uhl.....		+	+	+	+	+	+	+
						++			

*	<i>Lytoceras cf. anisoptychum</i> Uhl.	Puezkofel	+	.	.	.
U.	<i>Lytoceras crebrisulcatum</i> Uhl.	+	+	++	Clansayhorizont (Gault)
H. U. R.	<i>Lytoceras Phestus</i> Math.	Puezkofel „d“	+	+++	+	
H.	<i>Lytoceras Phestus</i> Math. evol.	Horizont von Morleyren
H. U. R.	<i>Lytoceras Puezanum</i> Haug.	Puezalpe F.	+	.	
H. U.	<i>Lytoceras subfimbriatum</i> d'Orb.	++	+	+	Barremien selten
H.	<i>Lytoceras, cf. quadrisulcatum</i> d'Orb.		+	++	.	.	++	.	.	
U.	<i>Lytoceras (Tetragonites) aff. Duvalianum</i> d'Orb.	++	Clansayhorizont (Gault)
U.	<i>Costidiscus Grebenianus</i> Tietze	++	.	
U. R.	<i>Costidiscus nodozostriatus</i> Uhl.	Puezalpe F.	+	.	
H. U.	<i>Costidiscus Rakusi</i> Uhl.	+	.	
H. R.	<i>Costidiscus recticostatus</i> d'Orb.	Puezalpe F.	+++	+	cf.
*	<i>Macroscaphites Ivani</i> Puz.	Puezalpe F.	+++	+	+
U.	<i>Macroscaphites tirolensis</i> Uhl.	
H.	<i>Pictetia longispina</i> Uhl.	cf. +	.	
H.	<i>Pictetia inermis</i> Haug.	+	.	
U.	<i>Hamulina Astieriana</i> d'Orb.	++	.	
H.	<i>Hamulina hamus</i> Qu.	++	.	
U.	<i>Hamulina Haueri</i> Uhl. (Hoh.)	++	.	
H.	<i>Hamulina ptychoceroides</i> Uhl. (Hoh.)	+	.	
U.	<i>Hamulina Silesiaca</i> Uhl.	+	.	
U.	<i>Hamulina subcineta</i> Uhl.	+	.	
U.	<i>Hamulina Sutneri</i> Uhl.	+	.	
H. U.	<i>Ptychoceras Puzosianum</i> d'Orb.	+	.	
H.	<i>Heteroceras cf. Tardieu</i> Kil.	++	.	
*	<i>Holcostephanus (Astieria) cf. Jeannoti</i> d'Orb.	Puezalpe F.	+++	+	
U.	<i>Holcostephanus aff. Phillipsi</i> Röm.	
H.	<i>Paraspidiceras Guerinianum</i> d'Orb.	++	.	
H.	<i>Aspidoceras Benecke</i> Haug.	?	
U.	<i>Desmoceras cassida</i> Rasp.	+	.	
H. U. R.	<i>Desmoceras cassidoides</i> Uhl.	Puezalpe F.	+	++	
U.	<i>Desmoceras Charrierianum</i> d'Orb.	?	+	cf.
H.	<i>Desmoceras difficile</i> d'Orb.	++	
H.	<i>Desmoceras aff. Lechicum</i> Uhl.	+	
H. U.	<i>Desmoceras Melchioris</i> Tietze	+	+
H.	<i>Desmoceras psilotatum</i> Uhl.	++	.

	Name	Fundort	Von Südfrankreich bekannt aus dem					Bemerkungen
			Tithon	Valan- ginien	Haute- rivien	Barre- mien	Aptien	
			unt. ob.	unt. ob.	unt. ob.	unt. ob.		
H.	<i>Desmoceras strettostoma</i> Uhl.....		.	.	.	++	.	
H.	<i>Desmoceras Uhligi</i> Haug.....		.	.	.	++	.	
*	<i>Puzosia (Pseudohaploceras) Liptoviensis</i> (Zeusch.) Uhl.	Puezalpe F.	.	.	cf.	+	.	
H.	? <i>Puzosia Neumayri</i> Haug.....		.	.	++	++	.	
H.U.R.	<i>Silesites vulpes</i> (Coqu.) Math.....	Puezalpe F.	.	.	.	++	.	
U.	<i>Holocodiscus Caillaudianus</i> d'Orb.....		.	.	.	++	.	
U. R.	<i>Hoplites (Neocomites) angulicostatus</i> d'Orb.....	Puezalpe F.	.	.	++	aff.	.	
*	<i>Hoplites (Neocomites) Mortilleti</i> Pict. u. Lor...	Puezkofel, Puezalpe F.	.	.	+	+	.	
H. U.	<i>Crioceras dissimile</i> d'Orb.....		.	.	+	+	+	
H.	<i>Crioceras</i> n. sp., cf. <i>Duvali</i> Lév.....		.	.	+	+	* vereinzelt	
U.	<i>Crioceras Emerici</i> Lév.....		.	.	+	++	+	
H.	<i>Crioceras Honorati</i> Lév. (non d'Orb.).....		.	.	.	+	+	
H.	<i>Crioceras Mojsisovicsi</i> Haug.....		.	.	+	+	* selten	
H.	<i>Crioceras Moutoni</i> Ast. (d'Orb. prius).....		.	.	.	+	+	
U. H.	<i>Crioceras pulcherrimum</i> d'Orb.....		.	.	+	+	.	
H.	<i>Crioceras</i> n. sp. ind. aff. <i>Roemeri</i> Neun. u. Uhl.		.	.	+	+	.	
H.	<i>Crioceras trinodosum</i> d'Orb.....		.	.	.	+	.	
H.	<i>Ancyloceras</i> cf. <i>Audouli</i> Ast.....		.	.	.	+	+	
U. H.	<i>Ancyloceras Badioticum</i> Uhl.....		.	.	.	+	* selten	
H.	<i>Ancyloceras</i> van den Heckeel Ast.....		.	.	.	+	+	
H.	<i>Ancyloceras Hoheneggeri</i> Uhl.....		.	.	.	+	.	
U.	<i>Ancyloceras Klipsteini</i> Uhl.....		+	
H.	<i>Ancyloceras Matheroni</i> d'Orb.....		.	.	+	+	+	
U. H.	<i>Ancyloceras (Tozoceras) cf. obliquatum</i> d'Orb.		.	.	.	+	+	
H.	<i>Ancyloceras Orbignyianum</i> Math.....		.	.	.	+	+	
H.	<i>Ancyloceras</i> cf. <i>Zitteli</i> Haug. (non Uhl.)	+	+	
U.	<i>Pulchellia</i> aff. <i>Lindigi</i> Karst.....		.	.	.	+	.	
U.	<i>Pulchellia Provincialis</i> d'Orb. (Uhl.).....		.	.	.	+	.	
U.	<i>Hibolites pistilliformis</i> d'Orb.....		.	+	+	+	+	

Lovara und Restatt (siehe geologische Karte!), zwischen Preromang und Pederoa, bei Pederoa und bei Promberg gefunden. Das südlichste Vorkommen ist bei Rung (östlich Pedraces in 1460 *m*) und westlich unter Sottgardena. Daß das Pustertaler Eis auch in das Campilltal eindrang, beweist ein Fund von kristallinem Geschiebe östlich ober Bioc in etwa 1400 *m* Höhe. Der Eisackgletscher reichte weit ins Grödner Tal hinein. Östlich der Eisenbahnhaltestelle Hotel Grisi (zwischen St. Christina und La Pozza) liegt im Moränenschutt ober der Bahnlinie ein großer Quarzporphyrklotz, der nur durch das Eis hierher gebracht worden sein kann.

Terrassensedimente.

Das einzige sichere Vorkommen von Terrassensedimenten findet sich am linken Ufer der Gader bei St. Martin. Hier stehen in ziemlich großer Ausdehnung und in einer Mächtigkeit von mindestens 10 *m* z. T. konglomeratartig verfestigte, geschichtete Schotter an.

Die größtenteils gut gerollten Stücke besitzen alle möglichen Korngrößen und erreichen bis zu 30 und 40 *cm* Durchmesser. Fast alle Gesteine des Ablagerungsbereiches sind hier vertreten, doch herrschen die festen und widerstandsfähigen Gesteine, das sind vor allem die hellen Dolomitgerölle, bei weitem vor. Diese sind es auch, die die auffallend helle Farbe des Komplexes verursachen, die sehr deutlich gegen den dunklen Schutt des darüberliegenden Schuttkegels absticht. Unter- oder Überlagerung von Moräne konnte nirgends festgestellt werden. Es ist also ziemlich wahrscheinlich, daß es sich hier um postglaziale Terrassenschotter handelt.

Bergsturzmassen.

Besonders von den steilen Wänden des Schlern- und Dachsteindolomits brechen vielfach gewaltige Klötze ab und bilden dann am Fuße der Wand mitunter große Blockhalden.

Ein schönes Beispiel hiefür ist der Mont' de Soura, an dessen Ost- und Westfuß gewaltige Blockhalden von Dachsteindolomitklötzen liegen. Zahlreiche Blöcke umgürten auch seine Nord- und Südseite. Hier sieht man auch, daß die Dachsteindolomitklötze auf die Moräne und über diese hinüber gefallen sind und sich mit den von den Tschierspitzen herabgestürzten Schlerndolomitklötzen vereinigen. Eine andere große Blockhalde ist nördlich des Sas da Chiampatsch anzutreffen. Der kleine Bergsturz an der Nordwand des Chiampatschkessels erfolgte wohl erst, nachdem der Gletscher bereits abgeschmolzen war. Große Dachsteindolomitklötze liegen am Fuße des Col Turond und sind wesentlich beteiligt an der Bildung der Blockhalden auf der Südseite der Puezalpe und im Zwischenkofeltal. Gewaltige Klötze aus dem Schlerndolomit liegen bei Sai Poz am Fuße der Rotspitzen und bei Punkt 1831 und nördlich davon (ober Collfuschg). Einzelne dieser Blöcke haben sich auch bis Collfuschg herunter verirrt. Eine andere große Blockhalde sieht man am rechten Ufer des Freabaches östlich Col da Martin. Hier sind Trümmer aus dem „Cipitkalk“, Schlerndolomit und vielleicht aus dem Dachsteindolomit

vertreten, die wohl alle von der Sella herunter gefallen sind, als hier vielleicht noch Eis lag. Riesige Bergsturzmassen liegen auch auf den Westabhängen des Sobutsch. Neben Mendel- und Schlerndolomitklötzen ist hier auch Material aus den Buchensteiner und Wengener Schichten beteiligt.

Schuttkegel, Gehängeschutt und Vegetationsverdeckungen.

Auch in der Puezgruppe ist auf große Strecken das anstehende Gestein durch rezente Schuttbildungen und Vegetationsverdeckungen verhüllt. Diese Signatur wurde nur dort verwendet, wo das Erkennen des Anstehenden wegen der vorhin erwähnten Gründe unmöglich war.

Mächtige Schuttkegel haben von beiden Seiten das Langental derart verbaut, daß fast kein ebener Talboden mehr vorhanden ist und daß der Karrenweg, der die tiefsten Punkte verbindet, bald nach rechts (NW), bald nach links (SO) abgebogen wird. Andere große Schuttkegel finden sich nördlich ober Collfuschg, südwestlich von Campill, bei Pederöa und bei St. Martin in Thurn. Der von Frena bei Campill ist durch zeitweise große Murgänge entstanden. Er besteht hauptsächlich aus Material von Bellerophon- und Werfener Schichten. Der von Wengen herauskommende große Schuttkegel, der wohl auch eine ähnliche Entstehung hat, wurde von der Gader (am rechten Ufer) steil angeschnitten. Er wird größtenteils aus Wengener- und Lavenmaterial zusammengesetzt. Die Ortschaft St. Martin ist auf einem von W kommenden Schuttkegel erbaut, der über den Terrassenschottern liegt. Das gänzlich ungeschichtete, dunkel verwitternde Material enthält zur Hauptsache Stücke von Bellerophon- und Werfener Schichten. Gewaltige Schuttmassen desselben Materials liegen an den Hängen des Bronsaratales.

Riesige Schutthalde liegen fast überall am Fuß der Schlerndolomitwände. Sie fallen, wo sie noch frisch sind, durch ihre blendend weißen Farben auf. Bei Gewittern entstehen hier vielfach Muren, die immer wieder über die Waldbestände niedergehen. Dadurch wird der Vegetation fortwährend das Eupordringen unmöglich gemacht.

Die Werfener, Wengener und Cassianer Schichten sind nicht zur Ansammlung großer, trockener Schutthalde geeignet, sondern neigen vielmehr zu Rutschungen und zur Murbildung hin. Solche Rutschungen kommen z. B. in dem größtenteils aus Werfener Material bestehenden Schutt nordöstlich von Val bei Pescol vor. Südwestlich ober Sottgardena liegt sehr viel auf Wengener und Cassianer Material herunter gefallener Dolomitschutt herum, der hier vielfach auf ersterem zu Tal rutscht. Am ganzen Ostfuß der Gardenazza ist fast überall neben dem Schutt der Wengener und Cassianer Schichten Dolomitschutt reichlich beteiligt, besonders zwischen Varda und Stern. Die Rutschungen in den Wengener und Cassianer Schichten dauern immer noch an, wie man aus umgefallenen oder schiefstehenden Baumgruppen ersehen kann, doch liegen derzeit in dem von Pescol herabziehenden Tale keine allzu großen Schlammassen, da schon viele von der Gader fortgeführt worden sind. Murschutt liegt auch noch zwischen den beiden Moränen nördlich von Pedraces.

Alluvionen.

Um die eigenen Schuttmassen der Gader, ihren Lauf und einige aufgefüllte kleine Seebecken usw. deutlich hervorzuheben, wurden diese auf der Karte weiß gelassen.

Tektonischer Teil.

Der nördliche Ausläufer der Puezgruppe wird von oberem Perm und unterer und mittlerer Trias, das eigentliche Dolomitmassiv von mittlerer und oberer Trias und jüngeren Schichten aufgebaut. Nur an den Rändern des Massivs ist auch oberes Perm und untere Trias am Aufbau beteiligt.

An die flache Mulde des Puez-Gardenazza-Massivs, zu der auch die Schwatsch-Alpe und das Gebiet des Sobutsch noch dazu gehören, schließen nach S die Grödner Joch-Antiklinale und nach N zunächst das Störungsgebiet zwischen Campill und Pedratsches und dann das Faltenstück des zwischen dem Campill- und Gadertale gelegenen Höhenrückens an.

Das Puez-Gardenazza-Massiv.

Aus der Karte und den Profilen 2—5 ist deutlich zu entnehmen, daß der Dachsteindolomit der Puez-Gardenazza-Hochfläche eine ganz flache, schüsselförmige Mulde bildet, die nach WSW offen ist. Das Langental greift hier bis tief ins Innerste des Massivs, wodurch der ehemals so deutlich schüsselförmige Bau des Dolomitstockes an Eigentümlichkeit eingebüßt hat. Der tiefste Punkt der Mulde käme etwa über den hintersten Teil des Langentales zu liegen, wohin auch alle Fallzeichen ungefähr zeigen.

An dem Aufbau der Hochfläche sind Schlerndolomit, Raibler Schichten und Dachsteindolomit beteiligt. Am weitesten reicht der Schlerndolomit auf der Ostseite der Gardenazza hinah, wo er unter dem Ausgange der Val scura noch unter 1600 m ansteht. Dies ist nur auf den muldenförmigen Bau zurückzuführen. Eigentümlich ist nur, daß jene Stelle, wo der hangende Dachsteindolomit der Mulde auf der Gardenazza am tiefsten herunter hiegt, bedeutend nördlicher liegt. Eine Verwerfung ist hier sehr unwahrscheinlich, vielleicht ist ein schwacher Knick da.

Das Fallen schwankt an den Rändern der Mulde gegen das Innere zwischen 10 und 15°, erreicht aber an einigen Stellen am Südrande bedeutend mehr. So fallen die hier etwas gestörten Raibler Schichten südlich des Crespeina Joches 26° N unter den Dachsteindolomit des Mont de Soura ein, dessen Schichten nach N immer flacher einfallen und in den äußersten Partien im W, ähnlich wie am Col Turond, nahezu sählig liegen.

Die Ostgrenze der Mulde, die gleichzeitig die Wasserscheide zwischen Grödner und Gader Tal ist, verläuft vom Col de Montigella über die Punkte 2670, 2648, 2612 und über den Kamm von Les Cuecenes zum Sas Songher. Östlich dieser Grenze fallen die Dachsteindolomitschichten z. T. noch gegen das Muldeninnere, z. T. liegen sie sählig und fallen mehr in den südlichen Teilen am Ostrand der Gardenazza,

besonders östlich Les Cuccenes, flach nach O gegen Stern zu ein. Besonders gut ist das zu beobachten bei dem kleinen Rücken, der östlich Punkt 2632 liegt. Etwas nördlich davon, östlich des Punktes 2544, ist eine kleine Störung. Der hier ganz flach nach W fallende Dachsteindolomit fällt plötzlich sehr steil nach W ein, geht aber wieder rasch in die normale Lagerung über. Weitere Störungen wurden auf dieser Seite nirgends beobachtet.

Dadurch, daß es gelungen ist, die Raibler Schichten auch auf beiden Seiten im Innern des Langentales festzustellen (vgl. Raibler Schichten), fällt der von Mojsisovics (51, S. 212, 213) wohl nur wegen des überschobenen Dachsteindolomits angenommene „Einsturz der zentralen Teile des Gardenazzagebirges“ weg. Weder vom nördlichen und östlichen noch vom südlichen Rand dieses Einsturzes ist etwas zu sehen, geschweige denn eine „tiefe, klaffende Spalte“ wahrzunehmen. Auch Haug (87, S. 262 und 267) konnte keine Verwerfung beobachten, längs welcher das Neocom im N und O gegen den Dachsteindolomit eingesunken sein sollte. Doch behält er (87, S. 249 und 267) die SO—NW verlaufende Verwerfung, die die südliche Begrenzung des Neocoms bildet, bei. Ein Einsturz von (mindestens) 1000 m, wie ihn Mojsisovics annimmt, wäre auch für den Fall, daß der Dachsteindolomit eine Mächtigkeit von zirka 540 m (= liegender Dachsteindolomit und liegende Mulde von oberem Dogger und Neocom und hangender Dachsteindolomit) am Puezkofel besäße, schon um 150 m gegenüber den tatsächlichen Verhältnissen zuviel gewesen, da eine größere Mächtigkeit als die oben angegebenen 540 m hier überhaupt nicht vorkommt.

Der viel höhere Ausstrich der Raibler Schichten auf der OSO-Seite des Col della Pieres (Prof. 2) ist nicht auf eine durch das Langental verlaufende Störung zurückzuführen, sondern lediglich durch den Knick des Profils bedingt.

Bei Profil 4 wurden, um die ungestörten Verhältnisse im Innern des Dolomitstocks darzustellen und das Profil nicht noch mehr zu knicken, die auf der Südseite des Langentales östlich und auf der Nordseite westlich der Profillinie anstehenden Raibler Schichten in das Profil eingetragen.

Die einzige größere Verwerfung, die beobachtet wurde, geht östlich vom Sas da Chiampatsch bei Punkt 2542 durch. Hier ist die östliche Seite ein Stück gegen die westliche abgesunken. Blockbalden verhindern aber ihre weitere Verfolgung nach N. Eine kleinere Verwerfung nimmt man auf der Puezalpe westlich Punkt 2395 wahr. Hier sind die Dachsteindolomitschichten auf der Ostseite etwas gegen das Langental hinabgebogen. Auch die Gardenazza-Nordwand wird von keinem Bruch durchsetzt, der eine Verschiebung des Raibler Bandes hervorrufen würde.

Vom Chiampatsch-See geht über das Chiampatsch-Joch ins Langental hinüber ein kleiner Knick durch, dessen Vorhandensein wohl auch das Langental und der Chiampatsch-Kessel ihre Entstehung verdanken. Um eine Verwerfung kann es sich am Chiampatsch-Joch nicht handeln, da man die einzelnen Schichten deutlich von der Süd- auf die Nordseite verfolgen kann. Andere Knicke gehen durch das Puezjoch und vielleicht durch die Forcella della Roa hindurch.

Die Puezhütte liegt in einer Erosionsfurche, da der obere Dogger und das Neocom hier auf der Westseite des Puezkofels bis zum Niveau der Hütte herabreichen, während östlich davon, wie auch Fig. 1 und 2 zeigen, der Dachsteindolomit viel weiter hinaufreicht. Eine bruchweise Störung kann deshalb nicht angenommen werden, weil das Raibler Band nördlich des Puezjoches ungestört durchzieht. Ähnliche Verhältnisse herrschen auch zwischen Col dell'Assonè und Les Cuécenes, wegen derer Haug (87, S. 254 und 267) eine Verwerfung annimmt, die aber nicht nachweisbar ist.

Auf den oberen Dogger und das Neocom der Puez-Gardenazza-Tafelmasse wurde von N Dachsteindolomit aufgeschoben und jene Schichten zu einer liegenden Mulde gefaltet, deren Achse etwa WNW—OSO streicht. Sehr gut ist die Mulde auf der Westseite der mittleren Puezspitze aufgeschlossen. Auf der Südseite dieser sind das Neocom des Hangendflügels und ebenso die untersten Partien des Liegendflügels stark gefaltet, ersteres ist teilweise ganz aufgeblättert. Der überschobene Dachsteindolomit fällt steiler als der liegende nach S ein. Lange nicht so deutlich und einfach sind die Verhältnisse auf der Ostseite des Puezkofels. Hier beträgt die Mächtigkeit des liegenden Muldenflügels zwei Drittel, die des hangenden etwa ein Drittel der Gesamtmächtigkeit der Mulde. Die mittleren Lagen sind ganz unversehrt geblieben, wie man auch bei Schicht „f“ feststellen kann, die den Muldenkern bildet. Der untere Teil des liegenden Muldenschenkels ist leicht gefaltet. Der hangende Schenkel der Mulde wurde bei der Faltung bis etwa auf die Hälfte reduziert. Das Neocom und auch der obere Dogger sind z. T. ganz ausgewalzt und in linsenförmige Scherben zerquetscht worden. Darüber folgt der überschobene Dachsteindolomit, der z. T. sehr steil gegen das Neocom (nach S) einfällt. Stellenweise ist auch der hangende Dachsteindolomit so stark tektonisch beansprucht worden, daß seine Schichtung mitunter nicht mehr zu erkennen ist. Über diesem liegt noch einmal die normale Schichtserie: oberer Dogger und Neocom in einer Mächtigkeit von ein paar Metern. Die Faltung des unteren Muldenschenkels nimmt gegen S hin sehr an Intensität zu, wo der obere Dogger und das Neocom auf eine Scholle von Dachsteindolomit aufgeschoben wurden, die wahrscheinlich bei dem mit der Faltung des Neocoms verbundenen Vorschube von hangendem Dachsteindolomit von diesem abgebrochen und heruntergesunken ist. Die Unterlagerung der Dachsteindolomitscholle konnte hier wegen Schuttbedeckung nicht direkt festgestellt werden, doch steht westlich davon über dem liegenden Dachsteindolomit oberer Dogger an, der aller Wahrscheinlichkeit nach unter der Dachsteindolomitscholle durchstreicht. Auf keinen Fall handelt es sich hier um liegenden Dachsteindolomit, gegen den das Neocom verworfen ist, wie Haug (87, S. 253) annimmt.

Ein bemerkenswerter Aufschluß liegt auf der Westseite des Puezkofels. Der hier über der Basalbreccie liegende obere Dogger wird von typischem Dachsteindolomit überlagert. Über diesem folgt wieder oberer Dogger und darüber Neocom. Südwestlich davon ist an einer Stelle Dachsteindolomit aufgeschlossen, der seiner Lage nach wohl noch

zum Liegenden gehört. Das Vorkommen von der Westseite des Puezkofels spricht sehr dafür, daß auch die Dachsteindolomitscholle an seinem Südfuße von oberem Dogger unterlagert wird. Für beide Vorkommen kann jedenfalls die gleiche Erklärung gelten. Nordöstlich Punkt 2444 ist ein weiterer Aufschluß von Dachsteindolomit, der wohl nicht mehr zum liegenden gehören dürfte, doch ist im Liegenden und Hangenden alles durch Schutt verdeckt.

Daß das Neocom auf der Ostseite des Puezkofels so gefaltet worden sei, wie Haug (87, S. 252) angibt, konnte ich infolge der starken Schuttverdeckung nirgends feststellen. Ebenso hat der dickgebankte, hangende Dachsteindolomit wohl nie eine, geschweige denn zwei liegende Falten gebildet (Haug: 87, S. 263), sondern ist als große Schubmasse über das Neocom geschoben worden. Zu dieser Schubmasse gehört auch der über den vorläufig zum oberen Dogger gestellten Schichten liegende Dachsteindolomit, der den Gipfel des Punktes 2738 (Prof. 4) bildet.

Nach W schneidet das Neocom der mittleren Puezspitze nicht an einer Verwerfung ab (Haug, 87, S. 253), da das Raibler Band in der Nordwand der Puezspitzen völlig ungestört durchzieht und in sehr schwache Falten gelegte, ziemlich konkordant liegende Dogger- und Neocom-Schichten auch noch auf der Pizza Doleda vorkommen.

Oberer Dogger und Neocom des Col della Pieres sind, entgegen Haugs Angaben (87, S. 263), leicht gefaltet. Der überschobene Dachsteindolomit des Col de Moutigella fällt, wie Haug (87, S. 251) anführt, zuerst steil nach S ein und biegt am Kontakt mit dem Neocom z. T. nach N um. Der überschobene Dachsteindolomit ist aber nicht das Sattellende der unteren Falte (Haug, 87, S. 263), sondern, da der dickgebankte Dachsteindolomit wohl schwerlich Falten bildet, liegt für dieses wie auch für die zwei weiteren Vorkommen die Erklärung viel näher, daß der Dachsteindolomit als einfache Schubmasse auf das Neocom hinaufgeschoben worden ist. Das Neocom des Col dell' Assonè liegt in unteren Lagen fast ungestört ganz konkordant auf dem liegenden Dachsteindolomit.

Auch der überschobene Dachsteindolomit von Les Cuccenes, der nicht an das Neocom angelagert (Haug, 87, S. 254), sondern dem Neocom aufgelagert ist, fällt steiler als der liegende nach S ein. Bei der nördlichsten Scholle von überschobenem Dachsteindolomit reicht dieser auf der Ostseite bis auf den liegenden herab. Auch bei den beiden südlicheren Vorkommen ist die Mächtigkeit des oberen Doggers und des Neocoms auf der Ostseite geringer als auf der Westseite und beträgt bei der mittleren Scholle auf der Ostseite nur ein paar Meter. Von N aus sieht man, daß diese aus zwei übereinanderliegenden Schuppen von Dachsteindolomit besteht, von denen die hangende ungefähr söhlig liegt, während die liegende steil nach S einfällt. Das Neocom wurde hier ziemlich stark gefaltet. Dabei sind auch stellenweise Fetzen von oberem Dogger in das Neocom gelangt. Die Faltenachsen verlaufen ungefähr ost-westlich.

Haug bringt die Überschiebung (87, S. 266) von Dachsteindolomit auf Neocom mit der Villnösser Linie in Zusammenhang. Er

nimmt an, daß durch den von N herkommenden Tangentialdruck die in der Tiefe liegenden Triasschichten gefaltet und gestört und der darüber liegende Schlern- und Dachsteindolomit nach S geschoben worden seien u. zw. so, daß die auflagernde Kreide z. T. überschoben wurde. Es läßt sich wohl schwerlich jemals beweisen, daß diese Überschiebung mit der Villnösser Linie in Zusammenhang steht. Nimmt man aber einen Zusammenhang beider an, so muß die Überschiebung aus dem südlichen gegen Pedraces ziehenden Zweig der Villnösser Linie abgeleitet werden. Vielleicht gehört der überschobene Dachsteindolomit Ogilvie Gordons „Ampezzo Thrust Mass“ an?

Die Annahme von Kober (37, S. 216, 217, 219), daß die Serie Schlerndolomit, Raibler Schichten und Dachsteindolomit (hochdinarische Decke) über die Serie mit den Wengener und Cassianer Schichten (die mit zur unterdinarischen Decke gehören) hinweggeschoben worden sei, ist zum mindesten für die Puezgruppe völlig unhaltbar.

Die Schwatsch-Alpe.

Der Typ des muldenförmigen Baues der Puez-Gardenazza-Hochfläche gilt auch für die Fußgehänge der Puezgruppe mehr oder weniger. Sehr gut entsprechen sowohl der geologische Aufbau als auch die morphologischen Verhältnisse der Schwatsch-Alpe diesem Bauplane.

Die Schichtserie, deren tiefstes Glied, entgegen den Angaben von Mojsisovics (51, S. 215), Bellerophonschichten sind, streicht am Westrande der Schwatsch-Alpe ungefähr N—S und fällt bis über 30° nach O ein (Prof. 1). Im nördlichen Teil ist das Streichen zirka SW—NO und das Fallen SO gerichtet. Nach O gegen das Langental zu sinkt der Südrand der Mulde, die auch wieder von diesem Tal entzweigeschnitten wurde, rasch ein und verschwindet unter den Moränen und Schuttablagerungen der Schwatsch-Alpe und des Langentales, um erst wieder östlich von Wolkenstein aufzutauchen.

Nordöstlich von La Pozza fallen kleine Brüche auf. Hier ist die Eruptivserie zwischen zwei Verwerfungen ein wenig eingesunken, so daß der Augitporphyrit des unteren Ergusses nach W gegen die Buchensteiner Schichten grenzt. Diese streichen hier N 65° W corr. und fallen 30° N. Ähnlich streichen und fallen auch die Schichten des östlichen Teiles. Besonders weiter westlich, in einem kleinen Bachrisse, sieht man, daß die Buchensteiner Schichten leicht gefaltet sind. Bei Punkt 1673 westlich Wurdengoi sind die Wengener Schichten ziemlich stark gestört. Nördlich davon liegt hier ziemlich viel Cassianer Schutt herum, aber ein sicherer Aufschluß ist nicht vorhanden. Die größte Störung, die sicher beobachtet werden konnte, geht am Westabhange der Schwatsch-Alpe bei Punkt 1916 durch. Auch hier ist die Sprunghöhe der Verwerfung nicht groß. Es stoßt der Mendeldolomit des nördlichen an die Werfener Schichten des südlichen Teiles. Der nördliche Teil sinkt flach nach N ein. Die Buchensteiner Schichten streichen hier N 15° W corr. und fallen 25° O. Diese Verwerfung kann auf der Schwatsch-Alpe wegen der sehr spärlichen Aufschlüsse und der Bedeckung mit Moränenschutt nicht weiter verfolgt werden. Vielleicht

geht ein wenig nördlich von Punkt 1823 eine Störung nach SO? Sicher nachweisen läßt sie sich hier jedenfalls nicht. Ebenso ist hier überall die Grenze der Wengener gegen die Cassianer Schichten durch Schutt verdeckt. Nur am Westfuß der Stevia-Alpe ist die Hangengrenze letzterer gegen den Schlerndolomit aufgeschlossen, unter den diese hier ziemlich flach nach O einfallen.

Die Schichtserie an der Bahnlinie zwischen La Pozza und dem Cislesbach besteht aus Augitporphyrit im Liegenden, der wohl dem unteren Ergusse angehört, und Buchensteiner Schichten und Agglomeraten im Hangenden, die alle, wenn auch leicht gefaltet, steil nach S gegen den Grödner Bach einfallen. Ob diese Serie sicher mit der der Schwatsch-Alpe zusammenhängt, ist wegen der Moränen- und Schuttbedeckung nicht zu entscheiden. Jedenfalls ließe sich die erwähnte Schichtserie ganz gut mit der der Schwatsch-Alpe durch eine Antiklinale verbinden. Andererseits wäre durch eine Kartierung des Gebietes südlich und westlich davon die tektonische Stellung dieser Schichtserie zu ermitteln.

Das südliche Gehänge zwischen Wolkenstein und Varda (im Gader Tal).

An die flache Synklinale der Puez-Gardenazza-Hochfläche schließt nach S die viel steilere, von Plan nach Varda (zwischen Corvara und Stern) OW streichende Antiklinale des Grödner Jochs an, die auch Diener (8, S. 27) erwähnt.

Die Darstellung dieses Gebietes auf der „General Geological Map of the Sella Massive and Enneberg“ von Ogilvie Gordon stimmt z. T. nicht mit den beobachteten Verhältnissen überein. Ogilvie Gordon nimmt für die eigentlich einfachen Verhältnisse (56) äußerst komplizierte Erklärungen an. Dadurch aber, daß die Buchensteiner Agglomerate keine „tektonische Reibungsbreccie tertiären Alters“ sind und die „Lavaströme“ nicht erst „zur Zeit der tertiären Alpeufaltung unter dem Liegenden der Wengener und Cassianer Schichten eingelagert wurden“, fällt ein Teil der Störungen, die, was sehr verdächtig ist, ein zum großen Teile dem Schichtbau entsprechendes Einfallen haben, wohl weg.

Die Annahme von Diener (8, S. 28—30), der die herrschenden tektonischen Verhältnisse auf den Einfluß der Erosion zurückführen will, geht sicher viel zu weit.

Besonders auf der Westseite des Grödner Jochs ist der Bau der Antiklinale sehr deutlich zu erkennen (Fig. 3 a—g). Der östlich Wolkenstein auftauchende Bergrücken, der den Punkt 1772 (Pastura) bildet und sich nach O in den Muliatsch-Bustatsch fortsetzt, bildet den nördlichen Teil des Sattels. Über dem unteren Augitporphyrit stehen unter Pastura (Fig. 3 a) ziemlich stark gefaltete Buchensteiner Knollenkalke an, deren Faltenachsen zirka O-W streichen. Die Agglomerate im Liegenden des unteren Ergusses liegen vielleicht analog den Verhältnissen auf der Schwatsch-Alpe konkordant unter dem Augitporphyrit, dessen Fortsetzung nach O nicht aufgeschlossen ist. Es ist daher nicht

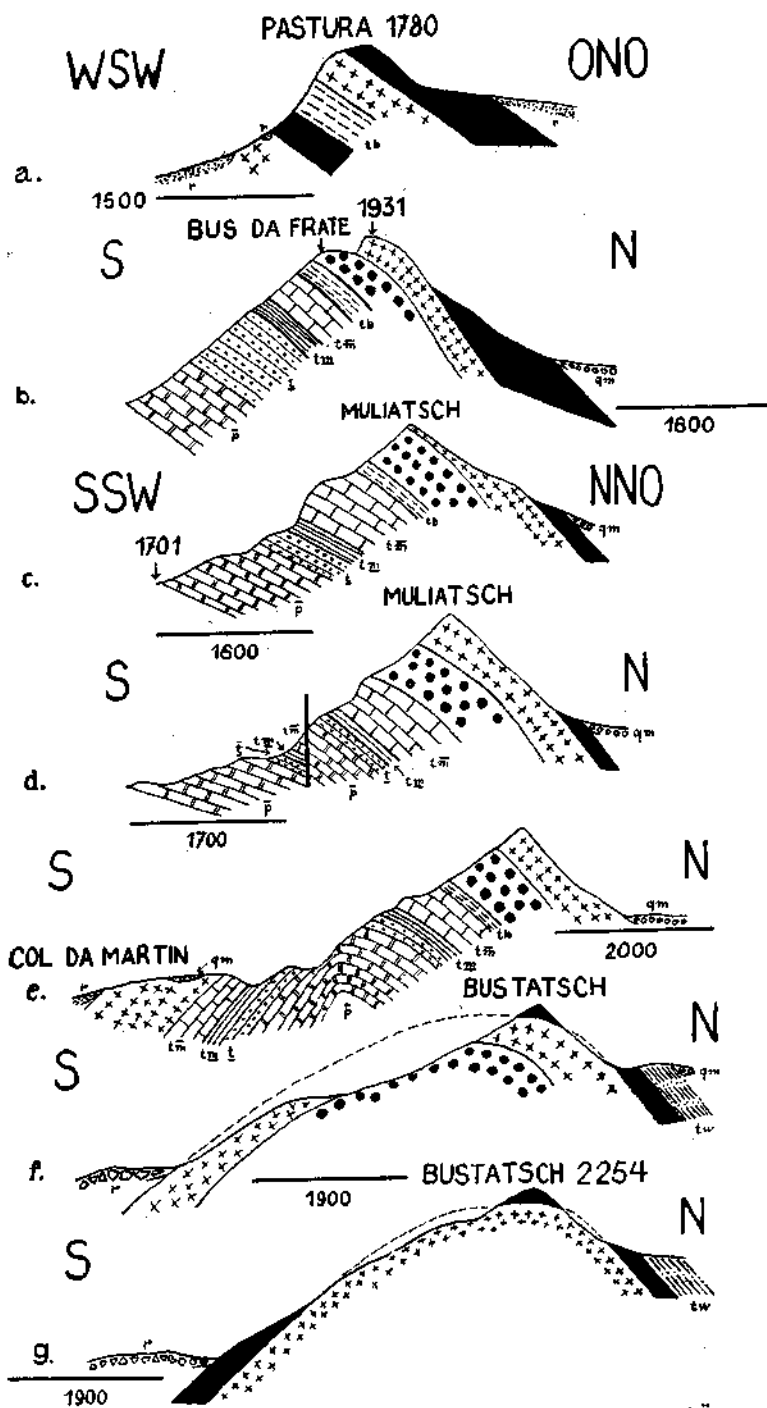


FIG. 3 a-g: PROFILE DURCH DEN MULIATSCH-BUSTASCH-RÜCKEN.

zu entscheiden, ob er nach O plötzlich aufhört oder allmählich in das Tuffkonglomerat übergeht.

Den Kern des Sattels bilden die Bellerophonschichten, die erst bei Plan zutage treten und stark gefaltet sind. Zwischen Punkt 1922 und Punkt 1972 geht ungefähr senkrecht zur Sattelachse eine kleine Störung durch. Es ist hier der westliche Teil etwa 10 m gegen den östlichen abgesunken. Eine weitere kleine Störung von untergeordneter Bedeutung ist südlich Punkt 2117 zu beobachten. Es handelt sich hier (Fig. 3 d) um eine aus einer Flexur hervorgegangene, parallel zur Sattelachse verlaufende Verwerfung, bei der der südliche, aus Bellerophon- und

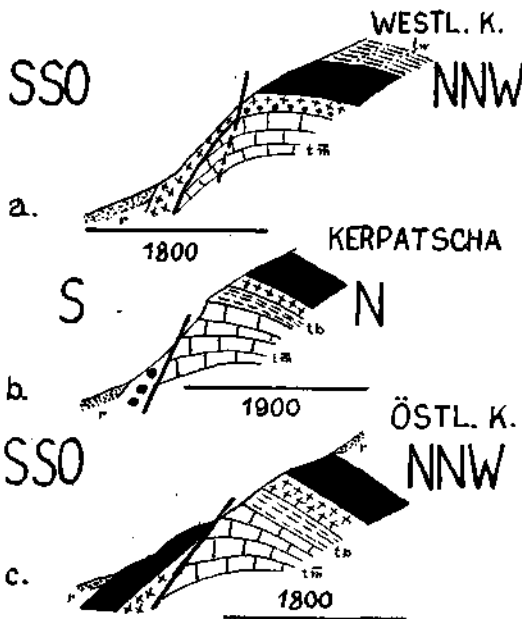


FIG. 4a-c: PROFILE BEI KERPATSCHA.

1 : 12.500

eine Ausquetschung zurückzuführen ist. Ob das Tuffkonglomerat nach SW auskeilt oder ausgequetscht wurde, ist nicht zu entscheiden. Sicher neigt es aber bedeutend mehr zum Auskeilen, wie die Verhältnisse am Muliatsch zeigen, als die Werfener Schichten. Sehr charakteristisch ist der Gewölbekbau der Buchensteiner Agglomerate am Bustatsch (Fig. 3f und g). Auf der Nordseite des Bustatsch fallen die Wengener Schichten konkordant mit den Augitporphyriten nach N ein. Auch nördlich des Grödner Joches fallen sie noch flach nach N ein, liegen aber nach S gegen die Straße zunächst söhlig und fallen zuerst flach, dann immer steiler nach S ein (Prof. 2), bis sie und die Cassianer Schichten, die hier stark reduziert wurden, saiger stehen und an einer etwa N 45° O corr. streichenden Verwerfung an flach nach S einfallende Cassianer Schichten angrenzen. Unter den Schlerndolomit der westlichen Ausläufer der Rotspitzen fallen die Cassianer Schichten, soweit die Grenze nicht durch

Werfener Schichten, Muschelkalk und Mendeldolomit bestehende Teil gegenüber dem nördlichen nach W zu abgesunken ist, wodurch eine scheinbare Verdoppelung der Schichtserie entstand. Hier ist der über dem abgesunkenen Mendeldolomit anstehende Bellerophonkalk, ähnlich wie am Pradat, ganz erfüllt von Gyroporellen. Östlich dieser Störung macht der von den Bellerophonschichten gebildete Sattel (Fig. 3 e) einen starken Knick, ohne daß sich hier eine Verwerfung sicher nachweisen läßt.

Die Werfener Schichten nehmen von Plan gegen das Grödner Joch (Fig. 3 b—d) so rasch an Mächtigkeit ab, daß diese Erscheinung wohl nur auf

Schutt verdeckt ist, im Gegensatz zu Ogilvie Gordons Profilen, flach nach N ein.

Auf der Ostseite des Grödner Joches ist der Bau der Antiklinale bei weitem nicht so leicht erkennbar, da nur der nördliche Schenkel aufgeschlossen ist, während der südliche z. T. gerissen und abgesunken ist. Der südlich unter Kerpatscha unter den Wengener Schichten auftauchende Augitporphyrit bildet einen flachen Sattel. Darunter folgen die Agglomerate. Diese sind hier stark gestört (Fig. 4 a) und das Tuffkonglomerat wurde stellenweise ausgequetscht. Der Mendeldolomit im Liegenden besitzt wohl nur deshalb eine so große scheinbare Mächtigkeit, weil er wahrscheinlich sattelförmig ein wenig nach S hinuntergebogen wurde. Dafür spricht auch das Verhalten der Buchensteiner Agglomerate, die zwar nicht konkordant über dem Mendeldolomit liegen, aber diesen doch wie ein Dach umgeben. Östlich der bis auf die Grödner-Joch-Straße herabreichenden Agglomerate ist noch ein kleines, ähnliches Vorkommen, wo letztere auch diskordant auf Mendeldolomit liegen. Gleich daneben ist ein ebenso kleines Vorkommen von Tuffkonglomerat zu bemerken (Fig. 4 b). Außerdem ist noch an zwei Stellen in viel größerem Ausmaße Augit-Plagioklas-Porphyrat aufgeschlossen (Fig. 4 c). Jener der östlichen Stelle wird auf der Collfuschger Seite von Buchensteiner Agglomerat unterlagert, das da zirka N 70° O corr. streicht und 30° S einfällt.

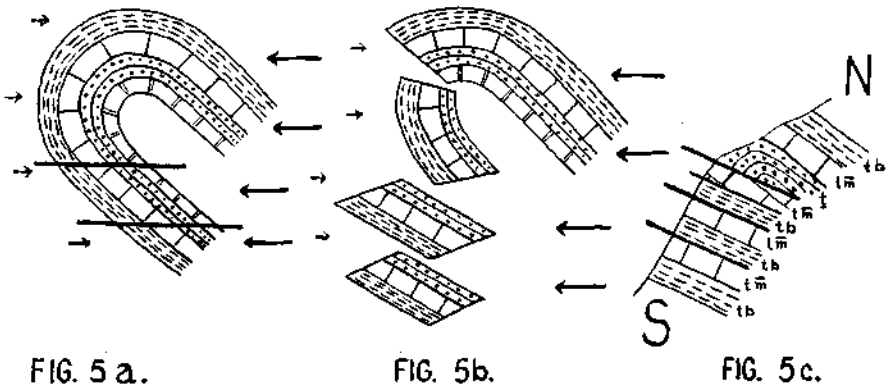
Die diskordante Lage der Agglomerate und Eruptiva kann man sich nur vorstellen, wenn man annimmt, daß bei der Entstehung des Sattels dieser riß und dann der südliche Flügel mit den Agglomeraten und den Eruptivmassen abgesunken ist. Dabei kamen diese, falls erstere nicht ausgequetscht wurden, diskordant auf den Mendeldolomit zu liegen.

Unter Punkt 2007 westlich Saning liegen diskordant über den Buchensteiner Schichten in ganz geringer Mächtigkeit und Ausdehnung Wengener Schichten. Diese könnten wohl auch in jüngster Zeit, da bei ihnen Rutschungen häufig sind, von den darüber anstehenden Tuffen und Mergeln heruntergekommen sein. Nördlich Saning und auf der Westseite des Pradat kommt wieder der Kern des Sattels, die Bellerophonschichten, zum Vorschein. Nördlich ober Saning ist eine kleine Störung. Die Wengener Schichten fallen hier flacher nach S ein als der Augitporphyrit.

Aus dem normalen Sattel zwischen Plan und Collfuschg ist am Pradat ein nach S überkippter Sattel entstanden. Auf der Westseite des Pradat ist die Schichtserie des liegenden Sattels von unten nach oben folgende: Mendeldolomit, Seiser Schichten, Bellerophonschichten. Die Grenze zwischen diesen und den darüberliegenden Seiser Schichten ist durch Schutt verdeckt. Über den Seiser Schichten folgen Mendeldolomit, Buchensteiner Schichten und die übrigen Schichtglieder in normaler Reihenfolge. Gewiß sind hier große Teile der Werfener Schichten, der ganze untere Muschelkalk und auch etwas vom Mendeldolomit ausgequetscht worden.

Etwas weiter östlich, auf der Südseite des Pradat, sind die Verhältnisse viel komplizierter. Es stehen unten zunächst Buchensteiner Agglo-

merate an, die wahrscheinlich unter die darüberfolgenden Buchensteiner Schichten, die aus Bänder- und Knollenkalken und Kugeltuffen (zu oberst) bestehen, einfallen. Darüber folgen Mendoldolomit, Buchensteiner Knollenkalken, Mendoldolomit, Buchensteiner Knollen- und Bänderkalken, dann Mendoldolomit, der steiler berg-einfällt als die Buchensteiner Schichten. Völlig diskordant liegen hier über dem Mendoldolomit die Seiser Schichten des Hangendflügels. Diese lassen sich als einzige Schicht von der Westseite des Pradat herüber verfolgen, während alle übrigen Schichten der Westseite nach O zu derart mit Schutt bedeckt sind, daß der Übergang von den viel einfacheren Verhältnissen auf der Westseite des Pradat in die sehr komplizierten weiter östlich nirgends aufgeschlossen ist. Über den zuletzt erwähnten Seiser Schichten liegen Mendoldolomit und Buchensteiner Schichten usw. in normaler Reihenfolge. Die Buchensteiner Schichtfolge des Hangendflügels besteht aus Kugeltuffen (unten),



Knollen- und Bänderkalken (oben). Mithin besitzen sie die völlig umgekehrte Schichtfolge wie jene des untersten Liegendflügels.

Die hier herrschenden verwickelten Verhältnisse kann man am einfachsten durch einen liegenden Sattel erklären, wie man schon bei dem untersten und obersten Vorkommen von Buchensteiner Schichten sieht, deren Zusammenhang zweifellos ist. Der liegende Sattel (Fig. 5a) kam bei der Bewegung von N nach S auf einen Widerstand, wobei dann der untere Schenkel mehrfach riß und dann durch den noch anhaltenden Druck von N her die einzelnen Schuppen übereinandergeschoben wurden (Fig. 5b). Dabei wurden einzelne Schichten ganz ausgequetscht und die Mächtigkeit fast aller beteiligten Schichtglieder vermindert. Fig. „5c“ stellt die hier beobachteten Lagerungsverhältnisse dar.

Eine andere Erklärungsmöglichkeit ist die, daß man eine Reihe von liegenden Falten mit mehreren ausgequetschten Schenkeln annimmt, doch ist diese Erklärung viel unwahrscheinlicher, da der Mendoldolomit keineswegs zur Bildung enger Falten neigt. Westlich des nach Costa hinabziehenden Grates ist ein wegen seiner Kleinheit in der Karte nicht eingetragenes Vorkommen von zirka OW (obs.) streichenden und saiger stehenden Buchensteiner Knollenkalken anzuführen, das als kleine ein-

zelle Scholle über den hier in ziemlicher Ausdehnung vorhandenen Seiser Schichten liegt. Seine Grenze gegen letztere ist aber durch Schutt verdeckt. Dieses Vorkommen entspricht ganz gut dem Bau des Hangendschenckels des liegenden Sattels.

Obwohl es den Anschein hat, daß die Buchensteiner Agglomerate ober Costa flach bergeln gegen den Pradat fallen, gehören sie doch zum Hangendschenkel, da sie deutlich erkennbar etwas tiefer unten am Hang von Augitporphyrit überlagert werden, der ober Costa parallel dem Gehänge gegen den Piscadubach einfällt.

Daß auch hier die südlichen Teile des Sattels längs einer Bruchlinie, die schon Mojsisovics (51, S. 216) annahm, in die Tiefe gesunken sind, zeigt auch die Lage der Wengener und Cassianer Schichten südlich des Piscadubaches am Nordabhange des Crep de Sella (Prof. 5), wobei wohl die vorhin erwähnten Agglomerate und Augitporphyrite diskordant älteren Gesteinen aufgelagert wurden.

Die Grödner-Joch-Antiklinale setzt sich jenseits der Gader wahrscheinlich in den Langs da fur und in den Freiner Berg fort. Die von Ogilvie Gordon (54) angegebene, dem Südwestfuß des Sas Songher entlang laufende Verwerfung, die ihre Fortsetzung über Varda in die St. Cassianer Gegend nimmt, konnte diesseits der Gader nirgends festgestellt werden. Am Fuße des Sas Songher ist ihr Vorhandensein auch sehr unwahrscheinlich. Gegen Varda sinkt die Schichtserie muldenförmig nach N ein.

Das Störungsgebiet zwischen Pedraces und Campill.

Schon Klipstein (35, 2. Bd., 2. Abt., S. 31) erkannte, daß zwischen dem Tschengles und dem Col da Oj eine Störung durchgeht, während Mojsisovics (51, S. 222) merkwürdigerweise die ganze Schichtserie vom Tschengles flach nach N unter die Gardenazza einfallen läßt.

Ogilvie Gordon (54, S. 28 usw.) nimmt hier ziemlich große Störungen an.

Mit der Erkenntnis Hörnes, daß die Augitporphyrite nur die Stromenden der Fassaner Eruptivergüsse darstellen (vgl. stratigraphischen Teil), fiel natürlich auch der von Klipstein (35, 2. Bd., 2. Abt., S. 76, 77) angenommene Erhebungskrater weg.

Die reichliche Schutt- und Vegetationsbedeckung erschwert hier die Auflösung der ohnehin komplizierten geologischen Verhältnisse sehr.

Die geologischen Verhältnisse am Ostfuß der Gardenazza veranschaulicht Ogilvie Gordons Profil (54, S. 26). Doch ist der Beginn des Schlammstromes auf der Westseite des Gadertales zu hoch hinauf gezeichnet, da er innerhalb des Cassianer Schichtkomplexes beginnt und nicht im Schlerndolomit.

Unterer Muschelkalk und Buchensteiner Schichten, die am Prediz, Spizang und Tschengles ziemlich flach gelagert sind, fallen plötzlich auf der Südseite des letzteren steil nach S, vielfach saiger stehend oder sogar in überkippter Lagerung nach N ein.

Am linken Ufer der Gader, nördlich Costa, steht die ganze Schichtserie von den Werfener Schichten bis zu den Augitporphyriten saiger,

wobei Werfener Schichten und unterer Muschelkalk ungefähr OW streichen, während die Streichrichtung der Augitporphyrite ungefähr NW—SO ist. Hier sind besonders der untere Muschelkalk und die Werfener Schichten stark gestört. Der untere Muschelkalk und die Buchensteiner Schichten

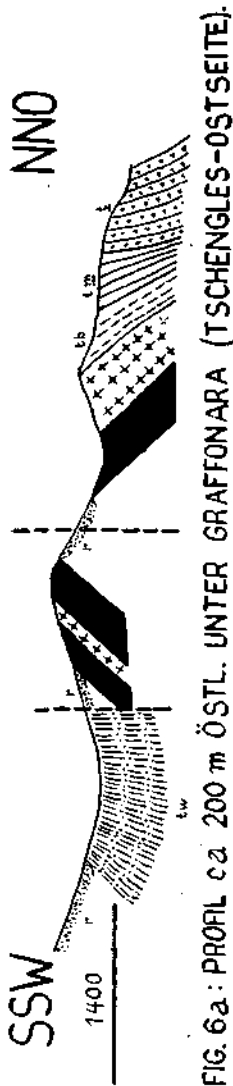


FIG. 6a : PROFIL ca 200 m ÖSTL. UNTER GRAFFONARA (TSCHENGLES-OSTSEITE).
1 : 12.500

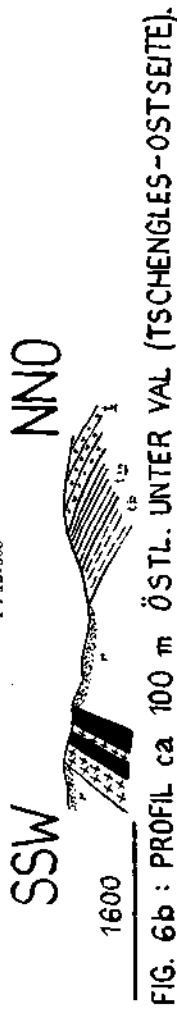


FIG. 6b : PROFIL ca 100 m ÖSTL. UNTER VAL (TSCHENGLES-OSTSEITE).
1 : 12.500

lassen sich ununterbrochen bis ober Colcoische hinauf verfolgen. Dabei zeigt sich deutlich (Fig. 6 a und b), daß die beiden erwähnten Schichten in der Richtung gegen den Tschengles hinauf immer flacher nach N einfallen. Bereits unter Graffonara fallen sie schon einmal nicht allzu steil nach N ein, richten sich aber noch einmal auf, um bei Graffonara fast saiger zu stehen und dann endgültig eine immer flachere Lage einzunehmen.

In ganz gleicher Weise liegen auch die Buchensteiner Agglomerate und Augitporphyrite, die gegen Colcoische infolge der überkippten Lagerung unter die Buchensteiner Schichten zu liegen kommen.

Südlich des Augitporphyrits ist von tief unten in der Irschra-Mur bis in die Nähe des Punktes 1695, westlich Val, eine zweite Serie von Augitporphyriten und Agglomeraten aufgeschlossen. Daß der Augitporphyrit (Fig. 6 a) beiderseits der Störung die Ablagerung eines Ergusses darstellt, ist ganz unwahrscheinlich, da der Augitporphyrit im Puezgebiete nirgends eine so große Mächtigkeit besitzt. Es ist vielmehr wahrscheinlich, daß die südlicher gelegenen Augitporphyrite und Agglomerate als Süd- und Nordflügel einer im Kern gestörten Mulde aufzufassen sind. Bei Punkt 1695 fallen die Schichten des südlichen Muldenflügels steil nach N ein. Hier sind auch als jüngste Schicht der Mulde Wengener Schichten aufgeschlossen. Weiter

abwärts nach O stellen sich die Schichten des südlichen Muldenflügels allmählich saiger, um dann gleich nach S einzufallen. Hier stoßen sie dann diskordant an zunächst saiger stehende, weiter südlich steil nach S einfallende Wengener Schichten an. Es ist dies natürlich nicht die

einzigste Erklärungsmöglichkeit, da die geologischen Verhältnisse in dem sehr gestörten und schlecht aufgeschlossenen Gebiete nicht überall eindeutig sind.

Westlich von Pescol stehen in einem kleinen Aufschlusse Agglomerate und darüber zu den Augitporphyriten gehörige Tufflagen an, die zirka N 85° O corr. streichen und zirka 50° N einfallen.

Vom Tschengles ziehen der untere Muschelkalk und die Buchensteiner Schichten sattelförmig nach S herab (Prof. 5). Letztere stoßen hier ziemlich unvermittelt an flach nach N einfallende Buchensteiner Schichten an. Es handelt sich hier wohl um eine kleine Mulde, durch die der Sattelbau ein wenig gestört wurde. Weiter westlich sieht man auch die über den Agglomeraten liegenden Tuffe der Augitporphyrite teils saiger stehen, teils steil nach N einfallen. Bei den zwei kleinen Aufschlüssen über den Agglomeraten ist es nicht sicher, ob es sich um anstehende Wengener Schichten handelt, da Streichen und Fallen nicht

meßbar sind. Die weiter westlich hangaufwärts liegenden Tuffe fallen wahrscheinlich unter die Agglomerate steil nach S ein. Etwas nördlich sieht man deutlich, wie der untere Muschelkalk ziemlich flach vom Tschengles nach SW herabzieht, plötzlich ein wenig aufbiegt und dann ziemlich gestört ist und saiger steht (Fig. 7). Rasch zieht der untere Muschelkalk aber wieder ziemlich flach nach S, beginnt aber bald darauf mit den Buchensteiner Schichten zusammen immer steiler nach S einzufallen und so kommen beide ziemlich plötzlich in überkippte Lagerung. Auch die Werfener Schichten machen, wenn auch mit vielen sekundären Störungen, diese Bewegung mit. An dieser Stelle ist der Bau des liegenden Sattels, der von Campill zirka O-W nach Pedraces streicht, am allerdeutlichsten erschlossen. Seine Fortsetzung ist nicht aufgeschlossen, wahrscheinlich sind die Muldenflügel ausgequetscht.

Am Jochübergang zwischen Campill und Pedraces (Prof. 5) fallen die Wengener Schichten auf der Nordseite steil nach N ein. Die etwas höher oben anstehenden ungeschichteten Tuffe des Augitporphyrits gehören wohl schon dem nach S herabziehenden Schenkel des Sattels an. Auch die Wengener und Cassianer Schichten jenseits im S des Joches sind, wie die Karte und Prof. 5 zeigen, stark gestört. Nur die südlichste Störung ist eine größere Verwerfung, die beiden anderen nur scharfe Knicke. Die Cassianer Schichten nordwestlich der südlichsten Störung liegen viel tiefer als die jenseits derselben und sind gegen sie muldenförmig aufgebogen. Die zwei südlichen Störungen lassen sich nur ein Stück weit verfolgen und sind dann durch Vegetation verdeckt.

Am Jochübergang zwischen Campill und Pedraces (Prof. 5) fallen die Wengener Schichten auf der Nordseite steil nach N ein. Die etwas höher oben anstehenden ungeschichteten Tuffe des Augitporphyrits gehören wohl schon dem nach S herabziehenden Schenkel des Sattels an. Auch die Wengener und Cassianer Schichten jenseits im S des Joches sind, wie die Karte und Prof. 5 zeigen, stark gestört. Nur die südlichste Störung ist eine größere Verwerfung, die beiden anderen nur scharfe Knicke. Die Cassianer Schichten nordwestlich der südlichsten Störung liegen viel tiefer als die jenseits derselben und sind gegen sie muldenförmig aufgebogen. Die zwei südlichen Störungen lassen sich nur ein Stück weit verfolgen und sind dann durch Vegetation verdeckt.

Am Jochübergang zwischen Campill und Pedraces (Prof. 5) fallen die Wengener Schichten auf der Nordseite steil nach N ein. Die etwas höher oben anstehenden ungeschichteten Tuffe des Augitporphyrits gehören wohl schon dem nach S herabziehenden Schenkel des Sattels an. Auch die Wengener und Cassianer Schichten jenseits im S des Joches sind, wie die Karte und Prof. 5 zeigen, stark gestört. Nur die südlichste Störung ist eine größere Verwerfung, die beiden anderen nur scharfe Knicke. Die Cassianer Schichten nordwestlich der südlichsten Störung liegen viel tiefer als die jenseits derselben und sind gegen sie muldenförmig aufgebogen. Die zwei südlichen Störungen lassen sich nur ein Stück weit verfolgen und sind dann durch Vegetation verdeckt.

Am Jochübergang zwischen Campill und Pedraces (Prof. 5) fallen die Wengener Schichten auf der Nordseite steil nach N ein. Die etwas höher oben anstehenden ungeschichteten Tuffe des Augitporphyrits gehören wohl schon dem nach S herabziehenden Schenkel des Sattels an. Auch die Wengener und Cassianer Schichten jenseits im S des Joches sind, wie die Karte und Prof. 5 zeigen, stark gestört. Nur die südlichste Störung ist eine größere Verwerfung, die beiden anderen nur scharfe Knicke. Die Cassianer Schichten nordwestlich der südlichsten Störung liegen viel tiefer als die jenseits derselben und sind gegen sie muldenförmig aufgebogen. Die zwei südlichen Störungen lassen sich nur ein Stück weit verfolgen und sind dann durch Vegetation verdeckt.

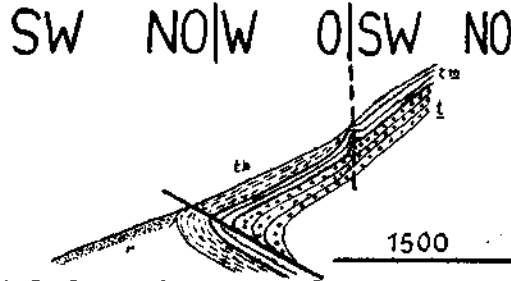


FIG. 7: PROFIL AM SÜDWESTFUSSE
DES TSCHENGLES.

1 : 12.500

Die von Campill nach Pedraces und auch noch jenseits der Gader fortziehende Störung ist ein Ast der Villnösser Linie, die sich, vom Bronsarajoch herabkommend, westlich oberhalb Campill in zwei Teile spaltet, von denen der eine das Campilltal abwärts zieht, während der andere die vorhin erwähnten Störungen verursacht. Eine nicht allzu bedeutende Störung, die auch mit der Villnösser Linie in Zusammenhang steht, verläuft ungefähr N-S dem Mangröfengbach entlang und ist nur daran zu erkennen, daß die Ostseite gegenüber der Westseite abgesunken ist. Wahrscheinlich ist die nördlich Frena eingezeichnete Störung ihre Fortsetzung nach N. Nach S klingt sie rasch aus.

Der Höhenrücken zwischen dem Campill- und Gader Tale, die Südostgehänge des Campilltales und der Sobutsch.

Am Tschengles bilden der untere Muschelkalk, die Buchensteiner und die noch darüber folgenden Schichten eine flache Mulde, nachdem erstere vorerst einen ziemlich starken Knick (Prof. 5) gemacht haben. Die kürzere Muldenachse fällt flach nach S ein.

Etwas südlich des Spizang geht eine kleine, etwa WNW—OSO verlaufende Störung durch. Es sind hier die Schichten südlich der Störung etwas abgesunken, so daß die Buchensteiner Schichten nach N an unteren Muschelkalk grenzen.

Am Spizang und Prediz bilden unterer Muschelkalk und Buchensteiner Schichten ebenfalls ganz flache Mulden. Bei Punkt 1754, südlich des Prediz, fallen die genannten Schichten bis zu 40° nach O ein, legen sich aber nach N gegen den Prediz allmählich ganz flach.

Zwischen den drei erwähnten Vorkommen sind die Werfener Schichten schwach sattelförmig aufgebogen. Besonders an der Basis sind sie stark gefaltet und zusammengestaucht, wobei die Faltenachsen zirka OW verlaufen. Nur dadurch ist auch hier ihre so große Mächtigkeit zu erklären.

An die ziemlich flach gelagerten Schichten des oberen Perm und der unteren Trias schließt ganz unvermittelt an den Bergrücken des Tschengles und Spizang im N des Prediz eine Mulde an, deren Südflügel saiger steht, während der Nordflügel flach nach S einfällt. Diese Mulde ist nicht durch eine vom Col Verein herabstreichende Störungslinie (Cornelius-Furlani 4, S. 130) bedingt, sondern ist die Fortsetzung von im S und O des Peitler Kofels verlaufenden Zweigen der Villnösser Linie.

Der westliche Teil des südlichen Muldenflügels wurde ein Stück nach S geschoben. Dabei grenzen die zu oberst am Prediz ziemlich flach liegenden Werfener Schichten diskordant an den saiger stehenden unteren Muschelkalk an. Etwas tiefer gegen Coristeles hinab liegen aber die Schichten ziemlich konkordant übereinander. Die Buchensteiner Schichten sind hier nirgends aufgeschlossen. Auf der Ostseite des südlichen Flügels fallen und streichen die Werfener Schichten konkordant mit dem unteren Muschelkalk. Am besten ist der westliche Teil des nördlichen Muldenflügels erschlossen, dessen Schichten trotz der zahl-

reichen kleineren, sekundären Falten und Störungen konkordant nach S einfallen. Leider ist die Verbindung dieses Teiles mit dem östlichen vollkommen durch Schutt verdeckt. Bei Pederöa sind am linken Ufer der Gader der untere Muschelkalk und die Buchensteiner Schichten ungemein stark sekundär gefaltet, wobei die Falten vielfach gerissen sind. Auch die Werfener Schichten nördlich davon sind von der Faltung nicht verschont geblieben. Die Faltenachsen streichen hier überall zirka O-W. Bei dem ebenso streichenden Vorkommen von unterem Muschelkalk südlich von Tru handelt es sich um eine sekundäre Aufsattelung innerhalb der Synklinale. In ähnlicher Weise sind wohl auch die verschiedenen Aufschlüsse von meist wirr gefalteten Buchensteiner Schichten bei und unter Pitschodaz, westlich ober Tru, und das Vorhandensein von

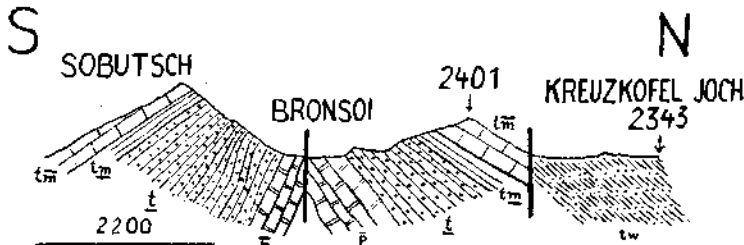


FIG. 8a: PROFIL: SOBUTSCH - KREUZKOFEL JOCH.

1: 12.500

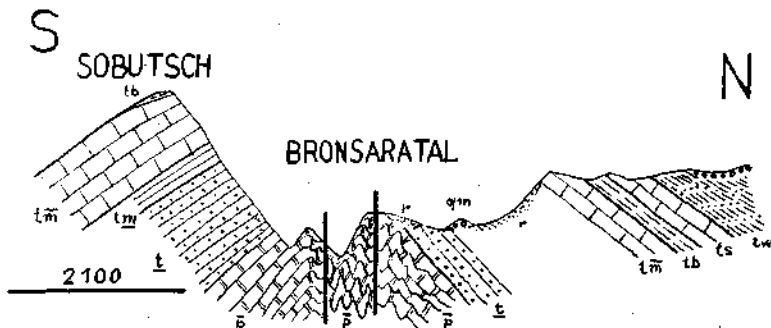


FIG. 8b: PROFIL 350 m ÖSTLICH VON VORIGEM.

1: 12.500

unterem Muschelkalk und Buchensteiner Schichten nördlich des letzteren Aufschlusses zu erklären. Ein Teil dieser ist hier so schlecht, daß Streichen und Fallen nicht eindeutig ermittelt werden können.

Die von W nach O streichende Muldenachse sinkt gegen O ein. Die Mulde setzt sich über das Gader Tal, das wohl einem Bruche sein Dasein verdankt (vgl. auch 7, S. 72), nach O fort. Ihr Südrand läßt sich, im Gegensatze zur Darstellung von Mojsivovics, nach SO weiter verfolgen, ebenso der Nordrand bis in die Gegend vom Campej und weiter. Nördlich von Pederöa macht sich allerdings eine die Gader entlang laufende Störung bemerkbar, an der der nördliche Teil östlich der Gader etwas abgesunken ist. Die flach von Campej nach S herabziehenden Werfener Schichten stehen nördlich bei Pederöa ziemlich

plötzlich saiger und stoßen an einer etwa O-W verlaufenden Verwerfung diskordant an flach S fallende Werfener Schichten und unteren Muschelkalk an.

Südlich von St. Martin fallen die Bellerophonschichten des Nordzipfels ziemlich gefaltet unter die noch stärker gestörten Werfener Schichten ein. Zwischen den beiden Ufern der Gader ist hier kaum etwas von einer Störung zu bemerken, wohl aber am Eingange ins Campilltal. Der schon erwähnte, durch dieses Tal streichende Zweig der Villnösser Linie zieht bis ins Gader Tal. Am linken Ufer des Campillbaches stoßen zirka 35° S fallende Bellerophonschichten an 18° N fallende an, wobei letztere ein Stück abgesunken sind. Weiter den Campillbach aufwärts fallen die Werfener Schichten des südwestlichen Gehanges nach SO ein. Westlich ober Kesler sind diese an der Grenze gegen die Bellerophonschichten des Blang de Crosta stark gefaltet. Auch die des Biobach-Tales, unter denen ziemlich steil O fallende Bellerophonschichten zum Vorschein kommen, sind sehr gestört.

Am linken Ufer des Campillbaches läßt sich als Fortsetzung der Mulde nach W ihr Südrand an den Abhängen des Campilltales bis über das Bronsarajoch hinüber verfolgen. Der Nordrand verläuft von Ties über Laguschell auf den Fraps und an den Nordabhängen des Peitler Kofels entlang. Unter Plang fallen die Werfener Schichten am linken Ufer steil nach S ein. Dem von Laguschell herunterkommenden Bache folgt ein Stück lang eine Störung, die weiter oben in Faltung ausklingt und sich bald ganz verliert. Der südliche Teil ist hier derart abgesunken, daß die Buchensteiner Schichten im S gegen Mendeldolomit nördlich der Verwerfung zu liegen kommen. Unterer Muschelkalk und Mendeldolomit des südlichen Muldenrandes fallen nach N ein, ebenso auch die Werfener Schichten. Diese biegen zwischen Frena und Ties dann ziemlich stark gegen den Campillbach zu herunter, so daß sie hier an den unteren Talgehängen überall nach S einfallen. Nur dadurch ist auch die schon früher erwähnte Störung nördlich ober Frena zu erklären, die den unteren Muschelkalk und die Buchensteiner Schichten nicht mehr betrifft.

Im Campilltale ist der Betrag, den der nördliche Flügel abgesunken ist (vgl. Mojsisovics 51, S. 220, und Trautwein 76, S. 69), nicht allzu groß.

Die Angabe von Cornelius-Furlani (4, S. 128), daß der untere Muschelkalk auf der linken Talseite an der Mündung des Seresbaches senkrecht gestellt sei, ist dahin zu berichtigen, daß er ziemlich steil nach N einfällt, sich aber ungestört weiter nach O verfolgen läßt.

Der Rücken des Sobutsch bis zum Bronsarajoch, die Medalges-Alpe und der zwischen Valla und Mangröfengbach gelegene Nordfuß des Zwischenkofels stellen den nach S einfallenden nördlichen Teil der Puez-Gardenazza-Synklinale dar. Mojsisovics' Profil (51, S. 218) stimmt nicht mit den tatsächlichen Verhältnissen überein. Der Schlerndolomit des Sobutsch (Prof. 4) fällt steiler nach S ein und die Wengener Schichten liegen hier konkordant über diesem. Dafür, daß ein Auskeilen der Wengener Schichten nach N erfolgt, fehlt jeder Anhaltspunkt, wohl keilen sie aber nach W in Schlerndolomit aus. Die auf der

Medalges-Alpe ganz gering mächtigen Wengener Schichten sind längs einer Verwerfung mit dem darunterliegenden Schlerndolomit wenige Meter abgesunken, so daß sie nach N an Schlerndolomit zu liegen kommen.

Ob zwischen der Westseite des Sobutsch und den östlichen Geisler-
spitzen kleinere Brüche durchgehen, kann nicht sicher entschieden werden, da über dem Schlerndolomit keine Schichten mehr anstehen und seine Liegendgrenze durch Schutt verhüllt ist. Tatsächlich machen sich hier im Schlerndolomit spärliche Anzeichen einer Terrasse bemerkbar, die weiter westlich höher ausstreicht als östlich davon.

Der vorhin erwähnte nördliche Ausläufer des Zwischenkofels ist wahrscheinlich längs einer durch Pares verlaufenden, N-S streichenden Störung etwas gegen die Schichtserie des Sobutsch abgesunken.

Die geologischen Verhältnisse am Bronsoi und Sobutsch wurden schon von Trautwein (76, S. 69—73) und Cornelius-Furlani (4 S. 127, 128) ausführlich beschrieben. Ein Zweig der Villnösser Linie zieht über das zwischen Sobutsch und Bronsoi gelegene Joch ins Bronsaratal hinunter und gabelt sich dann südwestlich von Campill in der schon früher erwähnten Weise. Die Antiklinale wurde durch diesen Bruch ihrer Länge nach entzwei gerissen. Dabei kam hier der nördliche Flügel etwas tiefer zu liegen. Besonders der Kern des Sattels, die Bellerophonschichten, wurden stark gefaltet und zusammengestaucht, wie dies auch die schematischen Fig. 8a und 8b zeigen. Der westliche Teil des Sobutsch wird von einer auf die vorhin erwähnte Linie nahezu senkrecht stehenden Bruchfläche durchschnitten. Diese fällt steil nach W ein. Die Scholle westlich dieser Linie ist ein Stück abgesunken, so daß hier Buchensteiner Schichten an Mendeldolomit stoßen. Auf der Ostseite des Sobutsch geht keine einzige größere Störung durch, wohl aber sind einige ganz unbedeutende Brüche wahrzunehmen. Ein anderer Zweig der Villnösser Linie zieht von der Schlüterhütte hinab ins Bronsaratal und vereinigt sich mit der vom Bronsoi herabziehenden Linie dort, wo im Hintergrunde dieses Tales die Bellerophonschichten eine Steilstufe bilden. Östlich längs jener Störung sind die Schichten des Nordflügels abgesunken. Trotzdem liegen die Schichtglieder des Nordflügels weiter gegen den Ausgang des Bronsaratales zu, nicht, wie Trautwein meint, tiefer als die des Südflügels, sondern höher. Erst zwischen Mischl und Plang im Campilltal kehrt sich dieses Verhältnis wieder um. Eine kleine Störung durchsetzt zwischen Punkt 2401 und der Schlüterhütte den Mendeldolomit und die darunterliegenden Schichten. Hier ist das Schichtpaket südlich der Störung etwas abgesunken. Die am nördlichen Talgehänge des Bronsaratales südlich Punkt 2292 eingezeichnete Störung ist wohl gut wahrnehmbar, aber ohne Bedeutung, da die Sprunghöhe ganz gering ist. Der Mendeldolomit wird nicht von ihr berührt.

Die über dem „Cipitkalk“ der Zwischenkofelnordwand anstehenden Cassianer Schichten liegen ziemlich söhlig, hören aber nicht, wie Mojsisovics (51, S. 218) zeichnet, vor Erreichen des Schlerndolomits auf, sondern fallen unter diesen in gleicher Weise ein wie die Cassianer Schichten am Grödner Joch oder am „Grünen Fleck“, keilen aber wohl rasch in Schlerndolomit aus.

Für die Erklärung der Lagerungsverhältnisse in der Puezgruppe kommen nicht wie in der Marmolata (vgl. Cornelius und Furlani 7, S. 68) dreierlei Erscheinungen in Betracht, sondern wohl nur zwei. Die „Komplikation der Fazies“ ist vor allem auf die vulkanischen Vorgänge zurückzuführen. Diese haben sich in der Puezgruppe nicht aktiv an der Tektonik beteiligt. Es gelangten hier lediglich die anderwärts aufgestiegenen Eruptivmassen, Sedimentär-, Eruptiv- und Explosivtuffe zur Ablagerung. Als zweite Erscheinung treten die alpinen Gebirgsbildungsbewegungen hinzu.

Auch in der Puezgruppe spielt Faltung und nicht Brüche die Hauptrolle. Der Schlern- und Dachsteindolomit wurden allerdings kaum von der Faltung betroffen. Es ist den beiden Gesteinen hier nicht die Gelegenheit geboten zu so starken Verbiegungen wie in der Marmolata (7, S. 70).

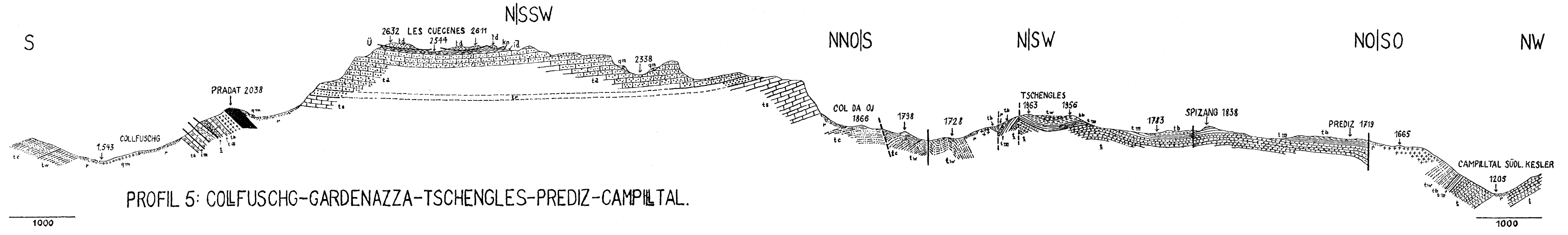
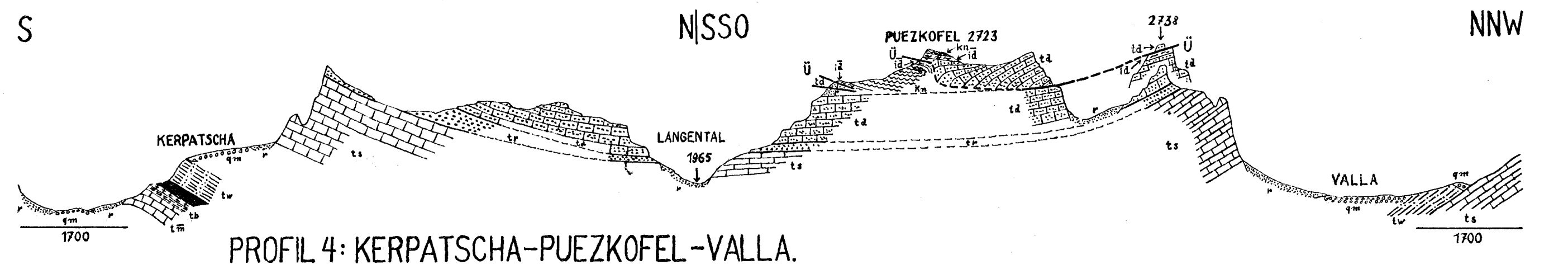
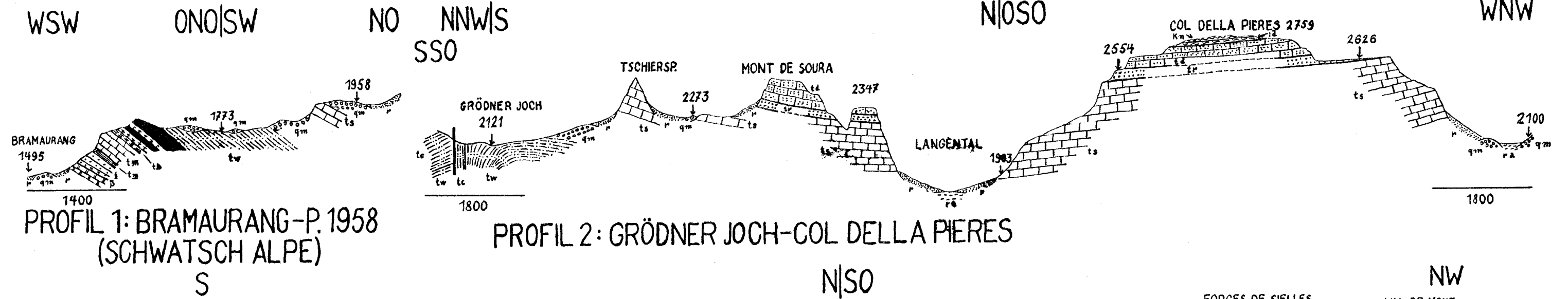
Was die Brüche betrifft, so sind die Ausführungen von Cornelius und Furlani (7, S. 72) ohne weiteres auch auf die Puezgruppe übertragbar.

Die tektonischen Bewegungen verliefen in der N-S-Richtung, da die Sättel und Mulden ungefähr O—W streichen. Die Antiklinale des Grödner Joches und die Überschiebung des Dachsteindolomits sind wohl auf eine Bewegung von N nach S zurückzuführen. Für die nördlich davon gelegenen Sättel und Mulden ist diese nicht sicher, da weiter im W die Villnösser Linie (4, S. 125) eine von S nach N gerichtete Überschiebung ist. Im Gebiet des Col Vercin liegt wahrscheinlich eine andere Bewegungsrichtung vor.

Das Alter der Bewegungen, ihre Gleichzeitigkeit oder ihr Nacheinander sind in dem kartierten Gebiet nicht zu ermitteln.

Nachtrag. Nach Fertigstellung des Manuskriptes ging mir die neue, große Arbeit von M. Ogilvie Gordon (Das Grödner-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten, 1.—3. Teil. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien, 1927, Bd. 24) zu, die hier nicht mehr berücksichtigt werden konnte. Bei der Betrachtung der Karte Ogilvie Gordons fielen mir namentlich zwei Stellen auf, an denen die Darstellung Ogilvie Gordons erheblich von der meinigen abweicht. Es handelt sich um die Südabhänge des Tschengles und das Gebiet nördlich des Prediz zwischen Campill- und Gadertal. Für beide Stellen kann ich mich mit den von Ogilvie Gordon gegebenen Darstellungen nicht einverstanden erklären und muß meine Angaben aufrecht halten.

PROFILE ZUR GEOLOGISCHEN KARTE DER PUEZGRUPPE. 1:25000.



- | | | | |
|--|--------------------------------------|--|---|
| | p = BELLEROPHONSSCHICHTEN | | t _m = MENDEL } DOLOMIT
t _s = SCHLERN } |
| | w = WERFNER SCHICHTEN | | tr = RAIBLER SCHICHTEN |
| | t _m = UNTERER MUSCHELKALK | | td = DACHSTEINDOLOMIT |
| | tb = BUCHENSTEINER SCHICHTEN | | id = OBERER DOGGER |
| | BUCHENSTEINER AGGLOMERATE | | kn = NEOCOM |
| | TUFFKONGLOMERATE | | qm = MORANEN |
| | AUGIT-PLAGIOKLAS - PORPHYRIT | | r = BERGSTURZMASSEN |
| | t _w = WENGENER SCHICHTEN | | r = REZENTE SCHUTTBILDUNGEN,
VEGETATIONSVERDECKUNGEN |
| | t _c = CASSIANER SCHICHTEN | | ra = FLUSSALLUVIONEN |
- ==== STÖRUNGEN UND ÜBERSCHIEBUNGEN

G E O L O G I S C H E K A R T E

der

PUEZGRUPPE

von Otto Reithofer

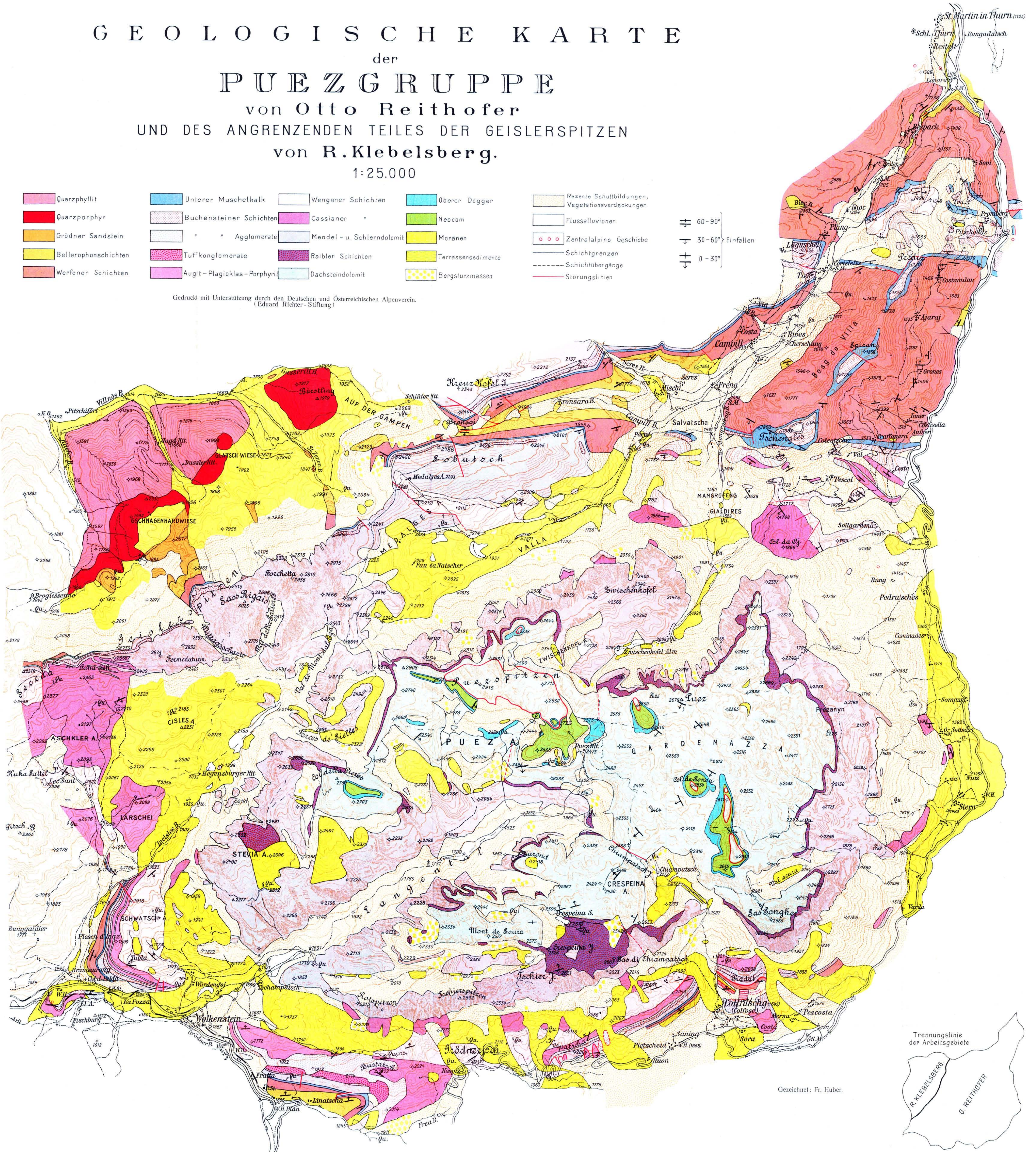
UND DES ANGRENZENDEN TEILES DER GEISLERSPITZEN

von R. Klebelsberg.

1:25.000

- | | | | | |
|----------------------|--------------------------|---------------------------|--------------------|--|
| Quarzphyllit | Unterer Muschelkalk | Wengener Schichten | Oberer Dogger | Rezente Schuttbildungen, Vegetationsverdeckungen |
| Quarzporphyr | Buchensteiner Schichten | Cassianer | Neocom | Flussalluvionen |
| Grödnert Sandstein | Agglomerate | Mendel- u. Schlerndolomit | Moränen | Zentralalpine Geschiebe |
| Bellerophonschichten | Tuffkonglomerate | Raibler Schichten | Terrassensedimente | Schichtgrenzen |
| Werfener Schichten | Augit-Plagioklas-Porphyr | Dachsteindolomit | Bergsturzmassen | Schichtübergänge |
| | | | | Störungslinien |

Gedruckt mit Unterstützung durch den Deutschen und Österreichischen Alpenverein.
(Eduard Richter-Stiftung)



Gezeichnet: Fr. Huber.



Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen.

(3. Fortsetzung.)

Von **Otto Ampferer.**

(Mit 14 Zeichnungen.)

In dem Kampfe, der nun schon fast 25 Jahre gegen die Übertreibungen der Deckentheorie geführt wird, ist von seiten der Gegner, sooft auch eine Umformung dieser Lehre sich als nötig erwies, restlos verschwiegen worden, welchen Anteil die vorausschauende Kritik an diesen Änderungen genommen hat.

Auf solche Weise ist wenigstens in der Öffentlichkeit den westalpinen Geologen die Rolle der Pfadfinder, den ostalpinen dagegen die Rolle von unfruchtbaren Kritikern zugeteilt worden.

Diese Bewertung ist eine unrichtige und sie mag in späterer Zeit wohl auch wieder einmal zurechtgerückt werden.

Im übrigen ist ja auch in den Ostalpen die Auflösung des Gebirgsbaues in seine mechanischen Einheiten heute schon weit vorgeschritten, ohne jedoch hier wie in den Westalpen gerade für die meistumstrittenen Annahmen irgendwelche abschließende Beweise zu liefern.

Wenn wir die neuesten Modelle des Alpenbaues betrachten, wie sie in den Alpenbüchern von Argand, Heim, Jenny, Kober, Staub veröffentlicht worden sind, so kann man nur staunen, daß es möglich ist, diese phantastischen Geschwülste für Abbildungen des wirklichen Alpenbaues zu halten.

Mir ist jedenfalls in 30 Jahren Alpengeologie noch nirgends ein damit vergleichbares tektonisches Gebilde begegnet.

Es ist mir auch nicht klar, ob diese Zeichnungen wirklich die mechanischen Vorgänge oder nur eine Art von Stammbaum, eine Abstammungsgeschichte der verschiedenen Decken und ihrer Verzweigungen und Verwandtschaften vorstellen sollen.

Im letzteren Falle wäre natürlich jede mechanische Kritik hinfällig. Für eine Reduktion dieser Gebilde auf eine wahrscheinlichere Bauform kommen vor allem zwei Prinzipien ernstlich in Betracht.

Es ist dies einmal der Ersatz von manchen liegenden Falten durch einzelne Faltennadeln oder Walzstücke und weiter der Ersatz der sogenannten Wurzeln durch Bewegungsbahnen, denen keine Körperlichkeit zukommt und welche nur die Wege andeuten, welche gewisse Falten oder Schubmassen einst beschrieben haben.

In den früheren Teilen dieser Untersuchung ist weiter der große Unterschied zwischen fließend-gleitender Umformung und der Pressung in einem Spannrahmen scharf betont worden.

Die erstere ist genetisch mit einer Bewegung vom Höheren zum Tieferen verbunden. Sie erzeugt ebenso lebendige wie rasch veränderliche tektonische Gebilde.

Die Pressung liefert dagegen viel einförmigere Gestaltungen mit dem Endziel einer vertikalen Schichtenstellung.

Ausführlicher wurde sodann die Bildung der mediterranen Faltenbögen untersucht und auf eine Verbiegung von ursprünglich mehr geradlinig angeordneten Faltensträngen zurückgeführt.

Eine andere Untersuchung wurde den Reliefüberschiebungen gewidmet, die im Alpenbau eine heute noch kaum beachtete wichtige Rolle spielen.

Im Folgenden sollen nun zunächst einige Überlegungen über die Entwicklung von Faltungen bei verschiedenem Verlauf von Kontraktionsvorgängen eingeschaltet werden.

Eine einzelne Falte oder Faltenzone zieht unsere Aufmerksamkeit am leichtesten auf sich, wenn sich dieselbe in einer ungefalteten Umgebung befindet.

Wenn die ganze Erdhaut hin und hin in Falten gelegt wäre, so würde unsere Betrachtungsweise eine ganz andere sein.

Erst der Gegensatz von gefalteten und ungefalteten Teilen der Erdhaut gibt der Frage nach der Entstehung der Faltung einen so besonderen Reiz.

Wenn die Erdhaut überall in Falten geworfen wäre, so würde man diesen Zustand wohl am einfachsten als den Ausdruck einer Schrumpfung der Erde aufzufassen haben.

Fig. 1 A stellt im Schema diesen Vorgang dar, wie er gewöhnlich zur Ableitung der irdischen Faltungen als Folge der Erdkontraktion hingestellt wird.

Diese Ableitung der Faltung aus der Erdkontraktion ist jedoch eine unrichtige, wie die folgende Überlegung ohne weiteres ergibt.

Sie entsteht dadurch, daß man sich gleichsam den äußeren Rand der Erdkugel festgehalten denkt und nun bei der fortschreitenden Abkühlung gegenüber dem eisigen Weltraum der heiße Erdkern kleiner werden soll. Dadurch soll zwischen der festgehaltenen äußeren Erdrinde und dem schrumpfenden Kern ein Hohlraum entstehen, in welchen dann die Erdrinde durch ihr ungeheueres Eigengewicht hineingepreßt wird.

Die Wirkung eines solchen Vorganges müßte eine mehr oder minder gleichmäßige, wirre, kleinwellige Faltung der ganzen Erdrinde sein.

Eine solche durchlaufende Verfaltung der Erdrinde besteht jedoch in Wirklichkeit keineswegs.

Diese Ableitung der Erdkontraktion ist aber deshalb unrichtig, weil bei dem Vorgang der Abkühlung einer glühenden Erdkugel im eisigen Weltraum gerade umgekehrt der heiße Kern am wenigsten sich verändert und im Gegenteil die äußere Hülle sich stark abkühlen und deshalb auch sich stark verkleinern muß.

Wir haben also gerade umgekehrt über einem ziemlich gleichbleibenden heißen Kern eine stark einschrumpfende äußere Hülle. Fig. 1 B gibt im Schema den Grundzug dieser Ableitung an.

Nun ist aber Folgendes zu beachten:

Nehmen wir z. B. an, die Erdhülle hätte heute eine Dicke von zirka 40 km. Zu Beginn der Betrachtung hätte sie aber noch eine Dicke von vielleicht 41 km besessen. So hat sich die Dicke der Erdrinde in dieser Zeit von 41 auf 40 km vermindert.

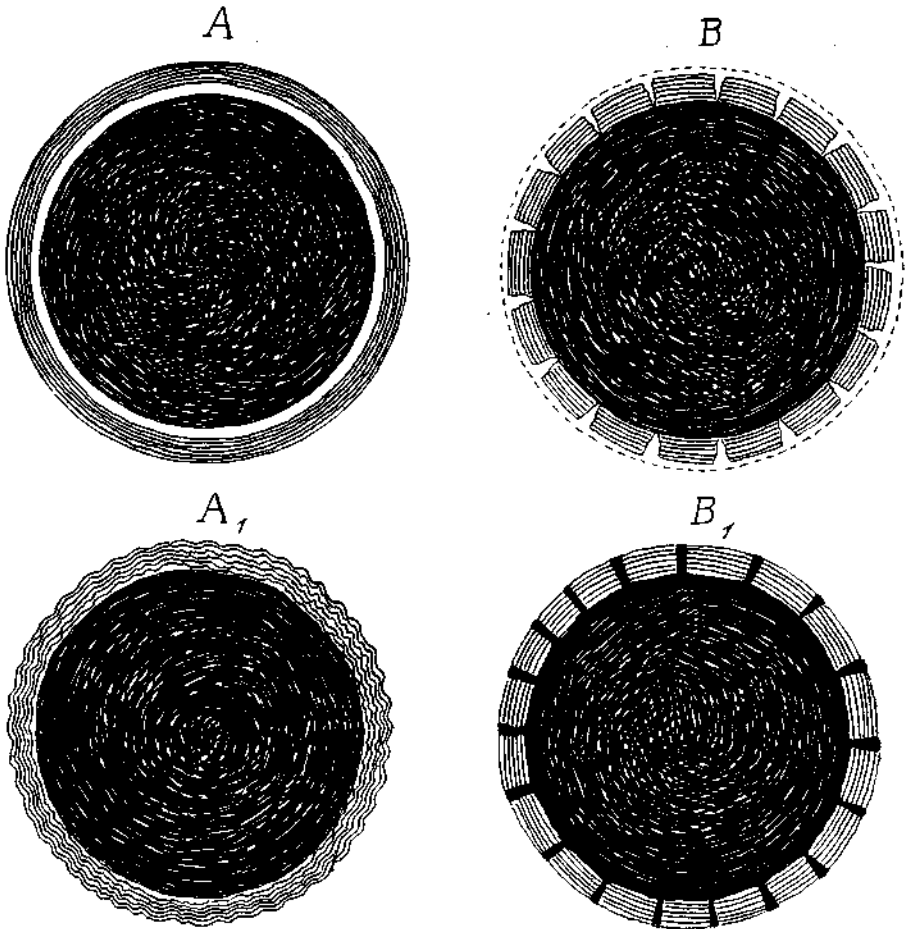


Fig. 1.

$A-A_1$ = Schema der Erdkontraktion mit Faltung der äußeren Hülle.

$B-B_1$ = " " " " Zerreißung der äußeren Hülle.

Wenn sich die Dicke der Erdrinde um 1 km verkleinert hat, so muß sich notwendigerweise der Umfang derselben im gleichen Maße vermindert haben.

Da auf 40 km zirka 1 km Schrumpfung kommen, so haben 40.000 km zirka 1000 km Schrumpfung aufzuweisen.

Das heißt mit anderen Worten, die Erdhülle, auf deren Kosten in der Hauptsache die Wirkung der Abkühlung vor sich gegangen ist, wird dem viel weniger abgekühlten Kern viel zu klein.

Sie muß also zerreißen, und in die Risse und Klüfte wird das glutflüssige Magma durch den Druck der einsinkenden Schollen hineingepreßt.

So kommt im Gegenteil statt Faltung der äußeren Hülle eine gewaltige Zerreißung derselben und ein Aufsteigen des tieferen Magmas in die geöffneten Spalten zustande. Die zwei Ableitungen von Fig. 1, Typus *A* und *B*, können gleichsam als Wirkungsextreme der verschiedenen Deutung der Erdkontraktion einander gegenübergestellt werden.

Typus *A* würde eine gewaltige Zusammenballung und Runzelung der ganzen äußeren Erdhülle und damit einen dichten Abschluß dieser Hülle gegen den tieferen Erdkern bedeuten. Diese Form von Kontraktionswirkung ist in Wirklichkeit bestimmt nicht vorhanden. Typus *B* würde im Gegensatz dazu nicht nur keinen Abschluß gegen das Erdinnere, sondern sogar eine vielfache Möglichkeit zum Aufsteigen des Magmas an allen Orten und zu allen Zeiten ergeben.

In dieser Hinsicht entsprechen die tatsächlichen Verhältnisse gewiß viel besser dem Typus *B* als dem Typus *A*.

Es ist eine geologische Grunderfahrung, daß die Schichten der Erdoberfläche an zahlreichen Stellen von Magmaergüssen durchbrochen wurden und daß ganz gewaltige Massen von Tiefengesteinen zwischen die Sedimente eingedrungen sind.

Das würde mit dieser Ableitung der Kontraktionswirkungen in gutem Einklang stehen.

Es ist nun aber weiter zu beachten, daß sich nach Herstellung einer äußeren Rinde, die also aus Schollen der Erdhülle und dazwischen aufgestiegenen tieferen Schmelzflüssen zusammengeflochten ist, bei noch weiterem Fortschreiten der Abkühlung die ganzen Bedingungen ändern. Es wird ein Stadium eintreten, wo die äußere Hülle sich nur mehr unbedeutend verkleinert und die stärkste Kontraktion bereits unter ihr stattfindet.

Wenn dieser Fall eingetreten ist, so wird also die Hauptkontraktion zwischen der erstarrten Hülle und dem heißen Kerne vor sich gehen. Es wird sich hier dasselbe Spiel wiederholen, das wir früher von der äußeren Hülle beschrieben haben. — Fig. 2.

Diese Zone der Hauptkontraktion wird nicht nur in vertikaler Richtung, sondern parallel der Kugelschale dieselbe Volumsverkleinerung erfahren.

Die Auswirkung dieser Verkleinerung wird aber sowohl in Senkungen als auch in Zerreißungen bestehen.

Da sich aber unsere Zone zwischen der Erdhülle und dem Erdkern befindet, so werden sowohl das Hangende als auch das Liegende von der Schrumpfungzone beeinflusst.

Die Zerreißungen können sowohl durch aufsteigendes tieferes Magma als auch durch Nachbrechen der starren Decke von oben geschlossen werden.

Es ist auch hier noch möglich, daß bei dem Nachbrechen der äußeren Hülle Magmamassen bis zur Erdoberfläche aufdringen können. Immerhin ist aber die Verbindung zwischen dem heißen Kern und der Erdoberfläche schon sehr erschwert.

Diese Formeln erschöpfen aber keineswegs den Gang der Erdkontraktion, weil wir ja z. B. gar nicht wissen, ob nicht auch gelegentliche Umkehrungen, also Volumsvergrößerungen, in diesen Prozeß eingeschaltet sind.

Außerdem ist nach den Erfahrungen der Radiumforschung unbedingt damit zu rechnen, daß wir hier vor einer neuen, in ihrer Bedeutung noch nicht genauer abschätzbaren, aber mächtigen eigenen Wärmequelle der äußeren Erdhülle stehen.

Ich will mit diesen Überlegungen nur zeigen, daß eine so einfache Verknüpfung von Faltung und Gebirgsbildung mit der Kontraktion der Erde, wie sie auch heute noch gewöhnlich angenommen wird, sicherlich nicht besteht.

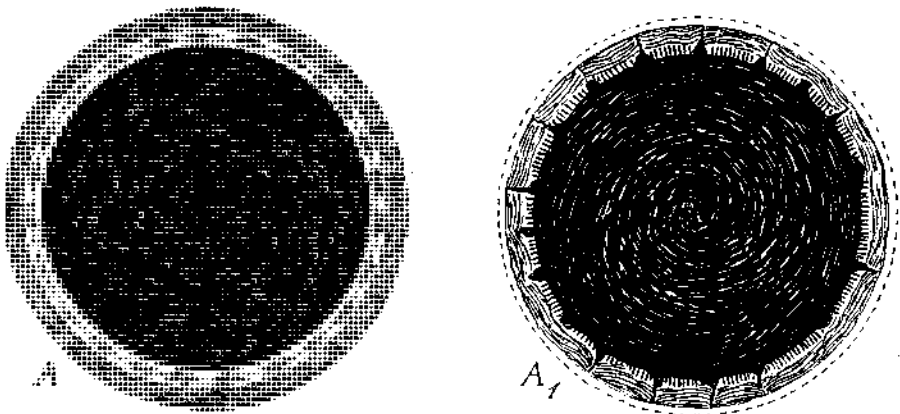


Fig. 2. Schema der Erdkontraktion bei einer Lage der Hauptkontraktion unterhalb der äußeren Hülle.

Viel eher kann man die Kontraktion der Erde für das Zerreißen ihrer äußeren Hülle und das Aufsteigen der tieferen Magmamassen verantwortlich machen.

Ich versuchte seit langer Zeit, die Faltung und Gebirgsbildung unabhängig von der Erdkontraktion für sich als einen Bewegungsvorgang oder als einen Bauvorgang zu betrachten.

In dieser letzteren Richtung möchte ich mich auch hier mit der Faltung beschäftigen.

Wenn man die Falten als Bauwerke auffassen will, so ist dazu nötig, daß man den Zustand vor dem Bau, während und nach demselben kennt.

Außerdem ist die Herkunft und Herbeiförderung des Baumaterials, seine Verwendung zum Bau zu untersuchen.

Dasselbe gilt auch für die Abtragung des Bauwerks. Eine wichtige Rolle spielt weiters auch der Untergrund des Bauwerks, ob derselbe nun beim Bau rein passiv bleibt oder ebenfalls als mitbauender Faktor eingreift.

Wenn wir von einer einfachen Faltung (Fig. 3) ausgehen, so können wir an derselben zunächst feststellen, daß rein äußerlich dasselbe

Gebäude sowohl durch seitlichen Schub als auch durch entsprechende vertikale Bewegungen hergestellt werden kann.

Während aber im ersten Fall der Untergrund passiv bleibt und das Baumaterial von den Seiten hereingeschoben und entsprechend gehoben wird, ist im zweiten Fall der Untergrund aktiver Baufaktor.

Das Baumaterial ist aber im wesentlichen nur vertikal verschoben worden.

Diese vertikale Verschiebung des Baumaterials kann aber auch wieder verschiedenartig sein. Es kann sich nur um eine verschiedene Hebung, bzw. Senkung des Untergrundes handeln, es kann aber auch fremdes Material, z. B. eine Magnamasse, aus der Tiefe herbeigeführt worden sein, welche dann die Aufwölbung der Deckschichten erzwungen hat.

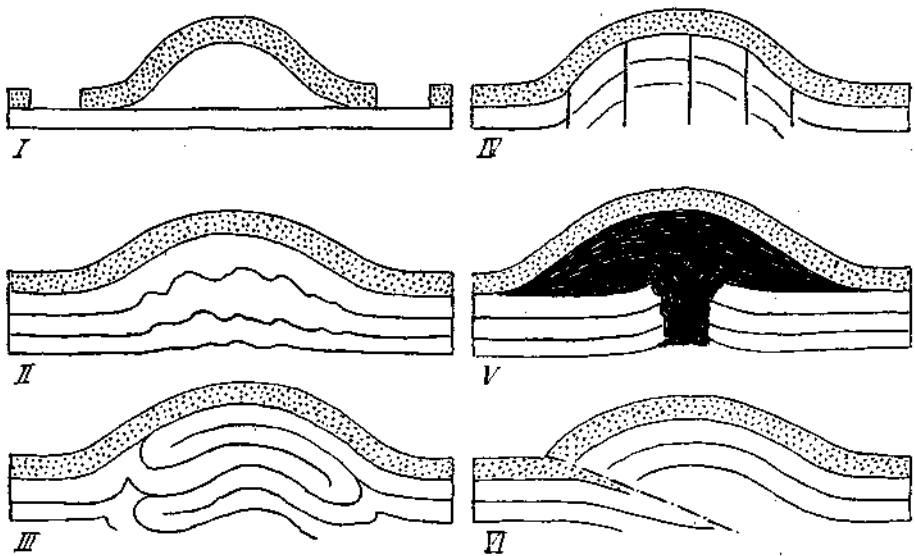


Fig. 3. Schema derselben äußeren Form in sechs verschiedenartigen Bauweisen.

Es kann aber auch die Wirkung der Faltung gegen die Tiefe zu mehr allmählich erlöschen oder sich in andere kleinere Formen verteilen. Es kann im Gegenteil die Intensität der Schichtenverbiegungen gegen die Tiefe zu noch gesteigert sein.

Es kann die Aufwölbung aber auch das Ergebnis einer Überschiebung sein.

Jedenfalls sehen wir, daß auch ein äußerlich so einfaches Bauwerk wie die Falte von Fig. 3 innerlich eine recht verschiedene Entstehung und Bauweise besitzen kann.

In der Natur hat es der Geologe meist relativ leicht, sich für eine bestimmte Bauweise zu entscheiden, weil die meisten hier vorliegenden Bauten bereits von der Erosion angeschnitten sind.

Bei unverletzten Formen können aber für die Deutung Schwierigkeiten entstehen.

Einzelne Falten treten uns in der Natur nur selten entgegen. Vielmehr handelt es sich um ein geselliges Auftreten von Faltungen, die, wie die Erfahrung gelehrt hat, in langgestreckten Zonen neben und hintereinander angeordnet sind. Wir wollen uns nun mit dem Wachstum von einzelnen Faltungskörpern beschäftigen. Das Weiterwachsen von Faltungskörpern ist zunächst einmal je nach ihrer Herkunft ein verschiedenes.

Im allgemeinen hängt ein Weiterwachsen natürlich von einer weiteren Materialzufuhr in den Bauraum ab.

Eine solche Materialzufuhr kann z. B. bei einer einfachen Faltform (Fig. 4) von beiden Seiten gleichmäßig oder ungleichmäßig erfolgen. Im ersten Fall sprechen wir von einer zweiseitigen, gleichmäßigen Zufuhr oder Ernährung, im zweiten Fall von einer einseitigen.

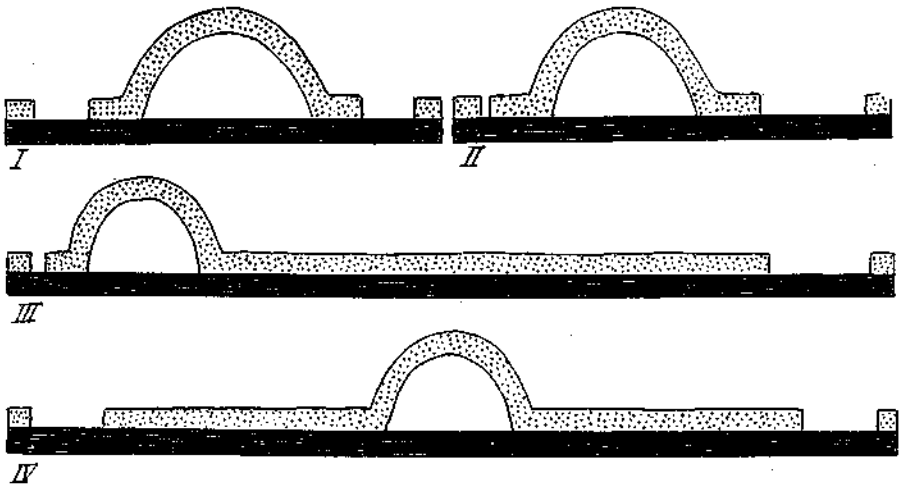


Fig. 4. Schema von verschiedenartiger, gleich- und ungleichseitiger Materialzufuhr zu einem Faltenbau.

Es ist des weiteren von Interesse, aus welcher Entfernung die Baustoffe herbeigeliefert werden. Wir können hier wieder zwischen einer nahen oder einer fernen Zulieferung mit allen Zwischenstadien unterscheiden.

Es ist klar, daß die Bauverhältnisse und das Wachstum um so schwieriger werden, je weiter das Baumaterial herbeigeschleppt werden muß.

Aus diesem Grunde habe ich schon im Jahre 1906 die Ableitung des Aufbaues eines Faltengebirges aus dem Überschuß der Kontraktion eines ganzen Erdringes für völlig unwahrscheinlich erklärt und damit den besonderen Groll von E. Sueß und A. Heim erregt.

Dieses Mißverhältnis zwischen Bauraum und Materiallieferung läßt sich aber nicht aus der Welt schaffen.

Es ist gerade so, als ob man zum Bau einer Stadt in Mitteleuropa die Bausteine aus Südafrika oder Südamerika herbeiholen wollte.

Für die Betrachtung des Wachstums einer Faltform ist es von Wichtigkeit, auch die Beziehungen zum Innenraum und zum Untergrund einer solchen Form dauernd zu verfolgen.

In Fig. 5 ist das für einen ganz einfachen Fall in schematischen Umrissen dargestellt. Die hier vorliegende Faltform entsteht durch regelmäßiges, seitliches Zusammenschieben. Dabei erscheint die Länge des Verbiegungskörpers durchaus festgehalten.

Die Zusammenschiebung bewirkt eine stetige Erhöhung der Falte in Verbindung mit einer ebenso stetigen Verschmälerung.

Das Ende dieses Vorganges ist eine Zusammenklappung der beiden Faltschenkel.

Es ist nun von Interesse zu beobachten, wie sich während dieses Vorganges der Zusammenfaltung die Rolle des Innenraumes verkehrt.

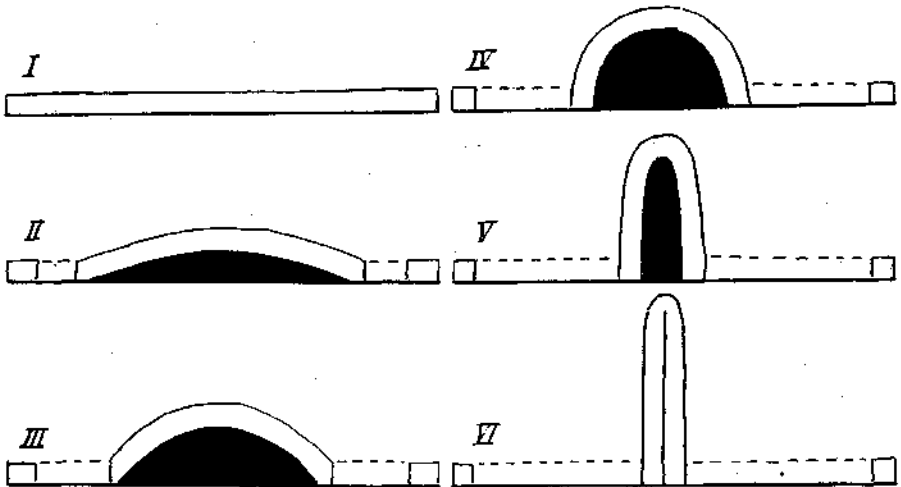


Fig. 5. Wachstumsschema eines Faltenbaues mit Hervorhebung des Innenraums.

Der Innenraum, hier der Raum zwischen dem Verbiegungskörper und dem passiven Untergrund, steigt von 0 bis zu einem Maximum an, um dann wieder kleiner zu werden und in der Endstellung auf 0 zu sinken.

Im ersten Teil der Auffaltung wird daher bei der Vergrößerung des Innenraumes gleichsam eine ansaugende Wirkung, bei der nachfolgenden Verkleinerung eine ausstoßende Wirkung hervorgerufen.

Steht z. B. der Innenraum einer Faltform mit beweglichen Flüssigkeiten oder Gasen in Verbindung, so findet bei sonst geeigneten Verhältnissen erst Ansaugung und dann Auspressung statt.

In der Natur haben wir es gewöhnlich nicht mit so einfachen Modellen zu tun, welche hier nur deshalb gewählt werden, weil sie eine klare Übersicht über die gegenseitigen Grundbeziehungen gestatten.

Zumeist handelt es sich also nicht um eine große Einzelfalte, sondern vielmehr um einen Verband von kleineren Falten, doch spielen sich auch in einem solchen Verbande ähnliche Vorgänge ab. Auch hier wirken die Falten bei der Verbiegung erst ansaugend und dann ausstoßend.

Die Gesamtwirkung eines solchen Verbandes ist natürlich nur schwer zu übersehen und hängt davon ab, in welchem Verhältnis die sich öffnenden und sich schließenden Kleinfalten jeweils zueinander stehen.

Die in Fig. 5 vorgelegte Entwicklungsform einer Einzelfalte kann nicht als eine normale Wachstumsfolge bezeichnet werden.

Es wächst bei derselben ja nur die Höhe ständig, die Masse des Verbiegungskörpers selbst bleibt gleich und der Inhalt der Form wächst nur bis zu einer gewissen Grenze, um von dort an wieder abzunehmen. Die Formenreihe von Fig. 5 zeigt, wie bei der Faltung das Wachstum in einer bestimmten Baurichtung mit dem Gleichbleiben oder Schwinden in anderen verbunden sein kann. Es gibt aber Formen, bei denen wirklich alle erkennbaren Baugrößen wachsen, wenn auch nicht in demselben Verhältnis.

Dabei bleibt wohl zu beachten, daß sich das allgemeine Wachstum aller Baugrößen bei den weiteren Bewegungen sehr leicht verändern kann. Jedenfalls ist die Herausbildung von besonders großen, einheitlichen Faltformen nur unter günstigen Umständen möglich.

Die gleichseitig aufwachsende Falte vergrößert vor allem ihren Innenraum. Als Hohlform ist sie dabei nur in beschränktem Umfang bestandfähig.

Ist sie dagegen als Vollform entwickelt, so stellt sie eine Bauform dar, welche ihre Wurzeln bis in größere Tiefen hinab entsenden kann.

An einer solchen weitgespannten Faltform können noch relativ tiefliegende Schichten nach demselben Bauplan Anteil nehmen.

An die Möglichkeit oder Nichtmöglichkeit der gleichsinnigen Anteilnahme von tiefer gelegenen Schichten an den Bauformen der Erdoberfläche scheint mir der Unterschied zwischen den sogenannten epirogenetischen und orogentischen Formen gebunden zu sein.

Bei den weitgespannten, gleichseitigen Faltformen ist für denselben Bauplan eine vertikal tiefgreifende Kapazität gegeben. Diese Bauformen besitzen mit anderen Worten einen großen Tiefgang.

Bei den weitgespannten, einseitigen Faltformen ist im Gegensatz nur ein ganz geringer Tiefgang möglich.

Hier muß notwendigerweise der Bauplan bereits in geringer Tiefe erlöschen oder einem ganz anderen Platz machen.

Es wäre jedoch verfehlt zu glauben, daß nur die epirogenetischen Formen ihre motorische Begründung in größerer Tiefe besitzen. Das Gleichbleiben oder Wechseln des Bauplanes sagt allein über den Sitz der Faltungsursache noch nichts Entscheidendes aus.

Es würde dies ja nur der Fall sein, wenn unter dem oberflächlich sehr belebten Faltenplan sich ein ungefalteter Untergrund befinden würde. Es kann aber der oberflächlich sehr lebendige Bauplan auch in einen tieferliegenden ebenso lebendigen, aber andersartigen Plan überspringen. Auch bleibt die Möglichkeit offen, daß der Ausgleich zwischen der Faltung eines oberen und eines unteren Stockwerkes sich nicht gerade an derselben Stelle vollziehen muß. Es kann hier auch ein räumliches Abwechseln vorhanden sein (Fig. 6) und die Ausgleichung des Zusammenschuhes sich erst bei der Betrachtung eines größeren Raumes ergeben.

Ein weiterer wesentlicher Unterschied zwischen den gleichseitigen und den ungleichseitigen Faltformen bezieht sich auf die Mechanik ihrer Entstehung.

Für die gleichseitigen Faltformen kommt als Baumotor vor allem seitlicher Zusammenschub sowie vertikale Hebung in Betracht. Für die einseitigen Formen ist aber neben dem Zusammenschub auch noch die Wirkung eines Schweregefälles, also Abgleiten und Rollen, ins Auge zu fassen.

Bei der großen Bedeutung, welche die gleitenden und fließenden Faltformen für die Tektonik der Alpen besitzen, ist es wohl am Platze, noch einmal auf die Unterschiede der Faltung einzugehen, welche durch Pressung im Spannrahmen oder durch Gleitung zustande gekommen sind.

Das beste unterscheidende Merkmal wäre natürlich die Konstatierung der Gleitbahn, auf welcher sich eben die Abgleitung vollzogen hat.

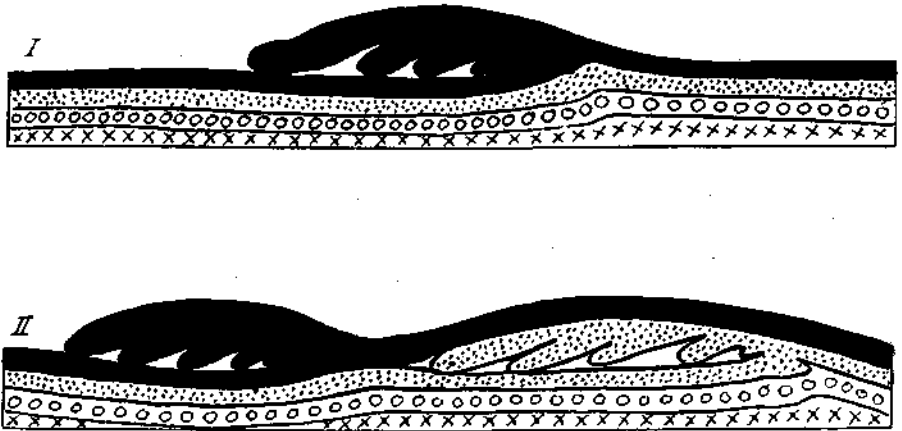


Fig. 6.

I = Der Untergrund der Überfaltung ist nicht kompensiert.
 II = " " " " " teilweise kompensiert.

Dieses Merkmal ist jedoch in sehr vielen Fällen nicht mehr auffindbar, weil sich vielfach die Gefällsverhältnisse seit der Bauzeit ganz verschoben haben und Gebiete, die einst hoch lagen, heute tief oder einst tiefe heute hoch liegen.

In anderen Fällen war wieder von Anfang an gar keine starre Gleitfläche vorhanden, sondern nur eine tiefere, in Bewegung befindliche Masse, auf welcher sich die höhere bewegte.

In der Ruhestellung, welche heute die obere Gleitmasse und die untere Bewegungsmasse einnehmen, ist häufig keine Spur der ehemaligen Gleitbahn mehr zu finden.

Sie bestand eben nur während der Bewegung. Während bei kleineren Rutschungen und Bergstürzen sehr häufig die Gleitbahnen gut erhalten blieben, sind für die großen Gleitmassen, welche beim Bau der Alpen zur Auslösung gekommen sind, die Bahnflächen zumeist unbekannt und wohl vielfach auch nicht mehr vorhanden.

Wir müssen uns daher zur Unterscheidung von Gleitfaltungen und Preßfaltungen anderer Hilfsmittel bedienen.

Solche sind vor allem in der inneren Bauweise zu finden.

Ich habe schon im ersten Teil dieser Untersuchung — Jahrbuch 1923 — auf eine Reihe von solchen Unterschieden hingewiesen und kann mich hier auf diese Darstellung beziehen. Einiges will ich aber doch noch der Deutlichkeit halber hinzufügen.

Als eine besonders charakteristische Form der gleitenden Faltung wurden Rollfalten, Walzen, Faltennudeln . . . bezeichnet.

Es sind dies Formen, bei denen eine meist nicht sehr mächtige Schichtenzone infolge von ungleicher Bewegung oder ungleicher Reibung unter entsprechender Belastung zu einer Einrollung gezwungen wird.

Solche Gebilde zeichnen sich meist sowohl in vertikaler wie in horizontaler Richtung durch eine rasche Veränderlichkeit aus (Fig. 7 A). Will man solche Gebilde (Fig. 7 B) nicht durch Gleitung, sondern allein durch Faltung erklären, so ist dies nur durch Heranziehung von zwei verschiedenen Faltungen möglich.

Die erste Faltung schafft eine entsprechende liegende Falte. Die zweite Faltung aber bildet nicht mehr die liegende Falte in ihrer Anlage weiter aus, sondern ergreift das ganze Gebilde und verbiegt nun die Überfalte nochmals.

Auf diese Weise ist es möglich, durch Doppelfaltung Gebilde zu erhalten, die den Walzfalten der Gleitung ähnlich sehen.

In der Schweiz hat sich für diese Art von Doppelfaltungen der Ausdruck „Einwickelungen“ eingebürgert.

In vielen Fällen mag diese Ableitung zu Recht bestehen, in anderen handelt es sich aber wahrscheinlich doch um Walzfalten einer großangelegten Gleitung.

Wenn man sich vor Augen hält, daß schon die Herausbildung einer großen liegenden Falte ein Zusammentreffen von besonders günstigen Wachstumsbedingungen erfordert, so stellt das Umspringen des Bauplanes auf eine andere Art der Faltung noch einen weiteren Sonderfall dar.

Wir sind also der Meinung, daß manche der sogenannten Einwickelungen nicht Doppelfaltungen ihre Form verdanken, sondern Anzeichen von lebhafter Gleitung vorstellen.

Jedenfalls wird die Bedeutung der gleitenden und fließenden Deformationen im Bewegungsbild des Alpenbaues auch heute noch wesentlich unterschätzt, obwohl die zahlreichen liegenden Falten in deutlicher Sprache dafür Zeugenschaft ablegen.

Auf eigenartige Weise hat Walter Schmidt die Entstehung von liegenden Falten durch einscharige, differentiale Gleitbewegungen zu erklären versucht.

Nach meiner Einsicht kommt diese Erklärung aber nur für Kleinfaltungen in bestimmten Materialien in größerem Umfang in Betracht. Ich halte es für unmöglich, die großen liegenden Falten der Alpen aus dieser Mechanik abzuleiten, u. zw. aus Gründen, welche auch schon Sander im Jahrbuch 1926 zu einer weitgehenden Einschränkung des Gültigkeitsbereiches dieser Erklärung geführt haben.

Schmidt geht von der Anordnung der Gleitflächen (Scherflächen) in einem Pressungskörper zwischen zwei parallelen Preßbacken aus. Wir erkennen hier das Auftreten von zwei sich kreuzenden Gleitflächenscharen, wie es Fig. 8 angibt.

Bei der Pressung des Alpenkörpers zwischen Vor- und Rückland soll es sich aber vor allem um einscharige Differentialgleitungen handeln. Diese einscharigen Gleitflächen sollen nun die Schichten weitgehend

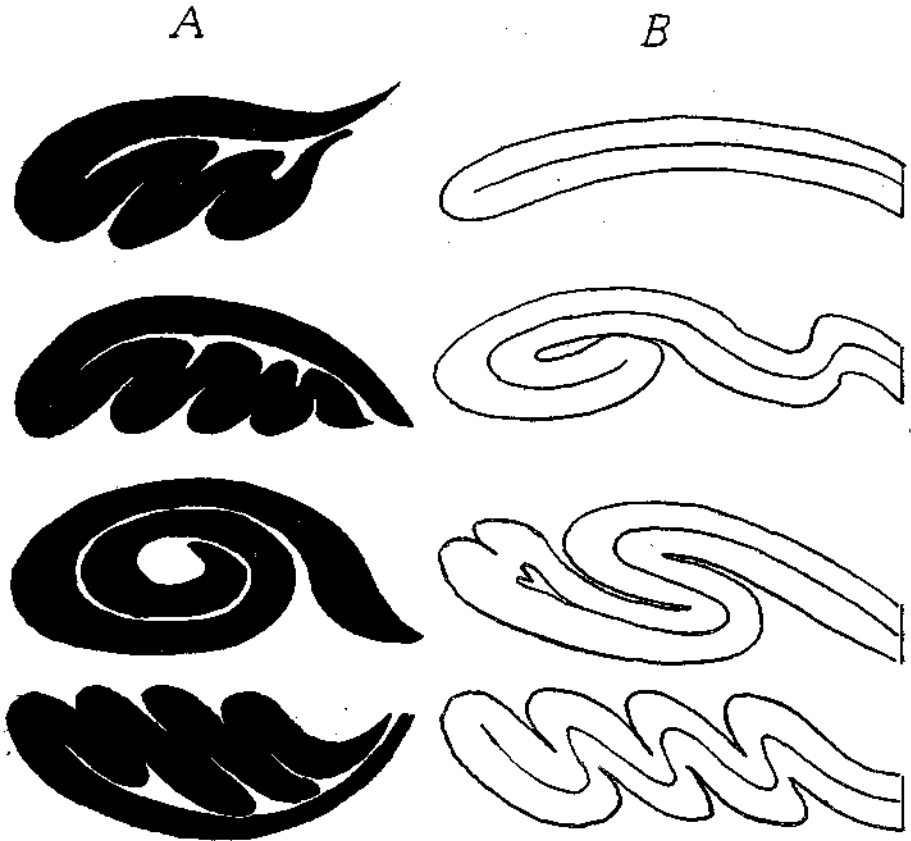


Fig. 7.

A = Reihe von Einrollungen, die durch Gleitungen hervorgerufen wurden.
 B = Verschiedene Formen von Umfaltung einer Liegfalte.

unabhängig von schon vorhandenen Strukturen schräg zerschneiden. Diese Vorstellungen knüpfen sich nach meiner Meinung zu enge an den Vorgang in einer Preßmaschine an.

In der Natur haben wir niemals einen derartig großen Material- und Festigkeitsunterschied, wie er im Experiment zwischen dem Probestein und den stählernen Preßbacken besteht.

Wir haben weiter niemals ebene oder parallel angeordnete Preßbacken.

Wir haben sogar zumeist nicht einmal eine scharfe Abgrenzung zwischen Preßgut und Preßbacken.

Das „Drückende“ und das „Gedrückte“ ist vielfach aus demselben Material und ist fortlaufend miteinander in Bewegung.

Es kann sogar seine Rolle wechseln, die gegenseitigen Festigkeitsverhältnisse können sich völlig verschieben, ja sogar umkehren. Auf diese Weise kann ein Vergleich mit der Preßmaschine und mit dem durch sie erzeugten Gleitflächenplan hier bestenfalls nur für kurze Momente der Bewegung überhaupt gelten.

Der Gleitflächenplan muß sich also fortlaufend ändern und führt zu so komplizierten Formen, daß dieselben nicht mehr zu verfolgen und festzuhalten sind.

Weiter bleibt zu bedenken, daß in der Natur die Schichtenflächen mit die meist mit der Schichtung verbundenen starken Materialänderungen doch bei allen Deformationen das entscheidende Leitmotiv bleiben.

Die Gleitflächen, welche für größere Verschiebungen in Betracht kommen, verlaufen daher auch erfahrungsgemäß in solchen bereits vorgezeichneten Flächen.

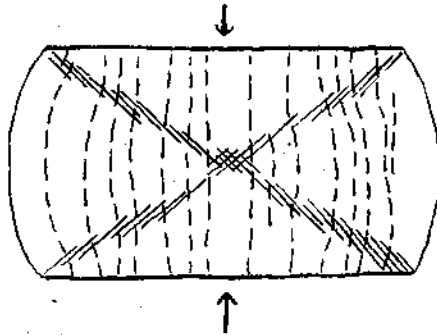


Fig. 8. Entstehung von zwei Scharen sich kreuzender Gleitflächen in einem Pressungskörper.

Schmidt spricht meist nur von Zeichnungen im Material.

In Wirklichkeit handelt es sich aber um tiefgreifende Schichtenfugen, die vielfach noch mit leicht schmierenden, fettigen, schiefrigen, glimmrigen Zwischenmitteln ausgestattet sind.

Die Materialunterschiede ändern sich häufig sprungweise von Bank zu Bank.

Der Vergleich mit der Presse und dem künstlich zugeschnittenen Probekörper kann hier sehr leicht irreführen.

In der Presse kann sich das Material nicht mehr seiner Struktur entsprechend einstellen. Es ist völlig vergewaltigt und aus dem Zusammenhang gerissen.

Hier ist es möglich, daß der so aufgezwungene Gleitplan die Schichten wirklich schräg zerscherte, weil dies der einzige Ausweg ist. Bei deutlich geschichteten Preßkörpern ist aber auch in der Preßmaschine der Einfluß der Schichtung unverkennbar.

Ich führe in Fig. 9 einige Beispiele eines Preßversuches an, den Herr Dr. A. Leon im Jahre 1910 im mechanisch-technischen Laboratorium der Wiener Technik in meiner Gegenwart zur Ausführung gebracht hat.

Man erkennt auf den ersten Blick den starken, verzerrenden Einfluß der Schichtung auf den Gleitplan.

In der Natur vollziehen sich aber die mechanischen Vorgänge, insofern unter wesentlich anderen Bedingungen, weil das Material weitgehend die Möglichkeit behält, seine alte Struktur der neuen Beanspruchung oder umgekehrt die neue Beanspruchung der alten Struktur anzupassen.

Das Material hat also eine gewisse Freiheit in der Einstellung gegenüber den sich ändernden mechanischen Bedingungen der Umgebung.

So findet eine Wechselwirkung zwischen der Struktur des gedrückten und des drückenden Körpers statt, welche in unseren Preßmaschinen vollkommen ausgeschlossen erscheint.

Der Versuch von W. Schmidt, die großen Liegfalten durch einschichtige Differentialgleitungen zu erklären, ist jedenfalls sehr interessant, aber doch nicht der geologischen Wirklichkeit entsprechend. Die Liegfalten sind wohl Gleitgebilde, aber in einem ganz anderen Sinne.

Es handelt sich hier um gleitende Vorgänge, wie solche schon E. Reyer in weitschauender Weise für die Erklärung der Gebirgsbildung herangezogen und vielfach auch experimentell nachgebildet hat.

Die Vorstellungen und Experimente von E. Reyer sind immer stark, manchmal sogar schroff schematisch vereinfacht, um den Kern der Erscheinungen bloßzulegen.

Sie sind daher nicht für eine unmittelbare Anwendung berechnet, sondern schließen nur neue Auffassungen und Arbeitsrichtungen auf.

Die sehr schematische Darstellungsweise von E. Reyer ist auch mit ein Grund gewesen, weshalb seine tektonischen Arbeiten nicht jene Anerkennung gefunden haben, welche ihrer hohen und freien Geistigkeit gebührt.

Wenn man die neuen Modelle des Alpenbaues von Argand—Heim—Jenny—Kober—Staub betrachtet, so fallen vor allem zwei Richtungen der Umbildung gegenüber den älteren Modellen auf.

Es sind dies einerseits die ständige Vermehrung und damit auch Verkleinerung der einzelnen tektonischen Einheiten und andererseits die Erhöhung des ganzen Alpenbauwerkes.

Beide Richtungen leisten hier vielleicht unbewußt der weiteren Verwendung der Gleit-, Walz- und Wälztektonik unbedingten Vorschub.

Die Auflösung in kleinere Bewegungseinheiten verleiht dem ganzen Mechanismus vor allem eine größere Beweglichkeit und Geschwindigkeit. Sie entspricht dabei sowohl dem Fortschritte unserer Erfahrungen als auch den mechanischen Forderungen der Gleit- und Walzbewegung. Die mächtige Erhöhung des ganzen Alpenbaues aber liefert gleichsam automatisch das für die Ableitungen nötige Gefälle.

Das in diesen Modellen zur Schau gestellte einseitige Gefälle der Alpen ist bereits größer als es zur Ausführung der Ableitungen hier nötig ist.

Es beträgt z. B. für einen Querschnitt durch die Alpen der Zentralschweiz nach A. Heim auf zirka 100 km Breite über 20 km.

Wenn man bedenkt, daß in den Zeiten der Gebirgsbildung sicherlich der ganze Untergrund tief erschüttert und von Wärmeströmungen

durchflutet ist, so kommt man zu der Anschauung, daß schon ein weit geringeres Gefälle zur Auslösung großer Abgleitungen genügen dürfte. Das Wesentlichste bleibt die Bewegtheit des Untergrundes, welche gleitende Bewegungen der höheren Schichten ungemein erleichtert. Man kann sich von dieser Wirkung leicht überzeugen, wenn man z. B.

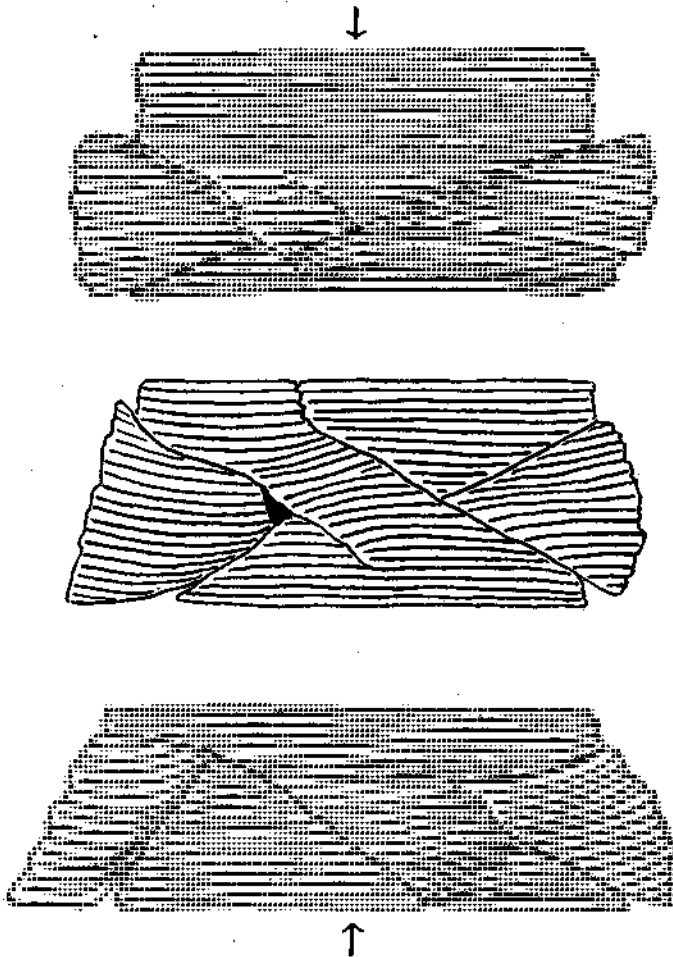


Fig. 9. Verzerrung der Gleitflächen bei deutlich geschichteten Preßkörpern.

einen Körper über eine schiefe Ebene herabgleiten läßt. Ist die Unterlage ruhig, so wird der Körper bei einem bestimmten Neigungswinkel zu gleiten beginnen. Versetzt man aber die Unterlage in Erschütterung, so tritt die Gleitung schon bei einem kleineren Neigungswinkel ein.

Nach meiner Einsicht ist die Wirkung des durch und durch erschütterten Untergrundes für das Verständnis der Gebirgsbildung von weittragender Bedeutung.

Auch das Aufsteigen von Wärmeströmungen begünstigt die Ausführung der Bewegungen in hohem Maße.

Es ist nun weiter überlegenswert, ob die in diesen Modellen zum Ausdruck kommende riesige Bauhöhe der Alpen eine wirkliche oder nur eine ideell ergänzte vorstellt.

Nach allen morphologischen Erfahrungen erscheint es ausgeschlossen, daß die Alpen im Jungtertiär eine wirkliche Höhe von 20.000 m besessen haben sollen.

Wir wissen von den Ostalpen, daß dieselben bereits im Miozän wenn nicht eingeebnet, so doch schon eingerundet waren.

Die Gleichzeitigkeit von so tief abgetragenen Ost- und so hoch aufragenden Westalpen ist zu unwahrscheinlich, als daß man nicht nach anderen Auswegen suchen würde, ja suchen müßte.

Das Mißverhältnis zwischen Tektonik und Morphologie in den Ost- und Westalpen dürfte auch schon den der Alpenforschung fernstehenden Geologen genügend aufgefallen sein.

Z. T. liegt dasselbe wirklich in dem Höhenunterschied der beiden Alpentile begründet, z. T. geht es jedoch auf führende Persönlichkeiten vom Range von E. Sueß und A. Heim zurück, die beide der morphologischen Forschung fremd und ablehnend gegenüberstanden.

E. Sueß hatte durch seine summarische Leugnung der Hebungen der Morphologie jede Lebensfähigkeit entzogen.

A. Heim hinwieder versuchte, die ganze Mechanik der Gebirgsbildung auf Faltung zurückzuführen. Für ihn hat weder die Überschiebung noch die Gleitung oder Walzfaltung irgendeine wesentliche Bedeutung für die Gebirgsbildung.

Alles geht auf Pressung, Faltung, Ausquetschung und Überfaltung zurück.

Mit jeder möglichen Sorgfalt werden alle Fetzen, Schuppen und Schüppchen als ausgequetschte Mittelschenkel von Falten gedeutet und so ergänzt.

Es ist klar, daß auf diese Weise bei der Summierung endlich Riesengebilde von übereinandergehäuften Falten zustandekommen mußten. Auch diese übermächtige Tektonik hat der Morphologie keinen Spielraum gewährt.

In den Ostalpen ist der Aufstand gegen die geologische Weltauffassung von E. Sueß schon frühzeitig erwacht, in den Westalpen ist noch heute der geistige Einfluß von A. Heim entscheidend.

Trotz des Widerstandes dieser großen Meister und ihrer Schülerschaft ist die junge Wissenschaft der Morphologie langsam und unaufhaltbar emporgewachsen.

Sie hat uns gelehrt, daß die Erhebung des Alpenkörpers durchaus nicht gleichbedeutend mit der Faltung dieses Körpers ist.

Die heutige Höhenlage ist nicht etwa ein Rest jener Bauhöhe, welche bei der letzten Alpenfaltung geschaffen wurde.

Der Alpenkörper hat seit seiner letzten Großfaltung bereits mehrere Abtragungen und Neuhebungen durchgemacht.

Infolge dieser mehrmaligen tiefen Abtragungen des Alpenkörpers, die, wie wir wissen, bis in die Kreide zurückreichen, hat auch die

ganze Tektonik einen wesentlich anderen Verlauf genommen, als wenn es sich um vorher nicht zerschnittene Schichten und Bauformen gehandelt hätte.

So spielt die „Kerbwirkung“ eine sehr große Rolle, welche ebenfalls in der westalpinen Geologie bei der Deutung des Zusammenwirkens von Morphologie und Tektonik so gut wie gar nicht beachtet wird. Ich habe den Begriff der „Kerbwirkung“ im Jahre 1916 in die geologische Literatur eingeführt und seither ständig verwendet und erweitert. In der neuesten Zeit hat sich auch E. Seidl, Berlin, denselben bedient und auf seine vielfache Verwendbarkeit hingewiesen. Die ganze Wechselwirkung zwischen Morphologie und Tektonik wird durch den Begriff der „Kerbwirkung“ beherrscht und geregelt.

So gehört heute dieser Begriff schon zum Werkzeug sowohl der modernen Tektonik als auch der modernen Morphologie.

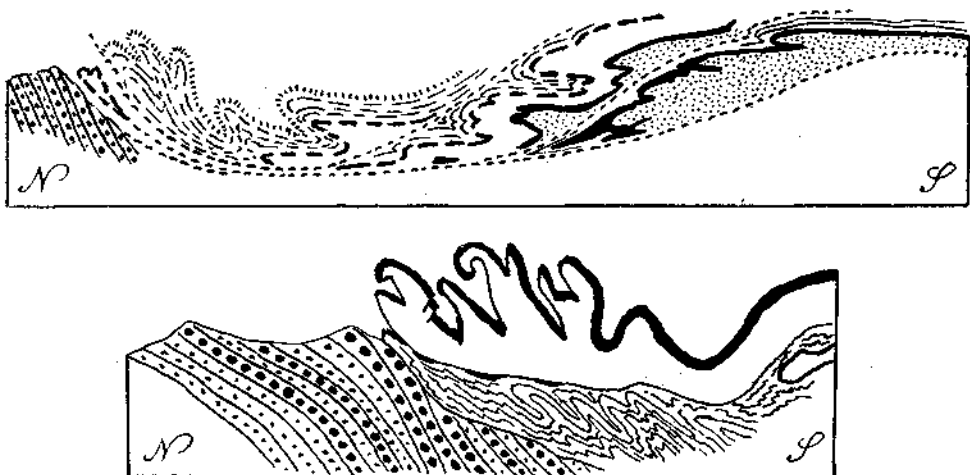


Fig. 10. Schema der Glarner- und Säntisdecken nach A. Heim, „Geologie der Schweiz“.

Es ist also der Unterschied zwischen West- und Ostalpen sowohl in Tektonik als auch in Morphologie nicht so sehr der einer grundverschiedenen Naturanlage als vielmehr der einer recht verschiedenartigen Betrachtungsweise.

Der Morphologie aber fällt hier die Aufgabe zu, die tektonischen Übertreibungen mancher Geologen auf ein richtigeres Ausmaß zurückzuschrauben.

Die Wachstumsverhältnisse einer Gleit- und einer Preßfalte sind ebenfalls recht verschieden.

Während die erstere nur von der Rückseite als von der böheren Seite her genährt werden kann, ist bei der Preßfalte wenigstens theoretisch eine Ernährung von beiden Seiten her möglich.

Die Gleitfalten entstehen vor allem leicht, wenn bei der Gleitung die vorderen oder unteren Teile infolge von Reibung oder durch ein Relief der Gleitbahn gegenüber den anderen Teilen gebremst werden.

Dann entsteht eine Überrollung, die theoretisch bis zur vollkommenen Umdrehung, zu einem „Purzelbaum“ führen kann.

Durch ein solches Überrollen, ein Vordrängen der höheren Massen über die tieferen, kommt zunächst ein extrem einseitiger Faltenbau und weiter eine oft weitgehende Zerlegung der ganzen Gleitmasse zustande.

Tiefere Anteile bleiben zurück, höhere eilen vor und häufen sich dort an.

Die oberen Schichtenmassen zeichnen mit ihrem Schwung den Faltenwurf vor und die tieferen werden zur Ausfüllung der Lücken verwendet. Daher finden wir gerade am Ende einer Gleitfaltung den gesteigertsten Ausdruck von Lebendigkeit, wie er bei einer Preßfaltung niemals zu erreichen wäre.

Aus den Alpen und besonders aus der Schweiz sind heute zahlreiche genau erforschte Profile bekannt, welche aufs deutlichste ihre Abstammung von Gleitfaltungen zur Schau tragen.

Ich führe als ein Beispiel aus der „Geologie der Schweiz“ von A. Heim nur das schematische Profil der Glarner Säntisdecke an. Fig. 10.

Ein unverhüllter herrlicher Schwung liegt in dieser Architektur einer mächtigen Gleitung hier aufbewahrt.

Auch die Zerlegung in mehrere Gleitstockwerke ist aufs klarste durchgeführt.

Ebenso deutlich erkennt man, daß die Gleitung über ein älteres Relief hin erfolgt ist.

Für die Auffahrt der Gleitmasse auf das Relief des Molassegebirges hat bekanntlich Arnold Heim den glücklichen Ausdruck „Brandung der Decken“ geschaffen.

Es liegt in der Natur einer Gleitung begründet, daß dieselbe nicht eine ganz langsame, etwa Millimeter für Millimeter vorrückende Masse darstellt, sondern vielmehr eine in vollem Schwunge vollzogene Neuformung bedeutet.

Nur auf diese Weise scheint mir jener wunderbare Zusammenklang aller Bauformen vom größten bis zum kleinsten verständlich zu sein, der gerade aus den Gleitgebilden so lebendig zu uns spricht.

Der Annahme eines raschen Vollzuges von so ausgedehnten Abgleitungen stehen besonders in der Erklärung der dazu nötigen Vorbereitungen große Schwierigkeiten entgegen. Um eine solche riesige Masse gleichzeitig in Bewegung zu versetzen, ist es nötig, daß dieselbe schon vollständig am oberen Ende der Gleithahn in Bereitschaft steht.

Es ist kaum vorstellbar, daß diese Massen erst durch eine Überschiebung allgemach in eine Lage gebracht werden, welche dann die Abgleitung gestattet.

Es ist vielmehr wahrscheinlicher, daß die Heraufförderung der Masse aus ihrer früheren Heimat schon vorher stattgefunden hat. Heraufförderung der Masse und Abgleitung können also schwerlich gleichzeitige Ereignisse sein.

Denn während die Abgleitung eine rasche Massenbewegung vorstellt, ist dies von einer Heraufförderung recht unwahrscheinlich.

Ich komme also zu der Meinung, daß Heraufförderung und Abgleitung zwei ganz getrennte Vorgänge darstellen.

Wäre die Masse z. B. allgemach von S her über eine hohe Schwelle heraufgeschoben worden, so hätte sich nie eine so große, einheitliche Abgleitung, sondern nur eine Menge von kleineren Abgleitungen herausbilden können. Die ganze Masse muß also wohl zuerst in eine Lage gebracht worden sein, daß eine Hebung oder Schrägstellung ihres Untergrundes zur Auslösung der Gleitung bereits genügte.

Wir versuchen also, den ganzen tektonischen Vorgang in mehrere Phasen aufzulösen, u. zw.:

1. Emporförderung der Massen, welche später dann die Gleitmassen bilden sollen.
2. Schrägstellung dieser Massen, welche dann durch entsprechende Bewegungen des Unterbaues die Gleitung auslösen kann.
3. Entfernung der ursprünglichen Ablagerungsbasis unserer Gleitmassen.

Wenn man nun nach den geologischen Dokumenten für solche Vorgänge in der Natur Umschau hält, so stößt man auf eine merkwürdige Erscheinung.

Die Abgleitungsmassen sind vielfach prachtvoll in allen Details zu beobachten.

Dagegen finden wir nirgends eine entsprechend große Schwelle, auf welcher die Gleitmassen ursprünglich abgelagert und beheimatet waren.

Es fehlt also für eine raumrichtige Ergänzung des ganzen Abgleitungsmechanismus der sehr wichtige Ursprungsbereich.

Die Überfaltungslehre hilft sich über diese Schwierigkeit dadurch hinweg, daß sie das ganze Heimatsgebiet einfach als ausgequetschtes Wurzelgebiet betrachtet.

Damit ist aber auch nicht viel gewonnen, da man ja doch nur das Material der Falte als Ausquetschungsmaterial beanspruchen kann. Die Gleithypothese ist hier sogar besser daran, denn für sie muß ja gerade das abgeglittene Material im Hinterlande fehlen.

Für das Verhalten des tieferen Untergrundes ist aber mit Ausquetschen auch gar nichts zu machen.

Ich habe bereits im Jahre 1911 bei der Beschreibung des Alpenquerschnittes vom Allgäu zum Gardasee diese Schwierigkeit durch die Hypothese zu lösen versucht, daß wir hier eine „Verschluckungszone“ vor uns haben. Das heißt mit anderen Worten, daß südlich von dem heutigen Lagerplatz der Gleitmassen früher ein Gebiet an der Oberfläche lag, auf welchem einst diese Sedimente abgelagert und beheimatet waren.

Die tektonische Entwicklung dieses letzteren Gebietes hat dann zu einer Abspaltung der oberflächlichen Schichten von ihrem Untergrund geführt.

Während die oberflächlichen Schichten erst erhoben wurden und dann zum Abgleiten kamen, muß ihr Untergrund zur Tiefe gesunken sein.

Diese Doppelrolle, einerseits Abstoßung der oberen Teile, andererseits Einsaugung der unteren, habe ich dann weiter für eine Elementarfunktion der Gebirgsbildung erklärt.

Eine schematische Darstellung von solchen Zerlegungen in zwei entgegengesetzte Bewegungen habe ich später in den Verhandlungen 1920 angeführt.

In der Schweiz hat man diesen Überlegungen insofern Recht gegeben, als die alten vertikalen Auspressungsprofile verschwunden sind und durch neuere ersetzt wurden, in denen die Hauptwirkung auf schräge, sehr ausgedehnte Überschiebungen übertragen scheint.

Damit ist ja zugestanden, daß der Untergrund im wesentlichen in die Tiefe gegangen ist, während die Oberschichten die gewaltigsten Verfaltungen erlitten.

Diese Umformung der westalpinen Alpenmechanik ist zuerst von E. Argand befürwortet worden.

Wenn sich somit in dieser Richtung eine natürlich uneingestandene Annäherung an meine Vorstellungen vollzogen hat, so bleiben doch noch genügend viele andere Unterschiede bestehen.

Eine wichtige Frage bleibt es, ob die Gleitmassen ihre Struktur wirklich allein erst bei der Abgleitung von ihrer Schwelle erhalten haben oder ob sie vielleicht schon mit mehr minder entwickelter Baustruktur über diese Schwelle herübergeschoben worden sind.

Wenn man die letztere Annahme benützt, so wird dadurch der innige Zusammenhang zwischen dem Schwung der Bauformen und dem Schwung ihrer Gleitbahn zerstört oder zumindest in der Wirkung ausgeschaltet.

Das scheint mir ein großer Verlust an mechanischer Durchsichtigkeit zu sein und ein Zerreißen jener feinen Zusammenhänge, die zwischen den Bauformen und den sie bildenden Bewegungen bestehen.

Ich möchte also doch an diesem Zusammenhang festhalten. Dabei ist es zunächst gleichgültig, ob die Gleitmassen für sich allein oder bereits mit anderen Decken belastet diese Gleitung vollzogen haben. Das letztere ist für die Wirkung der Gleitung nur noch eine weitere verstärkende Zugabe.

Wenn wir einen der modernen Alpenquerschnitte betrachten, so scheint mir für eine Erklärung der Gebirgsbildung durch den Vorschub einer Kontinentalmasse über eine andere die feinfingerige Zerlegung und Verfaltung an der Stirne dieser Schubmasse innerlich nicht zu stimmen. Es ist dabei gleichgültig, ob der Vorschub 200 km oder 1000 km beträgt.

Die Falten, welche durch den Vorschub einer schweren Masse über eine andere sich bilden, entstehen durch Abschürfung und Zusammenstau vor der Stirne der vorrückenden Schubmasse. Die letztere selbst wird in den Stirnteilen ebenfalls in Falten geworfen und zum Alpenbau verwendet.

Wir haben also bei dieser Erklärung nicht mehr wie bei der Schraubstockform zwei in derselben Kugelschale gegeneinander vorrückende Preßbacken, sondern einen absteigenden und einen aufsteigenden Kolben, die sich übergreifen. Fig. 11.

Die ganze Gebirgsbildung ist dadurch in die Formel einer riesigen Überschiebung gebracht.

Dieser Formel macht vor allem die Herbeischaffung des Baumaterials keine Beschwer.

Eine andere Frage ist es aber, ob der Aufbau der Alpen wirklich sich mit dieser großen Überschiebungsformel erklären läßt.

Der Mechanismus von Argand hat auf alle Fälle den Vorteil von Einfachheit und Durchsichtigkeit.

Er ermöglicht auch die Ausdehnung seiner Wirksamkeit über eine große Zeitstrecke.

Von dieser Möglichkeit haben auch Argand und seine Anhänger bereits ausgiebigen Gebrauch gemacht. Es hat sich dabei eine Zerlegung in viele Phasen ergeben, von denen die ältesten bis ins Paläozoikum zurückreichen sollen.

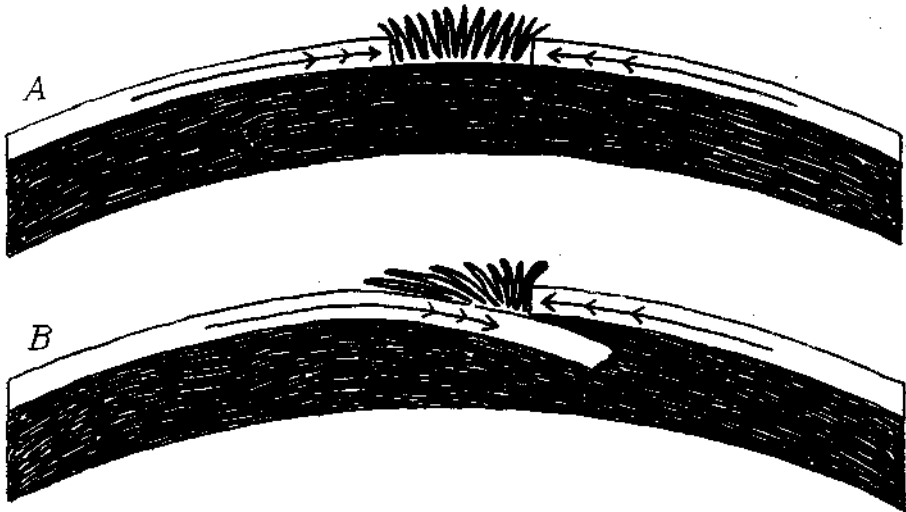


Fig. 11.

A = Schema der Anordnung und Wirkung der einfachen Schraubstockpressung für die Gebirgsbildung.

B = Schema der Anordnung und Wirkung von zwei sich übergreifenden Schabkolben für die Gebirgsbildung.

So ist an die Stelle der früher so laut gepriesenen zeitlichen Einheitlichkeit des Alpenbaues nun eine Verzettlung des Baues über einen riesigen Zeitraum getreten.

Auch damit ist einer Forderung nachgegeben worden, welche gerade die ostalpinen Geologen seit dem ersten Auftreten des Nappismus diesem gegenüber immer geltend gemacht hatten.

Heute habe ich den Eindruck, daß einzelne der westalpinen Geologen in dieser Auflösung in einzelne Phasen bereits viel zu weit gehen und daß ein solches Zurückverfolgen der Decken bis in ihre Keinzellen wohl ein Ding der Unmöglichkeit bedeuten dürfte.

Immerhin verlangt diese Art der zeitlichen Auflösung der Alpenmechanik eine genauere Prüfung, bevor man sich dafür oder dagegen entscheiden kann.

Fig. 12. Schema der Anordnung der Faltenembryonen nach E. Argand.



Nach der Darstellung von E. Argand (Fig. 12) sollen die einzelnen Falten- oder Deckenembryonen in großen Abständen voneinander angelegt worden sein.

Diese Annahme ist geometrisch ganz folgerichtig, weil ja unbedingt ein großer Zwischenraum vorhanden sein muß, damit die kleinen Falten überhaupt zu großen aufwachsen können.

Eine andere Frage ist es aber, wie von Anfang an eine so merkwürdige Faltenanlage zustande kommen soll.

Ich kann eine solche Faltenanlage nicht verstehen und begründe im Folgenden meine Zweifel an ihrer Möglichkeit.

Das hier vorliegende Faltenproblem habe ich bereits im Jahrbuch 1906 in der Arbeit über das „Bewegungsbild der Faltengebirge“ S. 586 in kurzen Umrissen behandelt.

Damals bin ich zu der Ansicht gekommen, daß in einem solchen Falle bei dem Zusammenschub einer breiten Zone zwischen zwei festeren Massen am wahrscheinlichsten sich die entstehenden Falten vor den Stirnen der vorrückenden Massen anhäufen. Ihr Wachstum würde also bei zweiseitigem Vorrücken von den zwei Rändern, bei einseitigem von einem Rande her gegen die Mitte des Faltungsraumes hin erfolgen — Fig. 13.

Wir hätten also bei den Alpen nach Argand mit einem ganz extrem einseitigen Bau zu rechnen, hervorgerufen durch einen aktiven Vorschub von Afrika gegen und über Europa.

Bei dieser Großanordnung würde sich nach meiner Einsicht zuerst vor der Stirne von Afrika eine Auffaltung bilden, welche bei dem weiteren Vormarsch vor dieser Masse hergeschohen würde. Bei diesem Weiterschieben würde einerseits der Faltenhaufen immer mehr zusammengepreßt, andererseits fände an seiner Vorderseite eine fortlaufende Angliederung neuer Falten statt.

Wir hätten also im allgemeinen die jüngsten Falten an der Vorderseite zu erwarten.

Nach der Vorstellung von Argand sollen aber die in großen Intervallen voneinander auftauchenden Falten so ziemlich gleichaltrige Bildungen sein.

Ich halte es für unmöglich, durch den Vorschub von Afrika gegen Europa an weitgetrennten Stellen solche gleichzeitige Falten hervorzurufen und weiterzubilden.

Das wäre nur bei einer entsprechenden Mitwirkung des Untergrundes des Faltungsraumes und hier nur mit einer sehr gekünstelten Arbeitsverteilung ausführbar.

Eine weitere Schwierigkeit für das Verständnis einer solchen Mechanik liegt dann in der überaus ungleichen Mächtigkeit des gefalteten Schichtenraumes und der schiebenden Schollen begründet — Fig. 14.

Wenn wir ein modernes Überfaltungsprofil auf diese Dimensionen hin prüfen, so kommen wir zu dem erstaunlichen Ergebnis, daß die Mächtigkeit der zur Faltung verwendeten Schichten kaum 2000—3000 *m* beträgt, während für die Dicke der schiebenden Schollen etwa der zehnfache Betrag, also 20.000—30.000 *m*, angenommen wird.

Diese Umformung der Schiebemechanik hat natürlich den Vorteil, daß der Unterschied zwischen der dünnen Faltungsdecke und den dicken Schubkolben recht in die Augen springt.

Die Zusammenpressung der schwachen Faltenleiber zwischen den dicken, starken Schubkolben erscheint wie selbstverständlich und ist doch nur eine Täuschung. Wie soll durch den Vorschub einer so dicken Scholle eine Menge von so dünnen Falten gebildet werden? Wie soll vor

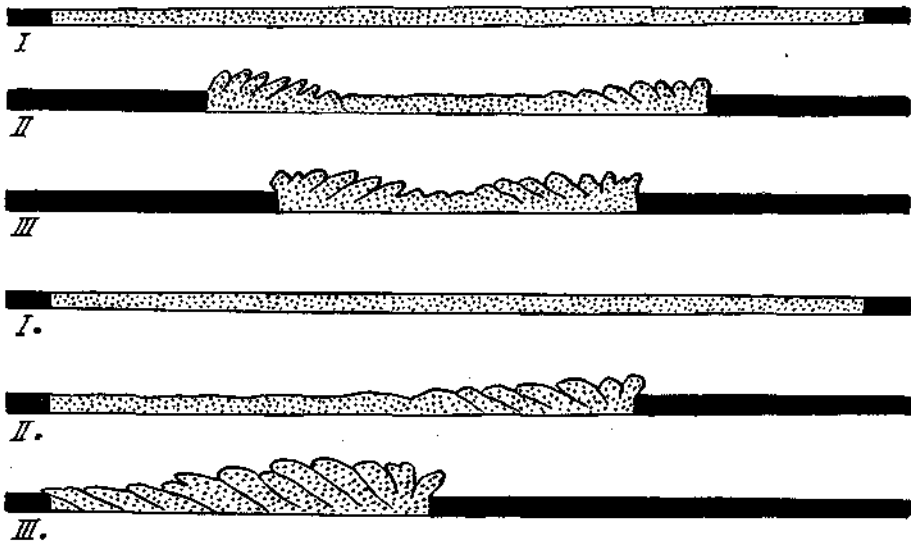


Fig. 13.

I—II—III = Schema des Faltenwachstums bei zweiseitigem (*I—II—III* = bei einseitigem) Vorrücken von Schubmassen gegen eine leichter faltbare Zone.

der plumpen Schubscholle auf einmal ein so feingliedriges Faltengebilde entstehen, das wie eine Schar von gereizten Schlangen emporzüngelt?

Zwischen den schiebenden Schollen und den dazwischen zusammengeschobenen Falten besteht hier kein begreifbares Bauverhältnis mehr.

Man kann nicht mit so plumpen Schubschollen so feine und so leicht geschwungene Falten erzeugen. Die Feinheit der Faltenbildung und des Faltenschwunges ist mit der Grobheit und Schwerfälligkeit der Schubschollen mechanisch unvereinbar.

Zwischen Werkzeug und Arbeitserzeugnis bestehen innige Zusammenhänge.

Man kann nicht Goldschmiedarbeiten mit einem Steinschlegel ausführen.

Außerdem hat diese Anordnung noch weiter den Nachteil, daß das Mißverhältnis zwischen der wahnsinnig gefalteten, dünnen Oberschichte und ihrem Untergrund nur um so störender wirkt.

Was ist nun mit dem Untergrund des Faltungsraumes geschehen?
 Wenn man annimmt, daß die schiebenden Schollen eine starre Mächtigkeit von 20 bis 30 km besessen haben, so ist dies doch auch für den Faltungsraum anzunehmen.

Von dieser ganzen Mächtigkeit ist nur eine dünne Oberschichte von höchstens 2000 bis 3000 m Dicke in den Faltenwurf einbezogen worden. Was ist mit den übrigen neun Zehnteln der Mächtigkeit vor sich gegangen?

Wären sie ebenso mitgefaltet worden, so würde ein zirka neunmal so großer Faltenhaufen entstanden sein.

Von diesem riesigen Faltenhaufen ist nichts mehr zu sehen. Wenn er also jemals bestanden hat, so muß er versunken, eingeschmolzen und

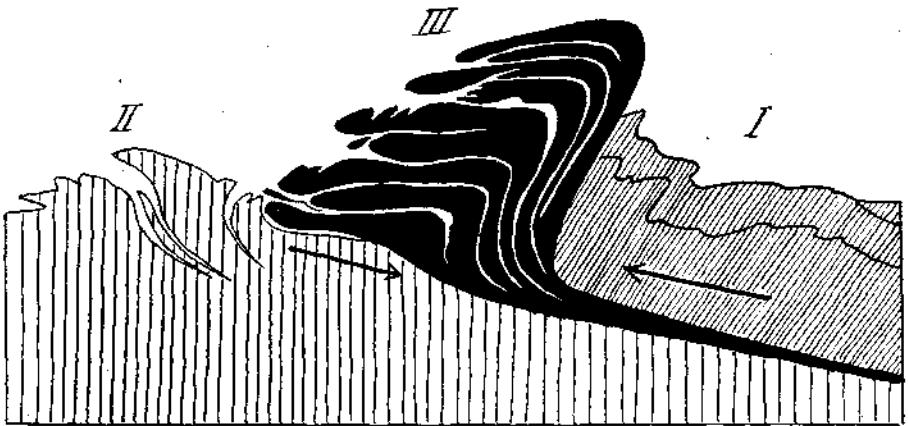


Fig. 14. Schema nach A. Heim.

- I = Südalpen — Schubmasse von Afrika.
- II = Überwältigte Zentralmasse — Masse von Europa.
- III = Überfaltungsknäuel.

Dieser Faltenknäuel stellt ein Bauwerk vor, das niemals mit dem einfachen Aufschub von I auf II erzeugt werden kann.

weggeführt worden sein. Wir stehen also wieder vor der Verschluckungshypothese als einzigem Ausweg.

Der heute über die ganze Erde hin festgestellte Befund, daß die Faltengebirge nur von relativ dünnen, aber stark gefalteten und mehrfach überschobenen Oberschichten aufgebaut werden, läßt vom Standpunkte der Kontraktionstheorie aus nur zwei räumliche Lösungen zu.

Es könnte einmal unter einer relativ dünnen starren Hüllschichte gleich die Zone der molekularen Kontraktion beginnen. In diesem Falle würde der Faltungsüberschuß eines bestimmten geologischen Zeitalters der gleichzeitigen Schrumpfung des Untergrundes entsprechen.

Diese Annahme führt zu höchst unwahrscheinlichen Folgerungen für das ganze Faltungsbild der Erdoberfläche.

Es könnte aber auch unter einer wesentlich stärkeren Erdhülle stellenweise eine mehr gesteigerte Einschrumpfung tieferer Zonen stattfinden, während die darauf lagernde dünne Oberschichte heftig verfaltet wird.

Dieser letzteren Deutung bedient sich in ganz allgemeiner Fassung die Verschluckungshypothese.

Ich habe in den früheren Teilen dieser Untersuchungsreihe gezeigt, daß man auch mit der Verschluckungshypothese allein nicht das Auskommen finden kann, sondern noch machtvolle Verbiegungen im Streichen dazu treten, die Verengerungs- und Verbreiterungsbereiche schaffen.

Nach meiner Einsicht ist es ausgeschlossen, die Meckanik der Alpen mit einer langsamen und ruckweise gesteigerten Überschiebung von Afrika über Europa auflösen zu wollen, ob man nun diesem Vorgang auch noch so lange Dauer zuschreibt.

Auch Argand ist derselben Anschauung gewesen und hat darum seiner Grundhypothese der Aufpressung der Alpen zwischen Europa und Afrika noch die Hilfhypothese der ungleichen Vorauseilungen hinzugefügt.

Durch ein Vorauseilen der Falten in den Räumen zwischen entgegenstehenden Hindernissen sollen nämlich die bogenförmigen Anordnungen der Faltenzonen zustande gekommen sein.

In meinen Untersuchungen vom Jahre 1924 und 1926 habe ich bereits Bedenken gegen diese Deutung der Faltenbögen vorgebracht und letztere im Gegenteil als Verbiegungen von früher mehr geradlinig angeordneten Faltensträngen aufgefaßt.

Es ist meine Absicht, hier den Unterschied der vorliegenden Deutungen noch schärfer auszuzeichnen.

Nach Argand rückt die riesenhafte Masse von Afrika seit alter Zeit meist langsam, zeitweise aber auch rascher gegen und über die Masse von Europa vor.

Dadurch soll eine durchschnittlich etwa 1000 km breite Oberschichte zu der Faltenzone von Alpen—Karpathen—Apenninen—Dinariden.. zusammengestaut worden sein. Um aber die auffallend starken Verbiegungen dieser Faltenzonen verständlich zu machen, wird die Annahme gebildet, daß diese Bögen Vorauseilungen zwischen Hindernissen vorstellen, welche den allgemeinen, gleichmäßigen Vormarsch gebremst haben sollen.

Meine Ansicht geht dahin, daß von Anfang an hier getrennte Faltenstränge vorhanden waren, die durch angenähert nordsüdliche Bewegungen geschaffen worden sind.

Später wurden diese Faltenstränge durch mehr ostwestliche Strömungen stark verbogen und dabei bald eng aneinandergedreht, bald wieder weiter voneinandergerissen.

Die Alpen stellen eine solche Verengerungszone dar, während z. B. das ungarische Becken eine Aufreißung zwischen Karpathen und Dinariden bildet.

Zwischen diesen so grundverschiedenen Erklärungsversuchen von Argand und mir nimmt die Deutung von Kober eine Mittelstellung ein. Kober hält zunächst an der Grundvorstellung des Schraubstockes fest.

Bei regelmäßiger Ausbildung ist daher ein Faltengebirge nach seiner Auffassung nicht einseitig, sondern zweiseitig.

Die beiden Teile sind naturnotwendig durch entgegengesetzten Bewegungs- und Bausinn ausgezeichnet.

Die beiden Zonen starker Faltung können unmittelbar aneinanderstoßen, wie in den Alpen, oder es kann, wie zwischen Karpathen und Dinariden, ein sogenanntes „Zwischengebirge“ eingeschaltet sein.

Man erkennt auf den ersten Blick, daß die Deutung von Kober sich mehr der meinigen als jener von Argand nähert.

Nach Kober ist das „Zwischengebirge“ in den Alpen bis auf eine „Narbe“ zwischen den nord- und südbewegten Faltenzonen ausgequetscht. Der Unterschied zwischen meiner Deutung und jener von Kober ist also bezüglich des Zwischengebirges der folgende:

Nach Kober ist das „Zwischengebirge“ zwischen der nord- und südbewegten Faltenzone in dem Schraubstockmechanismus mehr oder weniger stark zusammengedrückt, bzw. ausgequetscht.

Nach meiner Deutung ist aber das „Mittelfeld“ infolge der mächtigen Verbiegungen im Streichen nirgends mehr in seiner ursprünglichen Breite und Struktur vorhanden, sondern je nach dem Sinne dieser Verbiegungen bald verengert, bald verbreitert.

Kober glaubt, mit einer Schraubstockmechanik auszukommen.

Ich versuche, die Gebirgsbildung zunächst unabhängig von der Erdkontraktion zu betrachten, und halte das Nacheinandereingreifen von verschieden gerichteten Strömungen für das Wesentliche.

Zu einer ähnlichen Meinung ist auch Koßmat gelangt, welcher sich vorstellt, daß weichere Schichtenbänder zwischen steiferen Schollen durch die Verschiebung der letzteren zusammengepreßt und im Streichen zu „Schlingen“ verbogen worden sind.

Meine Ableitung der Gebirgsbildung besteht unabhängig von dem Vorhandensein einer Kontraktion der Erde. Sie könnte auch bei einer Volumsvergrößerung der Erde wirksam sein. Die Kontraktion ist jedoch sehr wohl imstande, die Wirksamkeit von Strömungen zu unterstützen und zu verstärken.

Wenn wir die hier vorgelegten Überlegungen noch einmal kurz überfliegen, so können wir sagen, daß auch die heute in Mode stehenden Alpenbaumodelle noch große innere Unwahrscheinlichkeiten enthalten und verhüllen.

Die Alpen sind kein Gebilde, das aus lauter von S gegen N übereinander gehäuften Liegfalten und Schubmassen besteht.

Sie enthalten im Gegenteil vielfach Baustücke einer freien Gleitung und mehr Überschiebungen als Überfaltungen.

Viele der sogenannten Überfalten sind nie mehr als einzelne Roll- oder Walzfalten gewesen. Die sogenannten Wurzeln bedeuten vielfach nur einst beschriebene Bewegungsbahnen, u. zw. sowohl Ausgangsstrecken als auch Umkehrstellen oder Abreißungen.

Außerdem sind die Alpen durchaus nicht etwa in ihrem Bausinn einheitlich.

Wir haben schon Gleitgebilde von Pressungsgebilden unterschieden.

Es spielen aber auch große Verschiebungen im Streichen eine sehr wichtige Rolle, die ebenfalls von dem Nappistius ganz übersehen wird. Man kann daher die Mechanik des Alpenbaues gar nicht im Rahmen eines Querschnittes vollständig zur Darstellung bringen.

Die starken Verschiebungen im Streichen machen sich sowohl in den Nordalpen als auch in den Zentralalpen und Südalpen durch ein „Hakenwerfen“ der Faltenzüge häufig genug bemerkbar.

Ich halte die Verschiebungen im Streichen durchaus nicht für etwas Nebensächliches, sondern im Gegenteil für einen Strukturzug, dessen Beachtung und genaueres Studium zu neuen Einblicken führen wird.

Es ist schon hervorgehoben worden, daß weiter auch ausgedehnte Fehlzonen (Verschluckungen) und mächtige Aufdringungen von Schmelzflüssen zum Bauinventar der Alpen gehören.

Gegen O zu gewinnen auch Zerreißen immer mehr an Bedeutung und Einfluß. Die Morphologie hat uns gelehrt, daß die Höhenlage des Alpengebirges nicht mit der tektonischen Auffaltung streng zusammenhängt, sondern einem anderen darüber hinausgreifenden Rhythmus zugehört.

Wir sind endlich zu der Meinung gekommen, daß für die Auslösung der vielen großen Gleitfaltungen die Bewegtheit des Untergrundes von entscheidender Bedeutung war. Was bei ruhiger Grundlage kaum ausführbar gewesen wäre, hat der tieferschütterte, durch und durch bewegte und von Wärme durchflutete Bauuntergrund zur Möglichkeit erhoben.

Zum Schlusse möchte ich noch Folgendes zu prüfen geben:

Es ist scheinbar Gebrauch geworden, jede Kritik an dem Nappismus wenn nicht schon als eine Art von Verbrechen, so doch als den Beweis von Rückständigkeit und Beschränktheit hinzustellen.

Das heißt nichts anderes, als der Kritik jeden Wert von geistiger Mit- und Weiterarbeit abzusprechen.

Das wird kein Einsichtiger, wenn er sein eigenes Geistesleben prüfend überschaut, bestätigen wollen.

In Wirklichkeit sind auch zahlreiche Änderungen im Aus- und Umbau aller tektonischen Hypothesen vor allem durch die Kritik erzwungen worden.

Und so halte ich auch diese ebenso gut für ein Werkzeug des Fortschrittes als das Herbeitragen und Vermehren des geologischen Beobachtungsmaterials.

Wien, März 1928.

Dieser Aufsatz war schon gedruckt, als mir ein Bericht über einen Vortrag von G. Kirsch in die Hände kam, den derselbe am 9. Februar dieses Jahres in Wien in der Fachgruppe der Berg- und Hütten-Ingenieure über das „Radium in der Wärmewirtschaft der Erde“ gehalten hat.

Dieser Vortrag beschäftigt sich in einer sehr interessanten Weise mit den Wärmeverhältnissen der Erde und auch mit der Frage der Kontraktion und ihrer Folgewirkungen.

Kirsch geht von folgender Überlegung aus. Die Vorstellung, daß unsere Erde ein sich stetig abkühlender Körper sei, ist in dieser einfachen Fassung nicht mehr zu halten. Hätte sich die Erde seit ihrer Erstarrung einfach abgekühlt, so könnten seit jener Zeit bis heute nur etwa 20 Millionen Jahre vergangen sein.

Dieser Zeitraum muß aber nach den geologischen Ereignissen unbedingt ein vielfach längerer gewesen sein.

Auch würde die Zusammenziehung der Erde in diesem kurzen Zeitraum nur einen Betrag an Oberflächenverkleinerung ergeben, der keine Erklärung der beobachteten Gebirgsbildungen zuließe.

Schließlich müßte auch die Gebirgsbildung räumlich und zeitlich viel gleichmäßiger auf der Erde verteilt sein.

Die Altersbestimmungen für die geologische Geschichte der Erde, gemessen an radioaktiven Mineralien aus dem Verhältnis der Zerfallsprodukte (Blei und Helium) zu den Muttersubstanzen (Thor und Uran), ergeben annähernd übereinstimmend einen Wert von ca. 1600 Millionen Jahren.

Unter der Voraussetzung dieser Altersangabe und einer geothermischen Tiefenstufe = 1°C auf je 32 m läßt sich die Mächtigkeit der radioaktiven Oberflächenschichte der Erdkugel zu etwa $13\text{--}16\text{ km}$ errechnen.

Wenn man auch noch die schwache Radioaktivität des weitverbreiteten Kaliums in Betracht zieht, so müßte man die Dicke der Kalium-Thorium und Uran führenden Gesteine auf weniger als 10 km reduzieren, wenn man die Folgerung vermeiden wollte, daß die Erde gegenwärtig an Wärmegehalt zunimmt. Die Vorstellung der sich stetig abkühlenden Erdkugel wird dadurch gänzlich unhaltbar. Die für die Gebirgsbildungen erforderlichen Kompressionsbeträge sind jedoch auch bei einer Abkühlungsdauer von ca. 1600 Millionen Jahren nicht zu erhalten. Die Erkenntnis dieser mächtigen neuen, eigenen Wärmequellen des Erdkörpers eröffnet auch neue Ausblicke auf die Großtektonik unserer Erdkruste.

Zunächst wird durch diese Eigenwärmung auf alle Fälle der Prozeß der Abkühlung der Erdkugel außerordentlich verzögert. Es ist aber auch möglich, daß sogar eine Umkehrung stattfindet und die Temperatur der Erdkruste ansteigt.

Die starke Verzögerung der Erdabkühlung setzt natürlich auch die Kontraktionswirkung außerordentlich herab. Eine Umkehrung des Temperaturgefälles würde sogar eine Ausdehnung der äußeren Erdhülle bewirken. Eine Ausdehnung der Erdhülle über einem gleichbleibenden Kern könnte zu einer Runzelung der ersteren führen, doch kaum zu einer lokal stark betonten Gebirgsbildung. Wenn man jedoch in der Erdkruste nicht eine gleichmäßige, sondern eine ungleichmäßige Verteilung der radioaktiven Bestandteile annimmt, so ist die Möglichkeit zu Konvektionsströmungen im „Magmaozean“ gegeben.

Damit stehen auch für die tektonischen Umformungen der Erdkruste wesentlich stärkere Motoren zur Verfügung.

Die Versuche von J. Joly und H. Holmes, die Tektonik der Erdkruste auf radioaktive Vorgänge zurückzuführen, gehen von der Annahme einer isostatischen Verteilung von Kontinentblöcken und Meeresbecken aus. J. Joly stellt sich vor, daß etwa die großen Deckenbasaltergüsse den Durchschnitt des subkontinentalen Materials vorstellen. Diese basaltischen Massen weisen nur etwa ein Drittel der Radioaktivität der granitischen Massen auf. A. Holmes nimmt unter einer basaltischen

noch eine tiefere peridotitische Magmaschicht mit etwa siebenmal geringerer Radioaktivität an. In den Kontinentaltafeln staut sich die Wärme an, bis es zum Aufschmelzen kommt. Auch unter den Meeresböden tritt endlich Schmelzen ein.

Nun können zwischen den ungleich schweren Massen Konvektionsströmungen wirksam werden.

Die Ozeanböden kühlen sich rascher ab und so kann sich das Magma wieder verfestigen. Ist ein solcher Zyklus abgelaufen, so beginnt das Spiel von neuem. Das Schmelzen und Erstarren von mächtigen Zonen des Erdinneren bedeutet jedesmal Expansion und Kontraktion an der Erdoberfläche.

Die mit dem Schmelzen verbundene Dichteänderung bewirkt weiter eine verschiedene Schwimmelage der Kontinente.

Während des Schmelzens sollen die Kontinente sinken und bei der Verfestigung wieder ansteigen.

Nach A. Holmes würde die Erdgeschichte etwa 40 kleine Basaltzyklen und sechs große umfassen, von denen die Hälfte auf das Präkambrium entfällt und die letzten drei den Anlaß zur kaledonischen, variszischen und alpinen Gebirgsbildung geben. Gegenwärtig soll das Erdinnere im wesentlichen fest sein und dementsprechend die Kontinente hochliegen. Ich habe nicht die Absicht, hier in eine nähere Besprechung dieser geologischen Hypothesen einzutreten. Ich möchte nur festhalten, daß die in meiner Untersuchung abgeleiteten Grundlinien des Aufbaues der Alpen mit den Ergebnissen der Radiumforschung unschwer vereinbar sind.

Seit 1906 habe ich vom Bewegungsbild der Faltengebirge ausgehend die Unmöglichkeit hervorgehoben, die irdischen Faltungen einfach als Kontraktionswirkungen des sich stetig abkühlenden Erdkörpers zu erklären. Ich habe weiter die tektonischen Großformen der Erdoberfläche als Abbildungen von Bewegungsvorgängen des tieferen Erdinneren aufgefaßt.

Dies ist nur möglich, wenn die Erde auch in ihren tieferen Zonen noch erhebliche Unregelmäßigkeiten aufweist. Die Radiumforschung scheint mir berufen zu sein, hier schärfere Einblicke zu eröffnen und neue Möglichkeiten für die Tiefentektonik zu erschließen.

Ihr Erklärungsinventar ist ein viel reicheres als das der alten Kontraktionshypothese. Sie hat nicht nur eine, sondern viele Abkühlungsreihen zur Verfügung, die durch Erwärmungsreihen getrennt werden. Schmelzen und Erstarren kann in vielfachem Wechsel vor sich gehen.

Damit aber sind umfangreiche Massenströmungen im schmelzflüssigen Untergrund gegeben, deren Wirkungen die äußere Erdhülle widerspiegelt und in ihrer starren Formensprache wenigstens eine Zeitlang aufzubewahren vermag.

Wien, April 1928.

Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach.

Von Hans Wehrli (Köln am Rhein).

(Mit 43 Zeichnungen, 2 Tafeln und 2 Tabellen.)

Vorwort.

Die Anregung zu folgender Arbeit erhielt ich im Frühling 1924 von Oberbergrat Dr. Ampferer in Wien, der mir empfahl, die jungen Bewegungen des hier behandelten Gebietes zusammenhängend zu verfolgen. Bald stellte sich die Notwendigkeit heraus, in erster Linie die Gliederung der Diluvialablagerungen und somit auch des Diluviums klarzustellen, die Frage der Interglazialablagerungen zu klären und ferner die gewaltig angeschwollene und verzweigte Literatur in einer Arbeit zusammenzufassen. Es wurde somit im weiteren Verlauf der Arbeit vor allem die Gliederung ins Auge gefaßt, ohne aber die tektonischen Probleme zu vernachlässigen.

Das Arbeitsgebiet wurde im Sommer 1925 und 1926 in zusammen sechs Monaten abgegangen, wobei vor allem im Gebiet der Salzach die Diluvialablagerungen neu aufgenommen wurden.

Um Wortstreite zu vermeiden, möchte ich schon im Vorwort die hier dem Interglazial zugrunde gelegte Definition anführen: Als Interglazial bezeichne ich die zwischen zwei Großvergletscherungen gelegene Zeit, während der sich die Gletscher ungefähr dem heutigen Stand entsprechend zurückgezogen haben, während Zeiten mit geringerem Gletscherrückzug als interstadial bezeichnet werden sollen.

Es läßt sich somit die Frage, ob Interglazial oder Interstadial in den meisten Fällen nur in der Nähe des heutigen Gletschergebietes einwandfrei lösen.

Für die Unterstützung bei meiner Arbeit möchte ich vor allem Herrn Oberbergrat Dr. Ampferer und meinem Lehrer Herrn Geheimrat Prof. Dr. Kossmat in Leipzig bestens danken, sowie auch den Herren Prof. J. Sölch, Innsbruck, Prof. Lehmann und Privatdozent Dr. A. Winkler in Wien, sowie auch Herrn Privatdozent Dr. C. W. Kockel, Leipzig.

Köln, im Herbst 1927.

Der Verfasser.

I. Einleitung.

25 Jahre sind seit dem Erscheinen des ersten Bandes der „Alpen im Eiszeitalter“ verflossen. In diesem gewaltigen Werke wurden zum erstenmal von Albert Penck die diluvialen Ablagerungen der nördlichen Ostalpen zusammenfassend beschrieben, eine brauchbare Stratigraphie geschaffen und der Weg zu weiteren Diluvialarbeiten geebnet.

Es schien zuerst, als ob nun die Glazialstratigraphie in ihren Hauptzügen festgestellt sei. Die Penck-Brücknersche Vierteilung des Diluviums in Günz, Mindel, Riß und Würm fand allgemeine Verbreitung und ist heute noch die herrschende Gliederung.

Durch die neueren Untersuchungen, besonders von Ampferer, ergab sich mit der Zeit die Notwendigkeit einer Umgruppierung der diluvialen Sedimente vorerst innerhalb der Penck-Brücknerschen Einteilung.

Da die Erforschung und Deutung der Diluvialablagerungen immer wieder vom Inntal ausging, soll hier an Hand dieser Talablagerungen kurz der Wandel der Ansichten über die Entstehung der Diluvialsedimente dargestellt werden.

Wir finden im Inntal zwischen Moränen gelagert eine mächtige Folge fluviatiler Sedimente, die in der Hauptsache die Inntalterrassen aufbauen und daher Terrassensedimente genannt werden.

Penck [61] erklärte zuerst ihre Entstehung folgendermaßen: Beim Herannahen der letzten Vergletscherung erreichte der Zillertalglatscher das Inntal, als dieses noch über Imst hinaus eisfrei war. Die Zunge des Zillertalglatschers schob sich nun riegelartig quer über das Inntal und staute den Inn auf. Es bildete sich im eisfreien Inntal oberhalb des Zillertales ein gewaltiger Stausee. In diesen wurden nun die fluviatilen Sedimente, u. zw. in der Hauptsache als Fluvioglazial, d. h. beim Herannahen des Innglatschers, abgelagert. Der endgültige Vorstoß des Würmglatschers brachte den See zum Verschwinden, das Eis des Inntales vereinigte sich mit dem des Zillertales, und eine einheitliche Grundmoränendecke breitete sich über die Sedimente des Innstausees.

Die Ablagerung der Terrassensedimente versetzte demnach Penck anfänglich in die der Kulmination der Würmvergletscherung vorausgehende Zeit, also an das Ende des Riß-Würm-Interglazials. In den „Alpen im Eiszeitalter“ erfuhr diese Zeitbestimmung von Penck eine Berichtigung. Eine Endmoränenlandschaft, die im unteren Inntal auf den Terrassen von Angerberg und Häring liegen soll, bewog ihn, die Bildung der Terrassensedimente (ausgenommen die Höttinger Breccie, die nach wie vor dem Interglazial zugeteilt wird) in die Zeit einer großen Oszillation der ausklingenden Würmvergletscherung, der „Achenschwankung“, zu verlegen.

Diese Theorie blieb längere Zeit die herrschende und wurde von Blaas und anfänglich auch von Ampferer [2] angenommen.

Neuere, eingehendere Untersuchungen Ampferers ergaben jedoch ein Beobachtungsmaterial, gegenüber dem sich die Penck'sche Theorie nicht mehr aufrechterhalten ließ [7]. Ampferer gelang in den Jahren 1907 und 1908 der Nachweis, daß die Inntalterrassenschotter nicht auf

das Talgebiet oberhalb der Zillermündung beschränkt sind, sondern unterhalb derselben weiterziehen.

Die Endmoränenlandschaften der Angerberg- und Häringer Terrasse erwiesen sich als tief erodierte Inntalterrassen. Ein Bühlstadium im Inntal im Sinne Pencks zeigt sich nicht an.

Überdies wurden im Oberinntal weit oberhalb Imst bis zum Reschenscheideck hinauf von Ampferer und Hammer [17, 44] Reste von Terrassensedimenten gefunden, die ohne Zweifel zeitlich und genetisch mit der großen Inntalschotterterrasse in Verbindung zu bringen sind. Damit wurde die Stauungshypothese Pencks widerlegt und an ihre Stelle setzte Ampferer die Senkungshypothese [10, 11]. Er verwirft zunächst die Möglichkeit der Bildung der Terrassensedimente durch Steigerung der Schuttbildung infolge klimatischer Veränderungen oder durch das Vorrücken eines Gletschers, u. zw. aus folgenden Gründen: Es scheiden sich die Terrassensedimente sowohl zeitlich wie genetisch scharf von den unzweifelhaft als Produkte erhöhter Schuttförderung erkannten Bildungen der Gehängebreccien, sowie der Bildungen der Rückzugsstadien. Gegen die klimatische Bedingtheit spricht weiter die Unabhängigkeit der Terrassensedimente von den Berghängen und Seitentälern. Wäre die mächtige Zuschotterung durch Steigerung der Schuttbildung im Abtragungsgebiet hervorgegangen, so hätte dieselbe vor allem auch von den Gehängen und Seitentälern her erfolgen müssen. Wir sehen aber besonders im Inntal, daß die Zuschotterung in der Hauptsache vom Haupttal her in die Seitentäler hinein erfolgte. Vielfach beobachtet man eine gegen das Gebänge hin einfallende Schichtung der Terrassensedimente. Die Auffassung schließlich, man hätte es in diesen Schottern mit einer umgeschwemmten Grundmoräne zu tun, wird vor allem durch die große Mächtigkeit der Ablagerung widerlegt.

Ampferer kommt hiedurch zur Überzeugung, daß nur eine Verminderung des Gefälles den Inn zu so gewaltiger Aufschüttung veranlaßt haben kann. Als Ursache der Gefällsverminderung nimmt er eine tektonische Einsenkung des Inntalgebietes an. Die Senkung stellt keine dauernde, sondern eine vorübergehende Deformation der Erdhaut dar, wie aus den heute wieder emporgehobenen und zerschnittenen Schotterterrassen ersichtbar ist.

Da die Terrassensedimente normalerweise von Moränen unter- und überlagert werden und zu ihrer Bildungszeit das Eis bis fast in heutige Höhen zurückgegangen war, stellt Ampferer die Terrassensedimente ins Interglazial. Da in ihrem Hangenden immer nur die Ablagerungen einer Großvergletscherung nachweisbar sind, gehören sie ins letzte, Rib-Würm-Interglazial.

In seinen neueren Arbeiten gelangte auch Penck dazu, die Bildung der Terrassensedimente wieder ins letzte Interglazial zu verlegen. Nachdem er 1920 [63] das interglaziale Alter der Isarterrassen in den Alpen nachgewiesen hatte, nahm er in der Monographie der Höttinger Breccie [62] auch für die Terrassensedimente des Inntales die Altersstellung Ampferers an.

Die interglaziale Zuschotterung läßt sich heute in allen Haupttälern unseres Arbeitsgebiets nachweisen, so im Rhein-, Ill-, Iller-, Lech-, Inn-, Groß Ach-, Saalach- und Salzachtal.

Auch außerhalb des zu untersuchenden Gebiets wurden in neuerer Zeit verschiedene Schotterablagerungen dem Interglazial zugewiesen, so von Penck im Glattal (Schweiz), von Ampferer im Enns- und Drautal, von Winkler im Isonzotal und von Klebelsberg in Südtirol.

Nach Penck [63, 64] lassen sich im Inn- und Isartal Spuren eines einheitlichen größeren Sees nachweisen. Die Spiegel derselben sollen spätere Deformierung zeigen. Es soll das Gebiet des Isarsees im S, also in der Gegend von Mittenwald, stärker emporgehoben worden sein als im N. In Inntal sei das Gebiet um Innsbruck am stärksten emporgehoben worden, während die Hebung sowohl nach W wie auch nach O abnimmt.

Nach diesen Untersuchungen hätten wir in den Ostalpen noch mit quartären Bewegungen der Erdkruste zu rechnen; nicht nur mit einem einheitlichen Einsinken und Wiederaufsteigen des gesamten Alpenkörpers, wie zuerst Ampferer annahm, sondern auch mit lokal begrenzten Deformierungen.

Eine Stütze obiger Ansichten bietet die Bohrung bei Rum unterhalb von Innsbruck, die eine ganz unerwartete Mächtigkeit (zirka 200 m) der unter dem Talboden liegenden lockeren Schuttmassen ergeben hat. Sie gab Ampferer Anlaß, seine Ansichten in kurzer Zusammenfassung [18] neuerdings zu entwickeln. Nach ihm haben wir in den Ostalpen im Quartär mit Verbiegungen zu rechnen. Er charakterisiert den Unterschied zwischen Faltung und Verbiegung folgendermaßen: „Ein- und Aufbiegungen dürfen nicht mit den Mulden und Sätteln einer Faltung verwechselt werden, wiewohl manchmal eine äußerliche Ähnlichkeit besteht. Bei der fortschreitenden Faltung rücken die Knotenpunkte derselben immer näher aneinander, bei der fortschreitenden Verbiegung bleiben sie annähernd in derselben Entfernung voneinander. . . . Die Verschiebung der Massenteilchen erfolgt bei Verbiegungen in vorherrschend vertikaler Richtung.“ [18, S. 78.] Wir hätten es somit mit epirogenetischen Bewegungen zu tun.

Während nach Ampferer die lokalen vertikalen Bewegungen mehr in gleichbleibender Richtung, zuweilen entgegengesetzt zur allgemeinen Bewegung des Alpenkörpers erfolgen und tektonisch bedingt sind, sind sie nach Penck eher mit stehenden Wellen (Schwingungen) zu vergleichen, hervorgerufen durch isostatische Vorgänge infolge Anwachsens und Schwindens des Eises. Eine zusammenfassende Darstellung der jungen alpinen Krustenbewegungen gab Penck im Jahre 1922 [66].

In neuester Zeit erschlossen die Arbeiten von Penck [68] und Ampferer [27] außerdem eine weitere Gruppe von quartären Bewegungen. Beide Forscher kamen unabhängig voneinander und in ganz verschiedenen Gebieten (Wetterstein und Karwendel, Haller Mauern und Ennstaleralpen) zu der Ansicht, daß bis in jüngste Zeit noch Hebungen und Senkungen einzelner mehr oder weniger großer Gebirgsteile schollenartig stattgefunden habe. Nach Penck ist die Art dieser Bewegungen im engeren Sinne orogenetisch: „Sie schaffen Berge“ [68, S. 370].

Kautzky [48] beobachtete im östlich von unserem Gebiet gelegenen Teil der Ostalpen Schwereanomalien, die das Vorhandensein jüngerer Krustenbewegungen wahrscheinlich machen.

Durfte man zu Beginn der Glazialuntersuchungen durch Penck und Brückner die Alpen als einheitliche unbewegte Scholle auffassen, so erscheinen sie uns heute als ein in starker, von Ort zu Ort wechselnder Bewegung begriffener Teil der Erdkruste.

Durch den Nachweis, daß es in den Alpentälern rein tektonisch bedingte diluviale Schotterfluren gibt, die in einem Interglazial gebildet wurden, wird der Eiszeitstratigraphie Pencks und Brückners eine wichtige Stütze entzogen. Dieselbe beruht bekanntlich auf folgenden Überlegungen: Endmoränen und Schotterdecke entstehen gleichzeitig aus dem vom Eis herbeigeschleppten Schuttmaterial. Jeder Eiszeit entspricht eine Endmoränenzone, jeder Endmoränenzone eine dazugehörige Schotterdecke. Die Schotterfluren wären demnach an Eiszeiten gebunden, also klimatisch bedingt. Auf Grund der vier Schotterdecken im Alpenvorland wurde die Vierteilung des Diluviums in Günz, Mindel, Riß und Würm durchgeführt.

Es mag aber hier daran erinnert werden, daß Mühlberg fünf, andere Forscher, so z. B. Schardt nur drei Schotterdecken im Alpenvorlande annehmen, wodurch sich eine Fünf- oder Dreiteilung des Diluviums ergäbe. Ferner, daß sich nur Wallmoränen von zwei Vergletscherungen vorfinden, die Alt- und Jungmoränen der Riß- und Würmvergletscherung.

Schon im Jahre 1905 [69] gab Penck indirekt die Beweiskraft der Zahl der Schotterdecken für die der Eiszeiten auf. Er zeichnete gleichzeitig interglaziale Aufschüttungen vor und hinter den Moränen und schrieb: „Wir müssen uns daher hüten, wie wir es früher selbst getan haben, die Schotterterrassen im allgemeinen als Zeugen einer Eiszeit zu betrachten“ [S. 640].

Im Jahre 1908 kam auf Grund theoretischer Überlegungen (Ableitung und Erfahrung über die Ursachen der Talaufschotterung) Hilber dazu, den Zusammenhang zwischen Moränenwällen und Schotterdecken in Frage zu stellen [46]. Er kam zu der Annahme eines präinter- und postglazialen Alters der Flußaufschotterungen.

1912 gelangte Ampferer [12] auf Grund von Feldbeobachtungen und Nachprüfungen zur Überzeugung, daß die Verbindung zwischen Endmoränen und Schotterdecken nicht in der von Penck und Brückner angegebenen Weise besteht und daß deshalb alle darauf gebauten Folgerungen einer Revision unterzogen werden müssen. Er ging von folgenden Überlegungen aus: „Die Endmoränenzone bildet zwischen Gletscherende und Vorland einen erhabenen Ring, welcher den Abzug der Schmelzwässer hindert. Die Schmelzwässer müssen daher stellenweise diesen Damm durchbrechen. Nur an solchen Stellen kann der Gletscherschutt durch die Schmelzwässer unmittelbar ins Vorland getragen werden.

Sind nun zahlreiche solche Durchbruchstellen vorhanden, so würde der Damm und damit der Charakter einer Endmoräne zerstört, d. h. es könnte gar nicht zur Ausbildung eines typischen Endmoränengürtels kommen. Sind aber wenige Durchbrüche da, so kann die davon auslaufende Schotterdeckenbildung nur einen geringen Umfang annehmen“ [12 S. 238].

Es ergibt sich daraus für Ampferer die Gesetzmäßigkeit, daß die Ausbildung von wohlgegliederten Endmoränenwällen und die Entwicklung eines einheitlichen Schotterfeldes sich gegenseitig ausschließen.

Aus den obenangeführten Überlegungen von Penck, Hilber und Ampferer wird ersichtlich, daß aus dem Vorhandensein von vier Schotterdecken nicht unmittelbar auf die Existenz von vier Eiszeiten geschlossen werden kann. Das Gleiche zeigt uns das in vielen Fällen beobachtete Durchziehen der Hochterrassen wie auch der Niederterrassen unter den angeblich zugehörigen Alt- und Jungmoränen hindurch bis ins Innere der Alpen (Hochterrassen der Schweiz, Niederterrassen des Glattals, Hoch- und Niederterrasse des Ennstals u. a. m.).

Hiermit ist eine zeitliche Gleichsetzung von Würmendmoräne und Niederterrasse und von Rissendmoräne und Hochterrasse nicht mehr möglich und somit der früher angewandten Methode der Diluvialstratigraphie eine wichtige Stütze entzogen.

Nach Ansicht des Verfassers ist es in Anbetracht des Verhältnisses zwischen den Terrassenschottern und den Endmoränenwällen nicht von allzu großem Belang, ob nun an einigen Stellen wirklich Verzahnung von Moränen und Schottern vorkommt oder nicht, denn es kaum sich dabei jeweils nur um untergeordnete kleinere Schotterdecken handeln.

Es fragt sich nun, inwieweit die Gebiete innerhalb der Alpen Aufschlüsse über die Glazialstratigraphie geben können. Normalerweise müssen wir annehmen, daß sich hier die entscheidenden Profile finden; denn hier können wir in erster Linie feststellen, ob es sich nur um eine Schwankung oder um ein Interglazial handelt. Doch auch in diesem Gebiet gehen in neuerer Zeit die Meinungen sehr auseinander.

Nach Ampferer sind bis jetzt nur zwei Großvergletscherungen, getrennt durch ein längeres Interglazial, im Gebiet der Ostalpen nachweisbar, abgesehen von einer kleineren kalkalpinen Vereisung „Schlußeiszeit“, (Gschnitzstadium Pencks) am Ende des Diluviums.

Nach Penck hingegen finden sich nördlich von Innsbruck Grundmoränen von drei verschiedenen Vereisungen [62]. Es soll nämlich zwischen der Höttingerbreccie, die von Moräne unterlagert wird, und den Terrassensedimenten, die von solchen überlagert werden, eine dritte Moräne liegen, die sogenannte „Sockelmoräne“. Wir hätten somit nach Penck hier drei Vergletscherungen, getrennt durch zwei Interglazialzeiten, als erwiesen anzunehmen.

In seiner letzten Glazialarbeit [68] kam Penck hauptsächlich aus morphologischen Gründen dazu, die Gehängehrecien der Bayrischen Kalkalpen teils dem Mindel-Riß, teils dem Riß-Würm-Interglazial zuzuordnen. Spuren einer vierten Eiszeit oder eines dritten Interglazials sind auch nach Penck in meinem Arbeitsgebiet bis jetzt nicht nachweisbar.

Zu einer noch anderen Einteilung des alpinen Diluviums kam Bayer vor allem aus prähistorischen Gründen [33, 34, 35]. Nach ihm gliedert sich das Diluvium in zwei große Eiszeiten, in die Altquartäre (Mindel) und in die Jungquartäre (Würm und Riß). Getrennt werden die beiden durch ein ausgedehntes Interglazial. Die jungquartäre Eiszeit wird durch eine Schwankung (Aurignac-Schwankung Bayers) des Gletschers, wobei sich der Innegletscher bis in die Gegend von Landeck

zurückgezogen haben soll, in zwei Teile gegliedert (Würm- und Riß-
eiszeit Pencks). Die Aurignac-Schwankung Bayers deckt sich somit
mit dem letzten Interglazial Pencks auch insofern, als in ihrer Zeit
die Bildung der Terrassensedimente angenommen wird. Die Höttinger
Breccie wird ins Interglazial gestellt. Insofern deckt sich diese Ansicht
mit derjenigen von Penck, als auch letzterer zwischen die Ablagerung
der Höttinger Breccie und die der Terrassensedimente eine Verglet-
scherung einschiebt. (Die Einteilung Bayers hat Schaffer in seinem
Lehrbuch der Geologie Bd. II übernommen.)

Überblicken wir kurz den Stand der alpinen Glazialstratigraphie.
Auf Grund der Annahme von der klimatischen Bedingtheit der Schotter-
decken erhalten wir je nachdem drei, vier oder fünf Eiszeiten; auf
Grund der Eiszeitspuren in den Alpen aber zwei oder drei.

Man kann somit mit Recht behaupten, daß wir heute noch weit
entfernt davon sind, auf Grund der Literatur eine befriedigende Dar-
stellung der jüngsten geologischen Geschichte der Alpen geben zu
können.

II. Die interglazialen Ablagerungen.

Die Ablagerungen der Interglazialzeit lassen sich in zwei, sowohl
habituell wie entstellungsgeschichtlich voneinander verschiedene Gruppen
trennen. Es sind dies die Gehängebreccien einerseits und die fluviatilen
und lakustren, die sogenannten Terrassensedimente, anderseits.

1. Die Gehängebreccien.

Die Gehängebreccien sind Überreste zerstörter, meist mächtiger
Schuttströme. Sie können von Schutthalden oder Schuttkegeln, Mur-
gängen oder Bergstürzen herrühren, doch ist die Art ihrer Entstehung
heute nicht mehr immer mit Sicherheit nachzuweisen.

Die Zusammensetzung und Beschaffenheit der Breccien ist überall
so ziemlich dieselbe, wenn man von geringen Unterschieden, wie mehr
oder weniger stärkerer Verkalkung, Größenverhältnissen der Trümmer,
Beimengung von Schlamm usw. absieht.

Die einzelnen Brocken sind meistens scharfkantig oder wenig ab-
gerundet. Sie sind häufig mit Schlagspuren versehen und weisen die-
selbe Beschaffenheit auf wie die Stücke von benachbarten lebenden
Schutthalden, welche denselben Gesteinsreihen entsprungen sind.

Im allgemeinen ist in den frischen Schutthalden weniger fein zer-
teilter Schutt und Schlamm enthalten als in den Gehängebreccien.
Diese Tatsache läßt sich nach Ampferer [6, S. 730] vielleicht damit
erklären, daß wir hier nur den Zustand der oberen Lagen, dort jedoch
vor allem den der tieferen vor uns haben. Es ist naheliegend, daß
durch die Tätigkeit des einsickernden Wassers eine Anhäufung von
Schlamm in den Hohlräumen der tieferen Lagen bewirkt wird. Die
starke Beimengung desselben erklärt sich stellenweise auch dadurch,
daß die Breccie nicht als Rest einer einfachen Schutthalde, sondern
als Rest eines ehemaligen Murganges gedeutet werden muß (z. B. die
unteren Partien der Höttinger Breccie).

Die Verteilung der einzelnen Breccienreste ist eine äußerst ungleichmäßige. Sehr wesentlichen Einfluß auf das Zustandekommen verkalkter Breccien scheint der Gesteinsuntergrund zu haben. Sie treten vor allem in Gebieten der Triaskalke auf, während in jenen der Jura- und Kreidgesteine keine alten Gehängebreccien gefunden wurden. Ebenso treten sie in Gebieten des Hauptdolomits sehr selten auf, obschon dieser die Neigung zur Erzeugung gewaltiger Schuttströme besitzt. Es scheint, daß der Triaskalk sich besonders zur Verkittung der Trümmer eignet. Im Gebiet der Zentralalpen fehlen die Breccien vollständig, obschon wir auch dort heute gewaltige Schutthalden finden.

Verbreitung und Lagerung der Breccienbildungen.

(Tabelle I und Tafel VIIIa.)

Westlich des Arlberges sind bis jetzt nur zwei alte diluviale Schuttkegel bekanntgeworden [25].¹⁾ Sie liegen im Klostertal an der Südseite der Grafenspitze und der Batzig (1, 2)²⁾ und bestehen in der Hauptsache aus Hauptdolomittrümmern. Der Grafenspitzzschuttkegel reicht von zirka 1000 *m* bis gegen 1500 *m* Höhe. Auf dem Dürrerberg liegt ein isoliertes Stück dieses Schuttkegels, durch Erosion vom Hauptkegel getrennt. Die Bildung des Schuttkegels ist heute im wesentlichen abgeschlossen und die Erosion hat ihn bereits angegriffen. Seine Oberfläche und die darüber aufragenden Felsgehänge sind mit erratischen Blöcken der letzten Eiszeit überstreut. Eine eigentliche Grundmoräne fehlt.

Dieser Schuttkegel entspricht dem östlich benachbarten an der Südseite des Batzig, welcher vom Spreubachtunnel durchstoßen wird. Ampferer fand hier zwischen dem Grundgebirge und dem Schuttkegel ein kleines Vorkommen von gekritzten Geschieben. Die Bildung dieser Schuttkegel dürfte in der Hauptsache interglazial sein.

Im Bereich der Lechtaler Alpen sind Gehängebreccien recht selten, was bei dem Vorherrschen von Schutthalden aus Hauptdolomit und Fleckenmergel, die schwer verkitten, leicht begreiflich ist.

Die einzig ausgedehntere Bildung dieser Art findet sich an der Südseite des Steinjöchls (3) zwischen 2080—2150 *m* Höhe dem steilen Wettersteinkalkgehänge angeklebt, an das sie auch gebunden ist. Es ist nur der Rest einer offenbar mächtigen Schutthalde, die einst vom Steinjöchel bis zum Hahnenennsattel hinunterreichte.

Weiter finden wir bei Lermoos am Südabhang der Upsspitze bei der Dufltalpe zwischen 1440—1480 *m* eine Gehängebreccie (4). Sie wird von Plattenkalk und Kössener Schichten gebildet und weist eine flache, aber unregelmäßige Schichtung auf. Sie wird von einer dünnen Grundmoränendecke der letzten Großvergletscherung überdeckt. Die Breccie bricht gegen S und W frei über das steile Gehänge ab. Sie kann nur bei stark verändertem Grundgebirgsrelief gebildet worden sein.

¹⁾ So nichts weiteres angegeben, wurden die Breccien zum ersten Male jeweils von Ampferer beschrieben.

²⁾ Die Nummern in runder Klammer beziehen sich auf Tabelle der Breccien und auf die Tafel VIIIa.

An der Südhalde des Tschirgants finden wir oberhalb Karrösten in zirka 1300—1600 *m* Höhe ziemlich mächtige Lagen einer fest verkalkten Gehängebreccie aus Wettersteinkalk (5). Es handelt sich hier um eine alte Schutthalde. Einschlüsse von kristallinen Gesteinen wurden nicht gefunden. Die Breccie wird von der Hangendmoräne des Inngletschers überlagert. Ein weiteres Breccienvorkommen findet sich in zirka 1000 *m* Höhe unterhalb der Weißen Wand (5). Es wird hier eine durch Kalk verkittete, vielfach aus sehr grobem Blockwerk bestehende Bergsturzmasse von Moräne sowohl unter- als auch überlagert. Die Breccie ruht mit verhältnismäßig glatter, leicht gewölbter Fläche auf der Liegendmoräne. Dieselbe ist ungewein fest, von bläulichgrauer Farbe, voll gekritzter Geschiebe und reich an Kristallin, während die die Breccie überlagernde Moräne eine typisch gelblich weiße Inntaler Hangendmoräne ist. Die alte Bergsturzmasse muß früher eine weitere Verbreitung besessen haben, denn wir finden in dem großen postglazialen Bergsturz der Weißen Wand zahlreiche große Blöcke derselben eingestreut.

Zahlreich sind die Breccienreste an der Südseite des Mieminger Gebirges. Sie nehmen hier stellenweise beträchtliche Ausdehnung und Mächtigkeit an.

Das westlichste Breccienvorkommnis findet sich nördlich und nordöstlich der Marienberger Alpe (6) zwischen 1750—1900 *m* Höhe. Es sind kleine, aus Muschelkalk und Wettersteinkalk bestehende Breccienreste. Der schon von Penck beschriebene Breccienfels an der Südseite des Marienberger Joches ist gerundet und weist Gletscherschliffe und Schrammen auf. Er ist also nach seiner Bildung vom Eise überfahren worden. Ein weiterer, aus Wettersteinkalk bestehender Breccienrest lagert am Südhang der Handschuhspitze zwischen 1800 *m* und 1900 *m* Höhe.

Auf der Südseite des Hochplattig lagern zu beiden Seiten der gewaltigen Judenhachschlucht auf dem Henneberg und den Judenköpfen Kappen von Gehängebreccien (7). Sie bestehen aus ziemlich kleinen Trümmern von Wettersteinkalk. In der Breccie auf den Judenköpfen fanden sich als Seltenheit kristalline Geschiebe. Es muß also ihrer Entstehung eine Großvergletscherung vorangegangen sein. Die Breccien bilden dicke, nach drei Seiten frei ausstreichende Bänke und lagern auf isolierten Felskämmen in 1972 *m* und 2194 *m* (Fig. 1).

Zwischen den beiden Breccienvorkommen liegt heute der mehrere hundert Meter tiefe Abgrund der Judenhachschlucht. Eine Schuttanbäufung auf den Kämmen wäre heute ohne ganz gewaltige Zuschüttung der Judenhachschlucht nicht mehr möglich. Es muß zur Zeit der Breccienbildung ein wesentlich anderes Relief bestanden haben.

An der Südflanke des Karkopfs finden wir in zirka 1300—1900 *m* ein ausgedehntes Breccienvorkommnis (8). Es besteht zum größten Teil aus Schuttwerk von Wettersteinkalk, der uns stellenweise als grohes Blockwerk entgegentritt. In den tieferen Lagen der Breccie sind nicht selten kleine zentralalpine Geschiebe eingeschlossen.

Das Wettersteigebirge beherbergt an seinem Südabhang mehrere, aber durchbaus kleine Breccienreste (9), oberhalb Holzerwiese in 1916 *m*, südlich vom Zugspitzgatterl zwischen 1800—2000 *m*, östlich der Feldern-

alpe in 1500—1600 *m*, am Südhang des Ofelekopfes in 1500 *m* bis über 1600 *m* und zu beiden Seiten am Ausgang des Berglentes in zirka 1100 *m* Höhe. Sie bestehen alle aus Wettersteinkalkschutt, nur in den Breccien am Berglenbach findet sich auch Muschelkalk.

Im Klausgraben (10) (Becken von Leutasch) lagert zwischen 1280 bis 1340 *m* eine sehr große Breccienmasse, die eine Vertiefung im Dolomit ausfüllt und von Moräne bedeckt wird. Die unterste Partie ist sehr grobblockig und enthält große gerundete Gerölle, die stellenweise in gelbem Lehm eingebettet sind. Nach Penck [68, S. 330] fand sich ein kristallines Gerölle in der Breccie, sowie solche von einer rötlichen Breccie, die anstehend nicht bekannt ist.

Ein eigenartiges Breccienvorkommen findet sich im Törl (11) auf dem Kamm des Wettersteingebirges. Diese Bildung, die eingehend von

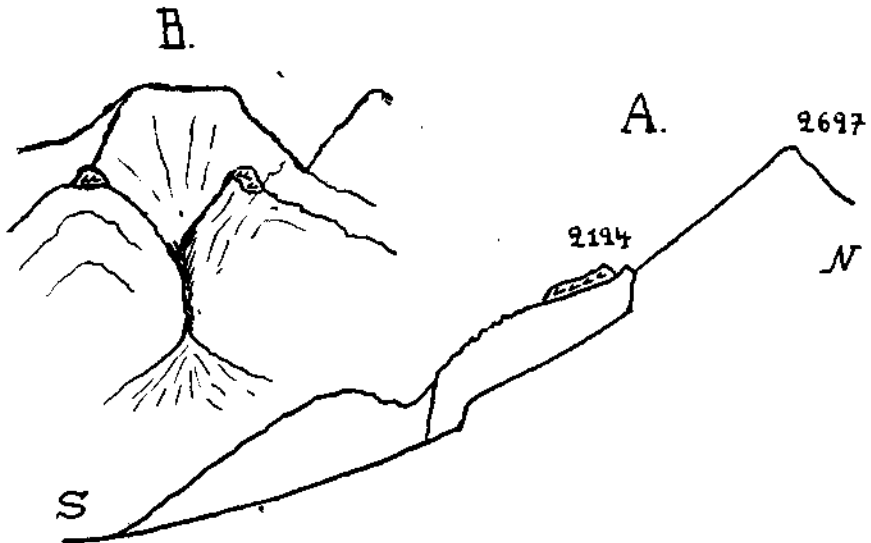


Fig. 1. A = Profil durch die Judenkopfbreccie (nach Ampferer); B = Ansicht der Judenbachschlucht gegen Hochplattig.

Penck [68] beschrieben wurde, erfüllt bei der Meilerhütte (2376 *m*) eine alte Schlucht, die den First des Gebirges in west-östlicher Richtung durchschneidet. Sie läßt sich über 200 *m* weit verfolgen. An die glattgewaschenen Wandungen der Schlucht stoßen unten horizontale Bänke einer gut verkitteten Nagelfluh, die sich bis 2270 *m* Höhe hinab verfolgen lassen. Die Gerölle weisen leichte Eindrücke auf, die an die tertiäre Nagelfluh des Alpenrandes erinnern. Über der Nagelfluh und mit ihr sich verzahnend, lagert südfallende grobe Breccie mit stellenweise sehr großen Blöcken. Das Material von Breccie und Nagelfluh besteht aus Wettersteinkalk und Raibler Sandstein. Zentralalpine Gesteine sind nicht gefunden worden. Die Raibler Schichten stehen heute nur nordwestlich des Törls in 2340 *m* Höhe an. Sie liegen demnach tiefer als die Nagelfluh. Die Wasserbewegung muß von W nach O erfolgt sein. Die heutigen Reliefverhältnisse stehen damit nicht mehr in Einklang.

Es fehlt die Bergpartie, welche das Bachbett begrenzte und die Trümmer für die Breccie lieferte. Es muß zur Zeit der Breccien- und Konglomeratbildung im Bereich der heutigen Frauenalpe das Gebirge über die heutige Kainnhöhe emporgeragt haben, mit anderen Worten die damalige Wasserscheide weiter nordwestlich und höher als die heutige gelegen sein.

Im Bereich des Wettersteingebirges finden sich auch auf der Nordseite der Kämme gelegene Breccienreste. Der eine liegt nordwestlich der oben beschriebenen Törlbreccie am Schachen (12) (Reis, Penck). Hier lagert auf einem schmalen Riedel, dem Teufelsgsaß (1942 m), der sich zwischen der breiten Felsnische der Schachenalpe und dem zirka 900 m tieferen Reintal erstreckt, gut verfestigter Gehängeschutt. Er läßt sich mit Unterbrechungen bis zum Königshause (1866 m) hinab verfolgen, wo er eine alte, zirka 30 m tiefe Rinne ausfüllt. Nach unten wird die Breccie durch 600 m tief abfallende Felswände begrenzt. Es findet sich in ihr lediglich Material des Hintergehanges. Zur Altersstellung der Schachenbreccie schreibt Penck [68, S. 337]:

„Ihre Lage zwischen dem Rande des Reintaltroges und der Nische der Schachenalpe, die gleichfalls einen eigenen Gletscher geborgen hat, macht zweifellos, daß sie vor der letzten Vergletscherung nicht bloß abgelagert, sondern auch tief zerschnitten war.“

Es lassen sich weder für die Schachenbreccie noch für diejenige im Törl Spuren einer vorangegangenen Großvergletscherung in Gestalt eingeschlossener kristalliner oder gekritzter Geschiebe nachweisen.

Wenn auch die stratigraphischen Befunde keine Trennung in der Entstehungszeit der Törl- und Schachenbreccie notwendig machen, so muß eine solche doch aus morphologischen Gründen durchgeführt werden. Die Trennung wurde von Penck [68] auf Grund folgender Überlegungen durchgeführt: Zur Zeit der Entstehung der Törlbreccie muß, wie schon oben dargelegt wurde, westlich des Wettersteinkammes eine höhere Felspartie emporgeragt haben, welche das Gebiet des Törlbaches begrenzte und die Trümmer für die Breccie lieferte. Derartige Höhen müssen das heutige Gebiet der Frauenalpe in Anspruch nehmen, also den Raum, auf welchem die nur 1400 m von Törl entfernte Schachenbreccie liegt. Letztere muß daher jünger als die Nagelfluh und Breccie am Törl sein.

Das ausgedehnteste und mächtigste Breccienvorkommen im Bereich des Wettersteingebirges liegt am Nordabfall der Alpspitze am Längenfeld und Kreuzeck (13) (Gümbel, Reis, Penck). Auf der Wasserscheide zwischen dem Hammers- und dem Bodenlahnenbach erstrecken sich Reste einer mächtigen Gehängebreccie, die sich zwischen Kreuzeck und Hochalpe ausdehnen. Das Grundrelief, dem diese auflagern, bildete einst einen ähnlichen Talkessel, wie ihn heute die Bodenlahne am Fuße der Breccienwände ausgeschnitten hat. Die Breccie läßt sich nach Reis und Pfaff von zirka 1500 m bis gegen 1850 m Höhe hinauf verfolgen. Sie erreicht stellenweise bis gegen 70 m Mächtigkeit. In ihren untersten Partien wird sie vielfach aus feinem, gutgerundetem Schuttmaterial aufgebaut. Das Vorkommen echter Gerölle in ihr veranlaßte Gümbel dieser Breccie den Namen Hochgehirgskonglomerat zu geben. Die feinstückigen Stellen weisen deutliche Schichtung auf. Sie ist gewöhnlich

geneigt, bei häufigem Wechsel des Fallwinkels. Nach oben entwickelt sich eine sehr großblockige, nur undeutlich geschichtete Breccie. In beiden Partien finden sich nicht selten gekritzte Geschiebe. Der die Breccie aufbauende Schutt ist fast ausschließlich kalkalpinen Ursprungs, u. zw. herrscht vor allem Wettersteinkalk vor. Selten nur finden sich zentralalpine Geschiebe, meist Gneis. Gelegentlich sind auch Blöcke eines feinstückigen Kalkkonglomerats eingestreut.

Die an zwei Stellen mit Sicherheit nachgewiesene Unterlagerung der Breccie durch Moräne macht das Vorkommen von gekritzten Geschieben und erratischen Materials in ihr verständlich. Eine unmittelbare Überlagerung durch Moräne ist nicht feststellbar, doch gehört die Breccie ins Liegende der südlich des Längenfeldes sich findenden Endmoränen der Hochalpe, welche in einer in die Breccie eingeschnittenen Vertiefung liegen. Die Längenfeld-Kreuzeckbreccie lagert also zwischen Moränen.

Die Breccie bricht in jähren Wänden gegen den 400 m tiefer liegenden Sammelkessel der Bodenlahne ab. Ähnliche Abstürze finden sich westwärts gegen die Hupfleite. Wir schließen daraus, daß die Breccie früher weiter gegen W, sowie weiter gegen das Bodental hinabgezogen ist. Dagegen machen die Höhen des Kreuzecks und Kreuzjochs wahrscheinlich, daß sie sich nicht bis in die Talweitung von Garmisch-Partenkirchen erstreckte.

Das nicht selten darin enthaltene gut gerollte Material deutet darauf hin, daß wir nicht nur den Rest einer Schutthalde vor uns haben, für welche auch heute das Hintergehänge fehlt. Es handelt sich sicherlich zum größten Teil um Wildbachschutt. Diese Bäche müssen nach der Ansicht von Penck [68] von W her geflossen sein. Ihr Quellgebiet lag im Bereich des heutigen Höllentals, das westlich von Längenfeld zirka 800 m tief eingeschnitten ist. Es müssen auch hier ähnlich wie am Törl seit Ablagerung der Breccie große Veränderungen in der Gestalt des Gebirges eingetreten sein. Penck [68 S. 339] geht in seinen Folgerungen noch weiter. Er verlängert die Längenfeldhochfläche, die nach ihm einen Anstieg von 260% aufweist, weiter gegen W und kommt so zu der Ansicht, daß sie über den Gipfel des Waxensteins und weiterhin über den der Zugspitze hinwegstreicht. Daraus folgert er, daß seit Ablagerung der Breccie nicht nur Veränderungen infolge Einschneidens der Täler, sondern auch in bezug auf die gegenseitige Höhenlage einzelner Gebirgsteile stattgefunden haben.

Legt man aber eine Fläche durch den Gipfel der Zugspitze und die oberste Kante der Längenfeldhochfläche, so weist dieselbe einen um zirka 4° (68%) kleineren Fallwinkel gegenüber derjenigen von Penck auf, diejenige Fläche, welche den Gipfel des Waxensteins berührt, einen um 5° (85%) kleineren (Fig. 2 A). Den Fallwinkel einer Fläche wie diejenige von Längenfeld auf 4—5° genau zu bestimmen, ist aber mit dem besten Willen nicht möglich.

Daß sich das Relief des Grundgebirges seit Ablagerung der Breccie nicht unbedeutend geändert haben muß, u. zw. infolge Eintiefung der Täler, ist jedoch sicher. Eine schollenartig stattgefundene relative Hebung des Gebiets der Längenfeldbreccie gegenüber demjenigen des Waxensteins-Zugspitze ist durch die Überlegungen Pencks nicht

bewiesen. Es fehlen für die Annahme dieser Schollenbewegung die sie begründenden genauen morphologisch-geologischen Aufnahmen dieses Gebiets.

Die Annahme Pencks, daß das Sammelbecken für die Wildbäche über dem heutigen Höllental gelegen hatte, verlangt eine Tiefenerosion von mindestens 1000 m seit Entstehung der Breccie im Gebiet des Höllentals; das ganze Tal wäre also erst nach der Breccie gebildet worden. Eine so gewaltige Formveränderung seit Ablagerung der diluvialen Breccien konnte in keinem anderen Gebiet festgestellt werden. Dieser Reliefumgestaltung gegenüber muß diejenige im Gebiet der

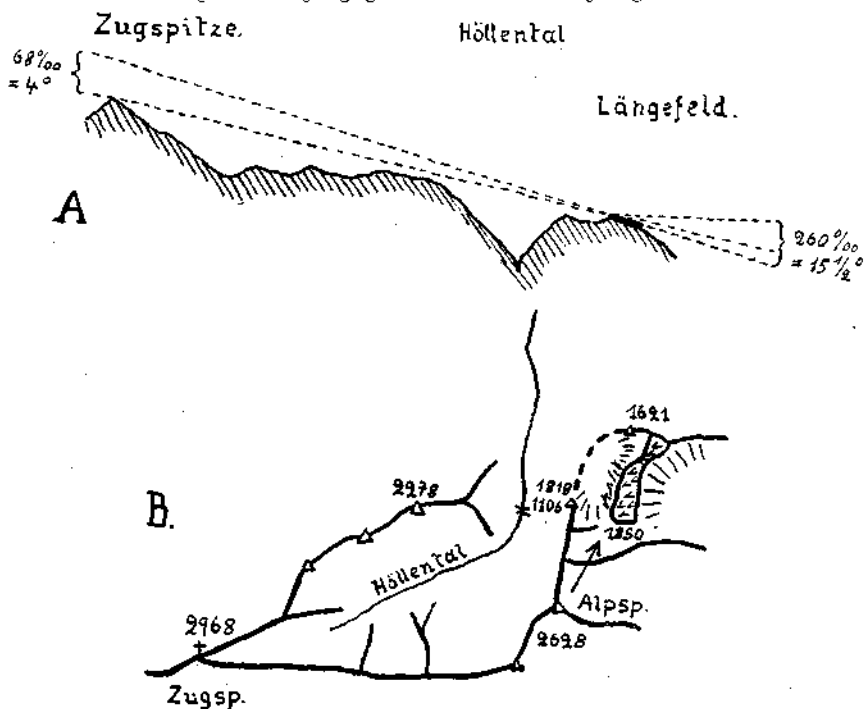


Fig. 2. A = Profil von Längenfeld gegen die Zugspitze. B = Kartenskizze des Höllentals. (Gestrichelte Linie = vermuteter ehemaliger Verbindungsgrat. Der Pfeil gibt die Richtung an, aus der die Gerölllieferung erfolgt sein kann.)

Judenköpfe als gering bezeichnet werden. Es sind aber Anzeichen vorhanden, daß auch bei ersterer die Veränderung des Gebirges nicht unbedingt in dem von Penck geforderten Ausmaß erfolgt sein muß. Bei Betrachtung der Westumrandung der Längenfeldebrecie in der Natur, vor allem aber auf der Karte, drängt sich die Frage auf, ob der alte Talkessel nicht einfach durch einen Felsgrat, der vom Höllentalköpfel bogenförmig über dem Schwarzen nach dem Rauhkopf hinzog, abgeschlossen wurde (Fig. 2 A, B.). Ein solcher Grat könnte das Schuttmaterial für die Breccie geliefert haben. Die Wildbäche ergossen sich vielleicht von SW aus dem Gebiet der Alp Spitze her in den alten Talkessel. Doch auch bei dieser Erklärung ist die anzunehmende Um-

gestaltung seit Ablagerung der Breccie noch ganz bedeutend. Der Felsgrat ist zum größten Teil verschwunden und an seiner Stelle erstreckt sich der Talkessel von Hupfleiten. Die Beantwortung der Frage, wie weit der Hammersbach schon eingeschnitten war, muß einer erneuten morphologischen Untersuchung überlassen bleiben.

Im Leutaschtal findet sich am Nordabfall des Arnspitzzuges eine verfestigte Gehängeschuttbildung, die aus groben Wettersteinkalktrümmern besteht (14). Sie läßt sich von 1140 bis 1500 *m* Höhe verfolgen, reicht bis nur 100 *m* über den heutigen Talboden hinab und bildet einen Riedel zwischen zwei Runsen. Die oberen Partien sind meist feinkörniger. Weder Ampferer noch Penck fanden in ihr kristalline Gesschiebe. Am Weg von Lochlehen zur Arnspitze lagert über der glattgeschliffenen und geschrämmten Breccie Inntaler Grundmoräne. Tiefer als die Breccie liegend, trifft man in den Runsen betonartige Moräne mit selten kristallinen Fragmenten. Sie weicht durch ihre tillartige Beschaffenheit von der Hangendmoräne der Breccie und den sonst im Leutaschtal auftretenden Moränen stark ab und tritt so nahe an die etwas höher gelegene Breccie heran, daß an einer Überlagerung durch letztere nicht zu zweifeln ist. Die Breccie lagert also zwischen zwei Moränen und war vor Ablagerung der Hangendmoräne bereits verfestigt.

Ein ähnlich gelagertes Breccienvorkommnis findet sich im Isartal oberhalb Mittenwald (Penck). Es liegt an der Mündung der Sulzeleklamm (15) in zirka 1140 *m* Höhe und weist steile, im Sinne des Gehänges fallende Schichtung auf.

Ausgedehnte Breccienreste finden sich im Gassellahnbachtal gegenüber von Mittenwald (16). Der etwa 4 *km* lange Bach hat hier einen gewaltigen Talzirkus geschaffen, der im S und O von den schroffen Kalkgipfeln der Karwendelkette (Viererspitz, Predigtstuhl, Großkarspitzen, Wörner, Wörner Kopf) begrenzt wird. Im N wird er von dem niederen gerundeten Zundwei- und Schwarzkopf eingefaßt. Während die nördlich vom Bach gelegene Talflanke nur ganz untergeordnete Gliederung aufweist, wird die südliche durch mächtige, vorspringende Felsriegel, den Hochland-, Mittereck- und oberen Ochsenbodenriegel, stark zergliedert. Zwischen die Riegel schalten sich tiefe Täler ein, die ihren Ursprung im Damm- und Mitterkar haben. Die Gehängebreccien lagern vor allem im südlichen Teil des Talzirkus.

Wir finden an der Nordspitze der Viererspitze, angelehnt an die steil abfallenden Kalkwände, eine ausgedehnte, verkittete Schutthalde, die tief gegen das Isartal hinabzieht, wo sie im Raineckwald unter die interglazialen Schotter untertaucht. Die Breccie läßt sich von 1450 bis gegen 1020 *m* hinab verfolgen. Sie besteht aus Gesteinstrümmern der Viererspitze, in der Hauptsache aus meist über faustgroßen Brocken von Wettersteinkalk. Größere Trümmer sind selten und erratic Material wurde bis jetzt in ihr nicht gefunden. Es ist eine typische Schutthalde mit einem anfänglichen Böschungswinkel von 35°, der gegen unten immer geringer wird. Ihre Bildung ist heute abgeschlossen. Sie ist von Wald überzogen und wird einwandfrei von der Grundmoräne der letzten Großvergletscherung überlagert. Nach Penck [68,

S. 334] wird die Breccie auch von einer tillitartigen Grundmoräne und deutlich gekritzten und seltenen zentralalpinen Geschieben unterlagert.

Weitere Reste einer alten Breccie finden sich weiter östlich im Gebiet des Kälberalphaches. Es handelt sich hier um eine Reihe getrennter Breccienvorkommen. Sie lagern höher als die Viererspitzebreccie. Die am tiefsten liegende Breccienpartie findet sich nördlich der Jagdhütte (1453 m) am linken Ufer des Kälberalphaches in 1380 bis 1400 m Höhe. Sie bildet nur einen dünnen Überzug auf dem Grundgebirge und reicht bis auf 5 m zum heutigen Bachbett hinab. Das oberste Breccienvorkommen liegt vor dem Wörner auf dem Wörnergrat (1990 m). Die Breccie ist hier deutlich geschichtet und fällt gegen W. Sie bricht nach O in zirka 10 m mächtigen Wänden steil gegen das Wörnerkar ab. Gegen W zieht sie sich bis auf 1850 m hinab. Es fehlt dieser Breccienpartie heute die nährnde Wand. Weitere Breccienreste finden sich über den „Wasserfällen“ in 1590—1630 m, auf dem Hochlandriegel in 1500—1630 m und auf dem Mittreck in 1530 bis 1650 m Höhe. Letzterer Breccienrest erreicht stellenweise bis 50 m Mächtigkeit. In dem Profil II in Fig. 1 [68, S. 333] gibt Penck ferner noch Breccie bei der Jagdhütte (1453) an, die gegen den Punkt 1566, 4 hinaufzieht. Diese Breccie konnte von mir nicht aufgefunden werden. Von der Jagdhütte bis Punkt 1566, 4 wurde nur anstehender Fels beobachtet. All diese getrennten Breccienreste bestehen wie die Viererspitzebreccie aus Trümmern von Wettersteinkalk, die aber nach Penck viel fester verkittet sein sollen. Penck faßt sie unter dem Namen „Hochlandbreccie“ zusammen.

Eine direkte Überlagerung der Hochlandbreccie durch Moräne ist nicht nachweisbar, doch muß sie älter sein als die in der Gegend oberflächlich herrschenden Moränenwälle des Gschnitzstadiums Pencks. Diese lagern nämlich tiefer als die Breccie in den Tälern zwischen den Riegeln. Eine Unterlagerung durch tillitartige Grundmoräne ohne zentralalpines Material findet sich am Hochlandriegel und am Mittreck. Die Hochlandbreccie liegt demnach zwischen zwei verschiedenen ausgebildeten Lokalmoränen.

Nach Penck haben wir es bei dem Breccienvorkommen am Hochlandriegel weniger mit einer Schutthalde als mit einer durch Wildbäche erfolgten Talzuschüttung zu tun, die eine alte, quer über dem heutigen Riegel ziehende Furche erfüllt [68, S. 341]. Unverständlich bleibt einem dabei, wie sich in der Rinne dieses Wildbaches die Liegendmoräne erhalten konnte. Auch finden sich keine gerundeten Gerölle, die auf Wassertransport schließen ließen. Die Hochlandbreccie ist eine echte Gehängezuschüttung, womit nicht gesagt sein soll, daß nicht auch untergeordnet Murmaterial an ihrem Aufbau beteiligt sei.

Penck will nun die Viererspitze- und Hochlandbreccie zwei verschiedenen Interglazials zuweisen. Er begründet seine Auffassung folgendermaßen [68, S. 336]:

„Gleich der Viererspitzebreccie ist also die Hochlandbreccie zwischen zwei Vergleisungen gebildet. In ihrem Auftreten zeigen beide Breccien jedoch noch erhebliche Verschiedenheiten. Die Viererspitzebreccie ist eine nahezu intakte Schutthalde, stellen-

weise überkleidet mit Moränen; die Hochlandbreccie zerfällt in einzelne Vorkommnisse, welche im allgemeinen von den Felswänden getrennt sind, die sie gespeist haben. Sie ist zerschnitten durch Täler von über 200 m Tiefe, zwischen denen sie nur als Krönung von Riedel anftreten.....

Die Viererspitzebreccie senkt sich bis tief ins Isartal hinab, die Hochlandbreccie hört im Gebiet des Kälberalpaches in einer Höhe auf, wo jene in einem benachbarten Winkel des Isartales einsetzt.....

Die Viererspitzebreccie ist eine reine Gehängebildung, verkitteter Gehängeschutt der sich bis zu den lakustrinen Ablagerungen des Isartales hinabverfolgen läßt. Die Hochlandbreccie verschüttet, wie besonders Fig. 1, II, erkennen läßt, einzelne Talverästelungen, die 50—100 m tief zwischen die sie trennenden Riedel eingeschnitten sind. Die alten Riedel laufen stellenweise quer über die heutigen, wie wiederum Fig. 1, II, zeigt.

[S. 341] „Die Hochland-, Schachen- und Längensfeldbreccie liegen am Fuße des Hochalpenzuges, an die Wände von Wettersteinkalk gelehnt oder dicht vor denselben, dort wo sie sich über die vorgelagerten Hochflächen von Dolomit und Raibler Schichten erheben. Die Hochflächen erscheinen wie Überreste einer riesigen Talweitung, die sich im Längstalzuge der Isar und Loisach zwischen dem Hochalpen- und Voralpenzug erstreckt und in ersteren sich einbuchtet. In diese Einbuchtung, nicht aber in die heutigen Täler ziehen sich die Hochland- und Längensfeldbreccie herab, und gemein ist ihnen, daß sie hier als Talverschüttungen erscheinen, als Ablagerungen von Wildbächen, die sich an Stellen finden, wo solche heute nicht mehr entstehen können. Die Hochlandbreccie zeigt den Übergang solcher Wildbachanschüttungen zu echten Gehängebreccien.....“

Das verschiedene Verhalten der beiden in Betracht kommenden Breccienhorizonte zu den Tälern schließt nun aus, daß sie gleich alt sind: Auf Wasserscheiden gelegen sind die Vorkommnisse des mittleren Horizonts älter als die heutigen Talverzweigungen; der tiefere Horizont reicht tief bis ins Isartal hinab und tritt hier in Verknüpfung mit anderen interglazialen Ablagerungen.....“

Es sind also wieder morphologische Überlegungen wie bei der Schachen- und Törlbreccie, die Penck zur zeitlichen Trennung von Hochland- und Viererspitzebreccie geführt haben. Konnten wir der Trennung der beiden ersteren Breccien vorbehaltlos zustimmen, so erweisen sich aber die Gründe zur Trennung der beiden letzteren als nicht überzeugend. Es lassen sich diese Viererspitze- und Hochlandbreccie auch als zusammenhängende, gleichzeitig entstandene Gebilde erklären, u. zw. aus folgenden Überlegungen heraus (siehe dazu Fig. 3): Das Gehänge, auf der die heutige Viererspitzebreccie lagert, ist ein altes Stück des unmittelbaren Isartalhanges. Es hat als Erosionsbasis den Spiegel der Isar und wird in keiner Weise vom Gassellahnbach beeinflusst. Sobald die Breccie in den Erosionsbereich des Gassellahnbaches tritt, springt ihr heutiger Grenzverlauf fast rechtwinklig zurück. Die Brecciengrenze verläuft ungefähr in Richtung des Hanggefälles. Dieser Grenzverlauf kann kaum der ursprüngliche sein, viel eher muß angenommen werden, daß die Breccie früher, auf einem vom heutigen Relief verschiedenen, weiter gegen N gereicht haben muß. Die tiefe Schlucht des Gassellahnbaches bestand damals noch nicht. Die Viererspitzebreccie ist im Erosionsbereich des Gassellahnbaches beseitigt worden und nur in demjenigen der Isar erhalten geblieben. Zur intakten Erhaltung der Viererspitzebreccie trägt auch der Umstand bei, daß dem Gehänge hier Wasserläufe fehlen. Es wird nur von zwei unbedeutenden Runsen durchzogen. Eine weitere mächtigere Runse zieht von der Viererspitze durch die Erzgrube zum Isartal hinab. Sie folgt meistens der Grenze der Breccie gegen das aufragende Wettersteinkalkgehänge. Hier wurde die Breccie durchschnitten. In phantastischen Wänden streicht sie gegen die Runse aus.

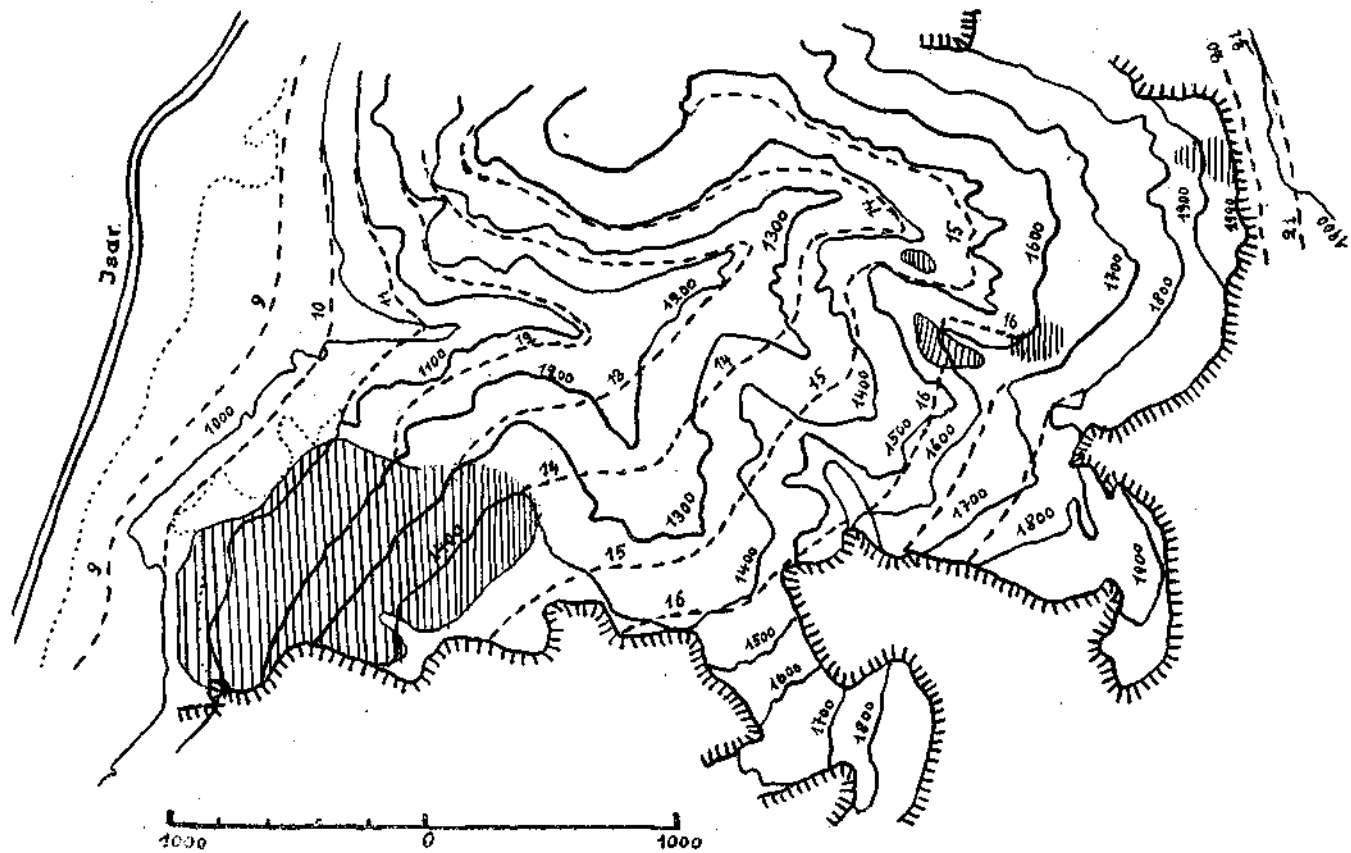


Fig. 3. Karte der Viererspitzen-Hochlandbreccie. Geschummerte Linie = Felswände. Senkrechte Schraffen = Breccie. Ausgezogene Linien = heutige Höhenkurven. Unterbrochene Linien = rekonstruierte Höhenkurven des Talkessels zur Zeit der Breccienbildung. Aequidistanz = 100 m.

Die stark zerschnittene Hochlandbreccie liegt nun ganz im Erosionsbereich des Gassellahnaches und seiner Fortsetzung, des Kälberalpbaches. Die Breccienreste über den „Wasserfällen“ und östlich der Jagdhütte zeigen uns, daß der oberste Teil des Kälberalpbaches schon zur Bildungszeit der Breccie nahezu in heutige Tiefe eingeschnitten war. Während der Bach sich bis zu einer Höhe von 1350 m schluchtartig eingeschnitten hat, weitet sich von dieser Höhe an der Talquerschnitt. Wir haben hier ein altes, vor der Bildung der Breccie entstandenes Stück des Kälberalpbaches vor uns. Dieser Unterschied der beiden Talstrecken tritt auch in der Gefällskurve des Baches deutlich hervor (Fig. 4). Verlängert man den alten Talboden nach W, so mündet er in zirka 1050 m Höhe ins Isartal. Der Gassellahnbach muß einst über eine mehr als 100 m mächtige Stufe zur Isar hinabgestürzt sein. Die rückwärts-

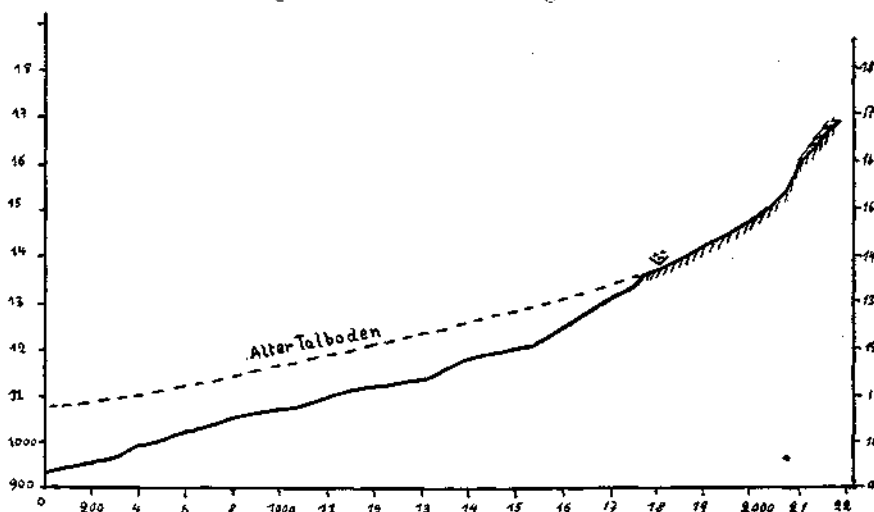


Fig. 4. Gefällskurve des Gassellahnaches.

schreitende Erosion hat die Stufe fast gänzlich beseitigt und ist heute bis gegen 1350 m Höhe hinauf fortgeschritten. Die Höhe der Stufenmündung fügt sich derjenigen sonst in der Gegend von Mittenwald beobachteten ziemlich gut ein [52, S. 34].

Die Bildung der Breccien auf dem Mittereck und Hochlandriegel war nur bei stark verändertem Relief möglich. Die Riedel mußten breiter und flacher gewesen sein; das Tal der unteren Kälberalpe und dasjenige zwischen Mittereck- und Hochlandriegel waren demgemäß noch weniger tief eingeschnitten. Die querverlaufenden Rinnen Pencks hatten nur ganz lokale Bedeutung. Die Hochlandbreccie ist eine echte Gehängezuschüttung über ein bedeutend flacheres Relief, das aber nicht grundverschieden von dem heutigen gewesen sein muß, wie es Penck annimmt. Das heutige Relief läßt sich aus dem älteren durch bedeutende Rückwärtserosion des Gassellahnaches, vor allem der Seitenbäche, erklären. Diese Erosion fand nach der Aufschüttung der interglazialen Schotter im Isartal statt, sie ging parallel mit dem Wiedereinschneiden der Isar.

Untersuchen wir den Verlauf der Erosion im Bereich unserer Breccien (Fig. 5).

Nach den Beobachtungen über Teilbildung haben wir in der Talstrecke A B des Gassellahnbaches vor allen Diugen Tiefenerosion zu erwarten. Der Bach schuf sich hier eine tiefe Schlucht, nur unbedeutend wurde das alte Gehänge zurückverlegt. Das Haupttal selbst wurde nur z. T. wieder in seinen Schutt eingeschnitten. Die Erosion der Isar auf den ehemaligen Felsgehängen ist gleich Null zu setzen, was daraus hervorgeht, daß sie die Gehänge nicht einmal von ihrem eigenen Schutt befreien konnte. Hier erhielten sich die einstigen Gehänge und somit auch die unmittelbar auf ihnen lagernden Breccien am längsten. Auf einem solchen Gehängestück lagert die Viererspitzebreccie.

Hinterhalb B haben wir neben Tiefenerosion vor allem Rückwärts-erosion und Verzweigen der Gewässer zu erwarten. In diesem Gebiet

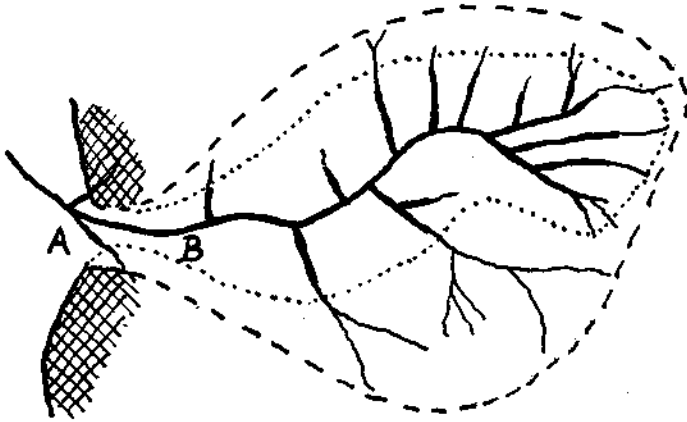


Fig. 5. Verlauf der Erosion im Gassellahnachtal.

Gestrichelte Linie = Erosionsbereich zur Jetztzeit. Punctierte Linie = Erosionsbereich zur Zeit der Breccienbildung. Schraffiert = Stellen minimalster Erosion.

wird das Gehänge am meisten zerstört. Überall schaffen die Gewässer Neufornen. In einem solchen Bereich lagert die Hochlandbreccie.

Es läßt sich somit die Verschiedenheit in der Zerstörung der Hochland- und Viererspitzebreccie einfach durch die örtlich verschiedene Erosion erklären, Hochland- und Viererspitzebreccie sind gleichaltig. Ich fasse sie unter dem Namen Gassellahnbreccie zusammen.

Im Gebiet des Karwendelgebirges finden sich weitere ausgedehnte und mächtige Breccienreste. So lagert ein solcher zu hinterst im Karwendeltal im Bereich des Hochalpsattels (17). Westlich des Sattels liegt in 1475—1570 m Höhe feste, aus eckigen Bruchstücken von Wetterstein- und Muschelkalk bestehende Breccie, die deutlich nach S einfällt. Stellenweise sind die Gesteinsstücke etwas abgerundet. Die Breccie liegt zwischen zwei kalkalpinen Moränen. Die Hangendmoräne übersteigt das Joch und reicht gegen W tiefer als die Breccie hinab. Auf der Ostseite des Passes findet sich in dem nördlichsten Graben gegen den Ahorn-

boden in 1400—1500 *m* Höhe eine ähnliche Breccie, über welche die Grundmoräne in bedeutender Mächtigkeit hinwegstreicht.

Am nördlichen Gehänge des Enger Grundes (18) lagert die zweitgrößte Breccie des Karwendelgebirges. Sie überkleidet, wenn auch nicht ganz zusammenhängend, in einer Länge von mehr als 2 *km* zwischen 1700 *m* und 1800 *m* das Gehänge und besteht in der Hauptsache aus Muschelkalkschutt. Seit ihrer Bildung ist sie von der Erosion stark zerschnitten worden. Unterhalb des Hochlegers der Alpe stellen sich spärliche Reste einer die Breccie überlagernden Moräne ein.

Im Hinterautal finden sich nur kleine Reste von Gehängebreccien, so in der Schlucht des Kienleitengrabens (19) in 1100 *m*. Wir haben hier einen verkalkten Schuttkegel vor uns, der einer Grundmoräne aufsitzt. Eine Überlagerung durch Moräne ist nicht feststellbar. Es steigen jedoch die zentralalpinen Erratica am Gehänge des Kienleitenkopfes beträchtlich über die Höhe dieses Schuttkegels empor.

Weitere kleine Breccienvorkommnisse aus Wettersteinkalk finden sich an der Westseite der Sonnenspitze in der Moserklamm und auf der Südseite der Sonnenspitze (20). Das erstere, das zwischen 1500 *m* und 1800 *m* liegt, weist mit 35° talaufwärtsfallende Schichtung auf. Auf der Breccie lagert an mehreren Stellen schwach bearbeitete Grundmoräne. Der Breccienrest am Südfall des Berges klebt an steilen Wänden in 1500—1600 *m* Höhe. Einen weiteren kleinen Breccienrest fand Fels [39] auf dem Kamme des Gebirges, 2 *m* unter dem Gipfel der westlichen Moserkarspitze (2529 *m*) (21). Diese Breccie gleicht petrographisch der unteren, ist aber weniger stark verküftet und nur undeutlich geschichtet. Damit sie entstehen konnte, mußte das Gebirge wesentlich andere Formen besessen haben; hingegen zeigen die unteren Vorkommnisse in der Moserkarklamm, daß sich das Relief seit der Zeit ihrer Bildung nicht allzu stark geändert hat. Die unteren Breccienpartien und die Kammbreccie scheinen verschiedenen Alters zu sein; die Kammbreccie ist die ältere.

Breccienreste an der Südseite der Solsteinkette zeugen von einer einst ganz gewaltigen Verschüttung des Südgehänges dieser Gebirgskette. Das westlichste Breccienvorkommnis liegt am Südhang der Hohen Warte (22) in 1400—1800 *m* Höhe. Es besteht fast ausschließlich aus Wettersteinkalk. Zu seinem ursprünglichen Bereich gehören wahrscheinlich zwei kleine Breccienschollen, die unterhalb in zirka 700 *m* Höhe anstehen.

Nördlich von Innsbruck lagert das größte Breccienvorkommnis, das bis jetzt überhaupt bekannt geworden ist, die Höttinger Breccie (23), über die eine reiche Literatur existiert. Am eingehendsten wurde sie in der ihr gewidmeten Monographie von Penck [62] beschrieben. Die Breccie lagert zwischen 635 *m* und 2000 *m* Höhe, reicht bis 55 *m* über dem heutigen Innspiegel hinab und läßt sich gegen 7 *km* lang am Gehänge der Solsteinkette hin verfolgen. Die Breccie ist als eine einheitliche Bildung von ziemlich wechselnder petrographischer Beschaffenheit aufzufassen. Insbesondere lassen sich eine rote und ein weiße Varietät unterscheiden. Die erstere erhält durch Buntsandsteinmaterial ihre bezeichnende Färbung, welche der anderen, die hauptsächlich aus Wetterstein-

kalk besteht, fehlt. Die beiden Varietäten lassen sich nicht voneinander trennen, sondern verzahnen sich miteinander und gehören demselben Zeitabschnitt an. Wenn die obere Partie der Breccie weiß, die untere entweder weiß oder rot ist, so hängt dies damit zusammen, daß der Buntsandstein in dieser Gegend auf die tieferen, unter 1200—1300 *m* Höhe gelegenen Regionen beschränkt ist. Die Höttinger Breccie erscheint nach den eingehenden Untersuchungen Pencks als eine einheitliche geologische Formation, als das Produkt eines bestimmten geologischen Vorgangs, nämlich der Umschüttung des Gebirges mit seinem eigenen Schutt.

In den oberen Gehängepartien ist die Breccie durchwegs steil geneigt und erscheint hier als Schutthalde. Unten lagert sie flacher, wie das Material eines Schwemmkegels oder Murfächers. Sie fällt daher nicht nur inauswärts, sondern stellenweise auch inaufwärts, wie z. B. in Mayrs Steinbruch. Die Breccie hat sich über ein unregelmäßiges Relief gebreitet, z. T. Felsgrund, z. T. Moräne. Solche Liegendmoräne findet sich nicht nur im Mittelkessel beim Lepsiusstollen, sondern auch weiter östlich am Knappensteig und westlich in der Nähe von Mayrs Steinbruch. Ferner lagert die Breccie auf Moräne im Mühtauergraben, beim Fallbach, im unteren Höttinger Graben und bei den Allerheiligenhöfen. Es findet sich sogar ein Rest von Liegendmoräne auf der Höttinger Alm in zirka 1500 *m* Höhe. Ebenso hoch findet sich erratisches Material in der Breccie. Das Eis muß also schon vor deren Bildung einmal bis 1500 *m* Höhe gereicht haben.

Über der Breccie lagern stellenweise Schotter, Sande und Ton, die der allgemeinen Zuschotterung angehören. Über die Innschotter und Breccie breitet sich die Hangendmoräne, welche über die Terrasse bis in eine Höhe von 640 *m* hinabzieht. Zu dieser Moräne gehört die prachtvolle Schwarz-Weißgrenze (Schiffkehle Pencks), die hier auf einen Eisstand von 2000 *m* hinweist. Sie senkt sich langsam talauswärts und läßt sich den jungen Endmoränen im Alpenvorland anschließen. Die Hangendmoräne gehört der letzten Großvergletscherung an. Das Alter der Liegendmoräne ist weniger sicher. An zwei der drei Stellen des Inntalgehänges finden sich Grundmoränenreste, die nach Penck zwischen die Höttinger Breccie und die spätere Talverschüttung zu stellen sind; die sogenannten „Sockelmoränen“. Ihre Stellung ist aber nicht einwandfrei erwiesen, doch soll auf diese Frage erst im Abschnitt II, 4, näher eingegangen werden.

Die Höttinger Breccie zeigt uns, daß das Inntal vor ihrer Ablagerung in nahezu gleiche Tiefe wie jetzt eingeschnitten war. Die Felsterrasse des Inntales war um jene Zeit nördlich von Innsbruck deutlich ausgebildet, wenn auch in geringerer Höhe als die heutige Terrasse. Das Gebänge selbst besaß im wesentlichen seine heutige Gliederung. Der Höttinger und Mühlauer Graben waren bereits eingeschnitten, der erstere in seinen unteren Partien in größere Tiefe und Breite als heute.

Zur Rekonstruktion der damaligen Oberfläche des Inntalgehänges müssen wir demselben das Schuttmaterial der Höttinger Breccie wieder zurückgeben. Dasselbe ist z. T. den unteren Gehängepartien entnommen, die später von der Breccie zugedeckt wurden. Namentlich die Beschaffen-

heit der Breccie im unteren Höttinger Graben weist auf große Zerstörung am Talhang im Bereich des Buntsandsteins hin. Sie deutet an einigen Stellen in diesem Graben auf Wildbachablagerungen. Wir müssen uns vorstellen, daß sich zu Anfang der Breccienbildung Wildbäche in die unteren Gehängepartien hineinfraßen und an deren Fuße große Schuttkegel anhäuften. Die Breccie des Gehänges aber wird fast ausschließlich aus Kalktrümmern aufgebaut, die von der darüber aufragenden Solsteinkette herrühren. Über der Breccie erhebt sich ein asymmetrischer Karlingskamm mit nicht allzu steilem Anstieg, nur da und dort mit Wandformen, die heute noch Schutthalden liefern. Der obere Teil der Breccie muß aber als typische Schutthalde gedeutet werden. Der Kamm hat jedoch nicht mehr die Form, die bei zur Schutthaldenbildung führender Wandverwitterung entsteht. Die Kare trennen heute meistens die Breccie von den aufragenden Felswänden und müssen jünger als die Breccie sein. Das gleiche muß auch für diejenigen an der Hochlandbreccie angenommen werden. Der Kamm ist nicht nur durch die Gehängeschuttbildung, sondern auch durch die Kare seit Beginn der Breccienbildung verändert worden.

Penck [62, S. 124] schätzt das Volumen der ehemaligen Breccie auf 1 km^3 . Diese Gesteinsmassen müssen wir dem Gehänge vor der Karbildung zurückgeben, um seine ehemalige Gestalt zu rekonstruieren. Mit Sicherheit kann angenommen werden, daß der damalige Kamm höher emporgereicht hat als der heutige.

Ein neuer Gesichtspunkt zur Rekonstruktion des ehemaligen Brecciengrundreliefs ergibt sich aus den Ausführungen Ampferers [23, S. 98].

„In den oberen Hängen liegen die Taleinschnitte noch ganz in der Breccie, dagegen schneiden dieselben in den mittleren und unteren durch die mächtige Breccienbildung ins Grundgebirge ein. Man kann dies nur mit der Annahme erklären, daß zur Zeit der Gehängeverschüttung das Gebirge in den oberen Teilen steiler, in den mittleren und unteren aber flacher als heute gebaut war. Es ist aber ebenso gut möglich, darin den Ausdruck einer Verbiegung des Berggehänges zu sehen.“

Auch Penck [68, S. 342] ist nicht abgeneigt, hier eine tektonische Einbiegung des Gehänges anzunehmen.

„Die Tatsache, daß manche Bänke im Mayerschen Steinbruch leicht bergwärts fallen, macht eine tektonische Einbiegung gerade hier nicht unwahrscheinlich.“

Haben wir es hier wirklich mit einer tektonischen Einbiegung des Gehänges zu tun, so wird dieselbe aller Wahrscheinlichkeit nach mit der allgemeinen Einbiegung des Innntales zusammenhängen. Näher darauf wird im Abschnitt III bei Besprechung der diluvialen Tektonik eingegangen werden.

Östlich der Höttinger Breccie lagern in der Gegend der Taurer Alpen (24) in zirka 1500 m mehrere kleine Breccienschollen aus Muschel- und Wettersteinkalk.

Ferner finden sich Breccienreste am Halltaler Törl (25) bei 1774 m Höhe. Das Material dieser Breccie stammt sowohl vom Gehänge der nördlich gelegenen Wildangerspitze als auch von demjenigen des südlich gelegenen Zunderkopfes. Die Schichtung fällt dem Innntal zu. Schroffe, überhängende Wände gegen die Schlucht, die vom Törl zum Halltal hinabzieht, zeigen an, daß sich der Felsuntergrund seit Ablagerung der Breccie stark verändert hat. Diese Breccienvorkommnisse machen es

wahrscheinlich, daß die Höttinger Breccie einst bedeutend weiter gegen O gereicht hat, ebenso zeigen die Breccienreste an der Hohen Wand, daß sie weiter gegen W reichte. Der ganze Südfall der Solsteinkette war unter dem Gehängeschutt begraben.

Weiteren Breccien begegnen wir am Südfall des Karwendels im Halltal (26). In drei ziemlich weit auseinanderliegenden Resten tritt uns hier eine wahrscheinlich einst zusammenhängende Schuttdecke entgegen. Die Breccienreste finden sich unter dem Lavatschjoch in 1800 bis 2000 m, bei den verzauberten Knappen am Abhang des Speckkars in 1700—2000 m und im Eibental in 1200—1400 m Höhe. Sie bestehen aus stellenweise sehr groben Trümmern von Wettersteinkalk. Alle Vorkommnisse lagern heute hoch über dem Talgrund. Gewaltig hat die Erosion seit ihrer Ablagerung dieses Gebiet zerschnitten, wobei ihr vor allem die Breccie zum Opfer fiel.

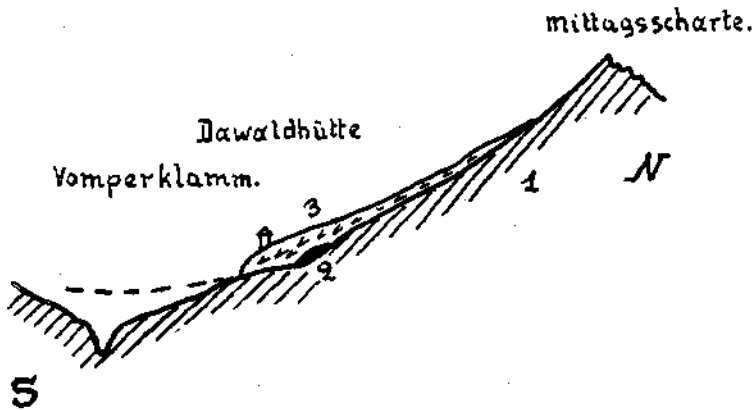


Fig. 6. Profil durch die Vompertalbreccie (nach Ampferer).

1 = Grundgebirge, 2 = Liegendmoräne, 3 = Breccie. Unterbrochene Linie = vermutlich alter Talboden zur Zeit der Breccienbildung.

Gute Breccienaufschlüsse bietet das östlich benachbarte Vompertal (27). Ein kleines, aus Wettersteinkalk bestehendes Breccienvorkommnis lagert am Aufstieg zum Zwergloch in 1008 m Höhe beim Pürschhaus. Ein größerer Rest von Wettersteinkalkbreccie lagert am Südfhänge des Hochnißlkammes in 1200—2000 m Höhe. Die Breccie endet unterhalb der Dawaldhütte (1240) frei über einem steilen Wandabbruch. In einer Schlucht nordwestlich der Hütte lagert unter der Breccie ein kleiner Rest von Grundmoräne. Von der Jagdhütte an aufwärts bis zum Punkt 1460 liegen auf der Breccie erratische Blöcke. Sie ist also zwischen zwei Vergletscherungen abgelagert worden. Ampferer (6) nimmt an, daß sie einst bis zum damaligen Bachbett hinabgereicht habe und nimmt für dasselbe eine gleich tiefe Lage wie für das heutige an (zirka 800 m). Wahrscheinlich ist es aber, daß das Bachbett damals höher gelegen hat, was auch aus dem Profil Ampferers (Fig. 6) ersichtlich ist. Wir haben im Vomperloch ähnliche Verhältnisse wie im Halltal vor uns.

In dem östlich vom Karwendel gelegenen Sonnwendgebirge sind bis jetzt nur zwei Breccienvorkommnisse bekannt geworden.

Das eine liegt an der Westseite der Vorderspitze südlich der Buchauerlpe (28) zwischen 1200—1300 *m* Höhe und besteht aus Muschelkalk und Wettersteinkalk.

Ein weiterer Breccienrest findet sich am Westhang der Brandenberger Schlucht im Marietaler Wald (29): ein sehr grobklotziger, verkalkter Trümmerhaufen, bestehend aus Lias- und Lihodendronkalken, mit einzelnen, eingestreuten zentralalpiner Geröllen. Die Breccie reicht von zirka 700 *m* bis 850 *m* Höhe und wird von einer mächtigen Decke von Inntaler Grundmoräne überzogen. Sie wurde vor Ablagerung der Moräne stark erodiert. Die Erosion erfolgte aller Wahrscheinlichkeit nach schon vor Ablagerung der Terrassensedimente, die sich am Grunde der Brandenberger Schlucht finden. Die Breccie ist hier als Rest einer Bergsturzmasse aufzufassen. Dieser Bergsturz war ein Vorläufer des postglazialen Plezschkopfburgsturzes.

Weiter östlich finden sich am Südabfall des Pölven (30) wieder Gehängebreccien in 1100—1200 *m* Höhe. Sie bestehen aus Muschel- und Wettersteinkalk.

Zahlreich sind die Reste einer ehemaligen Gehängeverschüttung an den Süd-, wie an den Nordgehängen des Kaisergebirges.

Am Südabhang des Wilden Kaisers sehen wir vor allem in den Gräben alten Wildbachschutt bis nahe an den Talboden des Söllandes hinabziehen (31). Die Reste von Wildbachschutt sind meist verkalkt und werden von den eigentlichen Terrassensedimenten sowie von Inntaler Grundmoräne diskordant überlagert. Ihrem Auftreten nach können sie zu den Gehängebreccien gestellt werden. Die Aufschlüsse im Wochenbrunnergraben erinnern an die Höttinger Breccie, indem wir auch hier eine untere, durch Buntsandstein rotgefärbte und eine obere buntsandsteinfreie Zone unterscheiden können. Im übrigen setzt sich die Breccie, die stellenweise konglomeratisch wird, aus Trümmern von Muschelkalk, Wettersteinkalk, Raibler Kalk und Hauptdolomit zusammen. Zentralalpine Gerölle wurden in ihr nicht gefunden. Die unteren roten Partien werden von Innschottern überlagert, während auf den oberen Teilen unmittelbar Inntaler Grundmoräne liegt.

Ein in Habitus und Lagerung einwandfreies Breccienstück liegt südlich der Baumgartenlpe (32) in 1080—1100 *m* Höhe auf einem vorspringenden Bergrücken.

Ferner verzeichnet Ampferer auf der Nordseite des Söllandes am Fuße des Faislenbichls bei Auhäusel Gehängebreccie (33). Sie findet sich in zirka 740 *m* Höhe und gehört ins Liegende der Terrassenschotter.

Typische Gehängebreccien aus Wettersteinkalk lagern auf der Süd- und Nordseite der Pyramidenspitze (34, 35). Die südlich gelegenen Breccien finden sich in 1400—1600 *m* Höhe. Frei ragen hier die Bänke einer solchen über die wilde und tiefe Schlucht des Barentales hinaus. Die nördlichen Breccien lagern in 850—1200 *m* Höhe und werden von Moränen eines Lokalgletschers überlagert.

Nach Ampferer [27] lagern die Vorkommen einer Altfläche auf. Ebenso ist auf der Höhe des Zahnen Kaisers eine gut erkennbare Alt-

fläche vorhanden. Die Abgrenzung des Gipfelkörpers gegen ein nördliches und südliches Vorland ist durch steile Bewegungsflächen deutlich erkennbar (Fig. 7). An diesen Bewegungsflächen soll nun nach Ampferer der Zahmer Kaiser in relativ junger Zeit herausgehoben und dadurch aus einer alteingerundeten Erhebung zum Hochgebirge geworden sein. Hierbei ist die Umgebung mit großen Schuttmassen übergossen worden, deren spärliche Reste uns in den Gehängebreccien erhalten geblieben sind. Die Breccien des Zahmen Kaisers wären demnach tektonisch bedingt (Näheres in Abschnitt III).

In dem östlich vom Kaiser gelegenen Arbeitsgebiet fehlen bis jetzt zum großen Teil genaue glazialgeologische Aufnahmen. Relativ nur wenige Gehängebreccien sind bis jetzt näher beschrieben worden. Sicherlich steht aber dieses Gebiet betreffs Breccieureichtum nicht hinter dem Karwendelgebirge zurück.

Das nächstgelegene Gehängebreccienvorkommen liegt auf dem Berg Rücken zwischen dem Habersauer und Kohlartal bei den Itzelgruben in 900—1000 m Höhe (Ampferer)¹⁾ (36).

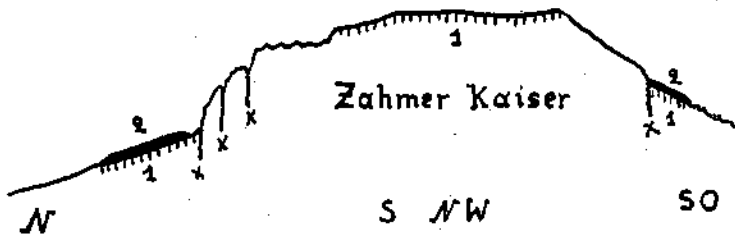


Fig. 7. Profil durch den Zahmer Kaiser (nach Ampferer).

1 = Teile einer Altfläche, 2 = Gehängebreccien aus Wettersteinkalk, x = Junge Störungen für die Hochschaltung des Gipfelkörpers.

Zahlreiche Gehängebreccienreste liegen nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Oberbergat Dr. Ampferer am Nordwest- und Nordabfall der Loferer Steinberge (37). So lagert z. B. eine Breccie am Westabhang des Wurzkopfes in zirka 1300 m Höhe, ferner am Nordabfall des Breithorns, wo sie bis nahe an den Talboden des Strubtales (750 m) hinabzieht.

Am Südabfall des Steinernen Meeres sind durch Brückner und Pia einige Reste alter Gehängeverschüttungen bekanntgeworden [37, 71]. Der ausgedehnteste und mächtigste Breccienrest liegt im Bereich der Weißbachalm westlich der Hochscharte (38). Hier lagert im obersten Buchmaisgraben in 1300—1900 m Höhe ein durch gelbliches oder rötliches Kalkbindemittel verkitteter Schuttrest aus schlecht gerundeten Dachsteinkalkstücken. Die Breccie ist in unregelmäßig grobe Bänke gegliedert, die parallel mit dem Hang fallen, und hat eine Mächtigkeit von mindestens 25 m. Nach Brückner [37, S. 71] lagert auf ihr Grundmoräne eines Lokalglitchers.

¹⁾ Ampferer O.: Über Wachstumsunterschiede zwischen Fern- und Nahgletscher. „Die Eiszeit“, 2. Bd., Heft 1, Abb. 6.

Weitere kleine Breccienreste liegen auf dem Südabhang des Steinernen Meeres (39). Sie lagern am Weg von Riemanshöhe zur Ramseider Scharte auf dem Rücken zwischen den beiden Ästen des Jufersbaches in 1300 *m*, nordwestlich oberhalb des Weges unweit P. 1398 und am Weg von Alm auf der Buchauer Sattel ebenfalls in zirka 1300 *m* Höhe. Beim letzteren Vorkommnis sind die Kalkblöcke oft gut gerundet und ziemlich lose verkittet.

Eine eigentümliche Breccie findet sich in dem Graben, der vom Bauernhof 1070 *m* nach Schinking herunter zieht (40). Sie besteht fast nur aus eckigen Stücken von Werfener Sandstein.

Im Berchtesgadener Land sind bis jetzt nur Reste alter Schuttkegel bekannt geworden, die vielleicht zu den Gehängebreccien zu zählen sind. Brückner [37, S. 69] fand an der Mündung des Wimbachtales (41) in zirka 700 *m* Höhe Reste eines alten, heute durchschnittenen Schuttkegels, die zu Breccie erhärtet sind. Die 50—100 *m* mächtigen Schuttmassen werden von Moräne unter- und überlagert. In der Hangendmoräne finden sich zahlreiche Geschiebe des alten Schuttkegels. Im Liegenden der Liegendmoräne treten verfestigte Bachgerölle auf.

Ein ähnlicher Schuttkegel findet sich nach mündlicher Mitteilung von Dr. Joh. Kühnel am Larosbach (42) in 700—740 *m* Höhe. Die Bachschotter sind gut verkittet und fallen mit 30° talauswärts. Auch hier wird der alte Schuttkegel von Moräne unter- und überlagert. Bemerkenswert in der Liegendmoräne ist das massenhafte Auftreten von zentralalpinen Geröllen.

Im Bereich der Salzach finden sich Breccien im Mühlbachtal am Abhang des Riedelsteines (43), bei Bischofshofen (44) und im Tennengebirge östlich von Sulzau (45).

Die Breccie im Mühlbachtal wurde schon von Penck [69, S. 359] erwähnt. Neuere Untersuchungen (82) ergaben, daß sie ins Liegende der dortigen Moränen der letzten Großvergletscherung (Würm) gehört. Eine Unterlagerung durch Moräne konnte nicht festgestellt werden, ebenso fand sich kein zentralalpines Material in ihr. Sie reicht von 940 *m* bis über 1450 *m* Höhe, besitzt ausgedehnte Verbreitung und weist keinerlei Schichtung auf. Wir scheinen hier den Rest einer echten Schutthalde vor uns zu haben. Vorkommen von Breccie im Grunde des Mitterbergbaches zeigt, daß das Tal zu ihrer Bildungszeit ebenso tief eingeschnitten war wie heute. Das gleiche müssen wir für das obere Mühlbachtal annehmen. Das Ausstreichen der Breccie in bis 6 *m* hohen, steilen Wänden unmittelbar am Riedelstein (P. 1187) lehrt, daß seit Ablagerung der Breccie auch hier sich das Relief verändert hat, kaum aber in bedeutender Weise. Wir finden hier ähnliche Verhältnisse wie bei der Höttinger Breccie.

Westlich von Bischofshofen finden sich im Tobel, der vom Asten gegen den Flächenberg hinabzieht, in 720 *m* bis 740 *m* Höhe kleine, rein kalkalpine Breccienreste, die keinerlei Zusammenhang mit glazialen Bildungen aufweisen.

Zum Schluß sei noch erwähnt, daß auf der Terrasse östlich von Sulzau (Station Tanneck) sich mächtige Blöcke einer gut verkitteten Kalkbreccie finden, die uns andeuten, daß auch am Abfall des Tennengebirges sich Breccien finden. Anstehend wurden sie bis jetzt noch nicht gefunden.

Zusammenfassung (siehe auch Tabelle I).

Überblicken wir die hier beschriebenen 45 Breccienreste unseres Gebietes, so sehen wir, daß von ihnen 29 auf der Südseite und nur 9 auf der Nordseite der Gebirgskämme liegen. Heute finden sich im Gegensatz dazu die Schutthalden auf den Nordabfällen der Gebirgsketten, unter denen vielleicht alte Gehängebreccien verdeckt liegen.

Die Bildung sämtlicher Breccien ist heute abgeschlossen. Die meisten von ihnen sind seit der Zeit ihrer Entstehung stark von der Erosion angegriffen worden. Viele heute nur noch kleine Breccienreste sind die kümmerlichen Reste einst gewaltiger Schutthalden. Schutthalden von solcher Höhe und Breite wie zur Zeit der Breccienbildung treten jetzt in den betreffenden Gebieten nicht mehr auf.

Die tiefstgelegene Breccie findet sich bei Höttingen in 635 *m* Höhe. Die drei höchsten Vorkommen sind diejenigen auf dem Moserkar (2520 *m*), am Törl (2376 *m*) und auf den Judenköpfen (2194 *m*). Letzteres Breccienvorkommen schließt erratiche Material in sich ein, ist also mit Sicherheit als diluvial zu bezeichnen. Die beiden anderen Breccien weisen keine Beziehungen zu Glazialablagerungen auf. Die Törlbreccie erwies sich als präglazial, sehr wahrscheinlich ist auch die Moserkarbreccie als präglazial zu deuten.

Im Wettersteingebirge finden sich zwei Breccienvorkommnisse (Törl- und Schachenbreccie), die zu zwei verschiedenen Zeiten gebildet worden sein müssen. Das gleiche gilt von den Breccien an der Sonnenspitze und an der Moserkarspitze. Die älteren Breccien sind präglazial, die jüngeren nach einer Großvergletscherung gebildet worden.

Die Trennung von Viererspitze- und Hochlandbreccie bei Mittenwald erwies sich im Gegensatz zu Penck als unbegründet, der verschiedene Zerstörungsgrad der beiden Breccien läßt sich auf die örtlich verschiedene Erosion zurückführen.

Die Bildung der meisten Breccien wäre bei den heutigen Reliefverhältnissen nicht mehr möglich, so ist z. B. folgenden Breccien das nähere Hintergehänge durch Erosion genommen worden: Breccie am Wörnergrat, auf dem Längenfeld, am Törl; oder es liegen die Breccien auf schmalen Bergkämmen, wo sie sich heute unmöglich mehr bilden könnten (z. B. Judenköpfebreccie). Wieder andere brechen mit hohen, senkrechten Wänden gegen die Täler ab, so z. B. Breccie auf der Duftalpe, Höttinger Breccie z. T. u. a. m.

Die meisten Breccien lagern unmittelbar dem Fels auf, nur bei elf Vorkommnissen schalten sich dazwischen schmale, lokal begrenzte Zwischenlagerungen von Grundmoräne ein, welche von einer, der Breccienbildung vorangegangenen Vergletscherung stammt. Nur bei der Wimbachbreccie lagern nach Brückner unter der Liegendmoräne noch gut verkitterte Bachschotter. Die Breccien gelangten zur Ablagerung als die Täler und ihre Gehänge in hohem Maße von älterem Schutt befreit waren.

Das Inn-, Isar-, Kloster- und obere Mühlbachtal müssen zur Ablagerungszeit der Breccien mindestens so tief eingeschnitten gewesen sein wie heute.

20 Breccien werden von dem Geschiebematerial der letzten Großvergletscherung überlagert. 13 von diesen zeigen Spuren einer ihrer Bildung vorangegangenen Großvergletscherung, sei es in Gestalt von Liegendmoräne, Beimengung von kristallinen Geschieben oder gekritztem und geschliffenem Untergrund. 13 Breccienreste sind mit Bestimmtheit zwischen zwei Großvergletscherungen abgelagert worden.

Die Breccien finden sich nie im Innern von Kare. Wo Kare und Breccien in Beziehung zueinander treten, erweisen sich die ersteren immer jünger als die letzteren. Im weiteren sind die Breccien immer scharf von den vielfach sehr mächtigen jungen Schnttwällen der Rückzugsstadien der letzteren Vergletscherung geschieden.

Auffallend ist die spärliche Beimengung erratischer Geschiebe und vor allem das Fehlen großer erratischer Blöcke in den Breccien.

Die Beziehungen der Breccien zu den Terrassensedimenten und ihre stratigraphische Stellung wird in Abschnitt II, 3, 4 und 5 behandelt werden.

2. Die flaviatilen und lakustren Sedimente des Diluviums.

Bedeutend mächtiger und zusammenhängender als die Breccien treten in den hier zu untersuchenden Tälern die diluvialen Flußablagerungen auf. Es sind Schotter und Sande, in die stellenweise lakustre Tone eingeschaltet sind. Bald bilden sie im Haupttal mächtige Terrassen, bald erfüllen sie in hedeutendem Maße die Nebentäler.

Im Bereich des Inntales finden sich sechs Schottervorkommen, die keinerlei Spuren einer vorangegangenen Vergletscherung aufweisen und in ihrer gleichmäßigen Verkittung von den übrigen Innschottern abweichen. Sie werden in der Literatur als „alte Innkonglomerate“ bezeichnet und sollen hier gesondert besprochen werden.

A. Die „alten Innkonglomerate“ (Nagelfluh).

Die alten Innkonglomerate finden sich bei Nassereith, an der Inn-schleife bei Angath, an der Nordwestseite des Pendlings, am Nord- und aller Wahrscheinlichkeit nach auch am Südabfall des Kaisergebirges und im Becken von Brannenburg.

Sie bestehen aus Schottern, die sich ihrer Zusammensetzung nach nicht von den heutigen Innschottern unterscheiden. Auffallend ist nur ihre gleichmäßige und feste Verkittung. Ich möchte diese Konglomerate als „Nagelfluh“ bezeichnen, im Gegensatz zu den jüngeren, im Inntal verhareiteten Konglomerathorizonten. Es sei bemerkt, daß mit diesem Namen nur der Habitus der Schotter bezeichnet werden soll, nicht aber ihre Zugehörigkeit zu der Molassenagelfluh.

Der westlichste Nagelfluhrest findet sich bei Nassereith. Er wurde zum ersten Male von Penck [69, S. 327] beschrieben, eingehender beschäftigte sich damit Ampferer [4, 31]. Die Nagelfluh setzt sich aus stark gerollten Flußgeröllen zusammen, unter denen zentralalpines Material vorherrscht. Daneben sind noch Gerölle aus den meisten Gesteinsarten der umliegenden Kalkalpen vertreten. Eindrücke an ihnen fehlen. Die Verkittung der Nagelfluh ist so stark, daß sie zu Werksteinen

verwendet wurde. Sie schmiegt sich einem der Mieminger Kette vorgelagerten Felssockel an, wo sie sich von 900 m bis 1057 m Höhe erstreckt. Sie streicht am Abfall der Terrasse in nahezu gleicher Höhe (zirka 1000 m) gegen O, um unter den rezenten Schuttmassen des Pleisenbaches zu verschwinden. Einen zweifellos zu der Nagelfluh gehörigen Konglomeratfels fand Ampferer südlich des Strangbaches bei der Kapelle Roßbach in 900 m Höhe (Fig. 8). Die Nagelfluh weist demnach heute noch eine Mächtigkeit von zirka 150 m auf.

Abgerollte Sücke der Nagelfluh finden sich in den dieselbe überdeckenden Innschottern.

Beim Annastollen (1016 m), der längs der Decke der Nagelfluh eingetrieben wurde, finden sich über derselben Spuren einer Grundmoräne,

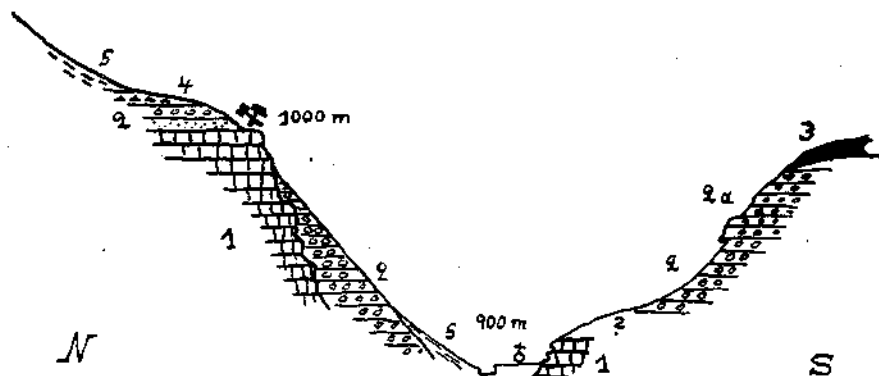


Fig. 8. Profil durch die Nagelfluh von Nassereith in der Richtung Annastollen—Kapelle Roßbach.

1 = Nagelfluh, 2 = Innschotter und Sande, 2a = Konglomerierte-Schotter von 2, 3 = Inntaler Grundmoräne, 4 = Blockmoräne, 5 = Gehängeschutt.

die ins Liegende der interglazialen Terrassensedimente gehört. Die Decke der Nagelfluh scheint hier glazial geschliffen zu sein. Sie muß also vor der ersten Großvergletscherung schon verfestigt gewesen sein.

Spuren einer der Ablagerung der Nagelfluh vorangegangenen Vergletscherung konnten nicht gefunden werden.

Reste von Innagelfluh finden sich erst wieder im Unterinntal in der Gegend von Kufstein. Sie steht hier sowohl an den Berghängen in ungefähr gleicher Höhe wie bei Nassereith an, als auch unmittelbar am heutigen Inn.

Letzteres Vorkommnis, das nur geringe Ausdehnung besitzt, liegt an der Innschleife bei Angath in zirka 500 m Höhe. Es finden sich hier, einem Breccienolomit aufgelagert, stark gerollte Innschotter. Sie sind deutlich geschichtet und in festere und weichere Lagen gegliedert, die mit zirka 20° gegen SW fallen. Die Nagelfluh, welche das heutige Innbett unterteuft, wird im O von einer schrägen, glatten Fläche abgeschnitten, auf welcher unmittelbar mächtige, stark bearbeitete Inntaler Grundmoräne lagert, die ihrerseits von dem interglazialen Terrassenschotter überlagert wird.

Ampferer nahm 1907 an [7, S. 116], daß die Nagelfluh zu den Unterinntaler Tertiärschichten gehört. Auf der Geologischen Karte, Blatt Kufstein (1925), bezeichnete er sie als „Ältere Innkonglomerate“, demnach als jünger als Oligozän, denn den sonst im Inntal anstehenden tertiären Konglomeraten fehlen die Amphibolite, Eklogite, Serpentine sowie die mannigfaltigen Granite und Gneise, die in allen Innschottern sowie in der beschriebenen Nagelfluh reichlich vertreten sind. Auch finden sich an den Geröllen der Nagelfluh keine der charakteristischen Eindrücke, wie sie für diejenigen des Tertiärs bezeichnend sind.

Ausgedehnter und mächtiger sind die hochgelegenen Nagelfluhvorkommnisse an den Berggehängen. Das größte derselben findet sich an der Nordwestseite des Pendlings. Es springt hier am Abfall des Pendlings in zirka 1020 *m* Höhe eine Terrasse vor, die aus einem durchgehenden, stark verkitteten und gut geschichteten Konglomerat besteht. Die Zusammensetzung zeigt in der Hauptsache kalkalpine Gerölle, doch fehlen zentralalpine keineswegs. Diese Nagelfluh wurde zuerst von Ampferer¹⁾ aufgefunden. Eingehend beschrieb sie Levy [53, S. 11].

Die Sohle der Nagelfluh liegt zirka 900 *m* hoch unmittelbar auf dem Grundgebirge. An der Basis treten grobe Gerölle auf, die Levy als grobe Grundmoränengeschiebe deutet. Es lassen sich aber an ihnen keine Spuren von Polierung oder Kritzung wahrnehmen. Ebenso finden sich keine gekritzten oder polierten Geschiebe in der Nagelfluh. Es liegt kein Anlaß vor, der Entstehung der Nagelfluh eine Großvergetscherung voranzugehen zu lassen, wie es Levy tut.

Im Hangenden der Nagelfluh findet sich an einigen Stellen typische Inntaler Grundmoräne. Dieselbe läßt sich am Gehänge bis Thiersee (616 *m*) hinab verfolgen, wo sie das Hangende der losen Innschotter bildet.

Ganz entsprechende Nagelfluhreste finden sich an der Nordseite des Kaisergebirges. Sie haben hier heute noch eine Verbreitung von zirka 9 *km* Länge inne [Ampferer, 28, S. 138 und 139]. Sie lagern in zirka 790 *m* Höhe diskordant auf den Oberangerberger Tertiärschichten und lassen sich bis 900 *m* Höhe verfolgen. In der Nagelfluh eingeschlossen finden sich Gerölle der liegenden Tertiärschichten. Diese stark konglomerierten Schotter, die in ihrem Habitus vollkommen der Nagelfluh am Pendling und bei Nassereith gleichen, wurden zuerst von Penck [69, S. 317] als „hochgelegene Schotter vom Typus der löcherigen Nagelfluh“ bezeichnet. Das östlichste Vorkommnis von Nagelfluh findet sich am rechten Ufer des Habersauertales am Steilrand der Hochfläche der „Rieder“.

Ferner erwähnt Ampferer [11, S. 141] an der Südseite des Kaisergebirges am Ostufer des Seebachgrabens (Abfluß des Hintersteinersees) ein ähnliches Konglomerat, welches die Kuppe 814 bildet.

Ein Rest hunder kristalliner Gerölle, die Ampferer [28, S. 142] an der Südseite des Kaisergebirges unterhalb der Reg- und Kaisernaulpe zwischen 1160—1200 *m* fand, ist vielleicht ebenfalls hieher zu rechnen.

¹⁾ Ampferer O.: Über die kohlenführenden Gosauschichten in Tirol. IB. 1921, Fig. 5.

Leider gibt er von dem Vorkommen, das sich zirka 1 km weit verfolgen läßt, den Verfestigungsgrad nicht an.

Sämtliche Reste der Nagelfluh an den Gehängen des Kaisergebirges werden von stellenweise mächtigen, lokalen, kalkalpinen Moränen überlagert. Bei den Resten von Durchholzen, die von typischen Flußgeröllen aufgebaut werden, stellen sich rein lokale Gehängebreccien ein.

Der nördlichst gelegene Rest dieser alten Nagelfluh findet sich im Becken von Brannenburg, wo er in Verbindung mit einer breccienähnlichen Kalkaufschüttung den Bieberhügel aufbaut; einen typischen, in der Richtung des Inns langgestreckten Rundhöcker [Ampferer, 11]. Die Nagelfluh bildet die Ostseite desselben und fällt steil (25°) gegen NNW. Sie besteht aus typischen Innschottern und Sanden, die durch ein spätißes Bindemittel fest verkittet sind, jedoch so, daß stets Hohlräume zwischen den Geröllen bleiben. Diese sind durchwegs gut gerundet, mittelkörnig und selten faustgroß. Blöcke finden sich in dem Konglomerat nur ausnahmsweise.

Zusammenfassung.

Kurz zusammengefaßt, lassen sich die obenbeschriebenen Schotterreste folgendermaßen charakterisieren: Es sind typische, gut gerundete Flußschotter von auffallend gleichmäßiger Verkittung und Höhenlage, mit Ausnahme der Vorkommen von Brannenburg und Angath. Die beiden letzteren liegen bedeutend tiefer an der Sohle des heutigen Inn-ales. Dasjenige von Angath weicht auch durch seine ungleichmäßige Verkittung von den anderen Vorkommen ab. Wir scheinen hier die Produkte zweier verschiedener Zuschotterungsphasen vor uns zu haben, einer älteren, der die Nagelfluh von Nassereith, Pendling, Durchholzen und Südseite des Kaisergebirges angehört und einer jüngeren, der die Nagelfluhreste von Angath und Brannenburg zuzuweisen sind. Über das Alter läßt sich soviel mit Sicherheit sagen, daß sie jünger sein müssen als die Tertiärschichten des Unterinntales, und daß sie vor Ablagerung der Liegendmoräne gebildet und auch verfestigt wurden.

Neuerdings neigt Ampferer [18, 28] dazu, die große Höhenlage der Nagelfluhreste mit tektonischen Verbiegungen in Verbindung zu bringen. (Vgl. Abschnitt III.)

B. Die Terrassensedimente.

Die Hauptausdehnung und größte Mächtigkeit unter den diluvialen Sedimenten erlangen die Terrassensedimente. Dieser Name wird vor allem für die fluviatil-lakustren Ablagerungen im Bereich des Inn-ales verwendet, die dort die prachtvollen Terrassen aufbauen. Ich möchte hier diesen Namen auf alle fluviatil-lakustren Ablagerungen anwenden, die zwischen Liegend- und Hangendmoräne lagern.

Die Terrassensedimente finden sich nicht nur in den Haupttälern sondern erfüllen auch, stellenweise in beträchtlichen Massen, die Seitentäler.

Sie bestehen der Hauptsache nach aus typischen Flußablagerungen; es sind Schotter und Sande mit meist horizontaler oder Kreuzschich-

tung. Die Größe und Form der Gerölle, sowie die Zusammensetzung der Schotter hat große Ähnlichkeit mit derjenigen heutiger Schotter der Täler. Naturgemäß zeigen die Schotter der einzelnen Talsysteme die für die einzelnen Täler charakteristische Zusammensetzung. Die Gerölle der Haupttäler sind meist gut gerundet und bestehen zum größten Teil aus kristallinen Gesteinsarten. Stellenweise sind den Nebentälern Lokalschotter eingelagert. Die Gerölle derselben sind meist gröber und zeigen schwächere Rundung. Sie unterscheiden sich naturgemäß auch durch die Gesteinszusammensetzung von den Schottern des Haupttales. Die Schotter sind vielfach in einzelnen Lagen oder größeren Massen zu Konglomeraten verkittet. Der Grad der Verfestigung wechselt stark. Vielfach gehen die konglomerierten Bänke in lose über und umgekehrt.

Tone und Sande finden sich vor allem im Inntal. In den anderen Tälern treten sie stark zurück.

Die Tone sind meist deutlich geschichtet und von gelblicher bis blaugrauer Färbung, die oft streifenweise wechselt, sogenannte „Bänder-tone“. Sie zeigen meist noch jetzt horizontale Lagerung entsprechend ihrer Entstehung. Lokal weisen sie jedoch manchmal lebhaftere Verfaltung und Verknetung auf, die als Gleit- oder Staubbildungen von in Bewegung geratenen Schuttmassen zu erklären sind. In den Bänder-tonen haben wir die Zeugen ehemaliger Seen vor uns, während die ungeschichteten Tone nur mit Vorbehalt als Seeablagerungen zu bezeichnen sind.

Stellen die Tone das Liegende der Terrassensedimente dar, so sind nicht selten schön gekritzte und polierte Geschiebe in ihnen eingeschlossen. Penck deutet daher diese Ablagerungen als fluvioglazial. Sie können aber auch aus der, die Terrassensedimente unterlagernden Moräne stammen, indem sie aus derselben ausgeschwemmt und in die Tone eingebettet wurden. Diesen Standpunkt vertritt schon Ampferer [11, S. 112].

Gegen oben gehen die Tone vielfach in Sande über. Nicht selten werden sie aber unvermittelt von Kiesen und Schottern schräg überlagert. Stellenweise finden sich auch Linsen, Bänder und Fransen von letzteren in den Tonen eingeschaltet.

Die größeren Sandlagen bestehen aus feinen Quarzglimmersanden, sogenannten „Mehlsanden“. Sie sind selten eisenhaltig und meist locker, sehr selten zu Sandsteinen verbunden. Sie sind deutlich geschichtet und enthalten nicht selten einzelne Bänder und Linsen von größerem Sand, Kies oder Schotter. Die Mehlsande sind öfters im Liegenden mit Bänder-tonen, im Hangenden mit Schotter durch Wechsellagerung verknüpft.

Große Blockanhäufungen fehlen den Terrassensedimenten, sie finden sich nur frei auf deren Oberfläche liegend.

Starke Unterschiede bestehen meistens zwischen der Liegend- und Hangendmoräne. Der ersteren fehlen vor allem große erratische Blöcke, ihre Geschiebe sind bedeutend kleiner und meist von gleichmäßigerer Größenanordnung als diejenigen der Hangendmoräne. Vielfach ist die Liegendmoräne verfestigt und weist tillitartige Beschaffenheit auf. Die

beiden Moränen unterscheiden sich auch meist deutlich durch ihre Färbung, sowie durch den Grad ihrer Bearbeitung. Die Liegendmoräne ist im großen und ganzen stärker bearbeitet als die Hangendmoräne. Während die letztere heute noch sich über große zusammenhängende Flächen erstreckt, besitzt die erstere jeweils nur ganz lokale Ausdehnung.

a) Verbreitung und Lagerung der Terrensedimente in den einzelnen Talgebieten.

Es soll nun zusammenfassend die Verbreitung und Lage der Terrassensedimente in den einzelnen Talgebieten dargestellt und auf die für das Verständnis der Bildung dieser Ablagerungen wichtigen Profile näher eingegangen werden. Dabei soll die Beschreibung mit den Verhältnissen im Inntal beginnen, da wir in diesem Gebiet die wichtigsten Einblicke in den Aufbau der Terrassensedimente gewinnen können.

α. Inntal.

Hier treten uns die Terrassensedimente in ihrer ganzen Mannigfaltigkeit entgegen. Sie gehören durch die Arbeiten von Penck und Ampferer zu den bestbekannten Ablagerungen dieser Art in den Alpen. Bemerkenswert ist in diesem Gebiete die Verwitterung, welche besonders viele Gneisgerölle zeigen. Sie kann erst nach Ablagerung derselben eingetreten sein.

Oberinntal (Gebiet oberhalb Landeck).

In diesem Gebiet besitzen die Terrassensedimente nur spärliche Verbreitung, doch fehlen sie keineswegs, wie aus den Arbeiten von Hammer [44] und Ampferer [17] ersichtlich ist.

Die obersten Reste einer ehemaligen Talzuschotterung sind aus dem Stillebachtal bekannt geworden, das von Reschenscheideck nach dem Engpaß von Finstermünz hinabzieht. Die Schotter beginnen hier meist mit groben Geröllen, die nach oben zu feiner werden und mit Sandlagen in Wechsellagerung treten. Sie beginnen kurz hinter der Paßhöhe Reschenscheideck und lassen sich mit Unterbrechungen bis Nauders verfolgen. Sie erreichen Höhen bis zu 1500 m, am Ausgang des Piengertales wahrscheinlich sogar bis 1600 m. Eine Unterlagerung der Schotter durch Liegendmoräne ist nirgends aufgeschlossen. Die Beimengung von Bündnerschiefer und Serpentin in den südlich gelegenen Schotterresten zeigt aber, daß vor Ablagerung der Terrassensedimente eine Vergletscherung vorangegangen sein muß, denn diese Gesteinsarten stehen südlich von Nauders nicht an und die Gerölle müssen daher eingeschwemmtes erratisches Material sein.

Sehr schwer feststellbar ist die Überlagerung durch Hangendmoräne. Nach Hammer hat es den Anschein, als ob bei Nauders und am Ausgang des Piengertales Moränenreste von Lokalgletschern auf den Schotterterrassen und am Gehänge lagern. Nach meinen Beobachtungen (Sommer 1925) scheint die über den Schotter bei Nauders lagernde Grundmoräne eher Inntaler Grundmoräne zu sein, da ich in ihr Geschiebe von Juliergranit fand.

Zu erwähnen ist noch, daß das Becken von Nauders gegen N durch die Stillebachschlucht geöffnet ist. Der Stillebach fällt unmittelbar hinter Nauders steil abwärts. In der Schlucht findet sich beim Schweinsboden (1250 *m*) vom Bachbett an bis zirka 1400 *m* Höhe Grundmoräne, welche direkt auf Fels lagert. Gegen W (Martinsbruck) ist der Felsrahmen des Beckens an der Norberthöhe niedriger als die obersten Schotterlager. Die Terrassensedimente scheinen demnach auch ins Inntal hinübergereicht zu haben.

Eine eingehende Untersuchung derselben im schweizerischen Teil des Inntales (Engadin) fehlt. Doch sind auch hier alte Schotterreste vorhanden, die den Terrassensedimenten beizuordnen sind. So erwähnen Spitz und Dyhrenfurth [77] ältere Schotter als Nagelfluh entwickelt am Inn bei Scaufs und im Val Trupschum. Nach der geologischen Karte sind diejenigen von Scaufs von Moräne überlagert und reichen bis gegen 1750 *m* Höhe.

Ferner erwähnen sie auf der Terrasse zwischen Süs und Schuls Schotter, die bei Fontana zu Konglomeraten verfestigt sind und in zirka 1410 *m* Höhe lagern.

Ähnliche Schotterablagerungen wie im Stillebachtal finden sich im Samnauntal, sie sind besonders durch ihre große Höhenlage bemerkenswert. Bei Pfandshof (1506 *m*) lagern horizontal geschichtete, gut gerollte feine Schotter aus Talgesteinen (Bündnerschiefer, Diabase). Sie lassen sich bis Raveisch (1803 *m*) hinauf verfolgen.

Bei Campatsch erstrecken sich die Moränen von Alp trida und Alp bella, welche meist aus Diabasblöcken bestehen, bis auf die Schotter hinab. Hammer deutet sie als Rückzugsmoränen und schreibt (a. a. O. S. 51):

„Die Samnauner Schotter gehören jedenfalls noch dem Eiszeitalter an und sind vielleicht interstadialen Alters.“

Ampferer aber stellt die Schotter den Terrassensedimenten gleich und nach seiner Auffassung sind sie als Reste eines interglazialen Schuttkegels zu deuten. Da das Samnauntal stets eine eigene Lokalvergletscherung barg und die Grundmoräne des Inn-gletschers nur ein kleines Stück von der Mündungsseite her eindringen konnte, so ist es unmöglich zu entscheiden, ob die über den Schottern lagernde Lokalmoräne der letzten Großvergletscherung oder einer darauf folgenden Schwankung angehört. Da aber Schotterablagerungen von diesem Ausmaße bis jetzt von keinem Rückzugsstadium her bekannt geworden sind, so möchte auch ich die Schotter des Samnauntales den Terrassensedimenten zustellen.

Weiter innabwärts gegen Landeck finden wir mehrere, allerdings sehr unzusammenhängende Vorkommnisse von Terrassensedimenten.

So stoßen wir im Christinerbachtal auf grobe, horizontal geschichtete und stellenweise verkittete Schotter, welche bis 1500 *m* Höhe reichen. In ihrem Liegenden findet sich typische blaugraue Grundmoräne, während im Hangenden in zirka 1600 *m* Höhe Wechselagerung von Schottern und Moräne zu beobachten ist. Die oberen Schotter weichen in Größe und Zusammensetzung von den unteren ab.

Gegenüber dem Christinerbach lagern im Beutelbachtal schlecht geschichtete Sande und Schotter, die unmittelbar auf dem Grundgebirge liegen und von undeutlicher Inntaler Grundmoräne diskordant überdeckt werden.

Ein weiteres Vorkommen von Terrassensedimenten findet sich am Abfall der Terrasse von Fendels am Ausgange der Fendelserbachschlucht. Hier lagern oberhalb der Lochmühle geschichtete Schotter, die gegen oben schlammig werden und viele Blöcke enthalten. Wir haben hier das Material eines Murganges vor uns, das, wie die Schotter bei Kapelle 1159 *m* zeigen, nur lokal in die Terrassensedimente eingestreut wurde. Die oberen Schotter an der Kapelle zeigen bunte Zusammensetzung und werden von Grundmoräne überlagert.

Von Ried an abwärts fehlen dem Inntal sowie den einmündenden Nebentälern diluviale Schotter. Unterhalb Ladis, bei Fließ und Urgen tritt die Inntaler Grundmoräne bis nahe an den heutigen Talboden herab.

Im Bereiche des bei Landeck ins Inntal mündenden Stanzertals ist nur ein kleines Schottervorkommen auf der Terrasse von Grins-Stanz bekanntgeworden. Es lagern oberhalb der Brücke über das Stanzer Tobel in einer Querfurche zirka 100—1200 *m* hoch bunte verkittete Schotter, reich an kristallinen Geröllen. Diese werden von einer weißlichen, fast rein kalkalpinen Grundmoräne diskordant überlagert.

Näher eingegangen werden muß hier noch auf die eigenartigen Wechsellagerungen zwischen typischer Inntaler Grundmoräne und geschichteten Schottern, welche reichlich erratisches Material führen. Solche Wechsellagerungen sind bis jetzt nur im Gebiet des Inntales oberhalb Landeck bekannt geworden, u. zw. finden sie sich in der Gegend von Grins am Südfall der Parseier Spitze zwischen 1300 bis 1400 *m* Höhe, bei Fendels zwischen 1300—1500 *m*, bei Serfaus zwischen 1400—1700 *m* und im Tal Sinestra zwischen 1700—1800 *m* (siehe Taf. VIIIb).

Es sind dies alles deutliche Wechsellagerungen; nirgends kann das Auskeilen der Schotter zwischen Moräne oder umgekehrt beobachtet werden. Auffallend ist auch, daß die Wechsellagerung jeweils hoch über der Sohle des heutigen Inntales liegt (bei Grins zirka 500 *m*, bei Ried zirka 400 *m* usw.).

Die Vorkommen finden sich auf einer Längsstrecke des Inntales von zirka 48 *km*. Die Höhenlage der Wechsellagerungen schwankt dabei von 1300—1800 *m* Höhe. Sie liegen mit Ausnahme derjenigen im Tal Sinestra auf Felsterrassen.

Nach Ampferer¹⁾ kann über die Entstehung dieser ungemein deutlich entwickelten Wechsellagerungen kaum ein Zweifel bestehen.

„Die Schotter können nur in einer eisfreien Zone aufgeschüttet worden sein. Ihr buntes Material stammt offenbar von der Umschwennung von älteren Grundmoränenmassen und der Vermischung mit lokalen Talschottern her“ (a. a. O. S. 48).

Dieser Auffassung muß man nach dem Studium dieser Wechsellagerungen an Ort und Stelle beipflichten.

¹⁾ Ampferer O.: Über Wachstumsunterschiede zwischen Fern- und Nahgletscher. „Die Eiszeit“, Bd. II, Heft 1.

Als kleinen isolierten Rest von Schottern der Wechsellagerung sind nach meiner Ansicht die von Hammer erwähnten Schotter am Hinterkreitenbach in zirka 1700 *m* Höhe aufzufassen.

Wie man bei Grins und Stanz, bei Fendels sowie am Christinerbach unmittelbar erkennen kann, liegen die Terrassensedimente tiefer als die Wechsellagerungen und werden von Hangendmoräne schräg abgeschnitten und eingedeckt.

Aus den oben dargestellten Verhältnissen wird ersichtlich, daß es nicht möglich ist, die Wechsellagerungen als die mit Grundmoränen sich verzahnenden Enden der Inntalerrassenschotter aufzufassen, wie es z. B. Bayer [34, S. 333] möchte.

Am ehesten ist der Ansicht Ampferers beizupflichten, der die Wechsellagerungen entstanden denkt beim Rückzug der letzten Großvergletscherung (Würm) durch Schwankungen des Eishöchststandes [17, S. 314]. Der Vollständigkeit halber sei noch bemerkt, daß er neuerdings die Bildung dieser Wechsellagerungen eher zur Zeit seiner „Schlußeiszeit“ annehmen möchte.

Das Längstal des Inns von Landeck bis zum Alpenrand.

Das Innlängstal, welches auf weite Strecken hin ungefähr der Grenze zwischen Kalk- und Zentralalpen folgt, zeichnet sich vor allem durch seine meist beidseitig ausgebildeten wundervollen Terrassen aus. Diese beginnen ungefähr 5 *km* unterhalb Landeck und lassen sich mehr oder weniger zusammenhängend bis unterhalb von Kufstein verfolgen.

Die Inntalerrasse zeigt in normaler Ausbildung immer einen ungefähr gleichbleibenden Querschnitt (Fig. 9.).

Über einen Felssockel (Felssofa) (1) lagern fluviatile, meist horizontal geschichtete Schotter (3), die ihrerseits von der Hangendmoräne (4) diskordant überlagert werden. Letztere zieht sich stellenweise am Abfall der Terrasse über die Schotter bis nahe an die heutige Innssole hinab, während sie an den Berghängen noch bedeutend über das Terrassenniveau sich emporstreckt. Lokal scalten sich zwischen die Schotter (3) und den Felssockel (1) Reste von Liegendmoräne (2) ein.

Die Terrassensedimente sind nun weder in ihrer Ausdehnung noch in ihrer Höhenlage auf die Terrassen beschränkt. Vielmehr finden sie sich in nicht unbedeutenden Massen auch in den Seitentälern, wo sie das Terrassenniveau manchmal nicht unwesentlich übersteigen. Ganz lokal finden sich auch an den eigentlichen Inntalflanken über der Terrassenhöhe noch Reste der Terrassensedimente.

Landeck bis unterhalb Riegel von Karres, Terrasse von Imst-Tarrenz.

Zirka 5 *km* unterhalb von Landeck beginnen die Inntalerrassen und somit die Terrassensedimente. Sie erreichen bei Kronburg im Inntal selbst Höhen von 1000 *m*, während sie in den Seitenbächen (Kronburger und Rüssel- [oder Mark-] Bach) bis in 1100 *m* Höhe emporragen. Die Schotter der Seitenbäche setzen sich aus Inn- und Lokal-

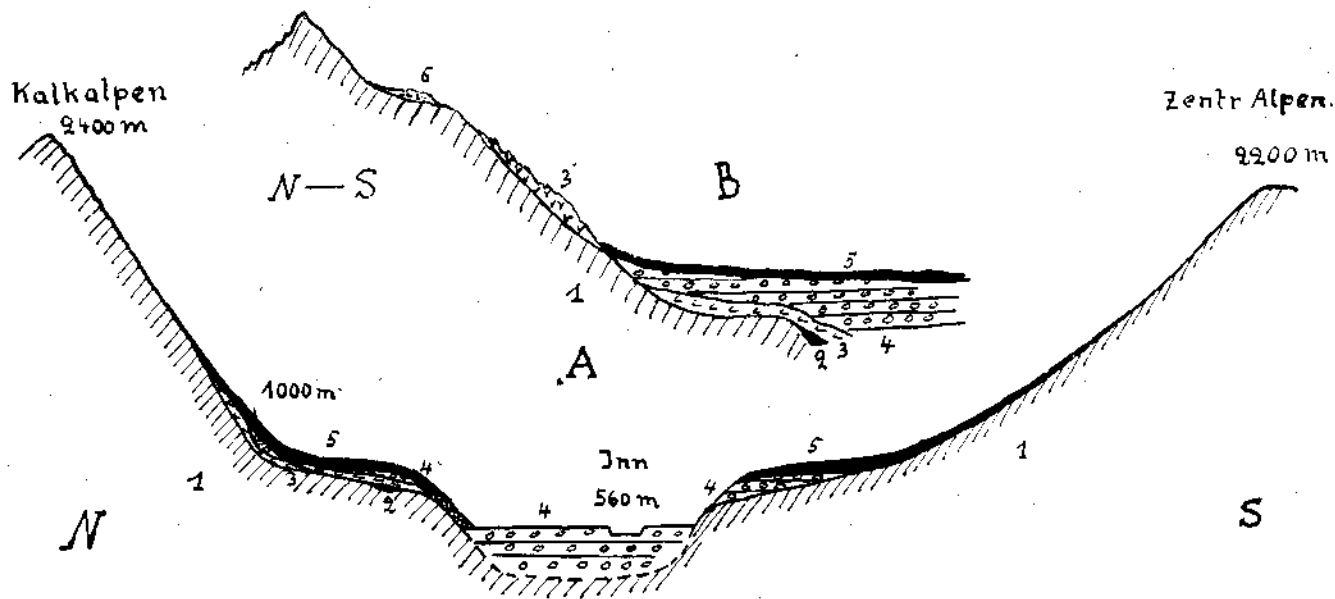


Fig. 9. *A* = Querschnitt durch das mittlere Inntal. *B* = Querschnitt durch das nördliche Gebänge und die anschließende Terrasse.
 (*A* = Querschnitt durch Fels und Oberfläche, natürlich; Diluvialablagerungen, schematisiert. *B* = gänzlich schematisiert.)
 1 = Grundgebirge, 2 = Liegendmoräne, 3 = Breccie, 4 = Terrassenschotter, 5 = Hangendmoräne, 6 = Blockmoräne der Rückzugsstadien.

geröllt zusammen, wobei die letzteren vorherrschen. Sie werden diskordant von der Inntaler Hangendmoräne überlagert.

Im Rüsselbach findet sich eingeschaltet zwischen das Grundgebirge und die Terrassensedimente ein Rest von Liegendmoräne.

Ausgedehnte Verbreitung besitzen die Terrassensedimente in den Terrassen von Arzl und Wald. [Ampferer 17, S. 224—298].

Hier findet sich südlich neben dem jungen Inndurchbruch von Karres eine ältere Talfurche ausgefüllt mit Sand und Schotter. Diese Furche zweigt im W gegenüber der breiten Mündung des Gurgltales vom heutigen Inntal ab, wendet sich gegen SO, überschreitet bei der Arzlbrücke die Pitztaler Ache und zieht unter den Ortschaften Wald und Hoheneck durch, um in der Gegend von Waldeck wieder ins Inntal zu münden. Die Furche mündet beidseitig gleichsohlig ins Inntal. Im Pitztal hingegen liegt ihre Sohle in 770 m Höhe, also etwa 50 m höher als an dem Westende. Der Walderbach hat sich noch nicht bis zur Felssohle der Furche eingeschnitten. Ihrem ganzen Verlauf nach muß diese Furche als ehemaliges Innbett angesprochen werden, das, wie die Höhenverhältnisse seiner Sohle zeigen, nachträglich verhogen wurde (Fig. 10).

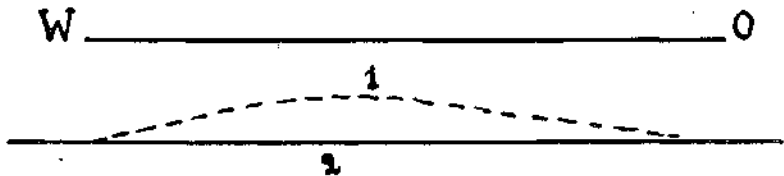


Fig. 10. Verhögene Interglazialfurche von Arzl-Wald (schematisch).

1 = Verlauf der Felssohle der interglazialen Furche, 2 = Lauf des heutigen Inn.

Reste von Liegendmoräne am Grunde dieser Furche zeigen, daß dieselbe schon zur Zeit der, den Terrassensedimenten vorangegangenen Großvergletscherung vorhanden war, während die Bildung der heutigen Innschlucht erst nach Ablagerung der Terrassenschotter erfolgte. Der ganzen Form nach muß auch die ältere Innfurche schluchtartigen Charakter besessen haben.

Die Terrasse von Arzl wird vor allem aus mächtigen Mehlsandmassen aufgebaut. In ihrem Liegenden findet sich bei der Station Imst über der Liegendmoräne noch ein schmaler Streifen von Bänderton. Die Sande vergröbern sich nach oben und beiden Seiten hin und gehen in Schotter über. An der Straße vom Bahnhof Imst nach Arzl zeigen nach Ampferer die Sande deutliche Schrägschichtung vom Pitztal her inaufwärts. In 800 m Höhe werden sie von horizontal gelagerten Schottern und Sanden diskordant überlagert.

Hangendmoräne auf der Terrasse konnte bis jetzt nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden.

Einen anderen Aufbau zeigt die Terrasse von Wald. Sie besteht vor allem aus wohlgeschichteten Schottern. Sande treten stark zurück. Die Zusammensetzung und Größe der Schotter zeigt uns, daß sie im

wesentlichen von der Pitztaler Ache und vom Walderbach aufgeschüttet wurden. Demgemäß fallen auch die Schichten gegen das Inntal zu ein.

Die Terrassensedimente weisen Mächtigkeiten von 100 bis 150 *m* auf und ziehen in großen Massen in die Seitentäler hinein, so im Walderbach bis gegen 1400 *m* Höhe, wo sie von Inntaler Grundmoräne überlagert werden. Im Bereich der Terrasse selbst zeigen die fluviatilen Ablagerungen gute Schichtung, die sie aber in die Täler hinein verlieren. Eckige Gerölle und Blöcke von lokalen Gesteinsarten herrschen vor, dazwischen lagern schön gerundete, auch solche von ortsfremdem Material. Ähnliche Verhältnisse finden sich am Waldele- und Leonhardsbach.

Die nördlich der Innschlucht gelegene Terrasse von Karres besteht zum überwiegenden Teile aus Grundgebirge, überdeckt von mächtigen Grundmoränenmassen. Diese sind auffallend sandig ausgebildet. Es finden sich stellenweise über 1 *m* mächtige reine Sandlager mit Linsen von gekritzten Geschieben. Man gewinnt den Eindruck, als ob in der Moräne viel Sandmaterial aus den Terrassensedimenten einbearbeitet wurde. An der Westseite der Terrasse gegen das Gurgltal stellen sich unter der Moränendecke Terrassenschotter ein.

Die Terrasse von Imst-Tarrenz, die sich entlang des Gurglbaches am Abfall der Lechtaler Alpen dahinzieht, beschrieb eingehend Ampferer in Lit. [5 u. 17]. Ihr Verlauf ist bogenförmig gekrümmt. Sie besteht aus einem Felssockel mit auf- und vorgelagerten Diluvialsedimenten. Im südlichen Terrassenabschnitt herrscht das Felssofa vor, das aber weiter nördlich zwischen Imst und Tarrenz stark zurücktritt. In dem Felssockel lassen sich zwei ungefähr dem Gurgltal parallel verlaufende Furchen feststellen. Die kleinere, näher dem heutigen Tale zu gelegene Furche besitzt nur geringe Ausdehnung. Sie wird vom Palmersbach oberhalb „Gnötiger Freund“ angeschnitten und ist von hangender Inntaler Grundmoräne erfüllt. Die obere größere Furche erstreckt sich durch den ganzen mittleren Teil der Imster Terrasse und läßt sich von Palmersbach, wo sie in dem „Putzeloch“ angeschnitten wird, bis zum Malchbach hin verfolgen. Hier ist sie nördlich der „Neureuterwiese“ angeschnitten. Im folgenden wird sie als Putzelochfurche bezeichnet. Sie wird von Liegendmoräne, Schottern und Hangendmoräne erfüllt. Nach welcher Seite sie einfällt, konnte nicht festgestellt werden.

Der Aufbau der Terrasse wird durch die sie durchschneidenden Bäche sehr gut aufgeschlossen. Es sind dies von S nach N: Palmersbach, Rosengartenschlucht, Malchbach und Salvesenbach.

Im folgenden seien die charakteristischen Terrassenquerschnitte profilmäßig dargestellt.

Profil im Palmersbach:

Hauptdolomitkies (Auswaschung von Hangendmoräne).
Hangendmoräne (gut bearbeitete Inntaler Grundmoräne).

Zentralalpine Schotter (lose, horizontal geschichtet). In der Putzelochfurche angeschnitten.
Grundgebirge.

Diskordanz.

Diskordanz.

Profil durch den Imster Kalvarienberg:

Hangendmoräne.

Diskordanz.

Zentralalpine Schotter (lose, horizontal geschichtet mit Mehlsandeinlagerungen).

Diskordanz.

Konglomerat (fest verkalkte, horizontal gelagerte Schotter mit Sandlagen, bis 848 m Höhe reichend. Zentralalpines Gerölle gegenüber den kalkalpinen stark zurücktretend).

Liegendes?

Profil in der Malchbachschlucht vor Putzelochfurche (siehe Fig. 11).

Hangendmoräne.

Diskordanz.

Zentralalpine Schotter (lose, unmittelbar auf den westlichen Partien des Konglomerats liegend).

Diskordanz.

Konglomerat (vom Habitus des Kalvarienbergkonglomerats. Am Nordabhang in zirka 960 m Höhe auf einer Strecke von gegen 300 m Länge erschlossen. Die Bänke fallen schräg sowohl talaus- als auch hangwärts).

Sand und Tone (fein, mit sehr lebhaft talauswärts gerichteter Gleitfaltung).

Kalkalpine Schotter (grob, horizontal geschichtet mit vielen groben Gosaugeröllen).

Kalkalpine Schotter (fein. Die Kalkschotter, sowohl grob wie fein, sind nun stellenweise verkittet).

Diskordanz.

Liegendmoräne (ungeschichtet, weißlich, nur lokale Einschaltung).

Diskordanz.

Grundgebirge.

Profil im Malchbach, Putzelochfurche (Fig. 11).

Hangendmoräne.

Diskordanz.

Zentralalpine Schotter (stellenweise verkittet, horizontal geschichtet, gegen unten mit Sandlagen).

Bändertone (schmal, in zirka 960 m).

Diskordanz (Quellenaustritt).

Liegendmoräne.

Profil durch die Terrassen nördlich von Imst.

Hangendmoräne.

Diskordanz.

Zentralalpine Schotter (lose, horizontal geschichtet bis 1000 m Höhe reichend).

Kiesiger Schotter



sandiger Lehm und Bändertone.

Diskordanz.

Liegendmoräne am Ausgang des Fatzehtales und im Kampill als lokale Einlagerung.

Diskordanz.

Grundgebirgssockel (stark zurücktretend).

Profil im Salvesenbachtal bei Tarrenz:

Hauptdolomittkies (Auswaschung von Hangendmoräne).
Hangendmoräne.

Diskordanz (stark).

Zentralalpiner Schotter (lose, horizontal gelagert).

Von Altstarkenberg an taleinwärts, lose, ostwärts fallende Schotter meist ans Hauptdolomit, direkt auf Fels. Gegenüber von Altstarkenberg in diesen schrägesch. Schottern eine Lage von horizontal gelagerten zentralalpiner Schottern eingelagert).

Konglomerat in gleicher Ausbildung wie dasjenige von Imst und Machbach. Nur noch ein kleiner Rest als vorspringende Kanzel erhalten. Die zentralalpiner Schotterumhülle des Konglomerat. Liegendes?

Liegendmoräne (Lokal).

Diskordanz.

Grundgebirge.

Diskordanz.

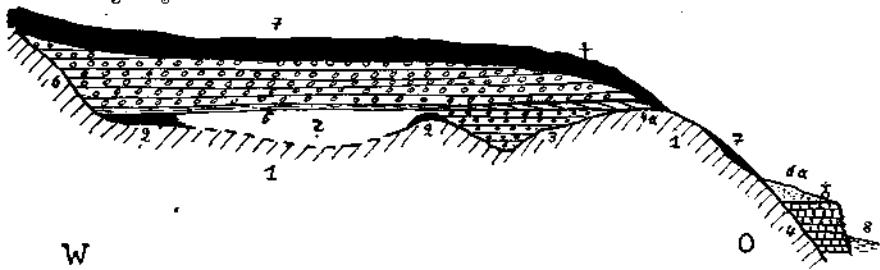


Fig. 11. Profil durch die Malchbachschlucht bei Imst (beide Tatseiten in ein Profil zusammengezogen).

1 = Grundgebirge, 2 = Liegendmoräne, 3 = reiner Kalkalpenschotter, 4 = Konglomerat des Kalvatienberges, 4a = Konglomerat von Habitus wie bei 4, sccrög talanfwärts fallend, 5 = Bändertone, 6 = Zentralalpenschotter, 6a = Sande, 7 = Hangendmoräne des Inngletschers, 8 = Schutt.

Im Gurgital selbst erreichen die Bändertone bedeutende Ausdehnung. Ihr Liegendes ist nirgends erschlossen. Beim Geiersbichl und beim Wirtshaus Dollinger (808 m) lagert heute unmittelbar auf ihnen gut bearbeitete Inntaler Grundmoräne.

An der Ostseite des Gurgitales finden sich zwischen dem Inn und der Holzstoffabrik (östlich von Imst) und zwischen Strad und Dormnitz am Abhang des Tschirgant Reste von Schotterterrassen, bestehend aus losem, zentralalpinem Material. Zentralalpine Gerölle finden sich noch unterhalb der Bergsturzmassen des Fernpasses.

Versuchen wir die Entstehung der Imster Terrasse zu rekonstruieren.

Vor Ablagerung der ersten Diluvialsedimente mußte das Gurgital tiefer als heute eingeschnitten gewesen sein. An seiner rechten Talflanke wurde es von einer über 300 m hohen Felsterrasse hegleitet. Zur Ablagerungszeit der Liegendmoräne war diese Terrasse stark von Schutt befreit gewesen, da die Liegendmoräne überall unmittelbar dem Grundgebirge auflagert. In der Malchbachschlucht vor allem ist ersichtlich, daß die Oberfläche der Felsterrasse starke Unebenheiten aufwies (Fig. 11).

Lokal finden wir nun in der Malchbachschlucht über der Liegendmoräne Reste einer rein kalkalpinen Zuschotterung, deren Ablagerungen heute nur teilweise verkittet sind.

Über diesen kalkalpinen Schottern lagern Bänke eines gut verkitteten Konglomerats, das zum überwiegenden Teil aus kalkalpinen Gesteinsarten aufgebaut wird. Die schräg talaus- und hangwärts geneigten Bänke zeigen an, daß diese Schotter schuttkegelartig aus dem Malchbachtal herausgeschüttet wurden. Dieses Konglomerat findet sich nun auch im Gurgltal selbst, wo es horizontale Schichtung aufweist. Es unterteuft hier das heutige Bachbett und reicht jetzt noch bis in 840 *m* Höhe, während es in der Malchbachschlucht bis 960 *m* Höhe aufsteigt. Ein kleiner Felsen aus habituell gleichen Konglomeraten finden sich im Salvesenbachtal, wo er ganz von den losen zentralalpinen Schottern umgeben ist.

Das Konglomerat besaß somit bedeutende Ausdehnung und Mächtigkeit. Es war schon vor Ablagerung der zentralalpinen Schotter stark der Witterung ausgesetzt.

Über diesem Konglomerat lagern nun, getrennt durch eine starke Erosionsdiskordanz, die eigentlichen Terrassensedimente. Ersteres wurde vor Ablagerung der losen zentralalpinen Schotter stark zerschnitten und erodiert. Bemerkenswert ist, daß zwischen Konglomerat und Terrassensedimenten nirgends Spuren einer Vergletscherung nachweisbar sind.

Wir haben im Gurgltal somit zwei durch eine deutliche Erosionsdiskordanz getrennte Zuschotterungsphasen zu unterscheiden. In der älteren erfolgte die Verschotterung vorwiegend durch kalkalpines Material, also vom Gurgltal und seinen Seitentälern aus, und reichte bis über 900 *m* Höhe empor. Diese zum größten Teil zu Konglomerat verkalkten Schotter wurden wieder in größerer Tiefe als die heutige Talsohle zerschnitten und fast vollständig beseitigt.

In der darauffolgenden zweiten Zuschotterungsphase haben wir in der Hauptsache eine einfache Verlandungsserie von Bänderton, Sanden zu Schotter vor uns. Die Verschotterung erfolgte, wie aus dem Überwiegen der zentralalpinen Gerölle ersichtlich ist, vorwiegend vom Inn aus. Daß zu dieser Zeit auch die kalkalpine Zuschotterung Bedeutung erlangte, ist aus den Verhältnissen im Salvesenbach ersichtlich.

Die lakustren Bändertone erreichen im Gurgltal bedeutende Ausdehnung. Sie lassen sich auf eine Erstreckung von 7—8 *km* nachweisen und zwingen uns zur Annahme eines einheitlichen Sees im Bereich des Gurgltales von nahe der Mündung an bis in die Gegend von Nassereith. Die Bändertone reichen heute noch bis in 800 *m* Höhe, mindestens in gleicher Höhe muß der ehemalige Seespiegel gelegen sein.

Ein solcher See müßte aber auch das Inntal bis oberhalb Landeck erfüllt haben. Hier finden sich nirgends Spuren eines solchen. Die Seeablagerungen lassen sich nur his nahe an die Mündung des Gurgltales hin verfolgen. Diese Tatsachen zwingen uns, den Gurgtalsee durch Aufstau vom Inntal her zu erklären, da eine Hebung des Gebietes des Gurglbaches gegenüber demjenigen des Inntales nach Ablagerung der Seesedimente nicht anzunehmen ist. Breitsohlig und ohne Stufe mündet das Gurgltal heute ins Inntal. Nichts deutet auf eine lokale junge Hebung hin.

Nach Ablagerung der Terrassensedimente wurde das Gurgltal wieder von einer bedeutenden Erosion erfaßt. Diskordant zieht sich die Grundmoräne der letzten Großvergletscherung von 1000—800 *m* hinab.

Mieminger Hochfläche.

(Ampferer 2, 4.)

Der mächtige Rest der Inntalschuttfüllung, welcher zwischen Nassereith und Telfs erhalten liegt, bildet wahrscheinlich die Einlage in einer Tal-
furchen, welche zwischen der Mieminger Kette und dem Bergkamm
Tschirgant-Nachberg eingesenkt ist.

Der Aufbau dieser Terrasse wird vor allem durch den Strang- und
Klammbach erschlossen. Am Eingang des Strangbaches befindet sich die
schon oben beschriebene (S. 384) Nagelfluh von Nassereith (siehe auch
Prof. 8).

Im oberen Graben des Strangbaches gegenüber der Ortschaft
Aschland findet sich folgendes Diluvialprofil (nach Ampferer)¹⁾:

1100 m. Decke von geschichteten Schottern.

Sehr deutliche Grundmoräne (gegen W auskeilend).

Feine Schotter, horizontal geschichtet, dünne Lage von Bänderton.

Größere Schotter, horizontal geschichtet, lagenweise verkittet.

1020 m Grundmoräne, gut bearbeitet, nahe über Bach.

Das Auskeilen der Hangendmoräne erklärt Ampferer [4, S. 98]
durch teilweise Erosion und Überschüttung von seiten des Lokalgletschers
des Lehnbergtales.

Die Hochfläche selbst besteht aus einer Decke von gut bearbeiteter
Inntaler Grundmoräne, die stellenweise in beträchtlicher Ausdehnung von
jüngeren glazialen Ablagerungen eines Lokalgletschers überlagert wird.

Der Klamm- oder Sturlbach schneidet oberhalb Schloß Klamm
nur in Hangendmoräne ein. Unterhalb der Klamm reichen die Schotter
bis 870 m Höhe (bei Holzleiten bis über 1000 m Höhe). Die Hangend-
moräne zieht von 870 m talauwärts bis 740 m Höhe hinab. Im Inntal
selbst steigt sie bis nahe zur heutigen Talsohle hinunter. Die Moräne
greift vielfach sackartig in die Schotter ein. Letztere sind deutlich hori-
zontal geschichtet und enthalten vielfach Lagen von feinerem Sand.
Nach unten nimmt die Verfestigung zu Konglomeratbänken überhand.

Der nördliche Aufschluß unterhalb Schloß Klamm zeigt ein mäßiges
Fallen der Schotter (zirka 8°) gegen S. Weiter südlich streichen in
gleicher Höhe die Schichten horizontal. Ich möchte mit Ampferer die
Schrägrichtung nur als ganz untergeordnete Störung auffassen und nicht
als Deltastruktur wie Penck [69, S. 327].

In beiden Tälern, die von Wildermieming gegen Telfs ziehen, sind
die diluvialen Ablagerungen schlecht aufgeschlossen. Der Aufbau der
Terrassensedimente läßt sich hier nicht feststellen.

Der Gießbach bei Telfs legt im wesentlichen alte Kalkschotter bloß
(Fig. 12).²⁾

Direkt am Ausgang der Klamm lagern dem Fels (1) steilfallende,
breccienartige Kalkschotter (3) an, die in zirka 800 m Höhe von hori-
zontal gelagerten Innschottern (4) überlagert werden. Über ihnen streicht

¹⁾ In beiden Sommern zur Zeit meiner Begehung fast vollständig verschüttet.

²⁾ Im Sommer 1926 waren diese Aufschlüsse durch einen Murgang vollständig verschüttet.

eine nur dünne Lage von Grundmoräne (5), der grobes Kalkblockwerk (6) auflagert. Bei Emat finden sich unter den Schottern Reste einer schlecht aufgeschlossenen Grundmoräne (2). Die von Penck [69. S. 327] erwähnten Deltaschotter, die in zirka 760 m Höhe lagern sollen, konnten trotz langen Suchens nicht mehr aufgefunden werden.

Die deltaartigen Breccienschotter unterteufen das heutige Bachbett. Es gibt zwei Möglichkeiten, das steile Fallen der Schichten zu erklären: erstens können sie im Sinne Pencks als Deltaschotter aufgefaßt werden, oder zweitens als Schuttkegel, welche aus der noch nicht so tief wie heute eingeschnittenen Klamm ins Inntal hinausgeschüttet wurden. Beide Erklärungen verlangen aber vor Ablagerung der horizontalen Schotter (4) eine teilweise Erosion der steilgestellten Schotter. Es wird dies sofort bei Betrachtung eines Deltaquerschnittes deutlich (Fig. 13).

Bei Annahme eines Schuttkegels ist ohne weiteres ersichtlich, daß mindestens die Spitze erodiert worden sein muß. Wir haben also

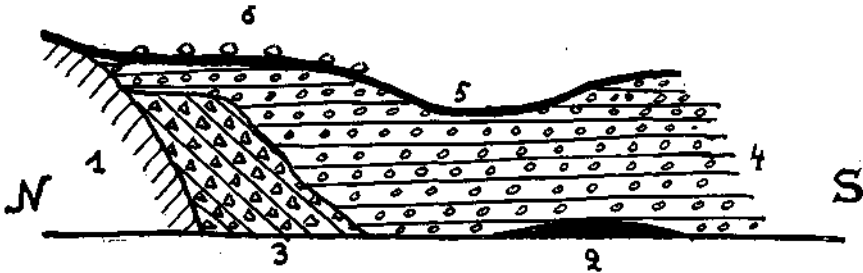


Fig. 12. Profil entlang des Gießbaches bei Telfs.

1 = Grundgebirge, 2 = umgeschwemmte Liegendmoräne, 3 = steilfallende breccienartige Kalkschotter, 4 = Innschotter (horizontal), 5 = Hangendmoräne, 6 = Kalkblockwerk.

zwischen die steilfallenden Kalkschotter (3) und den horizontalen Innschottern (4) eine Erosionsdiskordanz zu setzen, Verhältnisse, wie wir sie schon zwischen den Kalk- und zentralalpinen Schottern der Imster Terrasse kennengelernt haben.

Nördliches Inntalgehänge zwischen Telfs und Jenbach.

Zwischen Telfs und Kranebitten stößt das Kalkgebirge unmittelbar mit Steilhängen an das Inntal. Fluviale Ablagerungen am Gehänge fehlen fast ganz. Im Kochental finden sich an der östlichen Talseite kleine Lagen von verkittetem eckigen Schutt. Im Hintergrund des Tales fand Ampferer Rollstücke eines Konglomerats mit sehr viel zentralalpinen Geröllen.

Beim Bau der Mittenwaldbahn wurden an der Westseite der Elenbachklamm bei Hochzirl, in zirka 300 m über dem heutigen Inntal gelegen, Reste von Terrassensedimenten angeschnitten [Ampferer, 17, S. 291].

Über der Rauhwacke der Raibler Schichten liegen unmittelbar Mehlsande mit Geröllen; darüber horizontal gelagerte, vorherrschend zentralalpine Schotter, deren unterste Lagen schwach verkittet sind. Über diesen Schottern lagert diskordant die Decke der Hangendmoräne.

Die Terrassensedimente reichen hier bis 1000 *m* Höhe, während die benachbarte Inntalterrasse sich nur bis zirka 800 *m* Höhe erhebt. Die Schotter von Hochzirll bezeugen, daß die Inntalzuschothterung einstens bis 200 *m* Höhe über die heutige Terrasse emporgereicht hat.

Die Hangendmoräne reicht bei Ober Pettnau, Leibfling, Eigenhofen und Bartner unterhalb von Zirll bis nahe an die heutige Innaue hinab. (Bei Eigenhofen bis zirka 10 *m* über heutigem Innspiegel.)

Unterhalb Kranebitten beginnt sich zwischen das Kalkgebirge und das Inntal eine Terrasse einzuschieben, die bis in die Gegend von Stans reicht. Sie wird durch den Schuttkegel des Weißenbaches, der aus dem Halltal kommt, in zwei Teile geteilt, in die westliche „Terrasse nördlich von Innsbruck“ und in die östliche „Gnadenwaldterrasse“.

Die „Terrasse nördlich von Innsbruck“ wird in ihrer kurzen Erstreckung von sechs Quertälern vollständig und von mehreren kleineren Gräben unvollständig zerschnitten. Ihr Aufbau ist sehr verwickelt, da

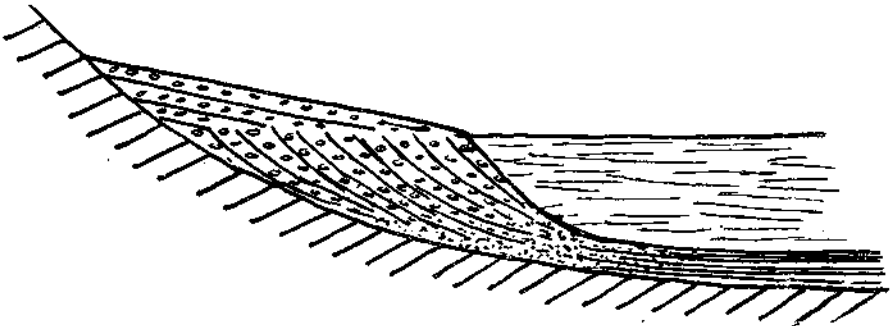


Fig. 13. Schnitt durch ein Delta (nach Gilbert, Lake Borneville).

sich unter den geschichteten Innschottern neben dem Felssockel auch noch Reste der Höttinger Breccie, der Höttinger Schotter und Grundmoränenreste älterer Vergletscherungen finden. Ebenso sind noch Innschotter und Moränen des Spätglazials, sowie Gehängeschutt, Schuttkegel und Talschotter des Postglazials am Aufbau der Terrasse beteiligt. Die „Terrasse nördlich von Innsbruck“ gehört durch die Arbeit von Penck (62) zu den am genauesten durchforschten Teilen der Inntal-terrasse.

Im folgenden seien fünf Profile durch die „Terrasse nördlich von Innsbruck“ dargestellt, die sich ungefähr auf einen 8 *km* langen Terrassenabschnitt verteilen und vor Augen führen, wie rasch hier im einzelnen der Aufbau der Terrasse sich ändert (Fig. 14—18).

Des näheren muß hier noch auf die interessanten Aufschlüsse im Höttinger Graben eingegangen werden (Fig. 15, 16).

Wir finden hier zwischen die Breccie und die Terrassensedimente den Höttinger Schutt (4) eingeschaltet. Er besteht in der Hauptsache aus Talgesteinen, darunter mischen sich in stets ansehnlicher Zahl kristalline Gerölle und mehr oder weniger gut abgerollte Blöcke der Höttinger Breccie. Die kristallinen Gerölle sind hier in größerer Menge als in der

Breccie eingestreut. Charakteristisch ist eine starke Beimengung feimlehiger Teile. Die Schichtung, die durch einzelne Lagen besser gerollten Materials hervorgehoben wird, fällt im Sinne des Inntalgehanges. Die Verkittung ist unbedeutend. Wir haben hier das wenig verfestigte Material eines alten Schuttkegels des Höttinger Baches vor uns, welcher jünger als die Höttinger Breccie ist. Die starke Beimengung von Lehmteilchen läßt auf Material schließen, das aus Murgängen hervorgegangen ist. Überlagert wird dieser Schutt diskordant von den Terrassensedimenten, die bis 900 m Höhe emporreichen. Die Mehlsande unterlagern hier nicht die Schotter, sondern sind als lokale Ausbildung neben denselben abgelagert worden; die einen ersetzen die anderen. Die auf der rechten Seite erschlossene Linse von rein kalkalpinen Schottern (8) zeigt, daß auch während der Aufschüttung der Innschotter der Höttinger Bach Material zu Tale förderte und den Terrassensedimenten einverleibte.

In der die Terrassensedimente diskordant überlagernden Hangendmoräne finden wir am Wege vom Höttinger nach dem Gramarhofen ein Schotterlager eingeschlossen. Penck schließt daraus, daß die Ablagerung der Innschotter bis zur Bildung ihrer Hangendmoräne stattfand und damit wechselte. Es gingen also die interglazialen Schotter in glaziale über. Dem widerspricht aber die überall zu beobachtende Diskordanz zwischen Terrassensedimenten und der Hangendmoräne. Infolge der rein lokalen Verbreitung und sehr geringen Ausdehnung dieser Schotter möchte ich sie eher als Ablagerungen eines unter dem Gletscher (oder im Gletscher) dahinfließenden Gewässers deuten, also als subglazial entstanden.¹⁾

Das Weiherburgdelta (Fig. 17, 7) besteht aus ziemlich festem, löcherigem Konglomerat von Inntalgesteinen, welche unter einem Winkel von 20 bis 30° westwärts fallen. Es enthält selten Gerölle der Höttinger Breccie und reicht von 650 bis 700 m Höhe. Im N lagert das Delta direkt auf dem Grundgebirge, während im S Tone das Liegende bilden.

Weiter ostwärts von der Hungerburgbahn an treffen wir auf ähnliche Profile, wie in Fig. 18 dargestellt. Zu erwähnen wäre nur, daß nach meinen Beobachtungen im Gegensatz zu denen Pencks [62, Taf. I] die Mehlsande und vor allem die Tone geringere Ausdehnung einnehmen. In den unteren Terrassenpartien herrschen allerdings die Sande vor, doch finden sich in ihnen nicht selten mächtige Schotterlinsen eingestreut.

Beim Arzler Kalvarienberg stoßen wir wieder auf ein mächtiges Bänderonlager, das von zirka 570 bis 670 m Höhe reicht. Die Tone sind stark sandig, besonders in den unteren Partien findet eine starke Sandanreicherung statt. Dicht neben den Bänder-tonen des Kalvarienberges finden sich in gleicher Höhe grobe Innschotter.

Nördlich von Hall wird die Inntalterrasse durch den Weißenbach durchbrochen, der eine breite Bresche in die Terrasse geschnitten hat. Ein gewaltiger rezenter Schuttkegel erstreckt sich aus dem Salztal ins

¹⁾ Eine solche subglaziale Rinne mit bedeutender Geröllführung konnte ich im Frühling 1927 in Begleitung von Professor Philipp, Köln, am Morteratschgletscher (Engadlin) beobachten.

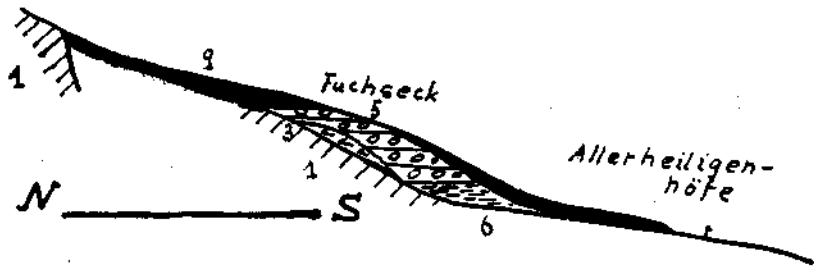


Fig. 14. Profil westlich des Höttinger Grabens (nach Penck).

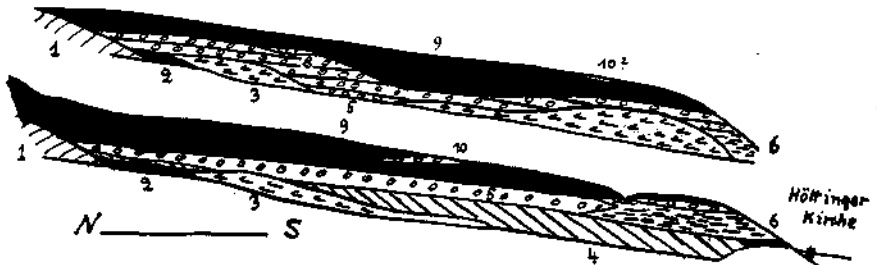


Fig. 15 und 16. Profil des Höttinger Grabens, rechte und linke Talseite (nach Penck).

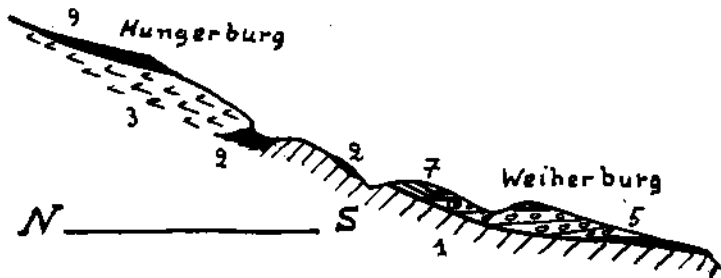


Fig. 17. Profil bei der Weierburg (nach Penck).

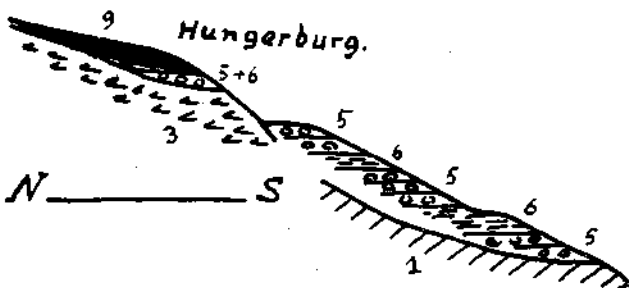


Fig. 18. Profil entlang der Hungerburgbahn (nach Penck).

Legende zu Fig. 14 bis 18. 1 = Grundgebirge, 2 = Liegendmoräne, 3 = Breccie, 4 = Höttinger Schutt, 5 = Innschotter, 6 = Tone, 7 = Weierburgdelta, 8 = Linse von Kalkschottern, 9 = Hangendmoräne, 10 = subglazialer Schotter.

Inntal. Nur an einzelnen Stellen ist das Liegende dieses Schuttkegels aufgeschlossen. So werden westlich von Hall in Gruben unter dem Schuttmaterial des Weißenbaches in zirka 570 m Höhe Bändertone abgebaut; ferner erhebt sich bei Metans ein Hügel von Terrassensedimenten aus den rezenten Schuttmassen.

Östlich des Salzaches erhebt sich die stattliche „Terrasse des Gnadenwaldes“. Der ganze Abschnitt derselben, welcher zwischen dem Halltalschuttkegel und dem Vomperbach liegt, zeigt in keinem seiner tiefen Gräben das Grundgebirge entblößt. In gewaltigen Massen treten uns hier die Terrassensedimente entgegen; sie bauen eine bis 2 km breite, und bis 280 m über den heutigen Talboden emporreichende Terrasse auf. Nach Ampferer [2. S. 118] bilden die geschichteten diluvialen Ablagerungen hier die ziemlich ungestörte Verlandungsreihe eines Sees, meist mit Bändertonen beginnend und sich dann über Mehlsand und Kies zu Schottern vergrößernd. Dieser Ansicht kann nicht in allen Punkten beigestimmt werden. Wohl gehen die fluviatilen Sedimente im allgemeinen von unten nach oben in gröbere Komponenten über, die Bändertone aber bilden nur lokale Einschaltungen in den Sand- und Schottermassen. Das einzige bedeutende Bändertongelager der Gnadenwaldterrasse findet sich östlich von Fritzens. Hier sind in einer Tongrube in zirka 640 m Höhe zirka 15 m mächtige Bändertone erschlossen. Nach Ampferer [2] und Penck [64] fanden sich unter den Tonen Reste einer Grundmoräne. Von letzterer war im Sommer 1925 keine Spur mehr zu finden. Daß die Bändertone nur lokale Verbreitung besitzen geht daraus hervor, daß sowohl westlich von ihnen bei Baumkirchen, als auch östlich im Bärenbachtal in gleicher Höhe, sowie auch tiefer stark sandige Schotter auftreten. Am linken Ufer des Bärenbaches fallen in zirka 590 m Höhe diese gutgeschichteten, mit Sand- und Lehmlagen durchzogenen Schotter mit ungefähr 17° gegen N, also hangwärts. Ein solches Fallen finden wir im großen wieder im Bereich des Achenseedammes. Es wurde hervorgerufen durch das rasche Aufschottern des Inns, wie bei Besprechung des Achenseedammes näher dargelegt werden soll.

Die von Ampferer auf Blatt „Innsbruck—Achensee“ eingezeichneten Bändertone im Tal nördlich von Terfens konnten nicht aufgefunden werden. Als Liegendes finden sich Mehlsande, die nach oben in stark sandige, lose Innschotter übergehen.

Das Vomperloch.¹

Einer der interessantesten Aufschlüsse zum Verständnis des Aufbaus der Inntalerrasse bietet das Vomperloch [Ampferer 13, Penck 64]. Der Vomperbach schneidet hier nach seinem Austritt aus der tiefen Klamm vor seiner Mündung in den Inn die breite Gnadenwaldterrasse auseinander und legt auf beiden Seiten den vollständigen Aufbau der Terrasse bis zum Grundgebirge hinab bloß.

Nach Ampferer [13] bieten sich hier folgende Verhältnisse dar:

„Über dem Grundgebirge aus älterer Trias baut sich die Inntalerrasse auf. Zu unterst liegen Grundmoränen in mehreren Resten, teils auf dem Fels, teils an der Ostseite des Baches auf gefältem Bändertone und Mehlsand. In dem Bändertone

sind schöne gekritzte Geschiebe eingeschlossen. An der Westseite des Vomperloches ruht die Grundmoräne einem klaren, ostwestlich geschrammten Gletscherschliff auf, was beweist, daß Schliff und Moräne älter als die hangende Terrasse sind.

Über diese Liegendmoräne ist nun das steilgeschichtete, mächtige Delta des Vomperbaches aufgestapelt, welches das heutige Bachbett unterteuft und von Verwerfungen durchsetzt erscheint. Nicht selten sind in diesem kalkalpinen Schutt bis kopfgroße erratische Geschiebe enthalten. Auf den tief erodierten Schichtenköpfen dieses Konglomerats ruhen dann die vorherrschend zentralalpinen Schotter und Sande der Innalterrasse. Sie sind meist horizontal gelagert. Auf der Höhe der Terrasse stellt sich streckenweise ein Überzug von der Hangendmoräne ein.“

Ergänzend wäre noch beizufügen, daß die Bänke des in allen seinen Teilen in bezug auf Verkittung, Zusammensetzung und Aufbau gleichmäßigen und einheitlichen Schuttkegels schräg gegen Südwesten über den heutigen Bachlauf fallen. Die Stirne des Schuttkegels muß weiter östlich als die heutige Mündung der Schlucht gelegen sein.

Zu ähnlichen Ergebnissen wie Ampferer gelangte Penck [64, S. 215]. Auch er setzt die Bändertone und die sie überlagernde Grundmoräne ins Liegende des von 570 bis 680 m Höhe reichenden Schuttkegels.

Eine besondere Bedeutung legt Penck den auf der rechten Talseite hart am Ausgang des Vomperloches gelegenen, horizontal geschichteten Schottern bei (sie gleichen vollkommen den Schuttkegelschottern):

„das ist der Schuttkegel, den der Vomperbach seinem Delta aufsetzte“.

Eine genaue Untersuchung der Aufschlüsse im Bereich der Bändertone führte den Verfasser zu einer von der obigen stark abweichenden Ansicht über das gegenseitige Altersverhältnis von Bändertone und unmittelbar darüberliegender Moräne einerseits und den Deltaschottern und Innschottern andererseits.

Es findet sich nämlich zwischen den Bändertonen und der Moräne eine Lage rein kalkalpiner Schotter eingeschaltet (Fig. 19). Dieselben sind horizontal geschichtet, gut verfestigt, und weisen keinerlei gekritzte oder polierte Geschiebe auf. Es sind typische Flußgerölle voll von

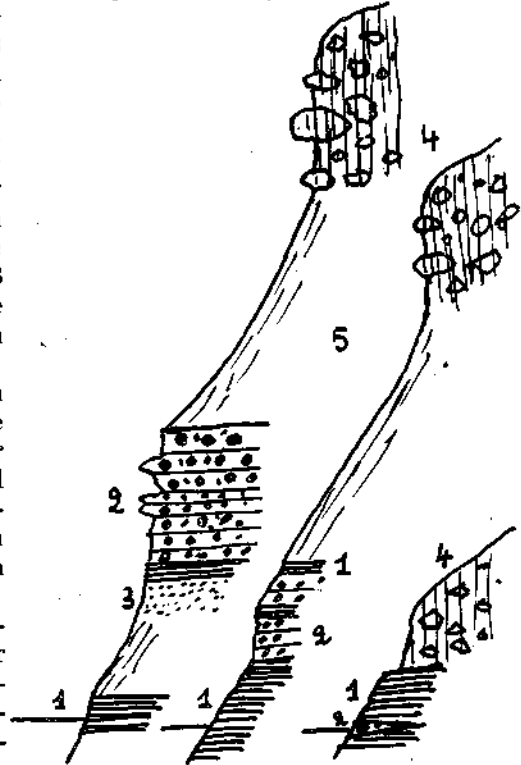


Fig. 19. Kulissenprofile durch den Aufschluß über den Bändertonen im Vomperbach.

1 = Bändertone, 2 = reine kalkalpine, gut konglomerierte Schotter, ohne gekritzte Geschiebe, 3 = Sande, 4 = Innaltaler Grundmoräne mit gut gekritzten Geschieben und groben Blöcken, 5 = Schutt.

Schlagpunkten, die dieses Konglomerat aufbauen. Linsen und Lagen desselben finden sich in den Bändertonen eingeschaltet, ebenso treten schmale Bändertonerlager in den unteren Partien der Kalkschotter auf. In den hintersten Aufschlüssen schalten sich zwischen die Tone und Schotter feine gelbe Mehlsande ein. Erst über den Kalkschottern lagert die Moräne, die im südlichsten Aufschluß direkt auf dem Bändertone liegt. Hier finden sich auch die gekritzten Geschiebe in den Tonen, während sie da, wo sich die Schotter zwischen Ton und Moräne schalten, fehlen. Man gewinnt dadurch den Eindruck, daß die gekritzten Geschiebe von der hangenden Moräne her eingepreßt worden sind.

In ihrer Zusammensetzung weicht die Moräne stark von den bis jetzt im Inntal bekanntgewordenen Liegendmoränen ab. Während sonst in diesen Ablagerungen große zentralalpine sowie Kalkblöcke fehlen (oder nur äußerst selten vorkommen), finden wir dieselben in hiesiger

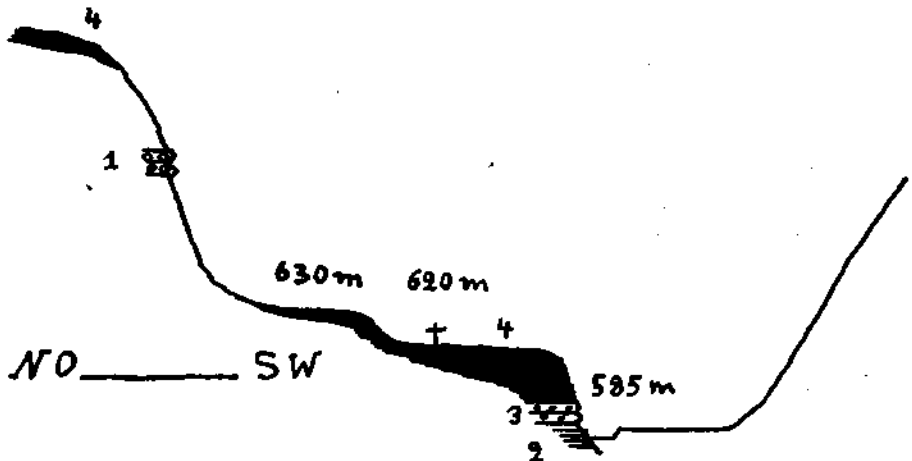


Fig. 20. Profil durch das Vomperloch.

1 = konglomerierte horizontallagernde Innschotter, 2 = Bändertone, 3 = konglomerierte rein kalkalpiner Schotter, 4 = Inntaler Grundmoräne (Hangendmoräne).

Moräne in großen Massen eingestreut. Ferner weist sie keine tillitarige Beschaffenheit auf. Die über den Bändertonen lagernde Grundmoräne gleicht in Habitus und Zusammensetzung ganz der Hangendmoräne, wie wir sie auf den Höhen der Gnadenwaldterrasse finden.

(Bemerkenswert ist noch, daß in den tiefer gelegenen südöstlichen Partien der Moräne zentralalpine Geschiebe sehr selten sind, während sie in den höhergelegenen nordwestlichen Partien häufig auftreten.)

Zwischen dem Vomperbach und dem Abfall des Vomperberges schaltet sich eine zirka 40 m hohe Terrasse ein, die wieder in sich selbst terrasiert ist (Fig. 20). Die Moräne läßt sich nun, wie an einem frisch aufgeschürften Graben ersichtlich war, über diese Terrasse bis an den Steilabfall des Vomperberges verfolgen. Höher stehen Reste des Schuttkegels an, die von zentralalpinen horizontal gelagerten Schottern diskordant überlagert werden, auf denen auf der Höhe des Vomperberges Grundmoräne liegt.

Es fragt sich nun, ob die Moräne im Vomperloch wirklich als Liegendmoräne zu bezeichnen ist. Eine direkte Überlagerung der Moräne durch die Schotter des Schuttkegels oder durch die zentralalpinen Innschotter läßt sich nirgends nachweisen. Ihrer Beschaffenheit nach muß die Moräne eher als Hangendmoräne angesprochen werden. Bei der Deutung als Liegendmoräne müßte man annehmen, daß der Vomperbach beim Wiedereinschneiden zuerst die zentralalpinen Terrassenschotter, hernach die gut konglomerierten Deltaschotter durchschnitten, die Liegendmoräne aber als Terrassen stehen gelassen habe. Diese Erklärung mutet sehr unwahrscheinlich an. Das gleiche gilt von dem erhaltenen Gletscherschliff auf der Westseite des Baches. Auch die über demselben lagernde Moräne weist vollständig den Typus der Hangendmoräne auf. Die Ostwestrichtung des Schliffes ist, wie aus einer genauen Betrachtung der Karte hervorgeht, nicht unbedingt zwingend für die Annahme, daß seine Bildung vor Ablagerung der Deltaschotter erfolgt sein muß.

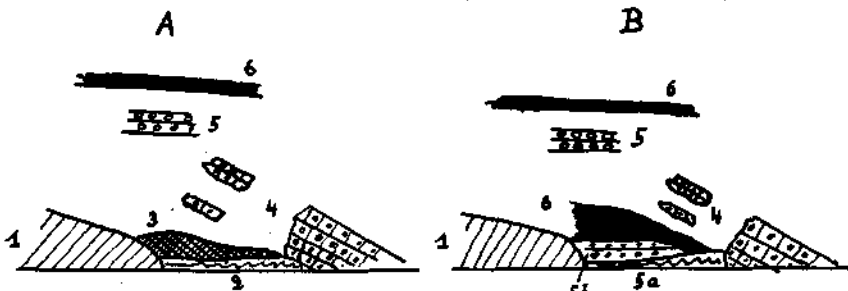


Fig. 21. Schematische Ansicht der Aufschlüsse über den Bändertonen im Vomperloch. A = nach der Deutung von Ampferer und Penck. B = nach der Deutung des Verfassers.

1 = Grundgebirge, 2 = Bändertone, 3 = Liegendmoräne, 4 = Schuttkegel, 5 = Innschotter, 5a = Bändertone, 5b = reine kalkalpine Schotter, 6 = Hangendmoräne.

Die über den Bändertonen und dem Gletscherschliff liegenden Moränenreste erweisen sich ihrer Lagerung und Beschaffenheit nach als Reste der Hangendmoräne.

Vor dem Herannahen der letzten Großvergletscherung hatte sich der Vomperbach durch die zentralalpinen und Schuttkegelschotter bis mindestens in heutige Tiefe eingeschnitten. Die Bildung der rein kalkalpinen Schotter und Bändertone unter der Moräne läßt sich am besten auf folgende Weise erklären: Beim Vordringen des Inngletschers wurde der Vomperbach an seiner Mündung aufgestaut, es bildete sich ein neben dem Eis gelegener Stausee, in dem die Bändertone und hernach die Sande und kalkalpinen Schotter abgelagert wurden. Mit der Zeit schob sich das Eis über die Sedimente des verlandeten Sees in das Vomperloch hinein, wobei es zur Ablagerung der Grundmoränenmassen kam. Dieselben wurden nach dem Rückzug des Eises wieder teilweise wegerodiert.

Fig. 21 stellt schematisch die Ansichten Ampferers und Pencks und diejenige des Verfassers dar.

Östlich vom Vomperloch setzt sich die Gnadenwaldterrasse im Vomperberg fort. Die Terrassensedimente reichen hier stellenweise bis 900 *m* Höhe empor. In der Tiefe der Stanserklamm lagern in zirka 700 *m* Höhe sandige Bändertone, die nach oben in Mehlsande und hernach in gewaltige Massen horizontal geschichteter Schotter übergehen. Östlich der Stauersklamm nehmen die Terrassensedimente rasch an Ausdehnung und Mächtigkeit ab. Die Terrasse verschmälert sich und es tritt das Grundgebirge zutage. Darüber streicht in östlicher Richtung die hangende Grundmoränendecke bis zur heutigen Talsohle hinab (unterhalb Schloß Tratzberg bis zirka 500 *m*).

Die Bändertonvorkommnisse in der Terrasse nördlich von Innsbruck sowie in der Gnadenwaldterrasse lagern in ganz verschiedenen Höhen (zwischen 570—700 *m*) und lassen sich nur als lokale Einlagerungen in den Schottern und Sanden erkennen.

Der Achenseedamm.

Das Tal des Achensees, welches heute seine Wässer nach N zur Isar abführt, war vor der Bildung der Terrassensedimente ein Seitental des Inns. Erst durch die Aufschüttung der Inntalterrassen wurde auch das Achenseetal von S her verschüttet. Die Verbaung dieses Tales wurde von Penck [69, S. 122, 64, S. 217] und von Ampferer [2, 3, 7, 26] näher beschrieben. Auch hier finden wir unter den Terrassensedimenten einen Rest eines vorherrschend kalkalpinen Konglomerats. Dasselbe streicht beim Elektrizitätswerk (früher Sensenwerk) in 670 bis 730 *m* Höhe aus. Die Schotter sind locker verkittet und fallen sehr schwach gegen S. Zentralalpine Gerölle finden sich nur selten. Dieses Konglomerat ist durch einen Erosionsschnitt scharf von den Terrassensedimenten geschieden. Wir haben es hier mit einem kleinen Rest eines alten Achenseeschuttkegels zu tun.

In 770 *m* Höhe lagern gut gebänderte Tone; glaziales Material in ihren unteren Lagen konnte nicht beobachtet werden, obgleich Penck [64] solches angibt. Beim Elektrizitätswerk Eben-Persitau werden diese Tone in zirka 810 *m* Höhe von feinen Sanden und dieselben ihrerseits von losen, groben Innschottern überlagert. Darüber finden sich in zirka 840 *m* Höhe wieder Bändertone und darüber Mehlsande. Letztere gehen in 900 *m* Höhe in lose, horizontal geschichtete Schotter über. Die Tone bilden nur Einlagerungen in den Innschottern und Sanden.

Die oberen Schotterpartien fallen deltaartig gegen N. Sie reichen bis in die Gegend von Pertisau, wo sie noch in Bohrungen erschlossen wurden [Ampferer 26], und erstrecken sich heute noch in der Gegend von Seespitz bis in 927 *m* Höhe [26, Bohrloch XI].

Wir haben im Achenseetal eine gewaltige Schutteinfüllung von dem sein Bett rasch erhöhenden Inn in das Seitental hinein vor uns. Dieser Innzuschotterung vorangegangen ist eine solche des Seitentales (Kalkkonglomerat), die vor Beginn der ersteren stark erodiert wurde.

Südliches Inntalgehänge zwischen Ötz- und Zillertal.

Von W an bis zur Innumbiegung bei Oberhofen spielen die Terrassensedimente sowie die Moränen nur eine untergeordnete Rolle. Östlich von Flauerling nehmen sie bedeutend an Ausdehnung und Mächtigkeit zu und beteiligen sich in großen Massen am Aufbau der Inntalterrasse, die sich gegen O bis in die Gegend von Volders erstreckt. Die Terrasse gliedert sich durch den Melachbach und die Sill in drei Teile.

Am Reißenden Ranggen südlich von Zirl werden die Terrassensedimente in ihrer ganzen Ausdehnung entblößt.

Von der heutigen Innsohle bis in zirka 760 m Höhe lagern stark sandige, mehr oder weniger lose Schotter, deren Schichtung mit durchschnittlich 15° gen NW fällt. Steilere Fallwinkel (20—25°) treten nur ganz lokal auf. (Nach Penck [64] reichen die schräggeschichteten Schotter bis 790 m Höhe. Zweimal ausgeführte Aneroidmessungen ergaben übereinstimmend 760 m.) Unmittelbar über den schräggeschichteten Schottern lagern solche mit horizontaler Schichtung, an deren Basis sich reine Sandlagen finden. Reste dieses Schuttkegels finden sich weiter südlich am Taleinschnitt des Rettenbaches bei Itzlerranggen und in dem von Ober-Perfuß sich nordwärts erstreckenden Tobel.

Im Sellraintal lagern an der rechten Flanke der Melach, oberhalb von Kematen, mächtige, z. T. sehr grobe, Bach geschichtete Schotter, über denen weiter westlich bei Wollbell zwischen 770—800 m Höhe Moränen austreichen. Über diesen stellen sich abermals Schotter ein, welche den Boden des Tälechens von Omes auf der Terrassenhöhe bilden.

Weiter taleinwärts stoßen die Terrassensedimente an einen Felsriegel, welcher das Sellraintal absperrt. Oberhalb desselben treten die Schotter stark zurück. Von Sellrain an tritt die Moräne bis zum Bach hinab und das Tal weitet sich.

Im Wipptal treffen wir auf eine bedeutende Eigeuaufschotterung, die sich bis in die Gegend von Matrei verfolgen läßt. Sie reicht zwischen Burgstall und Matrei bis in Höhen von zirka 1000 m. Am besten erhalten geblieben sind die Schotter zwischen Schönberg und Burgstall, wo sie in bis gegen 200 m mächtigen Wänden austreichen. Sie setzen sich aus Lokalgesteinen des Wipptales zusammen.

Östlich von Burgstall beginnen die Schotter meist mit mächtigen Lagen von Mehlsanden. In diesen finden sich nicht selten Gerölle mit Kritzen und Schlagpunkten, die als umgeschwemmte Moränengeschiebe zu deuten sind. An einzelnen Stellen schaltet sich zwischen Phyllit und Schotter gut bearbeitete Grundmoräne mit prachtvoll gekritzten Geschieben. Dieses erklärt auch die teilweise gekritzten Gerölle in den Mehlsanden. Der Grundmoräne fehlen grobe Blöcke, sie weist den Typus der Liegendmoräne auf.

Unterhalb der Stefansbrücke vom Einräumerhaus an bis zur Mühlbachmündung besitzen die Schotter und Sande gestörte Lagerung. In diesem Gebiet finden sich Bändertone zwischen die fluviatilen Sedimente eingeschaltet, die stellenweise prachtvoll Stauchungen aufweisen. Am Mühlbach sind die Schotter wieder horizontal geschichtet und zeigen einzelne gut verkittete Lagen.

Das Gebundensein der Bänder-tonlagen an das Gebiet der gestörten Schotterlagerung macht es wahrscheinlich, daß wir hier die Verlandungs-sedimente eines kleinen Sees vor uns haben.

Unterhalb der Wegabzweigung gegen Natters fallen Schotterbänke mit zirka 20—25° gegen N. Es ist dies aber nur eine kleine untergeordnete Lagerungsstörung, denn einige Meter links und rechts vom Aufschluß lagern die Schotter wieder deutlich horizontal, ebenso finden sich gut aufgeschlossene, horizontal geschichtete Schotter bei der Haltestelle Bluneshof.

Die Schotter nehmen nach dem Inntal zu rasch an Mächtigkeit ab und werden von der Hangendmoräne schräg überlagert. Letztere zieht diskordant über die Schotter und das Grundgebirge bis ins Inntal hinab.

Es finden sich die Terrassensedimente in der Hauptsache im Bereich des Wipp- und Sellraintales. Daneben tritt die Felsterrasse zutage: zwischen Sellrain- und Wipptal bei Axans und Götzens, rechts vom Wipptal zwischen Igls und Ampaß. Der Felsterrasse sind in mehr oder weniger großer Mächtigkeit die meist losen Terrassensedimente an- und aufgelagert.

Bei Aflingen und Ober-Figge sind Tone darin eingeschaltet. Sie lagern in 600—620 m Höhe. An den Tonen von Aflingen ist keine Bänderung ersichtlich. Es finden sich nur unregelmäßige Schlieren von dunkel gefärbtem Material in den sonst hellgrauen bis weißlichen, stark glimmerigen Tonen.

Bei Ampaß liegen, umgeben von den losen Terrassensedimenten, Reste eines ziemlich fest verbundenen Konglomerats. Dasselbe unterscheidet sich seiner Zusammensetzung nach nicht von den sonst auftretenden Innschottern. Die Bänke der beiden unteren Vorkommnisse, die sich direkt über der heutigen Innaue erheben, sind gegen das Inntal geneigt und werden bei Egerdach von typischer älterer Grundmoräne unterlagert. Das obere Vorkommen, auf dem sich die Kirche von Ampaß erhebt, besitzt horizontale Lagerung. Im Liegenden dieses Konglomerat-hügels findet sich über dem Grundgebirge ein typischer blaugrauer Ton eingelagert, in dem eine Menge von verkohlten, plattgedrückten Stämmen und Zweigen von Laub- und Nadelhölzern gefunden wurde.

Am Abhang südlich der Kirche gegen den Einschnitt der alten Straße wechsellagern konglomeratähnliche Bänke mit eigentümlichen von organischer Substanz innig durchsetzten Schlamm lagern.

Dieses Konglomerat ist von den Terrassensedimenten durch eine Erosionsdiskordanz getrennt, wie vor allem die Aufschlüsse am oberen Vorkommnis zeigen.

Nach Blaas und Ampferer, neuerdings auch nach Penck [64], soll das Konglomerat älter als die Terrassensedimente sein.

Von Volders an bis in den Bereich des Weerbachtales finden sich — mit Ausnahme kleiner Reste im Wattenbachtal — keine Terrassensedimente. Ebenso fehlt die Hangendmoräne vollständig.

Am Westabhang des Weertales lagern wieder Reste der Zuschotterung. Taleinwärts gehen die Terrassensedimente in vorwiegend lokale Schotter über, die sich bis zirka 1000 m hinauf verfolgen lassen.

Die breite Terrasse von Mitterweeberg ist einem ziemlich niedrigen Grundgebirgssockel aufgesetzt. Die Terrassensedimente reichen bis in zirka 850 *m* Höhe, wo sie diskordant von der hangenden Moränendecke überlagert werden. In viel breiterer Stufe als im Weertal spannt sich die Terrasse an der Westseite des Piltales einwärts. Hier können wir die geschichteten Schotter, welche sehr unregelmäßig gelagert sind und zahlreiche Gerölle des Talhintergrundes enthalten, bis nahe an 1000 *m* Höhe verfolgen. Auf der Oberfläche der Terrasse finden sich Spuren von Hangendmoräne.

Zwischen Piltal und Schwaz ist nur eine schmale Terrasse ausgebildet, die zum größten Teil aus anstehendem Fels besteht. In der Gegend von Schwaz erlangen die Terrassensedimente wieder mehr Bedeutung.

Bei Riedl (östlich von Schwaz) stoßen wir auf beträchtliche Lehm-massen, welche an der Oberfläche stellenweise gerundete Gerölle enthalten.

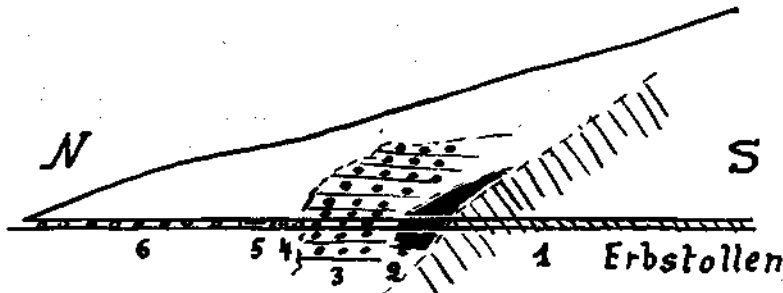


Fig. 22. Profil durch den Erbstollen bei Schwaz (nach Ampferer).

1 = Buntsandstein, 2 = Grundmoräne, feinschlanmig, 3 = festes Konglomerat aus groben zentralalpinen und ortsnahen Blöcken, 4 = Sand, 5 = Lehm, 6 = Innschotter und Saude.

Vorzüglich wurden diese Ablagerungen durch den Erbstollen, welcher bei Schwaz nur 10 *m* über dem Inn gegen Falkenstein ins Berginnere führt, erschlossen (Fig. 22).

Es lagert hier wieder wie bei Ampaß im Liegenden der Terrassensedimente ein von diesen wohl getrenntes Konglomerat, das von älterer Grundmoräne unterlagert wird. Ihrer Zusammensetzung nach sind jedoch die beiden Konglomerate verschieden.

Weiter östlich lassen sich die Terrassensedimente als Schotter und Sande ausgebildet im Einschnitt des Buchbaches wieder bis über 900 *m* verfolgen, wo sie auf der Terrasse von Hof von Grundmoräne überzogen werden. Ebenso reichen östlich des Buchbaches bei Gallzein Innschotter bis über 900 *m* Höhe empor.

In einer Runse südlich von Maurach finden wir bei 860 *m* Höhe einen aus Konglomerat bestehenden Hügel. Das Konglomerat hat große Ähnlichkeit mit dem des Erbstollens und weist keine Verbindung mit anderen Schuttablagerungen auf. Seiner Höhenlage nach müssen es die Schotter und Sande, die bis gegen 900 *m* Höhe emporreichen, einst in bedeutenden Massen überdeckt haben.

Ein kleines Vorkommnis von Inntalschottern findet sich noch auf dem Felswall von St. Maria-Brettfall in zirka 700—800 *m* Höhe und stellt die Verbindung zwischen den lokalen Schotterterrassen des Zillertales dar.

Zillertal.

Am linken Gehänge des Zillertales liegt unweit der Mündung ins Inntal eine große Terrasse, aufgebaut vom Grundgebirgssockel und vorwiegend lokalen, stark sandigen Flußschottern, die am Fügenberg bis zirka 800 *m*, am Pankrazberg bis gegen 900 *m* Höhe emporsteigen. Ein Zusammenhang der Schotter mit Moränen ist bis jetzt nicht feststellbar.

Zu dieser Zuschotterung gehört vielleicht auch der Schotterrest im unteren Gerlostal oberhalb Hainzenberg in 1100 *m* Höhe [Rinaldini 73, S. 69].

Das Unterinntal und seine Nebentäler.

Die glazialen Ablagerungen des Unterinntales wurden vor allem von Ampferer [6, 7, 11] beschrieben. Das Gebiet links des Inns wurde ferner von Leyden (Levy) [53], dasjenige rechts vom Inn von Rinaldini [73] besonders glazialmorphologisch bearbeitet. Es sollen hier die von den einzelnen Forschern verschieden gedeuteten Diluvialvorkommnisse eingehender behandelt werden.

Die Innterrasse links des Inns und die zugehörigen Nebentäler.

Direkt vor Beginn der Angerbergterrasse mündet das Brandenberger Tal ins Inntal. Von Mariathal an bis zur Weitung von Brandenburg-Aschau besitzt das Tal typisch klammartigen Charakter. Ganz in der Tiefe der Klamm lagern heute noch Innsande und Schotter, welche die Verbindung der Inntalerrasse mit den mächtigen Schottermassen der Brandenberg- und Aschauterrasse herstellen.

In der Bucht von Brandenburg (Fig. 23) lagert über der Klamm eine Lage von Achenschotter (1), die ihrerseits von Bändertonen (2) überlagert werden. Darüber folgen sehr mächtige Mehlsandlagen (3), die gegen oben in gröbere Sande und zuletzt in wohlgeschichtete, horizontal gelagerte Innschotter (4) übergehen. Die letzteren enthalten Gneise, Augengneise, Granite, Amphibolite usw. Gegen den Hang des Voldeppberges gelegen, findet sich als Abschluß eine mächtige Decke von gutbearbeiteter Inntaler Grundmoräne (5), die diskordant in zirka 900 *m* Höhe auf den Schottern (4) ruht. Sie ist arm an zentralalpinen Geschieben, dafür sehr reich an Hauptdolomit und Liasgesteinen. Es ist eine lokalgefärbte Inntaler Grundmoräne. Sie reicht an beiden Talseiten bis zirka 1000 *m* empor.

Die Einschaltung von zentralalpinen Inngeröllen im Brandenberger Tal läßt sich bis zirka 10 *km* von der Klammöffnung an einwärts verfolgen.

Zwischen Kaiserhaus und Pinnegg stellen die Terrassensedimente eine einfache Verlandungsserie von Bändertonen durch Sande zu Schottern dar. Die letzteren werden von Grundmoräne überlagert.

Die Bändertone zwingen uns zur Annahme eines ehemaligen Sees im Brandenberger Tal bis in die Gegend des Kaiserhauses, der wahrscheinlich infolge Aufstau durch die ins Tal hineingeschütteten Innschotter gebildet wurde. Der Seebildung vorangegangen ist eine kleinere Zuschotterung durch die Ache selbst.

In Betracht zu ziehen ist ferner, daß der See eventuell durch den alten diluvialen Bergsturz am Eingang der Klamm (siehe Abschnitt 2, S. 380) aufgestaut wurde. Wir sahen aber, daß sich zwischen die Breccie und den Terrassensedimenten eine nicht unbedeutende Erosionsdiskordanz einschiebt, während eine solche zwischen den Seeablagerungen und den Terrassenschottern fehlt. Die Bildung des Sees durch den Bergsturz ist daher ziemlich unwahrscheinlich, höchstens kann eventuell die Zuschotterung durch die Ache den Bergsturz als Ursache haben. Für letztere besteht aber auch die Möglichkeit der Parallelisierung mit den Konglomeraten von Imst, Schwaz und den alten Schuttkegeln des Vomperlochs, Achenseedamm usw.

Flache noch heute verschüttete Joche stellen die Verbindung zwischen den Becken von Brandenburg-Kaiserhaus, Riedberg und Landl-Thiersee

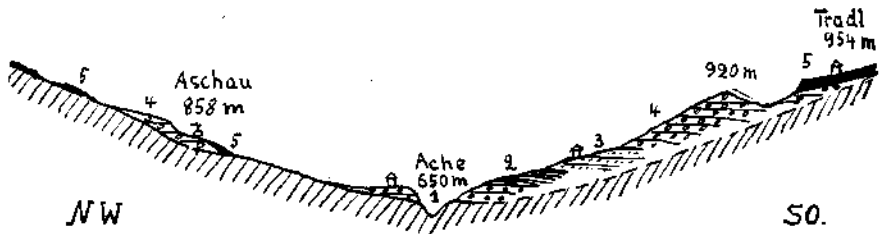


Fig. 23 Profil durch die Brandenberger Bucht (nach Ampferer).

1 = Acheschotter, 2 = Bändertone, 3 = Mehlsande, 4 = Innschotter, 5 = Hangendmoräne.

dar. Vom Kaiserhaus-Becken aus führt in östlicher Richtung die enge Schlucht des Ellbaches. Die unmittelbare Fortsetzung dieser Schlucht bildet das Glemmbachtal, durch eine 918 m hohe Schwelle von der Ellbachschlucht getrennt. Nach den Beobachtungen Ampferer's erfüllen die Terrassenschotter nicht nur das Ellbachtal, sondern streichen über die Schwelle hinüber ins Tal der Glemm, wo sie wieder bedeutende Mächtigkeit erlangen. Näheres darüber bei der Besprechung des Thiersees.

Im Inntal selbst lagert sich dem Kalkgebirge die breite Terrasse des Angerberges an. Sie wird durch eine Furche, die bei Breitenbach nordwärts verläuft, in zwei Teile geteilt, in den Ober- und den Unterangerberg. Der Oberangerberg wird in der Hauptsache von Häringer Tertiärschichten aufgebaut. Größere Anhäufungen von Schottern und Sanden fehlen.

Im Gegensatz dazu tritt im Aufbau des Unterangerberges das Grundgebirge stark zurück, die Terrasse wird fast vollständig von den Terrassensedimenten überdeckt. Über denselben lagert an verschiedenen Stellen hntaler Grundmoräne. Wie schon bei der Besprechung des „Alten Konglomerats (Nagelfluh)“ an der Innschleife von Angath dar-

gelegt wurde (siehe S. 385), findet sich unter den Schottern des Unterangerberges ein mächtiger Rest von Liegendmoräne.

Das höchste Vorkommnis der Terrassensedimente im Bereich der Angerbergterrasse liegt in 667 m Höhe.

Von Unterkampfen an verschwindet die zusammenhängende Terrasse und wir finden nur noch vereinzelte Reste der Terrassensedimente dem Berggehänge angelagert. So z. B. am Abhang des Thierberges, wo die Innschotter und Sande bis zirka 600 m Höhe reichen, also zirka 120 m über dem heutigen Innspiegel.

An der Mündung des Thierseetales (Schmiedtal) erhebt sich auf der linken Talseite eine Schotterterrasse, die sich taleinwärts bis in die Gegend von Wachtel erstreckt. Es ist dies die Terrasse von Windhag (550 m) und Breitenau (570 m). Am Wege von Windhag nach Kurz fand Levy (53) unter den Schottern Reste einer Grundmoräne. Im Gießenbachtal liegt, wie schon Ampferer angegeben, bei der Mühle

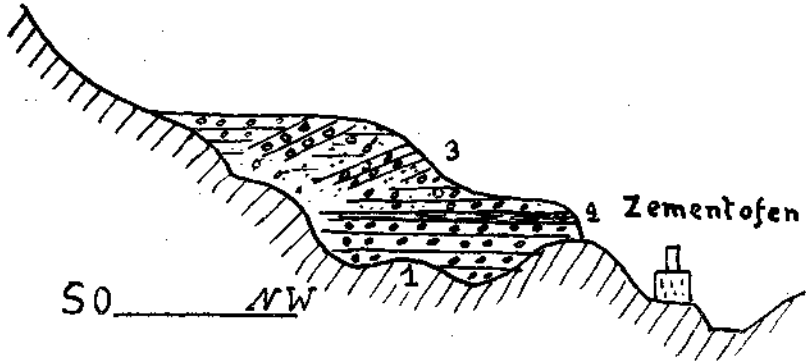


Fig. 24. Profil durch die alte Talfurche bei Wachtel (nach Ampferer).

1 = grobe Acheschotter, 2 = Lage von hartem Lehm, 3 = Innschotter und Sande.

Liegendmoräne, darüber folgen mächtige Lagen von Innschottern. Letztere werden in zirka 640 m Höhe diskordant von der Hangendmoräne überlagert.

Taleinwärts begleiten uns die Schotter und Sande bis in die Gegend von Vorder-Thiersee (677 m), wo dieselben von einer mächtigen Decke von stark bearbeiteter Inntaler Grundmoräne überlagert werden.

Gut aufgeschlossen sind die Schotter beim Zementbruch westlich von Wachtel. Hier finden wir unmittelbar neben der heutigen Klamm eine alte von Terrassensedimenten erfüllte Talfurche (Fig. 24).

Wir haben hier ähnliche Verhältnisse wie im Brandenberger Tal vor uns und sehen wieder, wie in einer engen Schlucht die eigene Aufschüttung des Tales nach Einschaltung von Bändertonen von den Sedimenten des Inns überdeckt wird.

Das Thierseetal von Thiersee an einwärts ist durch eine doppelte Talfurche charakterisiert. Die nördlichere tiefere und schmalere benutzt die Ache zu ihrem Lauf; die südlichere, die viel breiter und höher ist, bildet eine Art von Mittelgebirge, dessen Einheit durch mehrere Querbäche zerschnitten wurde. Diese alte Talfurche ist reich an Diluvialsedimenten, während sich diese in der Acheschlucht nur in spärlichem Maße erhalten haben.

Die Terrassensedimente reichen taleinwärts entlang des Klausbaches bis unmittelbar unter den Ursprungspaß (Ursprungsklause). Sie erreichen bei Hinterthiersee und Jochberg südlich von Lande jetzt noch Höhen von 850 *m*.

Bis in noch größere Höhen lassen sich die Schotter am Nordabfall des Kegelhörndl-Turenberges verfolgen, wo sie eine bis über 1000 *m* reichende Terrasse aufbauen. Es sind deutlich horizontal geschichtete, mit Sandlagen wechselnde Flußschotter, die einzelne verkittete Lagen aufweisen. In der Hauptsache werden sie von kalkalpinen Geröllen aufgebaut, während die zentralalpinen Komponenten stark zurücktreten, sich aber überall in den Schottern finden. Diese Terrassenschotter setzen sich durch das Glemmbachtal fort bis in den Bereich des Ellbaches.

Nach Levy [53, S. 144] geht es nicht an, die Ablagerungen von Riedberg deshalb als „Schotter“ zu bezeichnen, weil es ihnen an gekritzten Geschiehen mangelt, denn eine etwaige Schichtung ist mangels brauchbarer Aufschlüsse nicht feststellbar.

Ob nun die Aufschüttungen bei Riedberg als Schotter oder als Moräne zu bezeichnen sind, ändert nichts an der Tatsache, daß im

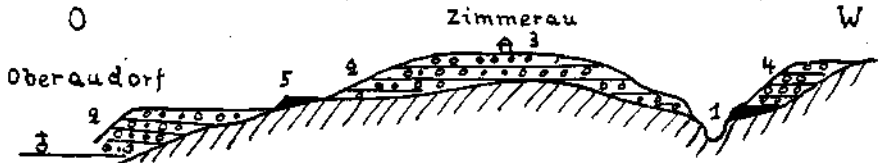


Fig. 25. Profil des Auerbachtals (nach Ampferer).

1 = Liegendmoräne, 2 = Schotter und Sande mit vereinzelt zentralalpiner Geröllen, 3 = Schotter, vorherrschend kalkalpin, 4 = Schotter, vorherrschend zentralalpin, 5 = Hangendmoräne.

Glemmbachtal fluviatile Sedimente unter Moräne gelagert bis in 1000 *m* Höhe hinauftragen, denn solche sind einwandfrei bei Kran und Ebenwaldalpe aufgeschlossen. Ferner lagern unmittelbar vor Paß 918 *m* gut geschichtete Schotter mit zentralalpinem Material, die bezeugen, daß die Zuschotterung über das Joch ins Ellbachtal hinübergreifen hatte. Auf alle Fälle hatte eine fluviatile Verbindung zwischen dem Brandenberger- und Thierseetal bestanden, wenn auch vielleicht nicht gerade als eine Seeabflußrinne im Sinne Pencks. (Bestimmt war es keine peripherische Entwässerungsrinne, denn ihre Zuschotterung erfolgte zur Zeit der Terrassensedimentbildung, d. h. im Interglazial). Die Argumente Levys gegen eine Abflußrinne müssen als nicht stichhaltig zurückgewiesen werden, denn wenn er schreibt, daß in der engen Schlucht des Ellbaches sich keine Seeabsätze finden, so ist dies sehr begreiflich. In einer engen Schlucht müssen sie naturgemäß zuerst heseitigt worden sein. Im Glemmbachtal finden sich trotz der Gegenbehauptung Levys fluviatile Schotter und Sande, die einer solchen Rinne angehören.

Nach obigen Beobachtungen ist es nicht zweifelhaft, daß die große Innaufschotterung auch über den Ursprungspaß (837 *m*) in das Tal von Bayrisch Zell hinüberdrang.

Im Mühlbachtal (nördlich von Kufstein) finden sich bei Wall und Ramsau Reste der großen Schotterzufüllung in rund 620 *m* Höhe.

Das Auerbachtal zeigt uns folgendes Profil (Fig. 25): Am Aufstieg von Oberaudorf gegen Zimmerau treffen wir zuerst auf gutgeschichtete Schotter und Sande (2) mit vereinzelt zentralalpinen Geröllen. Weiter oberhalb lagert an einer Felsecke ein kleiner Rest von Grundmoräne (5). Darüber finden sich wieder Schotter und Sande (2), die bis zur Höhe von Zimmerau (682 m) reichen. Innerhalb dieser Ortschaft bestehen die Schotter vorherrschend aus kalkalpinem Material (3), denen einzelne gekritzte Geschiebe beigemischt sind. Weiter taleinwärts finden sich wieder schön geschichtete Schotter und Sande; hier aber mit reichlich zentralalpinen Geröllen (4). Diese Schotter werden von einem lehmigen, schlammigen Schutt mit einzelnen schön gekritzten Geschieben unterlagert. Es ist dies ein Rest der Liegendmoräne (1). Gegen das Berggehänge zu werden die Schottermassen von der Hangendmoräne diskordant überlagert. Wir finden im Auerbachtal eine Schotterauffüllung, die heute noch bis in 690 m Höhe emporreicht.

Es ist an dieser Stelle notwendig, näher auf die Arbeit von Levy (53) einzugehen. Levy deutet nämlich darin die obigen Schottervorkommnisse als Randmoränenbildungen. Er schreibt (S. 110):

„Es entspricht der Tatsache, daß überall in die Seitentäler des Unterinntales Moränen in großer Mächtigkeit hineingebaut sind, welche aber an einer bestimmten Stelle in diesen Tälern ohne ersichtliche Ursache aufhören. Diese Moränen nehmen vielfach ausgesprochene Wall- und Terrassenform an. Es sind durchaus keine Drumlins, wie Penck für die Moränenlandschaft des Walchseegebiets behauptet. Wohl sind die Hügel manchmal — aber durchaus nicht immer — in der Richtung des Seitentalverlaufs längsgestreckt, aber das beruht vielfach auf ihrer nachträglichen Zerschneidung durch die Gewässer dieser Täler. . . . Sie liegen breit und mächtig auf den Terrassen des jüngeren Talbodens im Auerbachtale, wo sie an der unteren Längsaulpe in scharfem Gegensatz stehen zu dem dünnen Grundmoränenschleier an der weiter taleinwärts und höher gelegenen Schoifenalpe. . . . Sie ordnen sich in ihrer Gesamtheit an wie in die Seitentäler hineingestülpte Enden eines bereits stark eingesunkenen, stadialen Inngletschers.“

(S. 114): „Da möchte ich mich ganz entschieden dagegen wenden, alle vereinzelt Vorkommnisse schüttigen Diluviums dieser interglazialen Talzuschüttung zuzuweisen. Es geht nicht an, die Ablagerung vom Riedenberg im Glemmbachtal als „Schotter“ zu bezeichnen, weil es ihr an gekritzten Geschieben mangelt; denn eine etwaige Schichtung ist mangels brauchbarer Aufschlüsse nicht festzustellen. . . . Ähnliches gilt von den Bildungen am Anfang des Auerbachtals. Hier handelt es sich gar, wie oben dargelegt, um Randmoränenbildungen, um so mehr war Gelegenheit zu schüttiger Ausbildung liegender, mittlerer oder hangender Teile.“

Nach diesen ziemlich unklaren Argumenten sollen also die oben beschriebenen Schotter Reste eines Endmoränengürtels sein. Wenn Levy Bedenken gegen die Schotter bei Riedenberg hat, weil mangels guter Aufschlüsse keine Schichtung zu erkennen ist, so gibt er zu, daß die Schichtung ein Kennzeichen für fluviatile Ablagerungen ist. Die fraglichen Schuttmassen im Auerbachtal weisen, wie schon Ampferer (11) beschrieben hat, deutliche Schichtung auf, was meine Beobachtungen im Sommer 1926 nur bestätigen konnten. Es fehlt diesen deutlich horizontal geschichteten Schottern das unregelmäßige Korn, wie wir es an Endmoränen beobachten. Der Verfasser kennt nun schon einige rezente und diluviale Endmoränenwälle des Alpengebiets, aber nie waren dieselben, vor allem nicht in diesem Ausmaße, geschichtet. Noch weniger fand er je in ihnen eine deutlich ausgebildete Wechsellagerung von Schottern und Sandlagen, wobei die letzteren noch Kreuzschichtung

aufweisen, wie es in den fraglichen Schuttmassen am Aufstieg von Aurdorf nach Kleinberg in 550 *m* Höhe deutlich ersichtlich ist.

Ich kann hier nur die Beobachtungen von Ampferer bestätigen und die Schotter im Auerbachtal der allgemeinen Innzuschotterung, d. h. den Terrassensedimenten zuordnen.

Interessante Aufschlüsse bietet noch das nördlichste Seitental des Inns vor seinem Eintritt ins Alpenvorland. Es ist dies das Förchenbachtal.

Wir finden hier unter den Terrassensedimenten, die aus schräg ins Förchenbachtal hineingeschütteten, heute noch bis in zirka 650 *m* Höhe reichenden Innschottern bestehen, durch eine scharfe Erosionsdiskordanz getrennte Reste einer vom Nebental ins Haupttal verlaufenden Gehängeverschüttung. Ihr Material besteht aus eckigen oder schlecht gerundeten Trümmern von Gesteinen des Förchenbaches. Nach Penck finden sich als Seltenheit zentralalpine Gerölle eingestreut, während sie nach den Beobachtungen von Ampferer fehlen. Die Lokalverschüttung reicht heute noch bis in zirka 600 *m* Höhe und bis ins Inntal hinaus. Etwa 800 *m* vor der Mündung finden wir einen Rest derselben am Bieberhügel mit flach ostwärts fallender Schichtung dem alten Innkonglomerat (Nagelfluh) angelagert (S. 387).

Unter dem Lokalschutt finden sich Reste einer Liegendmoräne. Im Hangenden der Terrassensedimente lagern mächtige Massen von Hangendmoräne, die stellenweise diskordant auf die Reste der Lokalverschüttung hinahgreifen.

Wir finden am Alpenrande ähnliche Verhältnisse vor wie im Gebiet der Imster Terrasse, des Telsbaches, des Vomperloches und des Achenseedammes. Auf eine Aufschüttungsphase vom Seitental her erfolgte nach einer Erosionsperiode eine solche vom Haupttal ins Nebental.

Die Innterrasse rechts des Inns und die zugehörigen Nebentäler.

Südlich des Inns tritt die Inntalterrasse zwischen Zillertal und Wörgl stark zurück. Reste von ihr finden sich nur an der Mündung des Alpach- und Wörgltales.

Südlich von Brixlegg durchbricht die Alpach eine Felsschwelle, hinter welcher sich eine niedrigere Terrasse aufbaut. Sie besteht aus Inn- und Alpachschottern und reicht in ungefähr 580 *m* Höhe empor. (Becken von Mehren.)

Die nächst südlich gelegene Felsschwelle bildet den Nordrand des Beckens von Reith, welches durch eine gegen S allmählich ansteigende Folge von Innschottern und Sanden angefüllt ist. Diese fluviatilen Sedimente bauen hier eine bis zirka 660 *m* Höhe reichende Terrasse auf, die ihrer Höhenlage nach zu der eigentlichen Inntalterrasse zu rechnen ist. Beim Reithersee lagert derselben ein kleiner Rest von Inntaler Grundmoräne auf. Die Terrasse von Reith zieht gegen W bis nach St. Gertraudi, $1\frac{1}{2}$ *km* nahe der Zillertalmündung.

Östlich der Alpacher Ache und taleinwärts erreichen die Innschotter weit größere Höhen, so z. B. bei Unterstein 930 *m*, bei Hygna 850 *m*.

An letzterer Stelle dringen die Innschotter auch schwach ins innere Talgebiet hinein.

Südlich von Mehren bis zur Scheffacherklamm werden die Schotter von mächtigen, vielfach sandigen Bändertonen unterlagert, die nach oben in Mehlsande übergehen. Die von 580 bis 650 *m* Höhe reichenden Bändertone finden sich eigentümlicherweise nur östlich der Alpacher Ache. Die Bändertone scheinen von einem Stausee herzurühren, der an der Flanke der Innaufschüttung gebildet wurde.

Im Bereich von Zimmermoos bei Unterstein usw. lagert über den Terrassensedimenten eine mächtige Decke von Inntaler Grundmoräne, die sich bis über 1400 *m* Höhe verfolgen läßt. In den Gräben östlich von Brixlegg und Mehren läßt sich die Grundmoräne diskordant über die Schotter hinab bis fast zur heutigen Taltiefe verfolgen.

Hinter der Schacher Klamm begegnen wir zuerst mächtigen Massen von größerem Talschutt, während weiter taleinwärts blaugraue Lehm-massen größere Ausdehnung erreichen. In der Gegend von Dorf Alpach werden dieselben in zirka 960 *m* Höhe von gut bearbeiteter Inntaler Grundmoräne überlagert. Weiter südlich herrschen wieder Terrassen von größerem Talschutt vor, die allmählich immer niedriger werden und sich bis gegen 1100 *m* hinauf verfolgen lassen. Wir finden auch hinter der Klamm Zeugen eines ehemaligen Aufstaus der Ache vom Inntal her.

Östlich von Brixlegg bis zur Mündung des Brixentales tritt das Grundgebirge direkt mit Steilabfall an das Inntal vor. Einzig südlich von Wörgl bei Bad Eisstein am westlichen Hang der Wörgltalmündung findet sich ein kleiner Rest von Innschottern und Sanden dem Grundgebirge vorgelagert. Diese reichen bis etwa 750 *m* Höhe empor.

Im Bereich des Wildschönauer Tales stoßen wir erst in der Gegend von Mühlthal (zirka 40 *km* hinter der Mündung ins Inntal) mit Beginn der Talerweiterung auf Reste von ausgedehnten und mächtigen Terrassenablagerungen. Am Gehänge entlang der Kundklamm finden sich nur Reste von Inntaler Grundmoräne, die am hinteren Klammende südlich von Schönberg bis nahe zur heutigen Taltiefe hinabreichen.

Die Terrassen hauen sich aus geschichteten Lehmen, Sanden und Schottern auf. Man erkennt deutlich, wie sich taleinwärts immer mehr die heimischen Gesteine an der Schuttstauung beteiligen, während besonders am Abhang von Tierbach gegen Mühlbach und Bernau mehrfach taleinwärts fallende Schichtung sich zeigt. Die Zuschotterung macht sich an beiden Talseiten heute durch Terrassen bemerkbar, welche sich langsam ansteigend, taleinwärts bis in zirka 1100 *m* Höhe verfolgen lassen (bis Schönauer Alpe). Sie finden sich ebenfalls in den kleinen Seitentälern.

Eine Überlagerung der Schotter durch Moräne konnte Aupferer nur in der Schlucht des Hachelbaches nachweisen, dagegen finden sich vielfach Gneis- und Granitfindlinge auf der Oberfläche und am Abfall der Terrasse.

Bändertontlager östlich von Bernau und nördlich von Auffach, die im Liegenden der Terrasse eingeschaltet sind, zeugen von einem Aufstau, der auch die Wildschönauer Ache ergriffen hatte und stellenweise bis

zur Stauseebildung führte. Als stauende Ursache müssen wir auch hier wieder die Innaufschotterung annehmen. Die Schotter des Wildschönauer Tales gehören somit den Terrassenschottern an.

Nach Ampferer finden wir sowohl im östlichen wie im westlichen Teil der Terrasse Reste von Liegendmoräne. Letztere wird im Graben, der von Mühlthal zwischen Hörbig und Breitenlehen emporzieht, von Bändertonen unterlagert [Ampferer, 7, S. 41, Prof. 10a]. Aus diesem Profil tritt die Überlagerung der Liegendmoräne durch die Terrassensedimente nicht mit Sicherheit hervor und es fragt sich, ob wir hier nicht, ähnlich wie im Vomperloch, einen tiefgelegenen Rest der Hangendmoräne vor uns haben.¹⁾

Es soll damit nicht gesagt werden, daß eine Unterlagerung der Liegendmoräne durch Bändertone nicht möglich wäre. Aus den in der Moräne eingebetteten Geröllen (Triaskalk, Schwarzer Dolomit usw.) geht hervor, daß erstere vom Inntal her ins Wildschönauer Tal hineingepreßt wurde; das Eis ergriff also von der Mündung her Besitz vom Tal und wird dabei sicherlich die Gewässer desselben aufgestaut haben. Hiedurch konnte es zur Ablagerung der Bändertone unter der Liegendmoräne kommen. Dabei wurden auch Talschotter aufgestaut. Haben wir im Graben zwischen Hörbig und Breitenlehen wirklich einen Rest von Liegendmoräne vor uns, so drängt sich die Frage auf, inwieweit die Schotter der Wildschönauer Ache schon dem Aufstau zur Zeit der ersten Großvergletscherung angehören. Es wird notwendig sein, die Diluvialablagerungen des Wildschönauer Tales auf diese Fragen hin einer erneuten Prüfung zu unterziehen.

Die Terrassensedimente des Wildschönauer Tales greifen über Dorf zum flachen Sattel von Oberau hinüber und reichen bei Esbaum his nahe an die Sattelhöhe (984 *m*). Ob sie hier mit den Schottern des Inntales in Verbindung gestanden haben, läßt sich heute nicht mehr feststellen. Ihrer Höhenlage nach müssen diese Schotter auch über dem Sattel von Grafenweg (887 *m*) mit denen des Brixentales sich vereiniget haben.

Im Wörgler Tal standen die Schotter mit dem Inntal in Verbindung. Es liegen auf der östlichen Talflanke eine Reihe von Schuttlehnen, welche zwischen 930—965 *m* Höhe eine hochgelegene Terrasse bilden. Der Aufbau dieser Schuttmassen ist sehr schön im Graben nördlich von Stein erschlossen. Es lagern hier über dem Grundgebirge Reste eines schräg ausgeschütteten älteren Konglomerats, das hauptsächlich aus Buntsandsteintrümmern besteht. Darüber finden sich diskordant horizontal geschichtete Sande, die gegen oben in gut gerollte Innschotter übergehen. Die letzteren werden in zirka 940—950 *m* Höhe schräg von der Hangendmoränenendecke überzogen. Wir sehen hier wieder in anschaulicher Weise, wie nach einer lokalen Zuschotterung, durch eine Erosionsperiode getrennt, die Innaufschotterung in das Seitental eindrang.

¹⁾ Eine Nachprüfung der Verhältnisse war nicht möglich, da die Aufschlüsse in beiden Sommern vollständig verschüttet waren.

Am Eingang ins Wörgltal lagert, wie schon oben beschrieben, ein Rest der Inntalterrasse.

Im Brixental erreicht die Aufschotterung eine mächtige Entfaltung. Die Schotterterrassen dieses Tales, die besonders in der Gegend von Hopfgarten mit den Terrassen des Inntales verglichen werden können, standen, wie uns die Schottervorkommnisse von Mayerhof sowie die höhergelegenen von Werlberg auf dem Felsrücken des Paiselberges zeigen, mit den Schottern des Inntales in Verbindung.

Die Terrassenoberfläche, die in der Gegend von Söll-Leukenthal in zirka 650 m Höhe liegt, steigt gegen S (taleinwärts) bis über 900 m Höhe an. Nach Ohnesorge findet sich über Dorf und Schloß Itter an dem nordwestlichen Abhang der Kleinen Salve eine ebenfalls aus losen Schottern und Sanden bestehende zweite Terrasse, welche bis 900 m Höhe reicht. In ihr finden wir nicht selten gut gerollte Inntalschotter. Wir haben hier eine ungefähr 200 m höhere Schotterstufe vor uns. Ähnliche Verhältnisse finden sich am Ausgang des Alpbachtales (Terrasse von Reith 650 m und Burglehen 905 m) und im Wildschönauer Tal (Terrasse von Bernau 935 m und Dürnstatt 1150 m).

Die Zusammensetzung der Terrassenschotter ist sehr mannigfaltig und starken Wechseln unterworfen. Während z. B. in der Gegend von Hopfgarten die Schotter, vor allem die tieferen Lagen, vorherrschend von lokalen Felsgesteinen aufgebaut werden, sind denselben weiter südlich in der Gegend von Haslau und nördlich von Tappen reichlich gut gerollte Inntalgerölle beigemischt. Auffallend ist, daß bei letzteren Vorkommen der Inntalschottergehalt nach oben zu abnimmt.

Nördlich der Enge von Schloß Itter finden sich an drei Stellen die Schotter in schräger Lagerung, so erstens in der Schottergrube bei Söll-Leukenthal in zirka 560 m Höhe. Hier fallen die Schotterbänke mit 30° gegen NNO. In ihrem Liegenden fand Ampferer Bändertone aufgeschlossen. Die zweite Stelle liegt östlich von Einöden in zirka 670 m Höhe, wo mächtige Mehlsand- und Schottermassen mit 15° gegen N fallen. Das dritte Vorkommen findet sich im Bachtobel, das in nord-östlicher Richtung vom Mühlal zum Barmerberg hinaufzieht. Wir finden hier über Bändertonen und Mehlsanden mittelverkittete, sandige Schotter, die mit 15–20° gegen N fallen. (Bemerkenswert ist, daß die rezenten losen Bachschotter nur mit 5° nordwärts fallen.) 50 km nördlich der Schotterwand von Schloß Itter finden sich in 600 bis 610 m Höhe lehmige Schotter mit stark gestörter Lagerung. In denselben eingebettet fanden sich Nester von halbverkohltem Holz (Reste von Baumstämmen?).

Aus diesen Aufschlüssen könnte man auf einen großen, aus dem Brixental hinausgeschütteten Schuttkegel schließen. Auffallend ist aber die Tatsache, daß in diesen Schottern, die deutlich Brixentalauswärts fallen, nicht selten Inntalgerölle beigemischt sind.

Die Annahme, daß die Aufschotterung des Inns einfach in das Brixental eingedrungen ist (ähnlich wie im Wörgltal usw.), versagt hier bei diesen eigenartigen Verhältnissen. Nach ihr müßten die Schotter horizontal, eher aber taleinwärts gelagert sein, und nicht umgekehrt, wie es der Fall ist. Auch erklärt sie nicht das mehr oder weniger

spärliche Auftreten der Innschotter bei Hopfgarten und ihr massenhaftes Auftreten weiter taleinwärts bei Haslau und nördlich von Tappen.

Die beigemengten Inntalgerölle in den Schottern der letzteren Orte lassen sich aus der Liegendmoräne herstammend erklären, die das Tal einst in sicher ebenso großen Massen erfüllt hatte, wie jetzt die Hangendmoräne. Reste dieser Liegendmoränendecke finden wir unter der Schotterhalde bei Haslau und beidseitig im Windautal vor der Bahnschleife. Schön gekritzte Geschiebe von Triaskalken bezeugen, daß die Moräne einst durch einen Seitenast des Inngletschers abgelagert wurde. Obige Erklärung macht auch die starke Häufung der Inntalgerölle an der Basis der Terrassenschotter verständlich.

Inwieweit die Liegendmoräne auch für die Herkunft obiger Gerölle in den talauswärts gerichteten Schottern nördlich von Schloß Itter in Frage kommt, mag dahingestellt bleiben.

Wenn auch die genaue Entstehungsgeschichte der Brixentaler Terrassenschotter auf Grundlage der heutigen Beobachtungen nicht gegeben werden kann, ihr Alter wenigstens läßt sich einwandfrei angeben. Auf Grund ihrer Mächtigkeit und ihres Verhaltens zu den Moränen muß man sie zu den Sedimenten der allgemeinen Aufschotterung, d. h. den Terrassensedimenten rechnen. Sie werden an verschiedenen Stellen von Resten der hangenden Inntaler Grundmoränendecke überlagert. Dieselbe zieht sich schräg über die Schotter von 900 *m* bis auf zirka 600 *m* Höhe hinab. Ferner läßt sie sich über den hochgelegenen Schottern der Kleinen Salve in großen Massen bis über 1200 *m* hinauf verfolgen. Kleine Reste der Grundmoräne reichen nach Ohnesorge östlich von der Kuppel der Kleinen Salve bis in 1400 *m* Höhe.

Gegen O stehen die Brixentaler Schotter mit denjenigen von Kircheng und Kitzbühel in Verbindung. Sie überschreiten die Wasserscheide in einzelnen unzusammenhängenden Resten in einer Höhe von zirka 900 *m*.

Nach Rinaldini [73] verdanken die Terrassen des Brixentales ihre Entstehung dem Aufstau des vorstehenden Inngletschers zur Zeit des Bühlstadiums. Nach ihr veranlaßte der Gletscher die Gewässer zuerst zur Ablagerung ihrer Gerölle, dann wurde das Tal so abgesperrt, daß es zur Bildung eines Stausees kam. In diesem See schlugen sich feine Sande und Tone nieder — Lagen von Torfkohlen in ihnen zeigen eine vorübergehende Verlandung des Sees und Moorbildung an —, über welche die Flüsse neuerdings Schotter breiteten. Endlich drang der Arm des Inngletschers ins Brixental ein und lagerte über den geschilderten Bildungen seine Moräne ab, er reichte bis über Hopfgarten.

Wie schon oben beschrieben, stehen aber die Schotter im Brixental durch die Reste auf dem Werlberg mit denen des Inntals in Verbindung. Nach der ganzen Lagerung der Terrassenschotter bei Mayerhof müßte der Inngletscher nach der Erklärung Rinaldinis mit über 100 *m* hoher Wand längere Zeit (d. h. in der Zeit, die notwendig war, um die ganzen Terrassenschotter zu bilden) vor der Mündung des Brixentales gelegen haben, ohne in das breite, schwach ansteigende Becken von Söll-Leukenthal eingedrungen zu sein; eine sehr unwahrscheinliche Annahme!

Die Bändertone finden sich in so untergeordneter Ausdehnung und Mächtigkeit und in so verschiedenen Höhenlagen (Söll-Leukenthal 560 *m*, Mühlthal 650 *m*, Hopfgarten 650 *m*, Grahen gegen Weichsölln zirka 700 *m*,

Ziegelhüttengraben 750 m), daß sie viel eher als Ablagerungsprodukte kleiner, lokaler Seen, die in toten Winkeln der Aufschotterung entstanden sind, aufgefaßt werden müssen, anstatt wie es Rinaldini will, als Sedimente eines großen einheitlichen Talsees. Ebenso stellen die Lignite und Schieferkohlen nur ganz untergeordnete Einschaltungen dar.

An der Kleinen Salve läßt sich die die Schotter überlagernde Grundmoränendecke bis in eine Höhe von über 1200 m verfolgen. Einen solch hohen Eisstand hatten wir aber in diesem Gebiet zur Zeit der letzten Großvergletscherung, und nicht während eines relativ kleineren Gletschervorstoßes.

Nirgendwo lassen sich im Brixental Bildungen nachweisen, die auf ein Gletscherende hinter Hopfgarten schließen lassen. Ein ins Tal eindringender Gletscherarm müßte aber nach der Erklärung Rinaldinis die Diskordanz zwischen Schottern und Moräne geschaffen haben. Die erodierten Terrassenschotter müßte er in Form nicht unbedeutender Moränen an seiner Spitze abgelagert haben. Sie sind nirgends, auch nur andeutungsweise, aufzufinden.

Bevor man Schotterverbauungen auf ein Bühlstadium zurückführen will, ist es notwendig, dasselbe zuerst einmal im Inntal nachzuweisen, denn es gilt heute für dasselbe, trotz der neueren Arbeiten Leydens, immer noch der Satz Ampferers [7, S. 127]:

„Ein Bühlstadium im Inntale im Sinne Penks zeigt sich nicht an.“

Die Schotterablagerungen des Brixentales sind vor der letzten Großvergletscherung abgelagert worden und werden ferner von Liegendmoräne unterlagert. Sie gehören den Terrassensedimenten an und sind somit gleichzeitig mit den Terrassenschottern des Inntales gebildet worden. Mit letzteren sind sie ja auch verbunden, nicht nur direkt, sondern auch auf dem Umwege über die Schotter im Wörgltal.

Unterhalb der Mündung des Brixentales lagert dem südlichen Inntalgehänge die Terrasse von Häring an. Über einem bunt zusammengesetzten niederen Grundgebirgssockel breiten sich Innschotter und Sande, welche eine Reihe von langgestreckten, auf- und abwallenden Höhenrücken bilden. Die Hangendmoräne ist auf der Hochfläche dieser Terrasse in nur ganz spärlichen Resten vorhanden; dagegen sind reichliche Massen derselben in den Gräben zu finden, die in südlicher Richtung von der Terrasse zum Gebirge emporziehen.

Überall treten uns in den Hohlwegen und Schottergruben die gewöhnlichen Innschotter entgegen, die entsprechend der Lage der Terrasse eine starke Beimengung von Grauwacken- und Buntsandsteingeröllen aufweisen, im übrigen sich aber nicht von den gewöhnlichen Schottern des Inntales unterscheiden.

Nach Penck [69, S. 318] haben wir hier eine dem Inntal eingebaute Moränenlandschaft vor uns. Diese Ansicht wurde durch Ampferer [7, S. 120 ff.] auf Grund der oben mitgeteilten Beobachtungen widerlegt. Nach diesen besitzt die Häringter Terrasse nicht die Struktur einer Endmoränenlandschaft, sondern stellt den Rest der gewöhnlichen nur tief erodierten Inntalterrasse dar.

Die Terrasse von Häring stand entlang der Weißbachklamm mit denjenigen des Söllandes in Verbindung, die in der Hauptsache aus

diluvialen Sedimenten gebildet werden. Die beidseitig des Söllandes sich findenden Terrassen sind von der Erosion schon stark zurückgeschnitten. Die unter einer Decke von Inntaler Grundmoräne lagernden Schotter, Sande und Tone streichen über den Sattel von Ellmau gegen O. Sie überschreiten den Paß mit einer Mächtigkeit von gegen 100 m. Wie aus den Schotterresten zwischen Ried und Pirschmoos ersichtlich ist, standen die Terrassen des Söllandes durch die breite Tal-furche von Söll mit denjenigen des Brixentales in Verbindung.

Unter den Schottern finden sich in den Gräben des Südabfalles des Wilden Kaisers Breccienreste, die von Liegendmoräne unterlagert werden. Es liegt auch im Sölland, zwischen Moränen gelagert eine mächtige Schotterserie, die bei Ellmau bis 900 m Höhe emporreicht. Die Schotter fallen vom Inntal ins Nebental ein und setzen sich bis über Ellmau hinaus aus typischen Inntalgesteinen zusammen. Es erfolgte bis in den Bereich der Großen Ache hinein die Zuschotterung vom Inntal her.

Östlich von Kufstein stürzt das Kaisergebirge in steilen Wänden direkt zum Inntal ab. Hier sind auf etwa 7 km Länge die Terrassensedimente unterbrochen.

Tief im Innern des Kaisertales lagern in zirka 700 m Höhe lose Schotter. Herrn Oberbergrat Ampferer verdanke ich die Mitteilung eines genauen Profils durch diese Ablagerungen.

Wir finden über dem Grundgebirge eine Folge von groben, gut gerundeten Dolomitgeröllen, die mit feinerem Kies und Sand in Wechsellagerung treten. Es sind dies reine Talablagerungen ohne Beimengung von Kristallin. Diese Schotter werden von grauen Lehm Massen überlagert, in denen zahlreiche kleine kristalline sowie kalkalpine Gerölle eingestreut sind. Es finden sich auch schon vereinzelt gekritzte Geschiebe eingebettet. Diese Lehm Massen gehen nach oben in Moräne über.

Infolge des allmählichen Überganges von Schottern über Lehm in Moräne glaube ich, daß wir es hier mit einer Ablagerung zu tun haben, die unmittelbar vor dem Eise des vorrückenden Inngletschers gebildet wurde, von den Terrassensedimenten demnach zu trennen wäre.

Nördlich von Kufstein bei Oberndorf beginnen wieder am Abfall des Buchenberges die Terrassensedimente, die sich mit kurzer Unterbrechung bis ins Jenbachtal verfolgen lassen. Bei Gasteig findet sich unter denselben, durch eine Erosionsdiskordanz getrennt, ein Rest eines Konglomerats von vorherrschend kalkalpinen Geröllen aufgebaut.

Im Jenbachtal erreichen die Terrassenschotter wieder bedeutende Ausdehnung und Mächtigkeit. Es findet sich hier eine von 480 bis 720 m Höhe reichende Schotterserie, die in der Nähe von Sebi von einem Grundmoränenrest unterlagert wird. Sie reicht östlich über den Sattel von Durchholzen bis nahe an den Walchsee heran. Am Staudinger Bach finden sich Bändertone eingelagert. Die Schotter sind direkt über der Liegendmoräne sowie in einzelnen höheren Lagen verkittet, es läßt sich aber keine Trennung zwischen den losen und verkitteten Schottern durchführen.

Im Hangenden der Terrassensedimente finden sich mächtige Lagen gut bearbeiteter Inntaler Grundmoräne, die schräg über die Schotter bis auf zirka 600 m Höhe hinabzieht.

Wir haben hier wieder das charakteristische Profil der Terrassensedimente vor uns.

Nach Penck [64, S. 220] verknüpft sich die Liegendmoräne mit schräg geschichteten Schottern „aber diese sind deswegen fluvioglazial und nicht interglazial“. Meine Untersuchungen ergaben keine Verknüpfung, sondern normale Überlagerung der Liegendmoräne durch die schräg gegen W geschichteten Schotter, was nicht für fluvioglaziale Entstehung derselben spricht.

Auch Ampferer [11, S. 59] gelangt auf Grund der Zusammensetzung, Struktur und Ausdehnung dieser Schotter zur Verneinung der fluvioglazialen Entstehung derselben.

Die Schotter des Jenbachtals standen ihrer Höhenlage nach gegen O mit denjenigen des Kössener Beckens in Verbindung.

Weiter innauswärts lagern östlich von Erl am Erlerberg Innschotter, die sich bis 700 m hinauf verfolgen lassen. Wir haben noch unmittelbar am Alpenrande eine über 200 m mächtige Innaufschotterung vor uns.

Die Sohle des Inntales.

Nach dem Verhalten der Talgehänge und der Talsohle müssen wir annehmen, daß bis in die Gegend von Inst die Felssohle des Inntales nie bedeutend unter der heutigen Talsohle liegen kann. Bei Finstermünz und zwischen Prutz und Landeck tritt in den engen Inndurchbrüchen die Felssohle unmittelbar zutage.

Bei der Eimmündung des Gurgltales vor dem Riegel von Karres findet eine ziemliche Talverbreiterung statt, auch das Gurgltal weist eine breite Talsohle auf, die von dem alten Konglomerat unterteuft wird. In diesem Gebiet werden wir aller Wahrscheinlichkeit nach die Felssohle erst in einiger Tiefe unterhalb des heutigen Talbodens zu erwarten haben.

Im Durchbruch von Karres fällt die Felssohle wieder mit derjenigen des heutigen Tales zusammen. Wir haben hier ein post- oder würmglaziales epigenetisches Talstück vor uns, das für unsere Betrachtung nicht in Frage kommt. Den ehemaligen Innlaufl von der ersten Vergletscherung und der allgemeinen Talzuschotterung haben wir weiter südlich anzunehmen. Es ist dies die Felsfurche, die unter der Terrasse von Arzl und Wald hindurchzieht. Auch sie weist schluchtartigen Querschnitt auf. Wie auf S. 394 dargelegt wurde, zeigt die Sohle dieser ehemaligen Innschlucht eine nachträgliche Verbiegung in dem Sinne, daß ihre mittlere Partie in der Gegend des Pitztals gegenüber dem West- und Ostende emporgewölbt wurde (siehe auch Fig. 10). Wir haben innerhalb und unmittelbar hinterhalb der Enge von Karres ein rückläufiges Gefälle der ehemahligen Inntalsole.

Bei St. Morizen, westlich von Telfs, senkt sich der Fels mit charakteristischen Schliffruchen (glaziale Felsfurchenlandschaft. Ampferers) ostwärts unter die Talebene hinab. Ich glaube mit Ampferer [18, S. 75] annehmen zu können, daß wir hier den Beginn der eigentlichen Inntaluntertiefung vor uns haben. Ich möchte den gebräuchlicheren Ausdruck „Übertiefung“ prinzipiell vermeiden, da mit ihm die Vorstellung des Eisschurfes verbunden ist.

Dank einigen Bohrungen, die im Inntal niedergebracht wurden, können wir den weiteren Verlauf der Felssohle, wenn auch nur lückenhaft, feststellen.

Die erste Bohrung findet sich zwischen Innsbruck und Hall bei der Haltestelle Rum. Eine eingehende Beschreibung des Bohrprofils verdanken wir Ampferer in obiger Arbeit. Die Bohrung wurde in zirka 560 m Höhe angesetzt und reicht 200 m tief hinab, ohne den Felsgrund zu erreichen.

Aus dem Bohrprofil ergeben sich folgende wichtige Punkte: Der postglaziale Schuttkegel reicht trotz seiner Größe in nur ganz unbedeutende Tiefe hinab (zirka 2·5 m), darunter folgen typische Inntalablagerungen. Unter diesen überwiegen feinsandige und schlammige Sedimente, die nach Ampferer ihrer Beschaffenheit nach wohl nur als Niederschläge in Stauseen zu erklären sind.

Die Innsedimente weisen eine zweimalige unsymmetrische Folge von tonigen Mehlsanden über Sanden zu Schottern auf. Letztere finden sich in folgenden Zonen: 5·2—16 m, 77·2—98 m und wieder als tiefste Lagen von 179·6 m ab. Die oberste Sedimentfolge hätte demnach eine Mächtigkeit von etwa 75 m, die untere dagegen von gegen 100 m.

In den Schottern der obersten Abteilung überwiegen kalkalpine Gerölle, sonst halten sich in den Bohrproben kalk- und zentralalpine Gerölle ungefähr die Wage. In den tiefsten Schottern scheinen eher die letzteren vorzuherrschen. Die größten Gerölle stammen aus den untersten Lagen.

Konglomerate, Breccien, Bändertone sowie Grundmoränen konnten nicht festgestellt werden.

Die Felssohle muß in der Gegend von Innsbruck noch unter 360 m Meereshöhe liegen, sie erstreckt sich von Telfs, dem Beginn der Untertiefung, bis in die Gegend von Innsbruck mit gegen 9‰ Gefälle oder mit einem Winkel von nicht ganz $\frac{1}{2}^\circ$.

Es fragt sich nun, ob die über 200 m mächtigen Sande und Schotter unter der heutigen Innsohle zu den fluviatilen Ablagerungen gehören, die, über Tag noch zirka 200 m mächtig, die Inntalterrasse aufbauen, d. h. mit anderen Worten zu den Terrassensedimenten. Wenn beide Aufschüttungen zusammengehören, so würde deren Mächtigkeit in der Gegend von Innsbruck 450 m, wahrscheinlich noch darüber betragen.

Nach den theoretischen Erwägungen Ampferers [18, S. 74] bietet die Annahme der Zusammengehörigkeit der beiden Aufschüttungen die einfachste Erklärung der Entstehung des Innquerschnittes in betreffender Gegend.

„Wir werden also zunächst die einfachere Erklärung verwenden und nur, wenn diese nicht ausreichen soll, zu den komplizierteren greifen.“

Eine Zusammengehörigkeit nimmt auch Penck an, während Leyden [55, S. 207] die Schotter des Bohrloches ohne nähere Begründung als postglazial, also für jünger als die Terrassensedimente hält. Es soll auf diese Frage bei Besprechung der Ursachen der Untertiefung (S. 437) näher eingegangen werden.

Die nächsten Bohrungen sind westlich und südlich von Wörgl niedergebracht worden. Ihre Ansatzpunkte liegen in 511 und 520 m

Höhe und sie erreichen die Felssohle in 92 und 98 *m* Tiefe. Es liegt somit die Felssohle bei Wörgl in ungefähr 420 *m* über Meer, vorausgesetzt, daß hier nicht gerade ein im Tal liegender Felshöcker angefahren wurde. Wir haben gegen O wieder einen Anstieg der Felssohle mit $1 \cdot 2 \frac{0}{100}$ oder mit einem Winkel von nicht ganz $\frac{1}{10}^\circ$.

Sind auch die betreffenden Gefällsgrade rein schematisch einfach dadurch berechnet, daß die betreffenden Anhaltspunkte durch gerade Linien miteinander verbunden wurden und somit mit allen Mängeln einer Schematisierung behaftet, so geben sie doch ein ungefähres Bild der Inntaluntertiefung.

Es ergibt sich für die Strecke von Innsbruck bis Wörgl eine rückfällige Neigung der alten Innsohle.

Bei Kufstein dürfte die Felssohle zwischen den hier im Tal auftretenden Felsinseln nicht tief unter der heutigen Talsohle zu suchen sein.

Wir treffen also im Unterinntal zwischen Wörgl und Kufstein eine nur geringe Untertiefung, die mit Ampferer aller Wahrscheinlichkeit nach bis Rattenberg anzunehmen ist. Morphologische Gründe sprechen dafür, daß die geringe Untertiefung auch inauswärts bis zu Beginn des Brannenburger Beckens anhält.

Zusammenfassung (S. 389 bis 426) und Schlußfolgerungen.

Verbreitung, Höhenlage und Mächtigkeit der Terrassen-sedimente (Taf. VIII c, IX d, e).

Wir fanden im Bereich des Inntales von der Gegend bei Nauders bis zum Austritt aus den Alpen Spuren einer mächtigen Talzuschotterung. Die obersten Reste derselben lagern im Unterengadin oberhalb Brail. Sie reichen hier bis gegen 1760 *m* Höhe, 90 *m* über den heutigen Innspiegel. Ihrer Höhenlage nach scheinen sie nicht die obersten Schotter im Engadin überhaupt zu sein, doch fehlen weiter südlich glazialgeologische Beobachtungen.

Im Stillebachtal lassen sich die bis 1500 *m* Höhe reichenden Schotter bis nahe an den Reschen-Scheideckpaß hin verfolgen.

Inauswärts blieben sie vor allem in den Seitentälern vorhanden. Sie reichen bis Ried noch in eine Höhe von 1450 *m*. Hier sehen wir auch, daß sie keineswegs auf die Seitentäler beschränkt sind, sondern auch im Haupttal selbst zur Ablagerung gelangten. Die Terrassen-sedimente lassen sich hier bis 890 *m* hinab verfolgen.

Von Ried bis Landeck sind die Terrassensedimente in dem engen Inndurchbruch wieder vollständig beseitigt worden.

Mit Beginn des Innlängstales finden sich dieselben auf der Terrasse von Stanz bis gegen 1200 *m* Höhe reichend.

Es liegen die obersten Schotterreste in der Gegend von Finstermünz 400 *m*, bei Ried 580 *m* und bei Landeck 420 *m* über dem heutigen Talboden.

Die Oberkante der Terrassensedimente, die keineswegs die Primäre zu sein braucht, weist von Finstermünz bis Ried fast kein Gefälle auf, während der Inn auf dieser Strecke um mehr als 200 *m* fällt. Von

Ried bis Landeck findet eine Umkehrung dieser Verhältnisse statt. Während die Schotteroberkante ein Gefälle von gegen 300 *m* besitzt, fällt der Inn nur um 85 *m*.

Unterhalb Landeck setzen die Terrassensedimente mit Beginn der eigentlichen Inntalterrasse mit bedeutender Ausdehnung und Mächtigkeit ein und lassen sich von da an mehr oder weniger ohne Unterbrechung bis an den Alpenrand hin verfolgen.

Sie beginnen bei Kronburg, im Inntal selbst, mit einer Mächtigkeit von zirka 250 *m*. Nach den Verhältnissen in den Seitentälern zu schließen (Kronburgbach, Rüsselbach) muß die ehemalige Innaufschüttung um zirka 100 *m* höher gereicht haben bis in zirka 1100 *m* Höhe. Die Mächtigkeit betrug demnach ungefähr 350 *m*.

Die Terrassenoberfläche fällt hier nicht mit der Höchstgrenze der einstigen Zuschotterung zusammen. Dieses Verhalten läßt sich innauswärts noch mehrfach feststellen.

Die Oberfläche der Inntalterrasse nimmt talauswärts ständig an Höhe ab (Kronburg 1000 *m*, Arzl 890 *m*, Zirl 840—860 *m*, Schwaz 820—840 *m*, Brixlegg 660 *m*, Häring 620—640 *m*, Kufstein 550—600 *m*), nicht nur bezogen auf Normalnull, sondern auch in bezug auf die heutige Innsohle. Eine Ausnahme davon macht die Gegend von Schwaz (Kronburg 250 *m*, Arzl 180 *m*, Zirl 250 *m*, Schwaz 290 *m*, Brixlegg 140 *m*, Häring 130 *m*, Kufstein 50—100 *m*).

Die Lagerung der Innschotter in den Seitentälern sowie an günstigen Punkten der Haupttalgehänge zeigt uns aber, daß die Oberkante der ehemaligen Zuschotterung bedeutend über der Terrassenoberfläche lag und auf der ganzen Strecke des Innlängstales von Landeck bis Kufstein fast keinerlei Höhenänderung aufzuweisen hatte.

Es reichen die Innschotter bei Arzl—Imst bis 1000 *m*, ebenso bei Holzleiten im Bereich der Mieminger Hochfläche.

Bei Zirl reichen sie ebenfalls noch bis gegen 1000 *m* Höhe.

In der Gegend von Innsbruck scheint sich die Schotteroberkante zu senken. Es reichen hier die Schotter nur bis 900 *m* Höhe, dabei ist aber zu bemerken, daß wir hier nur auf Vorkommnisse im Haupttal angewiesen sind.

Unterhalb von Schwaz beginnt sie wieder zu steigen und erreicht bei Jenbach wieder 950 *m* Höhe. Wie die Verhältnisse in den Nebentälern des Unterinntales zeigen, muß die Zuschotterung zwischen Rattenberg und Kufstein bis mindestens 950 *m* Höhe gereicht haben, ja sogar aller Wahrscheinlichkeit nach bis gegen 1000 *m*.

Die heute rekonstruierbare Schotteroberkante verläuft demgemäß durch das ganze Innlängstal in ungefähr gleicher Höhe, eine eventuell bei Innsbruck sich andeutende Einbiegung ausgenommen.

Unterhalb von Kufstein erreichen die Schotter bei Erlenberg noch Höhen vom 800 *m*. Unmittelbar am Alpenrand bei Brannenburg lassen sie sich noch bis 650 *m* hinauf verfolgen.

Da die Terrassensedimente sich jeweils bis zur heutigen Talsohle hinab erstrecken, so ist ihre Mächtigkeit mindestens gleich dem Abstand der Schotteroberkante von dem heutigen Inniveau, im Bereich der Untertiefung erreicht die wahre Schottermächtigkeit Beträge, die bis

um 200 *m* größer sein können. Es beträgt die Schottermächtigkeit bei Landeck zirka 350 *m*, bei Arzl mindestens 250 *m*, bei Innsbruck ungefähr 600 *m*, bei Wörgl 300 *m* und bei der Einmündung ins Brannenburger Becken noch mindestens 250 *m*.

Unvermittelt beginnen am Alpenrand die Reste der interglazialen Innauftschotterung mit einer Mächtigkeit von 250 *m*.

Wie mehrfach erwähnt, ergriff die Zuschotterung auch die Seitentäler. Hier können die lokalen Talschotter in noch bedeutend größere Höhe als die Innenschotter emporragen. So reichen die obersten Schotter im Samnauntal westlich Finstermünz bis 1800 *m* Höhe. In den Gräben bei Wald (Walder- und Waldelebach) erreichen die Lokalschotter taleinwärts gegen 1400 *m*. Wir haben hier die Reste mächtiger Schuttkegel vor uns.

Im Silltal lagern die Lokalschotter bis gegen 1000 *m*, wobei die Oberkante fast horizontal verläuft. Auch die Aufschotterung des Zillertales reicht in der Gegend von Uderns bis 900 *m* Höhe, weiter taleinwärts scheint sie bis 1100 *m* anzusteigen (Gegend von Zell).

Das Inntal samt seinen Nebentälern ertrank bis in bedeutende Höhe in den Schottern der Terrassensedimente.

Aufbau und Bildungsweise der Terrassensedimente.

An den weitaus meisten Stellen zeigen die Terrassensedimente eine einfache Vergrößerungsserie von Sanden durch Kiese zu Schottern. An manchen Stellen finden sich aber Unterbrechungen, Umkehrungen oder Wiederholungen dieser Reihenfolge.

Blaas und Penck [69] deuteten diese Vergrößerungsserie (mit Bändertonen beginnend) der Hauptsache nach als die Verlandungsserie eines Stausees. Zu ähnlicher Ansicht kam Ampferer [11], nur nahm er an Stelle eines einheitlichen großen Sees viele kleinere, voneinander getrennte Seen an, welche nach und nach durch eine länger andauernde und nicht durchaus gleichmäßige Gefällsverminderung erzwungen wurden. Zu dieser Annahme wurde er durch das uneinheitliche Niveau der Bändertone und deren ungleiche Mächtigkeit und Erstreckung geführt. Dieser Auffassung schloß sich dann Penck in seiner Monographie der Höttinger Breccie an [62, S. 106].

„Wir müssen uns vorstellen, daß gleichzeitig mit der Anhäufung groben Schotters in rasch fließendem Wasser tote Winkel die Möglichkeit zur Bildung feiner Sedimente gaben, wo letztere ebenso rasch wie das Gerölle abgelagert wurden . . .

Solche tote Winkel gab es anfänglich viele und es kamen mehr lakustre Sedimente zur Ablagerung als Schotter.¹⁾ Als aber die Aufschüttung bis 700 *m* Höhe emporgewachsen war, trat das umgekehrte Verhältnis ein und schließlich kamen nur Schotter zur Ablagerung. Wir haben bei Innsbruck während des Aufbaues der großen Schotterterrasse nicht erst eine Seeperiode, dann eine fluviale, sondern nur eine fluviale Periode, während welcher die Zuschüttung so rasch erfolgte, daß es anfänglich zur Bildung zahlreicher, gelegentlich sehr tiefer Seen neben dem Flusse kam. Infolgedessen sondern sich auch die Bändertone und Mehlsande nirgends scharf von den Schottern und wenn wir versuchen, sie auf unserer Karte zu trennen, so zogen wir manche Schotterbank im Tone zu diesen und veruachlässigten Mehlsandvorkommnisse im Schotter.“ (Im Original nicht gesperrt.)

¹⁾ Diese Beschreibung bezieht sich vor allem auf die Ablagerungen nördlich von Innsbruck.

In seiner neuesten Arbeit über die Inntalterrassenschotter [64] greift Penck aber wieder auf die alte Auffassung eines einheitlichen Sees zurück, allerdings nicht mehr durch Aufstauung vom Zillertalglatscher her, sondern durch tektonisches Einbiegen bedingt [64, S. 215].

„Zwei große Aufschlüsse¹⁾ zeigen uns Ablagerungen eines großen und tiefen Sees, der nicht bloß eine zeitweilige Wasseransammlung an den Ufern eines rasch aufschüttenden Flusses gewesen sein kann, sondern sich mitten im Inntal erstreckte.“

Die Verhältnisse bei Innsbruck, wo direkt neben den Bändertonen des Arzler Kalvarienberges in gleicher Höhe grobe Terrassenschotter auftreten und neben den Seetonen und dem Delta der Weiberburg an der Hungerburgbahn eine Wechsellagerung von lockeren Innschottern mit Mehlsanden und Tonen vorkommt, erklärt Penck auf folgende Weise:

In der Gegend von Innsbruck ist zwischen rein örtlichen Seen von geringer Ausdehnung und Tiefe zur Zeit der Innaufschotterung und einem älteren See von ansehnlicher Tiefe und Ausdehnung zu unterscheiden. Zu den Ablagerungen der ersteren gehören die Tone und Mehlsande an der Hungerburgbahn, zu den letzteren die Bändertone des Kalvarienberges und die Deltaschotter. Das Auftreten von mächtigen Seetonen und losen Innschottern in gleicher Höhe und geringer Entfernung voneinander zwingt ihn zur Annahme, daß jüngere Schotter Einschnitte in den älteren lakustrin Terrassegebilden erfüllen.

Nach diesen Annahmen wäre es im Inntal zuerst zur Bildung eines großen einheitlichen Sees gekommen, in dem sich Bändertone und Mehlsande niedergeschlagen haben, während die Nebenflüsse und Bäche Deltas hineinschütteten. Hienach müßte ein Trockenlaufen des Sees und teilweise Erosion der lakustrin Sedimente erfolgt sein. Nun erst erfolgte die allgemeine Zuschotterung, bei der es dann zur Bildung kleinerer, lokaler Seen in toten Winkeln kam.

Nirgends treten uns aber im Inntal ausgedehnte reine Bändertone- und Sandlagen entgegen, die man als Sedimente dieses großen Sees deuten könnte. Alle Bändertonevorkommen bilden heute jeweils nur lokale Einschaltungen in den Terrassenschottern, wie vor allem von denjenigen der Gnadenwaldterrasse eingehend dargelegt wurde (S. 404). Das gleiche gilt auch von sämtlichen anderen Vorkommen. In ihren Höhenlagen schwanken die Bändertone von 540—711 m (ohne diejenigen der Seitentäler), sie treten uns demnach in ganz verschiedenem Niveau entgegen. Bei den meisten Vorkommen finden wir unmittelbar daneben in gleicher Höhe Innschotter aufgeschlossen.

Da nach Penck sich der See von Telfs bis Wörgl erstreckt haben soll, also hauptsächlich im Bereich der Taluntertiefung, könnte angenommen werden, daß sich seine Bändertone erst unterhalb der heutigen Talsohle finden. Weder in der Bohrung von Rum noch in derjenigen von Wörgl finden sich Anzeichen dafür.

Obige Verhältnisse sprechen eher dafür, daß die Tone nicht einem einheitlichen See angehören, sondern in toten Winkeln der Aufschotterung zur Ablagerung gelangten.

Gehen wir nun auf die beiden Aufschlüsse ein, die als Hauptbeweis für den großen Innsee gelten sollen; der Reißende Ranggen und das Vomperlochdelta (siehe S. 409 und 404).

¹⁾ Es sind dies die Aufschlüsse am Reißenden Ranggen und im Vomperloch; auf die in diesem Zusammenhang später eingegangen wird.

Es fragt sich vor allem, ob diese schräggeschichteten Schotter wirklich nur als Deltas aufgefaßt werden müssen, oder ob sie nicht einfach als gewöhnliche nasse Schuttkegel, vom Nebental ins Haupttal hineingeschüttet, gedeutet werden können.

Die Schotter am Reißenden Ranggen fallen mit 15° gegen das Inntal. Steilere Fallwinkel ($20\text{--}25^\circ$) finden sich nur lokal, größere konnten überhaupt nicht beobachtet werden. Diejenigen des Vomperlochs bieten steileres, $20\text{--}30^\circ$ betragendes Schichtenfallen dar.

Die Steilheit der Böschungswinkel spricht nun nicht gegen bloße nasse Schuttkegel, deren Winkel nach Kayser [Lehrbuch der Geologie, Bd. I, S. 404] $3\text{--}30^\circ$ betragen.

Die Steilheit der Böschungswinkel eines nassen Schuttkegels wird, abgesehen von der Struktur des Schüttungsmaterials, auch von der Steilheit des Seitentals und vor allem von der Höhe seiner Mündungsstufe abhängig sein, u. zw. wird sie mit zunehmendem Gefälle und Höhe der Stufe größer werden.

Daß z. B. die Höhe der Mündungsstufe Einfluß auf die Steilheit der Böschungswinkel des Schuttkegels hat, sehen wir an der Kranebittenklamm westlich von Innsbruck. Ihr vorgelagert sind zwei postglaziale Schuttkegel, ein älterer abgestorbener mit einem Böschungswinkel von $15\text{--}18^\circ$ und ein heute noch lebender mit einem solchen von $3\text{--}5^\circ$. Der alte Schuttkegel muß sich seinem ganzen Verhalten nach zu einer Zeit gebildet haben, als die Klamm noch nicht so tief eingeschnitten war wie heute.

Der Reißende Ranggen-Schuttkegel wurde aus dem flachen breiten Melachtal herausgeschüttet, während der Vomperlochs-Schuttkegel sich aus einer steilen engen Schlucht heraus ergoß, daher auch sein größerer Schüttungswinkel gegenüber dem ersteren. Die Steilheit beider gegenüber den rezenten Schuttkegeln im heutigen Inntal erklärt sich aus der zur Bildungszeit relativ hohen Stufenmündung.

Nirgends finden wir im Bereich beider Schuttkegel Anzeichen für die typische Deltaform; nach vorn verhältnismäßig steiles, nach den Seiten ganz flaches Abfallen. Auch kann nirgends der Übergang der Deltaschotter in lakustre tonig-sandige Sedimente beobachtet werden. Dem könnte allerdings entgegengehalten werden, daß wir infolge der Untertiefung nicht die unteren Partien des Deltas vor uns haben und daß demgemäß die Verknüpfung mit den Seeabsätzen erst unterhalb der heutigen Talsohle zu erwarten wäre. Nach Penck sollen aber die Bodensedimente dieses alten Sees 7 km oberhalb des Vomperlochs in den Tongruben von Fritzens zutage treten. Es müßte demnach die Verknüpfung, wenigstens teilweise, über dem heutigen Inn liegen.

Die hart am Ausgang der Vomperklamm auf der rechten Talseite gelegenen, fast horizontal geschichteten Konglomerate sind nach Penck [64, S. 216] Reste des dem Delta aufgesetzten Schuttkegels. Ihre sehr flache Lagerung scheinen sie aber eher einer vorspringenden Felsleiste zu verdanken. (Siehe Ampferer, 13, S. 39, Fig. 13B.)

Es stehen nach Ansicht des Verfassers keine Hindernisse entgegen, um die schräggeschichteten Schotter am Reißenden Ranggen und am Vomperloch nicht als Delta, sondern als steilgeschüttete, nasse Schuttkegel zu erklären.

Bei Verwendung der Annahme bloßer Schuttkegel vereinfacht sich die Entstehungsgeschichte der Terrassensedimente bedeutend, wie bestehende Tabelle zeigt:

Entstehungsgeschichte der Terrassensedimente:

Nach Penck	Nach Verfasser
Zuschotterung: Ablagerung von Schottern und Tonen in lokalen Seen.	Zuschotterung: Ablagerung von Schottern und Tonen in lokalen Seen.
Erosion: } Zerschneidung Trockenlaufen } der Deltas und des Sees. } der Tone.	Erosion: Zerschneiden der Schuttkegel.
Großer See: Ablagerung der Deltas und Tone.	Schuttkegelbildung (lokal).

Es fragt sich nun, wie sich die anderen bis jetzt von Penck als Deltaresten gedeuteten Schottervorkommnisse zu dieser neuen Annahme verhalten.

Das Weiherburgdelta lagert unmittelbar Bändertonen auf. Die schräggeschichteten Schotter scheinen aber auch nirgends mit letzteren verzahnt zu sein. Sie liegen in 640—700 m Höhe, erreichen demnach zirka 60 m Mächtigkeit. Ein Erosionsintervall zwischen diesen Deltaschottern und den gewöhnlichen Innschottern ist hier nicht nachweisbar. Ob wir hier wirklich ein Delta vor uns haben oder wieder nur einen nassen Schuttkegel, ist hier nicht zu entscheiden, ist aber auch nicht von Bedeutung, da dieses eventuelle Delta ohne Schwierigkeit einem lokalen See zugeschrieben werden kann.

Anders verhält es sich mit dem Delta von Telfs (S. 399). Dieses weist wieder eine sehr deutliche Diskordanz gegenüber den Terrassenschottern auf. Wir treffen hier ähnliche Verhältnisse wie im Vomperloch und ich möchte auch hier die schrägfallenden Schotter als Reste eines nassen Schuttkegels deuten.

Die schrägen Schotter im Silltal am Weg gegen Natters, die Penck [64] als Anzeichen des Seespiegels deuten möchte, erwiesen sich als nur ganz unbedeutende, lokale Lagerungsstörungen der Siltschotter (S. 410).

Ein einheitlicher See im Inntal von Telfs bis Wörgl im Sinne Pencks zeigt sich nicht an. Wir finden neben den gewöhnlichen, horizontal gelagerten Innschottern Reste von Schuttkegeln, die sich aus den Nebentälern in das Haupttal ergossen haben (Telfs, Raggen, Reissen, Vomperloch). Zwischen beiden Ablagerungen findet sich eine beträchtliche Erosionsdiskordanz. Die lakustren Sedimente erwiesen sich als Ablagerungsprodukte von lokalen Seen, entstanden in toten Winkeln neben der Zuschotterung.

Oberhalb von Telfs fehlen im Inntal den Terrassensedimenten Einlagerungen von Bändertonen fast gänzlich, auch die Mehlsande treten stark zurück. Einzig gegenüber der Mündung des Gurgltales in der Terrasse von Arzl erreichen sie bedeutende Ausdehnung und Mächtigkeit (S. 394). Durch ihre Übergänge in Schotter, sowohl gegen oben

als auf beide Seiten hin, wird ersichtlich, daß sie mit letzteren gleichaltrig sind. Sie stellen nur eine besondere Fazies der Terrassenschotter dar. Nach ihrer Schichtung zu schließen, müssen sie vom Pitztal her aufgeschüttet worden sein. Was den Pitzbach veranlaßte, gegen 100 m mächtige Sandmassen zu liefern, dafür sind dem Verfasser keinerlei Anhaltspunkte bekannt.

Sehr verschieden im Aufbau der Terrassensedimente verhalten sich die Seitentäler. Es lassen sich vor allem drei verschiedene Bautypen unterscheiden: 1. Die Lokalschotter reichen schuttkegelartig bis ins Haupttal. 2. Das Nebental wurde vom Haupttal her aufgestaut, wodurch es in ersterem zur Seebildung kam. 3. Die Schotter des Haupttales drangen ohne bedeutende Seeaufstauung ins Nebental hinein.

Natürlich sind die drei verschiedenen Typen durch mancherlei Übergänge miteinander verbunden oder sie können sich gegenseitig ablösen. Typus I, der als der normale zu bezeichnen ist, findet sich u. a. in den Tälern südlich des Riegels von Karres im Walder- und Waldelebach, im Weer- und Pillbachgraben und im Oberinntal, besonders schön im Samnauntal ausgebildet. In solchen Tälern können naturgemäß die Lokalschotter taleinwärts einige hundert Meter über den Höchststand der Schotter im Haupttal emporreichen.

Den II. Typus finden wir vor allem im Gurgltale ausgebildet (S. 397 ff.). Ähnliche Stauseen, nur in bedeutend kleinerem Umfange, finden sich im Alpbach- und Brandenberger Tal.

Über die Stauseesedimente drangen jeweils die Innschotter vor, der Typus II geht nach oben jeweils in Typus III über.

Letzterer tritt uns am reinsten ausgebildet am Achenseedam entgegen (S. 408). Wir haben hier einen mächtigen, vom Inn aus ins Seitental hineinreichenden Schuttkegel vor uns. Ähnliche Verhältnisse treffen wir u. a. im Weissachgraben.

Eine Gesetzmäßigkeit über die Ausbildung der Terrassensedimente in den Seitentälern läßt sich insofern feststellen, als die Täler, die aus den Zentralalpen herkommen, hauptsächlich oder vorwiegend den Typus I aufweisen, während bei den Kalkalpentälern (auch Söllland) der III. Typus vorherrschend ist.

Gliederung der Terrassensedimente.

Eine Gliederung der Terrassensedimente auf Grund der Verkittung ist nicht möglich; finden wir doch, wie schon früher beschrieben, oft Übergänge von verfestigten zu losen Schottern aufgeschlossen. Die Terrassensedimente zeichnen sich oft durch jähen Wechsel in der Verkittung ihrer Schotter aus. Diese Beobachtung erklärt Penck [64, S. 241] dadurch, daß die Verkittung nicht allein durch meteorische Sickerwasser erfolgt, sondern stellenweise durch Wasser, die von den Talgehängen in die Schotter eindringen und hier ihren Kalk absetzen.

Wir haben schon bei der Besprechung der fluviatil-lakustren Sedimente sechs (oder sieben) Schottervorkommen angeführt und als „ältere Innkonglomerate“ (Nagelfluh) gesondert besprochen. Dieselben zeichnen sich vor den Terrassensedimenten dadurch aus, daß bei ihnen keine Spur einer vorangegangenen Vergletschering nachgewiesen werden kann.

Gegenüber den Terrassensedimenten erweisen sie sich als älter, sie sind von ihnen durch eine scharfe Erosionsdiskordanz getrennt und es finden sich sehr häufig Gerölle der Nagelfluh in jenen Ablagerungen.

Eine innerhalb der Terrassensedimente vielfach zu beobachtende Erosionsdiskordanz ermöglicht es, diese Schuttserie zwei verschiedenen Aufschotterungsphasen zuzuweisen. Diese Diskordanz findet sich in der Terrasse von Imst-Tarrenz zwischen dem stark erodierten Konglomerat, das in der Hauptsache aus kalkalpinem Material besteht und den meist losen Innschottern und Sanden; ferner zwischen den Resten älterer Schuttkegel und den Innschottern im Gießbach bei Telfs, am Reifsenden-Ranggen südlich von Zirl, im unteren Höttinger Graben, im Vomperloch, im Achenseedamm beim ehemaligen Sensenwerk, im Wörgltal und im Förchenbach bei Brannenburg. In den oben beschriebenen älteren Schotterresten weisen die Gerölle vielfach eine schlechtere Rundung als diejenigen in den Terrassenschottern auf. Auch zeigen sie ein Vorherrschen der Lokalkomponenten gegenüber denjenigen des Inns. Die älteren unter der Erosionsdiskordanz liegenden Schotter stellen Reste einer mehr lokalen, aus den Seitentälern erfolgten Schuttlieferung dar. Hierher gehören aller Wahrscheinlichkeit nach noch die Konglomeratreste im Erbstollen bei Schwaz, in der Runse von Maurach, die Lokalschotter im Brandenberger- und Thierseetal sowie das Konglomerat von Gasteig am Westabfall des Buchberges.

Es läßt sich nachweisen, daß all diesen älteren Lokalschottern eine Vergletscherung vorangegangen ist (sei es durch Unterlagerung von Moränen oder durch Beimengung von kristallinen Geröllen). Hingegen findet sich nirgends eine Spur einer Vergletscherung zwischen ihnen und den gewöhnlichen Terrassenschottern.

Südlich von Innsbruck bei Ampaß finden wir auch Reste von Innkonglomeraten durch eine Erosionsdiskordanz von den gewöhnlichen Innschottern der Terrassensedimente getrennt. Bei Egerdach werden die Konglomeratbänke von typischer Liegendmoräne unterlagert.

Ampferer [17] nimmt an, daß wir in diesem Konglomerat ein Äquivalent der Höttinger Breccie vor uns haben. Zu dieser Annahme gelangt er auf Grund von Analogien in der Schichtfolge. Es wären somit die Konglomerate Reste einer Innaufschüttung, die zur Zeit der Breccienbildung vor sich ging.

Penck hingegen [62, S. 110] rechnete das Konglomerat zu den gewöhnlichen Terrassenschottern, da es nach seinen Beobachtungen nicht von den letzteren zu trennen ist. 1922 [64 S. 250] nimmt aber auch Penck für diese Konglomerate ein größeres Alter an und stellt sie wie Ampferer in die Zeit der Bildung der Höttinger Breccie.

Die ältere Innaufschüttung müßte, nach den heutigen Resten zu schließen, eine Mächtigkeit von mindestens 90 m besessen haben. Bedenken wir aber, daß diese Vorkommnisse unmittelbar südlich der Bohrung von Rum liegen, wo die Inntaluntertiefung nachweisbar über 200 m beträgt, so werden wir zu Annahme gezwungen, für die ältere Innaufschüttung eventuell sogar über 300 m Mächtigkeit anzunehmen, d. h. wenn die Untertiefung schon zur Zeit der Breccienbildung vorhanden war. Eine alte Innaufschüttung von solch bedeutender Mächtigkeit müßte

aber auch anderswo noch ihre Spuren zurückgelassen haben. Auch von einer nur gegen 100 m mächtigen Innzuschotterung ist kaum anzunehmen, daß sie bis auf diesen einzigen Rest beseitigt wurde. Diese Überlegungen sprechen eher für die frühere Annahme Pencks, also für die Zugehörigkeit des Konglomerats zu den Innshottern der Terrassensedimente. Der Erosionsdiskordanz bei der Kirche von Ampaß käme dann nur lokale Bedeutung zu.

Es lassen sich mit Sicherheit innerhalb der Terrassensedimente zweierlei Zuschotterungsphasen, getrennt durch eine scharfe Erosionsdiskordanz, unterscheiden: eine ältere, dadurch charakterisiert, daß ihre Reste ein starkes Vordringen des Schuttetes der Seitentäler ins Haupttal anzeigen, und eine jüngere, die vor allem das Haupttal ergriff und von demselben in die Seitentäler eindrang.

Alter der Terrassensedimente.

Von Landeck bis an den Alpenrand weisen die Terrassensedimente, abgesehen von den Resten der älteren Zuschüttungsphase, der Seitenbachschuttkegel, eine starke Einheitlichkeit in ihrem Aufbau auf. Dies gilt sogar auch von jenen Teilen der Terrassenschotter, welche in die Seitentäler hineingebaut wurden.

Diejenigen oberhalb von Landeck zeigen anderen Aufbau. Naturgemäß weisen sie keine kalkalpinen Komponenten auf. Ferner fehlen ihnen Einlagerungen von Bändertonen; auch treten die Sande nicht mehr in so großen zusammenhängenden Massen auf.

Beschränken wir uns zuerst auf die Terrassenschotter unterhalb von Landeck. Das wiederholte Auftreten der Schichtenfolge: „Hangendmoräne—Schotter—Liegendmoräne“, läßt sich in Anbetracht der jeweils geringen Entfernung der einzelnen Profile voneinander, ihrer großen Anzahl und vor allem angesichts der Einheitlichkeit im Aufbau der Terrassenschotter nicht mehr durch hloße Oszillationen einer Vergletscherung erklären. Die Terrassenschotter wurden einheitlich zur Zeit eines großen Gletscherrückstandes abgelagert.

In diesem Punkte herrscht heute zwischen Penck, Ampferer und Bayer Übereinstimmung. Nur über die Höhenlage des Gletscherrückstandes besteht noch Uneinigkeit und somit über die Frage, ob interglaziales oder nur interstadiales Alter der Terrassensedimente.

Nach Ampferer und Penck wurden dieselben während einer Interglazialzeit abgelagert, nach Bayer hingegen nur während eines Interstadials. Nach ihm endete zur Bildungszeit der Terrassenschotter der Inngletscher in der Gegend von Landeck. Er schreibt [34, S. 233] von einer Verzahnung der Inntalterrasse mit Moränen in der Gegend von Landeck, wobei meiner Ansicht nach nur die Wechsellagerungen von Schottern und Moränen gemeint sein können.

Wie schon bei der Beschreibung der letzteren eingehend dargestellt wurde [siehe S. 391 ff.], können dieselben nicht als Verzahnung der Terrassenschotter mit Moränen aufgefaßt werden. Die Annahme Bayers vernachlässigt auch vollständig das Auftreten mächtiger Zu-

schotterungsreste im oberen Inntal, die wenigstens an einer Stelle (Christinerbachtal) das typische Profil der Terrassensedimente aufweisen. Es liegt nicht der geringste Grund vor, die Zuschotterung des Inntals ober- und unterhalb Landecks verschiedenen Zeiten zuzuweisen. Die Terrassenschotter ziehen unterhalb der Wechsellagerung durch und erreichen im Engadin mindestens 1750 *m* Höhe, am Reschenscheideckpaß bis 1500 *m*. Die Beschaffenheit der Schotter in diesen obersten Vorkommnissen läßt darauf schließen, daß die unterste Grenze des Eises noch um einiges höher gelegen sein mußte. Nirgends finden wir in diesen obersten Schotterpartien gekritzte Geschiebe eingeschlossen, die auf Eisnähe schließen lassen. Hiemit stimmen auch die Verhältnisse im Samnauntal überein, wo sich der alte Schuttkegel bis zu 1800 *m* Höhe verfolgen läßt, ohne Spuren eines nahen Eisstandes aufzuweisen.

Es muß zur Bildungszeit der Terrassenschotter die unterste Grenze der Gletscher mindestens in etwa 2000 *m* Höhe gelegen haben. Dies entspricht nahezu dem Stande der heutigen Gletscher in diesem Gebiet.

Die Bildung der Terrassenschotter im Inntal erfolgte demnach während eines Interglazials¹⁾.

Da sich zwischen den beiden Aufschüttungsphasen der Terrassensedimente nirgends Spuren einer Vergletscherung nachweisen lassen, die Reste der älteren Phase vielfach aber solche einer vorangegangenen Vergletscherung zeigen, muß auf Grund der Prüfung der bisher vorliegenden Beobachtungen angenommen werden, daß die Sedimente beider Aufschüttungsphasen während ein und desselben Interglazials zur Ablagerung gelangten. Im Hangenden der Terrassensedimente lassen sich immer nur die Ablagerungen einer Großvergletscherung nachweisen, die Moränen der Würmeiszeit Pencks.

Die Bildung der Terrassensedimente erfolgte während eines Interglazials, dem nur eine einzige Großvergletscherung nachfolgte.

Welchen Eiszeiten Pencks die Liegendmoränen angehören, läßt sich nicht mit Sicherheit feststellen, doch muß angenommen werden, daß sie (d. h. wenigstens diejenigen unmittelbar unter den Terrassenschottern) ein und derselben Großvergletscherung angehören.

Die Ablagerung der Schotter kann mit Rückzug des Eises beginnen, demgemäß wären die untersten Schotter als spätglazial zu bezeichnen, d. h. daß sie fluvioglazialer Entstehung sind. Ebenso besteht die Möglichkeit, daß die Schotter nach oben wieder in fluvioglaziale übergehen, die vor dem vorrückenden Eise abgelagert wurden, also frühglazialer Entstehung sind.

Im Inntal sehen wir aber, daß in der älteren Phase eine Zuschotterung von den Seitentälern her erfolgte, hierauf eine Erosionsperiode und dann erst die Zuschotterung vom Haupttale aus vor sich ging. Die Verhältnisse in der älteren Phase sprechen gegen eine Aufschotterung schon während des Rückzugs des Inngletschers, dem die Liegendmoräne ihre Entstehung verdankt.

¹⁾ Vgl. die Definition des Interglazials im Vorwort.

Eisrückzug und Beginn der Innzuschotterung waren durch eine längere Zeitspanne scharf voneinander getrennt.

Wie verhalten sich nun die Schotter zu der nachfolgenden Vereisung? Wir sehen, daß sich die Hangendmoräne als Decke von hoch oben am Gebänge auf die Terrasse hinabzieht, dieselbe überdeckt und noch stellenweise bis nahe an die heutige Talsohle hinabreicht. Man könnte sich die Diskordanz zwischen Moräne und Terrassensedimenten durch die Eiserosion hervorgerufen denken. In diesem Falle könnten wir auch fluvio- oder frühglaziale Schotter erwarten.

Betrachtet man aber den Querschnitt durch das Inntal, z. B. in der Gegend von Innsbruck, so sehen wir in die 6 bis 7 km breite Schottersohle nur eine zirka 2 km breite und zirka 300 m tiefe Rinne eingeschnitten. Diese schmale Rinne soll nun die Erosionswirkung eines bis in 1600 m Höhe reichenden Eisstromes sein. Der Gletscher müßte an den Flanken die losen Schotter terrassenartig stehen gelassen haben, während er in der Mitte eine tiefe und relativ schmale Rinne ausschürfte. Wir sahen auch, daß die Terrassenschotter einst noch bedeutend über die heutige Terrassenoberfläche emporragten. Wenn wir hier eine Glazialerosion annehmen würden, so müßten wir dem Gletscher folgende Erosionstätigkeit zuschreiben: Fast vollständige Beseitigung der Terrassenschotter bis zur heutigen Terrassenhöhe und tieferes Einschneiden einer zirka 2 km breiten und 300 m tiefen Rinne.

Dies ist wohl mit dem Bild einer Flußerosion, nicht aber mit demjenigen der Erosion einer das ganze Tal erfüllenden Eismasse in Einklang zu bringen.

Unter welchen günstigsten Umständen auch die Gletschererosion vielleicht einen solchen Querschnitt zustande bringen könnte, zeigt Ampferer in Lit. [23, S. 87]. Solche Verhältnisse können sich unter Umständen einmal auf kurze Erstreckung verwirklichen, müßten sich aber sofort ändern, sobald aus einem Seitental her sich ein neuer Gletscher ins Inntal schiebt. Sie sind daher gänzlich ungeeignet, um damit etwa die Verhältnisse im Inntal zu erklären.

Auch die Erklärung Philipps [70, S. 636] für die Entstehung derartiger Talquerschnitte durch die verschiedene Erosion von Talgletschern und Flankeneis ist nicht geeignet, die Verhältnisse hier durch Glazialerosion zu erklären.¹⁾

Nach der Annahme Philipps müßten die zentralalpinen Geschiebe, die nur dem Talgletscher eigen sein können, in ungefährer Höhe der Terrassenoberfläche (zirka 900 m) enden. Sie lassen sich aber am nördlichen kalkalpinen Gebänge bis 1900 m Höhe hinauf verfolgen, kaum 100 m höher liegt die prachtvolle Schliftgrenze. „Flankeneis“ im Sinne Philipps zeigt sich nicht nur in der Gegend von Innsbruck nicht an, sondern läßt sich nirgends in den Haupttälern meines Arbeitsgebiets nachweisen.

Die Gestaltung des Inntalquerschnittes ist das Werk fluviatiler Erosion.

¹⁾ Nach mündlicher Mitteilung von Prof. Philipp soll sich seine Erklärung nur auf solche Täler beziehen, die vollständig im Fels liegen.

Vorrücken der letzten Vergletscherung und Bildung der Terrassenschotter sind durch eine Periode gesteigerter Flußerosion ebenfalls scharf voneinander getrennt. Die Erosionsdiskordanz läßt sich vom Alpenrande bis hinauf in die Gegend von Finstermünz deutlich durchverfolgen.

Damit steht die Angabe Pencks in Widerspruch, daß nördlich von Innsbruck, am Achenseedamm und im Brandenberger Tal fluvioglaziale Schotter im Hangenden der Interglazialen auftreten.

Die von Penck angegebenen fluvioglazialen Schotter nördlich von Innsbruck habe ich als Produkte eines subglazialen Wasserlaufs gedeutet (siehe Seite 402). Die Schotter am Achenseedamm bezeichnet Penck infolge Einlagerung von gekritzten Geschieben in den unteren Tonpartien als fluvioglazial. Ich konnte aber im Sommer 1927 trotz langen Suchens kein glaziales Material auffinden. Dasselbe muß sehr selten vorhanden angenommen werden. Bemerkenswert ist, daß es sich in den unteren Partien fand. Es ist nicht notwendig, daraus auf die Nähe eines Gletschers zu schließen. Es dürfte sich, wie vor allem die Lage anzeigt, hier um eingeschwemmtes Material handeln. Wären die Schotter im Sinne Pencks in der Nähe des vorrückenden Inngletschers abgelagert worden, müßte nach Ansicht des Verfassers das glaziale Material sich in den ganzen Achenseedammablagerungen finden, ja sogar in den oberen Partien eher häufiger als in den unteren. Das Gegenteil ist aber der Fall. Die Hangendmoräne streicht diskordant von zirka 900 m Höhe bis auf 600 m hinab. Die Schotter des Achenseedammes sind von unten bis oben als interglaziale Bildung zu bezeichnen.

Das gleiche gilt für die Ablagerungen im Brandenberger Tal.

Ursachen der Untertiefung.

Nehmen wir mit Ampferer und Penck die Schotter der Rumer Bohrung gleichaltrig mit den Terrassensedimenten an, so bot uns das Inntal vor der Verschüttung einen ähnlichen Querschnitt wie heute dar. In der Mitte des Tales eingeschnitten, findet sich eine 250—300 m tiefe Rinne, die links und rechts von Felsterrassen begleitet wird. Bei Annahme, daß diese Rinne (das übertiefte Talstück im Sinne Pencks) durch Eiserosion in den ehemaligen Talboden, der heute durch die Felsterrassen angedeutet wird, eingeschürft wurde, stehen wir vor den gleichen Unwahrscheinlichkeiten wie bei Erklärung des heutigen Talquerschnittes durch Eisübertiefung. Auch hier soll ein das ganze Tal erfüllender Ribgletscher nur die schmale Rinne ausgeschliffen haben. Die Gestalt des Felsuntergrundes läßt sich wieder durch Flußerosion, nicht aber durch die schürfende Kraft des Gletschers erklären.

Noch phantastischere Formen müßte die Eisübertiefung im Gebiete von Innsbruck während der letzten Vergletscherung angenommen haben, wenn wir nach Leyden die Schotter der Bohrung als postglazial annehmen würden.

Da die Untertiefung nicht durch Eiserosion erklärt werden kann, Wassererosion allein nie eine Untertiefung mit talauswärts ansteigender

Sohle bilden kann, sind wir gezwungen, für die Felssohle des Inntales eine gegen 200 m betragende tektonische Einbiegung anzunehmen. Dafür spricht auch, wie schon Ampferer betont, das Vorhandensein mehrerer ohne nennenswerte Diskordanzerscheinungen voneinander getrennter Verlandungsserien. Wären die Schotter der Bohrung die Ausfüllung eines glazialen Übertiefungsbeckens, so müßte das Schotterprofil von unten nach oben vom feineren zum gröberen Korn fortschreitend, eine einheitliche, einfache Verlandungsserie aufweisen. Das Profil der Schottermassen läßt sich nicht im Sinne eines Gletscherschurfbeckens, wohl aber im Sinne von Krustensenkungen deuten.

Diese Einbiegungen waren, wie aus dem Verlauf der Felssohle ersichtlich ist, in hohem Grade örtlich bedingt. Sie erstreckten sich nur auf das Gebiet zwischen Telfs und Wörgl (Rattenberg?).

Der Annahme solcher Verbiegungen steht einstweilen ein nicht zu unterschätzender Einwand entgegen: daß die Verbiegungen sich nicht auch im Verlauf der älteren, felsigen Talsohlenreste, der Simse an den Talhängen, bemerkbar machen. Ich möchte hier aber v. Klebelsberg beistimmen, wenn er schreibt [49, S. 239]:

„Die Annahme scheint aber anderseits durch die stratigraphisch tektonischen Schotterbefunde so sehr gestützt, daß man gerne zum Unvermögen die Zuflucht nimmt, so weiträumige Verbiegungen an den ohnehin — je nach ihrer Erhaltung, je nach dem Abstand von der Talmittellinie — in der Höhe etwas schwankenden älteren Talbodenresten festzustellen.“

Die Verbiegung muß, wenn die Altersstellung der Untertiefungsschotter mit den Terrassensedimenten zu Recht besteht, im Interglazial erfolgt sein. Sie muß aber zur Zeit, als die Oberfläche der heutigen Inntalterrassen gebildet wurde schon zum größten Teil, wenn nicht vollständig, beendet gewesen sein, denn die Oberfläche der Terrasse zeigt keine oder nur ganz geringe Verbiegung an. Es hat den Anschein, als ob die Terrassenoberfläche zwischen Zirl und Schwaz etwas tiefer läge als bei Brixlegg, doch kann dies auch auf der nicht genügend genau feststellbaren Höhe derselben beruhen; denn es ist einfach unmöglich, dieselbe auf 20 m — und um solche Beträge handelt es sich hier — genau festzustellen.

Bevor wir auf die Ursache der Zuschotterung eingehen, sollen zuerst noch die Terrassensedimente in den übrigen Tälern des Arbeitsgebiets besprochen werden, um für die Frage nach ihrer Entstehungsursache die Beobachtungen eines möglichst großen Gebietes heranziehen zu können.

β) Das Gebiet westlich des Inns: Das Illtal.

Von der Illquelle an bis in die Gegend von Bludenz sind bis jetzt keinerlei Ablagerungen von diluvialen Schottern bekanntgeworden. In deutlichen Stufen münden die Seitentäler in das Haupttal. (Stufenhöhen: Garnerabach 400 m, Suggadinbach 200 m, Gampadelz- und Rasafeibach 300 m.) Das rechtsseitige Silbertal mündet mit nur undeutlicher Stufe (zirka 100 m) bei Schruns ins Haupttal. Auch in ihm finden sich keine Diluvialschotter. Bei der Kirche von Silberberg (881 m) reicht die Grundmoränendecke bis zur Talsohle hinab.

In dem oberhalb Bludenz ins Illtal mündenden Klostertal fehlen diluviale Flußablagerungen. Hier finden sich nur die unter den Breccien beschriebenen interglazialen Schuttkegel (S. 364).

Unterhalb der Vereinigung mit dem Klostertal mangeln dem breiten Illtal ausgedehnte glaziale Schuttmassen. Die Terrassen werden meist vom Grundgebirge aufgebaut.

In den Seitentälern hingegen finden sich gewaltige Massen diluvialer Sedimente, die zum größten Teil schon von Ampferer [9] näher beschrieben wurden. Besondere Ausdehnung erlangen auch die fluviatilen Ablagerungen, die uns in Form von losen und gut verkitteten Schottern entgentreten, während Tone und Mehlsande nur ganz lokale und sehr beschränkte Ausdehnung besitzen.

Bis ins Illtal hinaus reichen die Schottermassen des Brandner Tales, die hinter Bürs als „Bürser Konglomerat“ uns in stolzen Wänden entgentreten. Es sind gut gerollte Illschotter vermischt mit schlecht gerundeten Talgesteinen und größeren Kalkblöcken. Zentralalpine Gerölle finden sich ziemlich häufig in dem ganzen Konglomerat verteilt.

Durch Schichtung werden die gut verkitteten Schotter in ziemlich dicke Bänke gegliedert, die bei Bürs horizontale, weiter taleinwärts schwach gegen das Illtal hin geneigte Lagerung aufweisen.

Ungefähr 5 km hinterhalb der letzten Häuser von Bürs ist das Konglomerat an der Südostflanke der Schlucht, oberhalb des im Jahre 1925 stark zerfallenen Klammsteigs, höhlenartig tief zurückgewittert. Es ruht hier mit grobblockiger Schicht einem Rest von Grundmoräne auf. Diese besitzt tillartige Beschaffenheit und enthält zahlreiche kalk- und zentralalpine Geschiebe. Das Liegende der Moräne ist nicht aufgeschlossen. Lage sowie Lagerung dieser Grundmoräne schließen eine spätere Einpressung oder Einschwemmung derselben unter das Konglomerat vollständig aus. Westlich von Bürs lagert dasselbe direkt dem Grundgebirge auf.

Es reicht heute noch von 570 bis 720 m Höhe und weist demnach eine Mächtigkeit von zirka 150 m auf.

Die Schotter werden diskordant von Illtaler Grundmoräne überlagert, die sich von zirka 700 m Höhe bis über 1500 m empor verfolgen läßt.

Ein anderes Bild bietet uns das weiter westlich gelegene Gamperdonatal. Die mächtigen Konglomeratfelsen reichen hier nicht mehr bis zum Talaustritt, sondern beschränken sich auf die Strecke zwischen Grafnerberg und Kühbrück. Das Konglomerat ruht direkt einem Sockel von Grundgebirge auf. Es wird vorherrschend von lokalen Geröllen aufgebaut, die naturgemäß eine schlechte Rundung aufweisen. Die Zusammensetzung zeigt geringere und ungleichmäßigere Beimengung von zentralalpinen Geröllen, die aber bis zu den innersten Aufschlüssen verbreitet sind. An der Basis findet sich häufig ganz grobes, kalkalpines Blockwerk. Durch reichliche Mehlsandlagen wird eine deutliche Schichtung hervorgerufen. Dieselbe ist unregelmäßig talaustritts gerichtet.

Die zentralalpinen Gerölle sind nach Ansicht des Verfassers nicht unmittelbare Beimengungen vom Ill her, wie es Ampferer [9] an-

nimmt, sondern stammen aus der Liegendmoräne. (Vgl. Brixental, S. 421.) Wären die zentralalpinen Gerölle wirklich als Illschotter aufzufassen, so müßte ein entgegengesetztes Fallen (taleinwärts) der Konglomeratbänke, wenigstens stellenweise, sichtbar sein. Nach meiner Ansicht sind die zentralalpinen Gerölle als Beweis einer vorangegangenen Vergletscherung anzusehen, sie ersetzen die sonst im Gamperdonatal fehlende Liegendmoräne.

Die Mächtigkeit der fluviatilen Aufschüttung ist heute noch sehr bedeutend. Es sind z. B. in der Gegend von Budershöhe (861 *m*) Mächtigkeiten von zirka 400 *m* erschlossen. Dieser großen Mächtigkeit entspricht die bedeutende Höhenlage dieser Aufschüttung. Es reicht die Oberkante des Konglomerats heute noch bis über 1100 *m* Höhe.

Verlängert man die Aufschüttung ihrem generellen Schichtgefälle entsprechend bis ins Illtal hinaus, so erhält man für dasselbe eine Zuschotterung bis gegen 900 *m* Höhe.

Das Gamperdonakonglomerat wird diskordant von stark bearbeiteter Illtaler Grundmoräne überlagert. Es zeigen uns die Vorkommnisse derselben beim ersten großen Konglomeratfelsen am Fahrweg ins Gamperdonatal sowie am Aufstieg zur Budershöhe, daß das Konglomerat vor Ablagerung der Moräne schon tief eingeschnitten worden sein muß. Wir treffen am Aufstieg zur Budershöhe auf einer alten Erosionsschulter desselben eine mit Mehlsandlagen wechselnde Illtaler Grundmoräne. Letztere steigt zu beiden Seiten des Tales weit über die höchsten Konglomeratfelsen empor.

Am Taleingang lagern bei Kapelle 761 *m* lose, terrassenbildende Illschotter, die stellenweise von Grundmoräne überlagert werden. Von der Kapelle an taleinwärts ist mehrfache Wechsellagerung von Grundmoräne mit Schottern und Mehlsanden erschlossen. Schotter (Mehlsande) und Grundmoräne sind hier nicht zu trennen; in den Schottern finden wir öfters gekritzelte Geschiebe und in der Grundmoräne Mehlsand und Schotterkeile eingefügt. Diese Schotter stehen in keinem Zusammenhang mit dem Konglomerat. Ich möchte sie wie Ampferer als fluvioglazial mit der letzten Vereisung in Verbindung bringen.

Bedeutend geringere Verbreitung besitzen die diluvialen Flußablagerungen im Saminatal, die der Verfasser im Sommer 1926 einer näheren Untersuchung unterzog.

Auf die ersten alten Schotter stoßen wir zirka $1\frac{1}{2}$ *km* von Ammerlügen an taleinwärts. Es sind hier am Wege in zirka 680 *m* Höhe 2 *m* mächtige, mittel verkittete Schotter aufgeschlossen, in welche eine künstliche Höhle eingehauen ist. Es konnten in ihnen keine zentralalpinen Gerölle gefunden werden. Die untere Hälfte der Schotter weist feines Korn, starke Sandbeimengung sowie Kreuzschichtung auf. Mit scharfer Grenze lagern darüber grobe, horizontal geschichtete Schotter. Letztere werden von einem Streifen gut gebänderten Tons überlagert. Darüber folgt Moräne mit schön gekritzten kalk- und zentralalpinen Geschieben.

Größere Ausdehnung und Mächtigkeit erlangen die Schotter hinter der Brücke 721 *m*. Ungefähr 150 *m* südlich dieser Brücke stoßen wir auf die in Fig. 26 dargestellten Verhältnisse.

In dem Graben, der nördlich von Gaudenzer hinabzieht, sind zirka 10 m mächtig verkittete, feine bis mittlere Schotter erschlossen (Fig. 27). Die mit mächtigen Sandbänken wechsellagernden Schotter (1) enthalten sehr

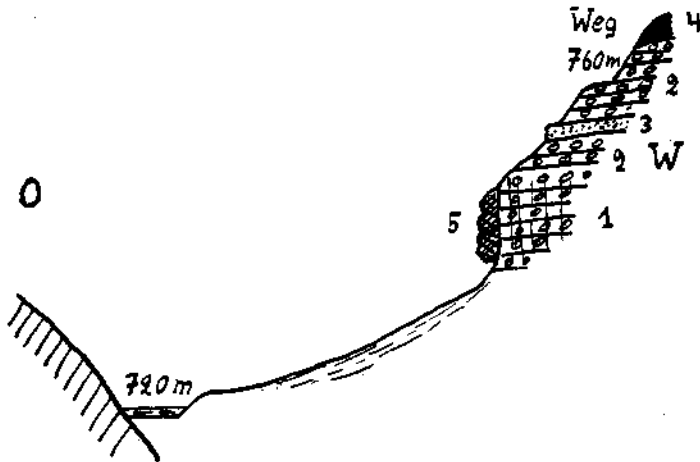


Fig. 26. Profil durch das Saminatal, zirka 150 m südl. Brücke 721.

1 = konglomerierte Schotter, 2 = lose, bis schwach verkittete Schotter, sehr selten zentralalpine Gerölle; 3 = verkittetes Sandband; 4 = Hangendmoräne; 5 = Kalksinter, rezent.

selten zentralalpines Material eingebettet und fallen schwach (zirka 5°) gegen W, also hangwärts. Sie werden diskordant vonlosem, sehr grobem Schutt (2) überlagert. In ihm finden sich Blöcke bis zu 2 m

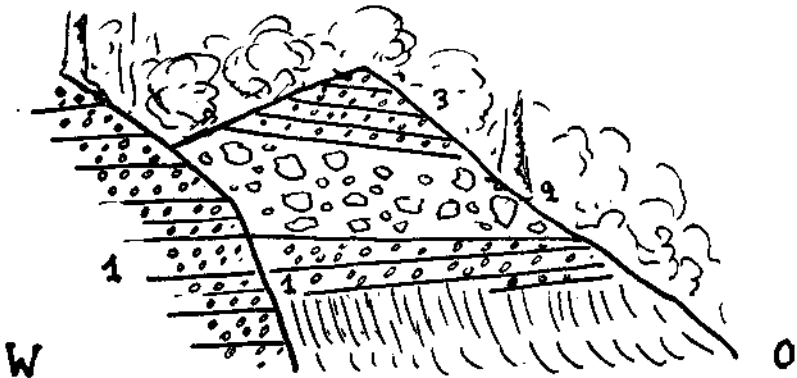


Fig. 27. Ansicht der Schotteraufschlüsse im Graben nördlich Gaudenzer.

1 = Schotter und Sande, selten zentralalpin, 2 = loser, grober Schutt, 3 = feinere Schotter.

Durchmesser. Über (2) lagern wieder feinere, schwach gegen O fallende Schotter (3). Leider waren (2) und (3) zu näherer Untersuchung betreffs gekritzter Geschiebe nicht zugänglich, doch hat (2) ganz den Habitus wenigstens von umgeschwemmter Grundmoräne.

Östlich von Gaudenzer lassen sich die Schotter, die hier gut verkittet sind, bis in 800 m Höhe hinauf verfolgen. Auch hier zeigen uns die Verhältnisse (Fig. 28), daß die Schotter vor Ablagerung der Hangendmoräne stark erodiert wurden. Weiter taleinwärts konnten diese nicht mehr verfolgt werden. Wir haben im Saminatal nur noch spärliche Reste einer diluvialen Zuschotterung vor uns, die heute noch bis in 800 m Höhe reichen.

Zu erwähnen seien hier noch die zahlreichen Bändertenvorkommnisse, die schon zirka 1 km hinterhalb Ammerlügen uns entgegentreten. Die Tone sind ungleichmäßig gehändert, bald fein, bald grob. Sie finden sich von 680—710 m Höhe. Soweit ihr Hangendes erschlossen ist, werden sie überall von der Hangendmoräne überlagert. Zwischen den Tonen finden sich nicht selten Lagen von Schottern. Letztere weisen

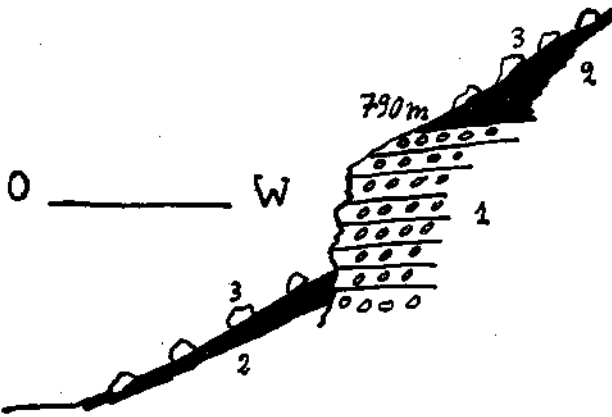


Fig. 28. Profil östlich Gaudenzer.

1 = gut konglomerierte Schotter, 2 = Hangendmoräne, 3 = große erratische Blöcke.

eine ziemlich starke Beimengung von zentralalpinen Geröllen auf und enthalten nicht selten schön gekritzte Geschiebe. Manchmal gleichen sie umgeschwemmter Grundmoräne. Diese Ablagerungen beschränken sich nach meinen Beobachtungen zwischen das erste westliche Seitentobel hinterhalb Ammerlügen und die Brücke 721 m. Ein Zusammenhang mit den alten fluviatilen Ablagerungen konnte nicht nachgewiesen werden. Ich fasse diese Bändertone als fluvioglazial beim Herannahen der letzten Großvergletscherung gebildet auf, als der Gletscher bereits den Ausgang des Saminatales sperrete und somit seine Gewässer aufstaute.

Einen wesentlich anderen Aufbau zeigen die Diluvialsedimente im Bereich des rechtsseitigen Großen Walsertales. Hier tritt uns in großen Massen die liegende Grundmoräne entgegen. Sie ist durchaus stark bearbeitet und enthält reichlich gekritzte Geschiebe von Trias-, Lias-, Jura- und Flyschgesteinen. Zentralalpine Geschiebe sind bis jetzt darin nicht gefunden worden. Die Mächtigkeit der Liegendmoräne übersteigt stellenweise 100 m.

Die darüberlagernden Schuttmassen beginnen stellenweise mit Lehm- und Mehlsandlagen, doch haben diese Einschaltungen keine beträchtliche Ausdehnung. Darüber finden sich meist schlecht gerollte, kalkalpine Schotter. Diese sind in den unteren Lagen horizontal gelagert, während die oberen Partien schräge Schichtung aufweisen, welche bald talaus-, talein- oder hangwärts gerichtet ist.

Kristalline Gerölle finden sich nur äußerst selten. Diese brauchen nicht unbedingt zentralalpiner Herkunft zu sein, sondern sie können aus dem Wildflysch eingeschwemmt worden sein.

In den schräg geschichteten Schottern sind nicht selten gekritzte Geschiebe eingeschlossen. Nach Ampferer stammen dieselben wahrscheinlich von der hangenden Grundmoräne, die am höheren Berggehänge vielfach erhalten ist. Sie können aber auch, besonders da sie sich nur in den oberen Lagen finden, von den Schmelzwässern des vorrückenden Eises stammen, also fluvioglazialer Entstehung sein.

Die Hangendmoräne, die fast ausschließlich aus kalkalpinem Material besteht, überlagert nirgends die Schotter, sondern findet sich erst weiter oben am Berggehänge. Sie reicht heute noch in großer Mächtigkeit bis über 1400 *m* Höhe.

Bei erneuter glazialgeologischer Durchforschung dieses Gebiets wird es notwendig sein, die Frage zu prüfen, ob nicht eventuell wenigstens die oberen Schotterpartien (die fluvioglazialen?) erst nach dem Höchststande der letzten Großvergletscherung abgelagert wurden. Auf alle Fälle läßt sich sagen, daß die Entstehung der Terrasse (Terrasse hier als rein morphologischer Begriff) erst in die Spät- oder Postglazialzeit fiel. Die Herausbildung der Terrasse erfolgte hier zu einer späteren Zeit als im Inntal.

Die Mächtigkeit der Schotter im Großen Walsertal beträgt bis 200 *m*. Sie reichen heute noch bei St. Gerold, Blons und Raggal bis gegen 1000 *m* Höhe empor.

Die Schotter am Fuße der Thüringer Terrasse sowie diejenigen an der Lutzschlucht bei Ludetsch möchte ich mit Ampferer als Rückzugablagerungen der letzten Großvergletscherung deuten.

Die Zuschotterung, von der wir im Inntal sonst keinerlei Zeugen mehr finden, griff auch auf das Rheintal über.

Hier scheinen nach den bis jetzt bekanntgewordenen Untersuchungen die alten Schotter noch stärker beseitigt zu sein. Durch Schaad [74] sind kleinere Reste alter diluvialer Schotter bei Muntlix in 520—530 *m* Höhe, hinter Rankweil in 540 *m* Höhe und bei Buchelbrunn in zirka 700 *m* Höhe bekanntgeworden. Diese Schotterreste sowie die folgenden finden sich auf den östlichen Rheintalgehängen.

Meesmann [53] fand diluviale Schotter auf der Felsterrasse von Fraxern in zirka 800 *m* Höhe und auf den alten Talböden der Seitentäler, z. B. im Klausbachtal, Fröhdischbachtal usw. Sie liegen zum größten Teil unter der Moränendecke der letzten Großvergletscherung. Spuren einer vorangegangenen Eiszeit in ihrem Liegenden sind bis jetzt nicht bekanntgeworden.

Zusammenfassung und Schlußfolgerungen.

(Taf. VIII.)

Wir finden im Bereich des Illtales Spuren einer gewaltigen Talzuschotterung. Die Verschüttung reichte, nach den Verhältnissen im Gamperdonatal zu schließen, bis gegen 900 *m* Höhe empor. In der Gegend von Bludenz reichen die Schotter von 570 bis 720 *m* Höhe und weisen somit heute noch eine Mächtigkeit von gegen 150 *m* auf. Im Großen Walsertal erreichen die Schotter Höhen von 1000 *m*. Im Samina- und Rheintal geben heute noch Reste derselben von einer Zuschotterung bis mindestens 800 *m* Höhe Kunde.

Es fragt sich nun, ob die verschiedenen Schotterreste gleichzeitig abgelagert wurden. Die Schotter bei Bürs finden wir zwischen zwei Moränen gelagert, ebenso diejenigen des Großen Walsertales. Nach der neueren Deutung der beigemengten kristallinen Gerölle in den Schottern des Gamperdonatales müssen wir auch bei diesen Schuttlagerungen vor und nach ihrer Bildung eine Vereisung des Tales durch einen abirrenden Ast des Illgletschers annehmen. Von denen des Samina- und Rheintales läßt sich nur sagen, daß sie noch von einer Vergletscherung überfahren wurden.

Die im Hangenden der Schotter auftretende Moränendecke läßt sich überall einwandfrei der letzten Großvergletscherung (Würmvergletscherung Pencks) zuweisen. Die Sedimente der Verschüttung müssen demnach vor der letzten Vergletscherung abgelagert, z. T. verfestigt und wieder stark erodiert worden sein, wie besonders die Verhältnisse im Gamperdona- und Saminatal zeigen.

Eine sichere Zuweisung der Liegendmoräne zu einer der Vergletscherungen Pencks ist nicht möglich.

Die Lagerung der Schotter zwischen Eiszeit Spuren in den drei verschiedenen Tälern kann durch Oszillationen des Eises in denselben erklärt werden; entweder durch drei unabhängig voneinander erfolgte lokale Gletscherrückzüge oder durch einen gemeinsamen Rückzug und darauffolgenden Vorstoß des Illgletschers. Letztere Annahme erscheint uns als die wahrscheinlichere, denn es mutet sehr unwahrscheinlich an, daß in den benachbarten Tälern das Eis unabhängig von den anderen in einem derselben von zirka 570 *m* bis über 1000 *m* Höhe zurückging.

Ob das Eis sich zur Ablagerungszeit der Schotter bis in die heutige Höhe zurückgezogen hatte, und somit diese ins Interglazial zu stellen sind, läßt sich im Bereich des Illtales nicht nachweisen. Man kann somit nur sagen, daß die Zuschotterung in einer Zeit starken Eisrückzuges erfolgte. Die Dauer desselben mußte eine längere Zeitspanne umfaßt haben, da ja die Schotter während des Eisrückzuges nicht nur abgelagert, sondern auch verkittet und hernach zerschnitten wurden.

Nach Ansicht des Verfassers stehen der Gleichstellung dieser Schotter mit den Terrassensedimenten des Innetales nach allem obigen keine Bedenken entgegen. Die Schotter des Illtales wurden zur Interglazialzeit abgelagert.

Die etwaige Auffassung, daß die Zuschotterung, die ja heute fast nur in den Seitentälern sichtbar ist, dadurch zustande kam, daß ein Illgletscher nur im Haupttale bis in die Gegend von Feldkirch reichte, die Seitenbäche aufstaute und dadurch zur Aufschotterung zwang, wird durch das Konglomerat von Bürs, das bekanntlich bis ins Illtal hinausreicht, und durch die ungeheure Mächtigkeit der Schotter widerlegt. Ebenso kommt ein Aufstau von seiten des Rheingletschers nicht in Frage.

7. Die Täler nördlich des Inns.

Im Iller-, Lech-, Loisach- und Isartal finden sich ebenfalls mächtige interglaziale Schottermassen, die bis in bedeutende Höhe gegen den Alpenrand streichen. Während sie in den ersten drei Tälern nur in verhältnismäßig spärlichen Resten erhalten geblieben sind, erreichen sie im Isartal heute noch bedeutende Ausdehnung.

Da ich mit Ausnahme des Isartales südlich von Mittenwald die betreffenden Gegenden nicht selbst begangen habe, so möchte ich hier auf die in Frage kommenden Terrassensedimente nur ganz kurz eingehen.

Das Illertal.

[Penck, 64.]

In der Gegend von Sonthofen reichen die Terrassensedimente bis in Höhen von 970 m, 230 m über den heutigen Illerspiegel. Sie werden von Moränen sowohl über- als auch unterlagert. Wir finden hier wieder das typische Profil der interglazialen Terrassensedimente. Bemerkenswert ist die Einlagerung von Schieferkohlen in 950—960 m Höhe. Zwischen den Schottern und der Hangendmoräne ist eine typische Verwitterungsfläche ausgebildet.

Das heutige Illertal ist noch 120 m tief in den Flyschsockel eingeschnitten. Während Penck es noch für zweifelhaft ansieht, ob die Terrassensedimente über denselben bis zum heutigen Talboden hinab reichen, vertritt diese Ansicht Knauer¹⁾ auf das bestimmteste. Nach ihm finden sich unter den Schottern lakustre Sedimente, die bis zum heutigen Illerspiegel hinabreichen. Ob dieselben hier die Annahme eines einheitlichen Iltersees im Sinne Knauers rechtfertigen, oder ob wir hier ähnliche Verhältnisse wie im Inntal vor uns haben, mag ich aus der Ferne nicht entscheiden.

Das Lechtal.

[Ampferer, 8.]

Das alpine Lechtal ist arm an diluvialen Schottern, doch fehlen auch hier die Zeugen einer gewaltigen Talverschüttung keineswegs. So finden sich vor allem in der Bucht von Reutte und in der Gegend von Weißenbach meist vereinzelte Schotterreste von nur beschränkter Ausdehnung und Mächtigkeit. Sie lagern zwischen 860—1120 m Höhe.

¹⁾ Knauer J.: Zu A. Pencks Ablagerungen und Schichtenstörungen der letzten Interglazialzeit etc. Geogn. Jh., 35. Jg. 1922, München, 1923.

Die tiefsten Schotter finden sich in der Gegend des Urisees. Sie sind hier bis 860 *m* Höhe hinab bloßgelegt, wo sie die heutigen Aufschüttungsmassen des Lechs unterteufen. Das höchste Vorkommnis liegt südlich der Moosbergkuppe. Die horizontal gelegenen Konglomeratbänke streichen hier sowohl gegen O als auch gegen W in die Luft aus.

Die Zuschotterung erreichte eine Mächtigkeit von mindestens 270 *m*.

Die Schotter, welche die alten Konglomeratreste aufbauen, unterscheiden sich weder in der Zusammensetzung, in den Mischungsverhältnissen, noch in der Bearbeitung von jenen, welche heute das Flußbett des Lechs erfüllen. Hauptdolomit, Lias- und Jurakalke, rote und grüne Hornsteinkalke sind die häufigsten Bestandteile. Ziemlich selten finden sich an einzelnen Stellen in den Schotterlagen auch zentralalpine Gerölle beigemengt. Dieselben können nur durch Eistransport in den Bereich des Lechs gelangt sein; sie sind Zeugen einer der Zuschotterung vorangegangenen Großvergletscherung.

Lakustre Ablagerungen fanden sich im Lechtal nicht.

Die meisten Konglomeratreste weisen eine Überlagerung durch Hangendmoräne auf. Letztere zieht schräg über die Schotter bis tief ins Tal hinab.

Aus einem Rest von konglomerierten Lechtalschottern in der Schlucht des Birkentales zwischen 1040—1080 *m* Höhe ersieht man, daß sich die Verschüttung des Lechtales bis tief in die Seitentäler hinein ergossen hatte.

Wenn wir von der Annahme einer lokalen Hebung des Lechgebiets in der Gegend von Reutte absehen¹⁾, so müßte nach den dortigen Befunden die Aufschotterung talaufwärts bis zwischen Steg und Warth gereicht haben. Ohne Schotterbekleidung treten aber die Gehänge bis zur Talsohle hinab, einzig nördlich von Bach, beidseitig der Giblerbachmündung, finden sich Schotterreste, die Ampferer als „Terrassensedimente meist aus lokalem Talschutt“ kartierte. Sie lagern auf einer Felsterrasse und reichen bis zirka 1200 *m* Höhe. Sie lassen sich der Talzuschotterung einordnen.

Nach dem Schotterhöchststande von zirka 1100 *m* in der Gegend von Reutte müßten die Lechschotter auch in das Gebiet des Plansees, vor allem entlang des Archbaches, eingedrungen sein. [Ampferer, 8, Sölch, 80]. Das Hinübergreifen der Lechschotter wird nun keineswegs gleichmäßig erfolgt sein, sondern schuttkegelartig vom Haupttal her gegen das Nebental, so daß nicht angenommen werden muß, daß die Lechschotter das Gebiet des Plansees gleichmäßig bis in 1200 *m* Höhe erfüllten und wenn möglich noch über den hohen Rain (978 *m*) mit dem Zuschotterungsbereich der Loisach in Verbindung gestanden haben.

Nehmen wir auch nur relativ beschränkte Schuttkegel an, so müssen dieselben seit ihrer Ablagerung wieder radikal beseitigt worden sein, da sich im Gebiet des Plansees keine Lechschotter mehr nachweisen lassen. Diese etwas gewagte Annahme sucht Leyden [55] durch Kon-

¹⁾ Daß eine solche Hebung nicht ausgeschlossen ist, wird aus Fig. 41, S. 480, ersichtlich.

struktion einer Wasserscheide zwischen Archbach und Plansee zu umgehen; doch wirkt die Rekonstruktion einer solchen nur auf Grund eines vorspringenden Felsspornes auch nicht allzu überzeugend. Es muß die Frage, ob die Lechschotter auch das Gebiet des Plansees überwältigt haben, noch offengelassen werden.

Das Loisachtal.

[Penck, 64.]

Sehr spärlich sind auch die Terrassensedimente im Loisachtal erhalten geblieben. Der ausgedehnteste Rest derselben bildet die Terrasse des Herrgottschroffens oberhalb Garmisch am linken Talgehänge. Es lagern hier Reste eines vornehmlich aus Kalkgeröllen zusammengesetzten Konglomerats, in dem aber zentralalpines Material keineswegs fehlt. Die Schotter reichen hier bis 810 m, 80 m über den heutigen Wasserspiegel. Gegenüber dem Elektrizitätswerk von Garmisch finden wir wieder zirka 30 m mächtige, horizontalgeschichtete Schotter, die zwischen Moränen lagern. Sie bilden die Terrasse der Viehweide (780 m).

In den Quertalstrecken der Loisach sind bis jetzt keine Terrassensedimente bekannt geworden.

Das Isartal.

[Penck, 62, Levy, 52 u. a. m.]

Hier treten uns die Terrassensedimente wieder in bedeutender Ausdehnung und Mächtigkeit entgegen. Sie lassen sich von Lehenwald, nördlich von Seefeld bis zum Alpenrande hin verfolgen. Sie bestehen vornehmlich aus kalkalpinem Material, jedoch fehlen zentralalpine Gerölle in ihnen keineswegs, sind aber selten. Die letzteren können nur durch eine der Zuschotterung vorangegangene Großvergletscherung ins Isartal gelangt sein. Von derselben haben sich auch Liegendmoränenreste an einzelnen Stellen erhalten. Die Hangendmoräne zieht diskordant über die Schotter hinab. Letztere sind von beiden Moränen scharf getrennt, es sind interglaziale Ablagerungen.

Ihre größten Höhen erreichen sie heute am Ochsenboden östlich von Mittenwald (1120 m) und am Großen Wurf bei Vorderriß (870 m). Sie lagern im ersten Falle bis 220 m, im letzteren bis 120 m über dem heutigen Talboden.

Eine Aufschotterung bis in solche Höhen mußte, die heutigen orographischen Verhältnisse vorausgesetzt, auch über Kaltenbrunn mit derjenigen des Loisachtals in Verbindung gestanden haben. Hier fehlen aber die Terrassensedimente heute so gut wie ganz. Einzig bei Kaltenbrunn finden wir in 870 bis 890 m Höhe horizontal geschichtete Kalkschotter mit geringer Beimengung zentralalpiner Materials. Darüber lagern bis 940 m Höhe lakustre Tone, die von einer dünnen Decke von Grundmoräne überzogen werden.

Diese Schotter und Tone faßt Penck [64, S. 225] als Reste von lakustren Sedimenten auf, gebildet durch die aufstauende Wirkung des vorrückenden Loisachgletschers. Sie können aber ebensogut als kleiner Rest der einst die Wasserscheide überflutenden Terrassensedimente gedeutet werden, denn es kann auch in den hangenden Partien derselben zu lokalen Seebildungen kommen.

Die Terrassensedimente lassen sich talaufwärts in der Richtung nach Seefeld bis in 1070 *m* Höhe verfolgen. Sie liegen hier tiefer als in der Gegend von Mittenwald.

Östlich von Scharnitz finden sich am Ausgang der Schlucht bei Eisack konglomerierte Schotter. Sie fallen mit 20—30° talauswärts und stoßen rückwärts an eine fast senkrechte Felswand. Ihr Fallen ist etwas mehr nordwestlich gerichtet als der heutige Bach- und Talverlauf. Sie reichen bis 1000 *m* Höhe. In ihnen finden sich vereinzelt Lagen mit gekritzten Geschieben, weswegen Penck ihre Bildung als fluvioglazial bezeichnet.

Höher, in 1060 *m*, finden sich am Weg im Karwendeltal konglomerierte, horizontal geschichtete Schotter, die ins Liegende der dortigen Moränen gehören.

Entlang der Leutasch erheben sich die Terrassensedimente etwas höher als am Ochsenboden: sie reichen bei der Kirche von Oberleutasch bis 1140 *m* Höhe und steigen bei Platzl auf 1160 *m*.

An den Öfen findet sich ein alter konglomerierter Schuttkegel, dessen Schichten mit 20—30° ostwärts fallen. Die Oberkante liegt in 1230 *m* Höhe. Das Konglomerat unterteuft das heutige Bachbett. Im Hangenden sowohl des Schuttkegels als der horizontalen Schotter lagert gut bearbeitete Grundmoräne.

Nach Penck finden wir im Liegenden der interglazialen Schotter des Isartales lakustre Ablagerungen, die in einem einheitlichen See, der das Tal von Scharnitz bis Tölz erfüllte, abgelagert wurden. Gegen die Annahme des einheitlichen Sees nimmt Leyden Stellung.

In Anbetracht der Erfahrungen im Inntal wird es notwendig sein, auch die Ablagerungen des Isartals in bezug auf die Einheitlichkeit des Sees einer Revision zu unterziehen. Nach meinen Beobachtungen östlich von Mittenwald gehen dort die Bändertone nach beiden Seiten in Schotter über, was für nur lokale Einschaltung der Tone in den Terrassensedimenten spricht.

Den höchstgelegenen Rest der Seeablagerungen stellt nach Penck der Schuttkegel bei Eisack dar, den er als Delta auffaßt. Die Bildung desselben soll in Anbetracht der eingeschwemmten gekritzten Geschiebe zur Zeit des Rückzugs der vorangegangenen Großvergletscherung (Riß) erfolgt sein. Hier gilt dasselbe wie bei den Deltas des Inntals; die schräggeschütteten Schotter lassen sich ebensogut als Reste eines nassen Schuttkegels deuten. Auch die Annahme einer spätglazialen Entstehung (mit anderen Worten noch fluvioglaziale Entstehung) ist meiner Ansicht nach nicht erforderlich, denn die gekritzten Geschiebe können von der Liegendmoräne her eingeschwemmt worden sein.

Das obige gilt auch von den schräggeschichteten Schottern bei den Öfen.

An beiden Stellen stürzten einst die Bäche über eine steile Felswand und lagerten an deren Fuße die Schotter in Gestalt von steilen Schuttkegeln ab.

Diese Annahme beseitigt besonders im Gebiet von Leutasch viele Schwierigkeiten. Wären es Reste eines Deltas, so muß dasselbe im Leutaschtal einen See von mindestens 1230 m Spiegelhöhe voraussetzen. Der See müßte vor Ablagerung der horizontalen Schotter zwischen Platzl und Weidachsee wieder ausgelaufen sein.

Ein See von solcher Spiegelhöhe ist aber bei den heutigen orographischen Verhältnissen absolut unmöglich, da er entlang der Leutasch, dem Trockental „durch den Boden“ zum Drahnbach und durch das Katzenloch (1292 m) zum Inn abfließen würde. Bei Annahme eines Sees wären wir gezwungen, entweder eine tektonische Hebung des Gebiets der Öfen relativ zu der Umgebung, oder eine seit der Deltabildung erfolgte Tieferlegung der Wasserscheiden gegen den Inn und Drahnbach sowie die Beseitigung eines Riegels im Leutaschtal anzunehmen.

Zur letzteren Annahme gelangt Leyden. Nach ihm wurde der See gegen N durch eine Wasserscheide aufgestaut.

Es soll hier näher auf die Argumente Leydens eingegangen werden. Er schließt aus dem Ansteigen der Stufenmündungen vom Gaistal gegen das Puittal um 50 ‰ auf eine Wasserscheide von zirka 300 m Höhe über dem heutigen Boden vor der Mündung des Puittales. Dieselbe soll, ohne Reste hinterlassen zu haben, abgetragen worden sein, wobei der geologische Aufbau dies verständlich machen soll. Wenn ich Leyden richtig verstanden habe, so ist nach ihm die spurlose Niederlegung dieser Wasserscheide daraus verständlich, weil sie von dem wenig widerstandsfähigen Neokom des Puitbachtalfensters aufgebaut wurde. Das gleiche Gestein baut aber auch die hohe Stufe des Puitbaches auf. Wenn aber das Neokom so wenig widerstandsfähig war, um die absolut spurlose Beseitigung der Wasserscheide zu ermöglichen, wieso bleibt in ihm dann die „präglaziale“ Stufenmündung so schön erhalten? Die Ostflanke des Leutaschtales wird an der Stelle, wo die Wasserscheide gelegen haben soll, ganz aus Wettersteinkalk aufgebaut. Auch hier finden wir keine Restformen, die auf eine Wasserscheide schließen lassen. Soll man etwa annehmen, daß dieses Talgehänge in seiner heutigen Form gerade die ursprüngliche Trennungsfläche zwischen Wettersteinkalk und Neokom war? Die Wasserscheide Leydens muß als vollkommen unbedeutend fallen gelassen werden.

Wie wir später sehen werden, haben wir im Diluvium, besonders im Interglazial, noch Anzeichen für nicht unbedeutende tektonische Bewegungen, so daß hier bei den Öfen die Annahme einer solchen nicht unbedingt von der Hand zu weisen wäre. Doch finden wir in der Morphologie und Kleintektonik dieses Gebiets keine Anzeichen dafür. Deuten wir aber die schräggeschichteten Schotter nicht als Delta, sondern als gewöhnlichen nassen Schuttkegel, so wird auch eine solche Annahme überflüssig. Die Bildung des Schuttkegels und die Ablagerung der horizontalen Schotter im Leutaschtal schließen sich als gleichzeitige Bildungen gegenseitig nicht aus.

Zusammenfassung (S. 438 bis Seite 449) und Schlußfolgerungen.

(Taf. VIII. und IX.)

In den Tälern nördlich des Inns finden sich Reste der Terrassensedimente, die eine mächtige interglaziale Aufschotterung anzeigen.

Sie reichen heute noch in der Nähe des Alpenrandes im Illertal bis mindestens 230 *m*, im Lechtal bis 240 *m*, im Loisachtal bis 80 *m* und im Isartal bis zirka 100 *m* über die heutigen Talböden empor. An Alpenrand bricht die ehemalige Zuschotterung mit bedeutender Mächtigkeit jeweils unvermittelt ab.

Im Isartal reichen weiter südlich bei Mittenwald die Terrassensedimente wieder bis 230 *m* über den heutigen Isarspiegel.

Die Terrassenschotter müssen vor Einbruch der letzten Großvergletscherung wieder tief zerschnitten worden sein; alles analoge Verhältnisse wie im Inntal.

Im Isartal scheint die Gliederung der Terrassensedimente in die beiden Aufschüttungsphasen wie im Inntal durchführbar zu sein. In den anderen Tälern fehlen die Spuren der ersten Aufschüttungsphase (lokale Schuttkegel)¹⁾. Ob ursprünglich oder nur infolge der wenig erhaltenen Terrassenreste, läßt sich nicht feststellen.

Lakustre Sedimente finden sich in größeren Massen im Isartal, spärlicher im Illertal, während sie in den beiden anderen Tälern fehlen.

Der Zuschotterung vorangegangen ist in allen Gebieten bestimmt eine Großvergletscherung, ebenso folgte ihr nur eine Großvergletscherung nach. Die Terrassensedimente sind analog denjenigen im Inntal ins Interglazial zu stellen.

Die Verschüttungsgebiete des Isar- und Loisachtales haben aller Wahrscheinlichkeit nach über Kaltenbrunn miteinander in Verbindung gestanden, gegen dasjenige des Inntales waren sie durch Gebirgsrücken getrennt.

δ) Die Täler östlich des Inns.

Auch in ihnen finden sich Spuren einer mächtigen Talzuschotterung, obgleich auch diese im Groß-Ache- und Saalachtal fast vollständig beseitigt wurden.

Das Groß-Achetal.

Steigt man von Paß Thurn hinunter, so setzen oberhalb Jochberg Terrassen ein. Jochberg (922 *m*) selbst liegt auf einer solchen. Unterhalb dieses Dorfes beim Schmelzwerk setzen die Terrassen wieder aus, um dann bei Unter-Aurach beidseitig der Ache wieder in Erscheinung zu treten. Sie erreichen in der Gegend von Kitzbühel ihre größte Breite. Mehrfache Aufschlüsse zeigen gutgerundete Schotter und Sande, die teilweise verfestigt sind und sich zu beiden Seiten der Ache den Felsterrassen anlehnen.

Gerölle von Tauerngesteinen sind in den Schottern nur sehr selten eingestreut.

¹⁾ Illertal vielleicht ausgenommen.

Im Liegenden der Schotter finden sich vereinzelt kleinere Grundmoränenreste; so erwähnt Brückner [37] einen solchen im Stollen des Kohlenbergwerks von Kitzbühel, ferner fand der Verfasser ein Grundmoränenvorkommen im Liegenden der Schotter im Graben, der von Seiler in südöstlicher Richtung gegen Punkt 733 hinaufzieht.

Die Terrassensedimente reichen unterhalb Kitzbühel bis in 780 m Höhe, zirka 60 m über den heutigen Achespiegel. Sie werden von gut bearbeiteter Grundmoräne überlagert.

Gut aufgeschlossen finden wir die Schotter oberhalb Kitzbühel am Abfall des Högl sowie unterhalb der Stadt an der Flußschleife beim Wirtshaus Gruber. Sie sind gut verkittet und unterteufen an beiden Stellen das heutige Bachbett.

Am Abfall des Högl weisen die Terrassensedimente eine bemerkenswerte unregelmäßige Lagerung auf. Während in den südlichen Auf-

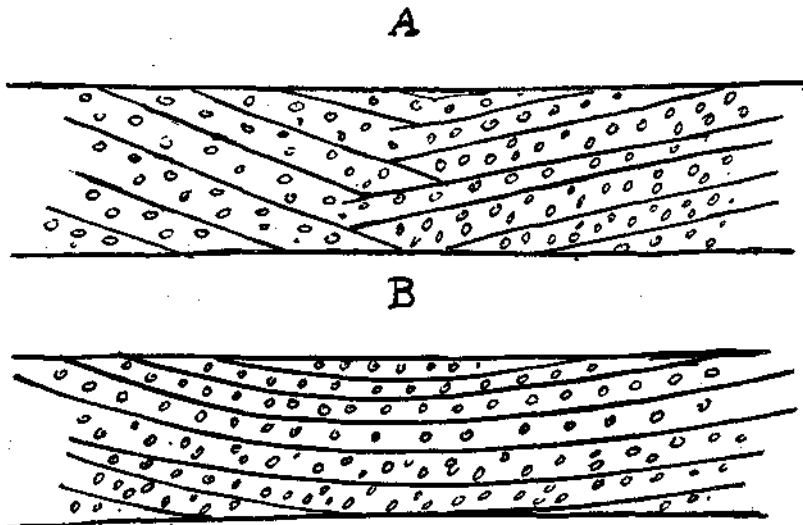


Fig. 29.

schließen die Schotterlagen horizontal bis schwach (5°) talauswärts geneigt sind, beginnt zwischen dem zweiten und dritten Starkstromleitungsmast (dieselben sind vom Elektrizitätswerk her gezählt) ein stärkeres Nordwärtsfallen, das beim zweiten Mast bis 15° beträgt. Weiter nördlich beim ersten Mast fallen nun die Schichten 15° gegen S. Der Fallwinkel nimmt gegen N rasch an Größe ab und beträgt z. B. beim Elektrizitätswerk nur noch 10° , noch weiter nördlich wird er gleich Null, d. h. die Schotter lagern wieder horizontal.

Die Terrassensedimente weisen hier muldenförmige Lagerung auf.

Die Lagerung ließe sich bei flüchtiger Betrachtung dahin deuten, daß wir hier die beiden, sich zugekehrten Seiten zweier Schuttkegel vor uns haben. In diesem Falle müßte aber an den Berührungstellen derselben ein teilweises Ineinandergreifen der einzelnen Schotterbänke sichtbar sein (Fig. 29.A). Wir sehen aber im Gegenteil die Schotterbänke schön

regelmäßig durchziehen (Fig. 29 B). Diese Lagerungsform läßt sich m. E. durch eine schwache Einbiegung (Mulde) der Schotter erklären. Daß in dieser Gegend seit Ablagerung der Schotter noch kleinere tektonische Störungen stattgefunden haben, zeigt deutlich eine saiger stehende Verwerfung mit zirka 30 cm Sprunghöhe, welche die Schotter hinterhalb des Hauses des Fleischhauers Max Oberlindober beim Elektrizitätswerk durchsetzt (Fig. 30).

Von Oberndorf an bis ins Becken von Kössen fehlen dem Achetal die Terrassensedimente fast gänzlich. Nur zwei kleine Vorkommnisse

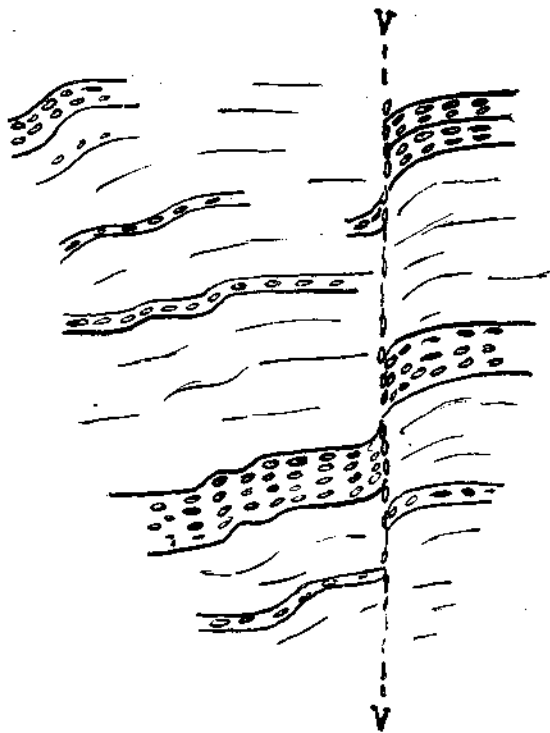


Fig. 30. Teilansicht des Aufschlusses hinterhalb des Hauses Oberlindobers bei Kitzbühel.

sind bis jetzt bekannt geworden: bei Apfeldorf oberhalb St. Johann und zirka 1 km unterhalb von Einfangalpe, beide am östlichen Acheufer. Während das letztere Vorkommen aus gewöhnlichen Talgeröllen besteht und sich vom heutigen Flußbett an bis in zirka 650 m Höhe hinaufzieht, findet sich das Vorkommen von Apfeldorf in einem kleinen von SSO her einmündenden Seitengraben in 710—760 m Höhe. Die Zusammensetzung ist äußerst mannigfaltig. Zu unterst lagern stark konglomerierte Schotter, dann sandiger Lehm, der nach oben in dunkelgrauen, stark glimmerigen Ton übergeht. Letzterer ist vollkommen ungebändert und über 5 m mächtig. In ihm finden sich drei Lignitflöze, wovon das unterste 60 cm, das mittlere 45 cm und das oberste zirka 10 cm Mächtigkeit aufweist. Sie werden jeweils durch Tonlagen voneinander getrennt, in denen

Kohlenschmitzen und schmale Kiesbänder und Fransen eingeschaltet sind. Über den Tonen lagern lose, stark sandige Schotter. Diese Ablagerungen lassen sich vom Wege Apfelfeld gegen Kapelle 790 m zirka 40 m tobeltwärts verfolgen. Die Lignite und mit ihnen auch wohl die Tone und Schotter lassen sich noch 300—400 m weit am Gehänge gegen St. Johann hin nachweisen. Die Schichtung fällt schwach (zirka 5°) gegen N.

Eine Beziehung zu Moränen läßt sich bei beiden Vorkommnissen nicht feststellen, doch glaube ich trotzdem, sie ihrer Lagerung und Beschaffenheit nach den Terrassensedimenten zustellen zu dürfen.

Im Becken von Kössen erreichen wieder alte fluviatile Ablagerungen größere Ausdehnung. Im Weißlofental findet sich zirka $\frac{1}{2}$ km von der Grenze am nördlichen Straßenhord über angeschliffenem Fels gut bearbeitete Grundmoräne. Über derselben lagern Schotter, die ihrerseits wieder von Grundmoräne überlagert werden. Wir haben hier das typische Profil der Terrassensedimente vor uns. Die Schotter setzen sich in die Terrasse von Lofer fort, wo sie bis gegen 700 m Höhe emporreichen. Sie sind horizontal gelagert und wechseln stark im Grad ihrer Verkittung.



Fig. 31. Profil durch die niedere Terrasse im Kössener Becken.

1 = Tertiär, 2 = gut verkittete, horizontal gelagerte Schotter (Kalk, Diabas, Buntsandstein, Dolomit, kristalline Gerölle fehlen), 3 = Inntaler Grundmoräne.

Oberbergrat Ampferer hatte die Freundlichkeit, mich auf einen hochgelegenen Schotterrest im Tal gegen Kapellalpe westlich von Kössen aufmerksam zu machen. Es lagern hier zwischen 740 und 860 m Höhe horizontal geschichtete Schotter mit Sandlagen. Überdeckt werden sie von mächtigen Grundmoränenmassen. Vorausgesetzt, daß diese Schotter nicht erst durch tektonische Bewegungen in diese Höhe gelangt sind, hätten wir im Becken von Kössen Spuren einer bis 270 m mächtigen Talzuschotterung.

Rings um das Becken von Kössen zieht sich eine scharf geschnittene Terrasse von zirka 25—30 m Höhe. Brückner [37, S. 89] deutet dieselbe als postglazial. Neuerdings befaßt sich eingehender Ampferer mit diesen Ablagerungen [28, S. 138 ff.].

Nach seiner Auffassung werden die niederen Terrassen nicht mehr von Moräne überlagert, sondern sind den mächtigen Massen derselben vorgelagert. Sie stellen nach ihm mächtige postglaziale Schuttkegel dar.

Die Anschlüsse bei Hütte z. B. sprechen für die Annahme Ampferers. Hier sehen wir lose, stark sandige Schotter von sehr unregelmäßiger Korngröße und mit sehr groben Blöcken die niedere Terrasse aufbauen. Sie zeigen schwache, in Richtung der Weißlofer fallende Schichtung. Diese Schotter sind aber grundverschieden von denen bei Weidach. Die letzteren gleichen vollkommen den interglazialen Schottern von Lofer. Es sei hier an dieser Stelle das von mir im Sommer 1925 beobachtete Profil von Weidach gegen Bichlach dargestellt (Fig. 31).

Es ist nun bei dem schlecht aufgeschlossenen Gelände schwer zu sagen, ob wir hier wirklich Reste von Interglazialschottern oder nur lokal verkittete Schotter der postglazialen Schuttkegel vor uns haben. Die sehr seltene Beimengung von zentralalpiner Geröll und das Vorherrschen von Groß-Achgeröll spricht eher für interglaziales Alter, da angenommen werden muß, daß in den postglazialen Schuttkegeln, die nach Ampferer vor allem aus dem Material der Hangendmoräne gebildet wurden, normalerweise zentralalpines Material ziemlich vorherrschend sein müßte.

Die Armut an zentralalpiner Geröll in den interglazialen Schottern ist naturgemäß nur an die unteren Lagen dieser Ablagerungen gebunden, d. h. nur so lange vorhanden, als noch nicht die Inntalverschüttung über Walchsee ins Becken von Kössen eindrang. Dies erklärt den Reichtum zentralalpiner Gerölle in den hochgelegenen Schottern im Kapellalgraben.

Die Aufschotterung der Großache stand über Walchsee, Going, Ellmau und Kirchberg mit derjenigen des Inntals in Verbindung. In allen drei Verbindungstälern werden die Wasserscheiden heute noch von nicht unbedeutenden Schottermassen überschritten.

Entlang des Goinger Baches lassen sich die alten Acheschotter, wenn auch nur in unzusammenhängenden Resten, bis Ellmau verfolgen, wo uns dann gegen 100 m mächtig die Innschotter entgegentreten (siehe S. 423). Ebenso stehen die Schotter von Kitzbühel durch diejenigen von Kirchberg, Bockern, Brixen i. T., die jeweils bis 900 m Höhe emporreichen, mit denjenigen des Brixentals und daher auch des Inntals in Verbindung. Die Schotter im Groß-Achetal gehören somit einwandfrei dem Interglazial an, was auch die drei Interglazialprofile bestätigen. Mächtige Schottermassen umlagerten zur Interglazialzeit sowohl das Gebiet der Hohen Salve als auch dasjenige des Kaisergebirges.

Während die Terrassensedimente heute im Erosionsbereich des Inns meist bis kurz über die Wasserscheide hinaus noch in ausgedehnten mehr oder weniger zusammenhängenden Massen erhalten geblieben sind, wurden sie im Gebiete der Großache bis auf kleine unbedeutende Reste beseitigt. Verschieden war seit ihrer Ablagerung die Arbeitsleistung der Erosion in beiden Talgebieten.

In den von O her zur Ache mündenden Tälern lagern ebenfalls Reste dieser interglazialen Zuschotterung.

Im Tal der Pillersee-Ache finden sich in der Gegend von Fieberbrunn konglomerierte Schotter im Liegenden der dortigen Moränen. Sie wurden bereits von Brückner erwähnt, der ihre Mächtigkeit mit zirka 10 m angab. Die Untersuchungen von Rinaldini [73] ergaben eine Schottermächtigkeit von zirka 20 m. Im Sommer 1927 fand der Verfasser oberhalb Fieberbrunn nördlich von Walcher gut konglomerierte Schotter, die von zirka 800—860 m Höhe reichen (km 136.5—136.7 der B.B.). Sie weisen horizontale Lagerung auf und gehören ins Liegende der dortigen ausgedehnten Moränendecken. Die Schotter bilden nur noch eine schmale Anlagerung an die Buntsandsteinterrassen und haben heute noch eine Mächtigkeit von etwa 60 m. Das westlichste Schottervorkommen findet sich südlich Stockau direkt an

der Straße anstehend. Die gut verfestigten Schotter werden in zirka 760 m Höhe von Grundmoräne überlagert.

Nach Brückner senken sich die Schotter im Pillerseetal gegen W. Wir sahen aber in der Nähe der Talmündung bis Apfeldorf, daß dort die Reste der Zuschotterung bis 760 m Höhe reichen, und sicherlich nur noch einen stark erodierten Rest derselben darstellen. Nach meiner Ansicht bezieht sich das Westwärtsfallen nicht auf die ehemalige Schotteroberkante, sondern nur auf diejenige der heutigen Terrasse. Diese ist aber erst später in die Terrassensedimente eingeschnitten worden. Die von Brückner beobachtete mehrfache Beimengung von Gneis und Serpenterollen in den Schottern des Pillerseetales zeigt uns, daß dieses Tal von der Zuschotterung von einer Großvergletscherung heimgesucht wurde. Es sind keine Gründe vorhanden die Schotter deswegen mit Brückner als fluvioglaziale Ablagerungen eines in der Gegend von Hochfilzen endenden Salzachgletschers aufzufassen. Auf der Hochfläche von Pfaffenschwand—Hochfilzen finden sich nirgends Spuren von Endmoränenwällen. Sie wird nur von mächtigen Grundmoränenmassen bedeckt.

Ampferer [24] verdanken wir den Nachweis, daß eine gewaltige Zuschotterung auch das Seitental von Erpfendorf nach Waidring erfüllte, ins Innere Strubtal eindrang und aller Wahrscheinlichkeit nach über St. Jakob im Hause mit derjenigen von Fieberbrunn in Verbindung stand.

Im Tal Erpfendorf—Waidring finden sich zwei verschieden hohe Schotterterrassen. Wir haben es hier mit einer älteren, bis über 900 m Höhe reichenden Talzuschotterung zu tun, in welche eine niedrigere, nur bis zirka 800 m Höhe reichende Verschüttung eingeschaltet ist. Während die Schotter der ersteren eine sehr bunte Zusammensetzung zeigen, weisen diejenigen der letzteren nur lokale Gerölle auf. Die ältere Aufschüttung ist beiderseits der Mündung des Inneren Strubtales bei Waidring sowie bei derjenigen des Moratales erhalten geblieben. Ihre Schotter sind teilweise zu Konglomeraten verkittet. Die Terrassenreste zeigen keine ebene Oberfläche mehr, sondern sind tief zerschnitten und abgerundet. Eine Überlagerung durch Grundmoräne konnte nicht festgestellt werden, wohl aber eine Anhäufung großer erratischer Blöcke auf der Oberfläche. Die ältere Talzuschotterung ist somit noch von einer Großvergletscherung überfahren worden.

Die jüngere Verschüttung ist wohl eingeebnet und wird von den Bacheinschnitten scharfkantig abgegrenzt. Wie man am Eingang ins Moratal sowie nördlich der Brücke 734 ersehen kann, besteht diese Terrasse aus gut gerundeten, horizontal gelagerten Schottern. Sie weisen starke Sandbeimengung auf, und im Moratal finden sich gebänderte Tone in Wechsellagerung mit losen Schottern und Sanden. Grundmoräne lagert nirgends auf dieser Terrasse, die zirka $1\frac{1}{2}$ km hinterhalb Erpfendorf beginnt, gegen O immer niedriger wird und schließlich unter den Moränenmassen der Waidringer Hochfläche zu verschwinden scheint, in Wirklichkeit aber an ihnen absetzt (Fig. 32). Ob wir es hier mit einer zur Postglazialzeit ¹⁾ in die Terrassensedimente ein-

¹⁾ Vielleicht zur Zeit des Spätglazials.

geschnittenen Terrasse oder einer erst zu dieser Zeit aufgeschütteten Ablagerung zu tun haben, ist schwer zu entscheiden. Die verschiedene Beschaffenheit der Schotter deutet eher auf die letztere Annahme.

Nach Leyden [54] haben wir bei Waidring einen ins Strubtal eingesenkten Moränenwall vor uns, welcher die Wasserscheide zwischen dem

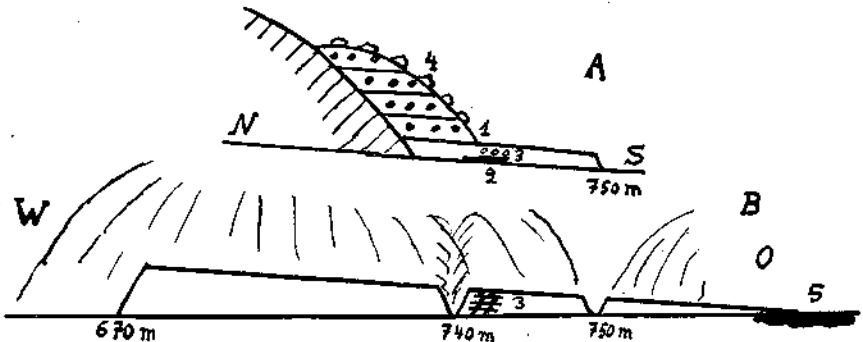


Fig. 32. Die Terrassen von Erpfendorf-Waidring. A = Profil entlang des Moratales, B = Ansicht der niederen Terrasse.

1 = alte bunte Schotter (Nagelfluh?), 2 = Bändertone, 3 = lose Lokalschotter, 4 = erratische Blöcke, 5 = Hangendmoräne.

Gebiet der Saalach und der Groß-Ache bildet. Dieser Wall soll sich gegen W in steil ansteigenden schönen Ufermoränen fortsetzen (Waidring 775 m, Reiterberg 920 m). Hinter diesem ausgesprochenen äußeren Wall folgt nach ihm eine etwas ausgewaschene, teilweise fast terrassierte Moränenlandschaft, welche keine eigentlichen Wälle mehr unterscheiden läßt und



Fig. 33. Typus eines alpinen Zungenbeckens (nach Penck).

1 = Grundgebirge, 2 = Moräne, 3 = fluvioglaziale Schotter.

plötzlich gegen die Weitung von Erpfendorf abbricht. Ganz eindeutig bildet dieselbe das Zungenbecken zu den Waidringer Endmoränen.

Es besteht kein Zweifel, daß Leyden mit dem äußeren ansteigenden Moränenwall die älteren konglomerierten Schotterreste Ampferers meint, und ebenso mit den inneren, fast terrassierten Moränen die scharf terrassierten jüngeren Schotter. Es geht nicht an, Schuttmassen, die aus gut gerollten und gut geschichteten Komponenten aufgebaut werden, in denen gehänderte Tone und Sande lagenweise eingebettet sind, als Moränen zu bezeichnen. Auch steht die Form der niederen Terrassen in scharfem Widerspruch mit der Zungenbeckendeutung Leydens (vgl. Fig. 32 und 33). Die ein Zungenbecken umgebenden Grundmoränen werden von demselben gegen den Außenrand hin ansteigen müssen (Fig. 33),

nicht aber mit mehr oder weniger horizontaler Oberfläche gegen das Innere des Beckens hinstreichen und dann scharf abbrechen. Ein Zungenhecken mit Endmoränenlandschaft bei Erpfendorf—Waidring im Sinne Leydens zeigt sich nicht an.

Zwischen Waidring und Pillersee durchbricht die Hasel-Ache in den „Öfen“ einen Felsriegel aus Hauptdolomit, während östlich und westlich davon alte verschüttete Talfurchen liegen. Dieselben werden in den unteren Partien von einem Konglomerat ausgefüllt, das von bunten, sehr kleinen Geröllen gebildet wird. Darüber folgen gröbere, lose Schotter, die ihrerseits auf der Höhe von Rechersau von Grundmoräne überlagert werden. Die letztere zieht sich nordwärts bis ganz in die Schlucht des Weißenbaches hinunter. Die Schotter wurden nach ihrer Ablagerung und vor Eintritt der letzten Großvergletscherung tief erodiert.

Die Aufschüttung reicht hier von 800—1000 *m* Höhe.

Als Fortsetzung dieser Verschüttung sind die Schotter zwischen Schwent und Flecken zu betrachten, die hier bis 900 *m* Höhe reichende Hügel aufbauen. Nach mündlicher Mitteilung von Oberbergtrat Ampferer finden sich noch kleinere Schotterreste gegenüber dem Wiesensee (928 *m*) und bei Warming (952 *m*).

Wir sehen, daß auch das Kirchbergmassiv analog demjenigen der Hohen Salve und des Kaisergebirges ganz von einer Zuschotterung umflossen wurde.

Ihrer gewaltigen Höhenlage nach müssen die Schotter von Waidring durch den Paß Strub ins Becken von Lofer hinübergereicht haben. Den Paß Grießen hingegen scheinen die Schotter nicht überwältigt zu haben, was mit den Verhältnissen im oberen Saalachtal übereinstimmt.

Angesichts der großen Höhenlage der Schotter um Waidring drängt sich die Frage auf, ob wir hier Reste der interglazialen Talzuschotterung oder eventuell Reste einer früheren Verschüttung vor uns haben, die vielleicht mit den „Nagelfluh“-Resten im Imntal zu parallelisieren sind. Diese Erwägung gilt auch für die Schotter unterhalb der Kapellalpe im Kössener Becken. Darauf soll in der Zusammenfassung näher eingegangen werden.

Das Saalachtal.

Noch spärlicher als im Groß-Achetal treten uns die Reste der Terrassensedimente im Saalachtal entgegen.

Durch die breite Talweitung von Zell am See—Saalfelden steht das Saalachtal mit demjenigen der Salzach in Verbindung. Nur ganz unbedeutende lose Schuttmassen bilden die Wasserscheide. Das ganze macht den Eindruck eines im eigenen Schutt versunkenen Talstückes. Breitsohlig münden die Nebentäler (Leogang- und Urschlaubachtal) ins Haupttal. Es fehlen die Terrassen an den Seitengehängen, unzerschnitten und breit auslaufend treten uns die Schuttkegel der Seitenbäche entgegen.

Von Zell am See bis Stoiß unterhalb Saalfelden finden sich nirgends über der Talsohle Reste aller Schotter, weder im Haupttal noch in den Nebentälern.

Im Leogangtal beginnen kurz vor Leogang kleinere Terrassen, die von Buntsandstein aufgebaut werden. Schotter beteiligen sich meines Wissens nicht an ihrem Aufbau.

Von Stoß an saalachabwärts finden sich allerdings nur sehr vereinzelt kleinere Reste einer alten Talverschüttung. Am linken Flußufer bei Stoß lagern Schotter, die zentralalpine Gerölle führen, horizontale Schichtung aufweisen und sich bis 40 m über die heutige Talsohle erheben. Sie reichen bis 740 m Höhe.

Weiter nordwärts bis in die Gegend von Unken fehlen dem Haupttal jegliche Schotterreste. Kümmerliche Schottervorkommen an geschützten, vom Haupttal abgelegenen Stellen im Weißbach- und Schoberweißbachtal zeugen von einem Aufstau der Nebentäler und einer damit verbundenen Aufschotterung.

Es lagert im Weißbachtal an der Seisenbergklamm in zirka 730 m Höhe ein unbedeutender, etwa 10 m mächtiger Rest eines Konglomerats. Die Gerölle weisen nur schlechte Rundung auf und bestehen zum

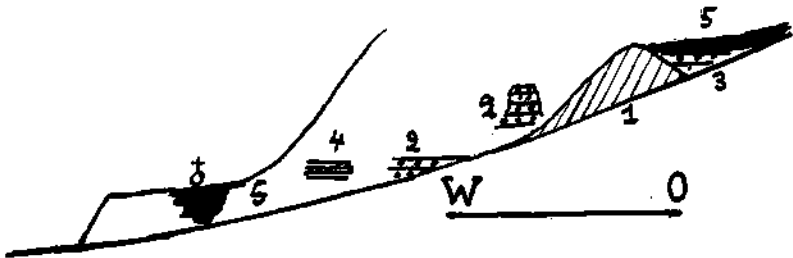


Fig. 34. Profil entlang der Mayrbergklamm.

1 = Grundgebirge, 2 = verkittete Schotter mit sehr selten Kristallin, 3 = verkalkte reine Talschotter, 4 = Bändertone, 5 = Hangendmoräne.

größten Teil aus den ortsnahen Dachstein- und Liaskalken. Zentralalpines Material fehlt. Die mit 5—10° talauswärts geneigten Bänke werden unzweifelhaft von Salzachgrundmoräne überlagert.

Größere Ausdehnung weisen die alten Schotter im Schoherweißbachtal an der Mayrbergklamm auf. Steigt man von Seelau den Weg zur Klamm hinauf, so trifft man die in Fig. 34 dargestellten Verhältnisse.

Wir haben hier eine von 630 bis 670 m reichende, also mindestens 40 m mächtige Talzuschotterung vor uns, die, wie aus dem Material der Gerölle ersichtlich ist, vom Seitental her erfolgte. Daß es bei dieser Verschüttung auch zur Seebildung in toten Winkeln kam, zeigen die über 20 m mächtigen Tone und Sande in zirka 630 m Höhe.

Die Schotter gehören zweifellos ins Liegende der dortigen Moränendecke. Vor Ablagerung derselben mußten die Schotter vor allem im Haupttal zum größten Teil wieder beseitigt worden sein. Die beiden in den Schottern gefundenen Tauerngerölle lassen auf eine der Zuschotterung vorangegangene Großvergletscherung schließen.

Die horizontale Lagerung der Konglomerate im Schoberweißbachtal läßt nicht auf einen Schuttkegelrest schließen, wie es an der

Seisenbergklamm der Fall ist. Ich möchte mit Hahn [43, S. 26] annehmen, daß die beiden Schotterreste (Seisenbergklamm, Mayrbergklamm) einer größeren Talverschüttungsperiode angehören. Während aber das Vorkommen an der Seisenbergklamm infolge seiner Schuttkegelstruktur nicht zur Bestimmung der ehemaligen Aufschüttungshöhe im Haupttal geeignet ist, glaube ich nach dem Vorkommen im Schoberweißbach auf eine Zuschotterung im Saalachtal unterhalb Lofer bis in eine Höhe von mindestens zirka 670 *m* schließen zu können.

Hiemit stimmt auch die Höhenlage der alten Schotterreste im Becken von Unken überein [Gillitzer 41, Hahn 49]. Wir finden hier drei beschränkte Schotterreste, die mehr oder weniger stark verkittet sind. Sie setzen sich vorherrschend aus Kalkgeröllen zusammen, doch fehlen zentralalpine keineswegs und sind den ganzen Konglomeraten beigestreut. Das tiefste Schottervorkommen liegt im Bereich der Unkenener Kirchterrasse in zirka 565 *m* Höhe. Die Schotter östlich der Saalach zwischen Oberrain und Mörtl steigen von 580 bis 660 *m* Höhe an. Im letzteren Vorkommen weisen die Schichtenbänke unregelmäßige, wechselnde, oft beträchtliche Neigung auf. Ich möchte diese Lagerungsstörungen mit Hahn [42, S. 399] als nachträglich durch Einsinken des Untergrundes entstanden denken. Die Schotterreste gehören ins Liegende der Grundmoränendecke der letzten Großvergletscherung.

Kraus [50] fand am Südwestabfall des Rabensteinhorns Konglomeratbänke, die starke Analogien mit denjenigen bei Unken aufweisen. Sie liegen 120—150 *m* über dem Saalachspiegel und reichen demnach bis in 650 *m* Höhe.


Auf die Schotter von Reichenhall soll hier nicht eingegangen werden, da dieselben schon zum Salzburger Becken gehören. Hier muß zuerst die Frage, ob wir es wirklich mit einem Einbruchsbecken zu tun haben, gelöst sein.

Das Salzachtal.

Im Salzachtal treten uns die Terrassensedimente wieder in ausgedehnteren und zusammenhängenderen Massen entgegen. Eingehend wurden dieselben vom Verfasser in Lit. [82] behandelt, auf die betreffs Einzelheiten verwiesen sei.

Verfolgt man das Salzachtal nach abwärts, so stößt man nach einem kurzen, zirka 11 *km* langen, typischen Oberlaufstück nach der Vereinigung mit dem Krimmler Tal auf das Pinzgau mit deutlichem Mittelaufcharakter. Die Salzach mäandriert auf einem 1—1½ *km* breiten ebenen Talboden, der bei Kaprun sogar eine Breite von 2 *km* aufweist. Bei Bruck verläßt die Salzach den breiten Talboden des Pinzgaus, der seinerseits gegen N zum Saalachtal umbiegt (Talweitung Zell am See—Saalfelden). Bis heute sind in diesem Gebiet keine Reste der Terrassensedimente bekannt geworden. Die der letzten Vereisung zugehörige Grundmoränendecke läßt sich bis zum heutigen Talboden hinab verfolgen. Breitsohlig und eben münden das Stubach-, Kapruner- und Fuschertal ins Haupttal ein. Der breite, ebene Talboden setzt in diesen Seitentälern nach kürzerer oder längerer Erstreckung an einer Steilstufe ab. Das Pinzgau macht den Eindruck eines in seinem eigenen

Schutt ertrunkenen Tales, wobei die Zuschotterung auch in die vordersten Partien der Seitentäler eindrang. Die Salzach befindet sich im Gebiet des Pinzgaus im Stadium einer Akkumulation.

Von Hasenbach an beginnt ein typisches Einschneiden der Salzach. Das Tal, das bis jetzt -förmigen Querschnitt besaß, tritt uns von der Station Taxenbach an als Schlucht entgegen.

Mit Beginn des Schluchtcharakters treffen wir auch an den Talgehängen auf ältere fluviatile Ablagerungen über dem heutigen Salzachspiegel. Es findet sich am rechten Schluchtabfall, südlich von Taxenbach, ein kleinerer Rest gut verkitteter Salzachsotter in zirka 720 m Höhe. Sie gehören ins Liegende der dortigen Moränen und reichen zirka 30 m über den heutigen Flußspiegel. Die Salzachschlucht zwischen Station Taxenbach und Rauris-Kitzloch kann demnach nicht im Sinne Singers als postglaziales epigenetisches Talstück gedeutet werden.

Nach der Einmündung der Rauriser Ache streben die Talgehänge steil bis in 1000 m Höhe empor. In dieser Höhe schaltet sich zwischen

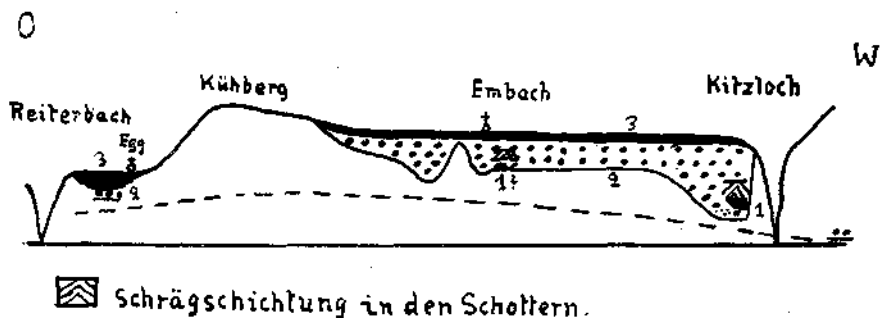


Fig. 35. Ansicht der Embacher Hochfläche.

1 = Liegendmoräne, 2 = Schotter, 3 = Hangendmoräne. Die unterbrochene Linie gibt den mutmaßlichen Verlauf des interglazialen Talbodens wieder.

der Salzach und den südlichen Bergketten die Hochfläche von Embach ein, an deren Abfall die Terrassensedimente in bedeutender Mächtigkeit entblößt sind. Sie lassen sich von 780 bis 1000 m Höhe verfolgen. Gegen O steigt sowohl die Unter- als auch die Oberkante der Schotter an, erstere in größerem Winkel, so daß die Schotter gegen O am Kühberg zwischen dem Grundgebirge und der Hangendmoränenendecke auskeilen (Fig. 35).

Im Graben, der von Punkt 1012 in nordwestlicher Richtung gegen das Elektrizitätswerk hinabzieht, werden die Terrassensedimente von einem graublauen Lehm unterlagert, der in seinen unteren Partien zahlreiche gekritzte und polierte Geschiebe enthält. Diese Ablagerung deutete ich als umgeschwemmte Grundmoräne. Ähnliche Tone, aber ohne Geschiebe, finden sich im westlichen Arm des östlichen Pfarrwaldgrabens.

Innerhalb der Schotterserie lassen sich verschiedene Diskordanzen feststellen, die durch verschiedene Schrägschichtungen angezeigt sind. So fallen im Elektrizitätswerkgraben die unteren Schotterpartien zirka

20° gegen SO, also hangwärts. Die mittleren Partien hingegen weisen eine Schichtung, die 15—20° gegen NO geneigt ist, auf, während die obersten Schotterlagen horizontale Lagerung besitzen [Fig. 2 A in Lit. 82]. Im östlichen Pfarrwaldgraben finden sich unter horizontal gelagerten Schottern solche mit 20° gegen N geneigten Schichtflächen. Tone, die sich jeweils im Liegenden dieser unregelmäßig geschichteten Schotter finden, scheinen darauf schließen zu lassen, daß diese Schrägschichtungen in stehendem Wasserbecken erfolgten. Diese Gewässer besaßen nur beschränkte Ausdehnung, wie die horizontal gelagerten Schotter beiderseitig der gestörten in gleicher Höhe anzeigen (Fig. 35). Es handelt sich um Seen, gebildet bei der Flußaufschotterung in toten Winkeln derselben.

Die teils sandigen Schotter weisen stark wechselnde Verkittung auf. Sie werden von mächtigen Grundmoränenmassen diskordant überlagert.

Auf der rechten Seite des Rauristales lassen sich die Schotter bis zur Sägerei Süllenwald (910 m) hin verfolgen.

Die Terrassensedimente lagern nicht nur am Abfall der Hochfläche, sondern auch auf letzterer selbst, wie an der Fahrstraße Lend—Embach ersichtlich ist. Hier treten unter der Grundmoräne in zirka 940 m Höhe ungleichmäßig verkittete Salzachsotter zutage. Am Nordabfall der Hochfläche findet sich ein Schotterausbiß in 810—820 m Höhe südlich von Punkt 735. Die Moräne streicht diskordant über demselben bis auf 800 m hinab.

Im Reiter- und Teufenbach lagern Reste einer, in der Hauptsache aus Talgesteinen bestehenden Zuschotterung. Sie reichen von 820 bis 860 m Höhe und scheinen eine alte, die beiden Täler verbindende Rinne zu erfüllen. In beiden Tälern werden die Schotter von der Hangendmoräne diskordant abgeschnitten. Im Teufenbach erwähnt Penck [69] auch im Liegenden der Schotter Moräne. Es handelt sich aber nicht um eine solche, sondern um reine Lokalschotter, denen zahlreiche gekritzte Geschiebe aus der heute nicht mehr vorhandenen Liegendmoräne eingeschwemmt wurden.

Als Fortsetzung der Embacher Terrasse ist das „Zwischengebirge“ von Goldegg-St. Veit zu deuten. Auch auf dessen Hochfläche finden sich, allerdings nur ganz vereinzelt, Reste fluviatiler Ablagerungen. So lagert nordöstlich vom Scheiblingsee in zirka 850 m Höhe ein kleines Vorkommen gut verkitteter, horizontal gelagerter Schotter. Am Westende des Sees sind dieselben nur ganz schwach verkittet, lagenweise sogar ganz lose. Es finden sich in ihnen neben den gewöhnlichen Salzachgeröllen auch solche aus dem Dientale (Werfener Schiefer). Eine Beziehung zu Moränen ist nicht feststellbar. Auf ein weiteres Vorkommen stoßen wir östlich vom Goldegger See in zirka 820 bis 830 m Höhe. Die unteren Bänke fallen mit 25 bis 30° gegen OSO, die oberen hingegen mit 10 bis 15° gegen WNW. Die beiden Partien sind durch eine deutliche Diskordanz voneinander getrennt, auch weisen die unteren Schotterlager durchwegs ein feineres Korn auf als die darüber liegenden. Die Hangendmoräne zieht diskordant über das Vorkommen hinab. Ein weiterer kleiner Schotter-

ausbiß liegt östlich von Schloß Schermberg in zirka 700 *m* Höhe. Er besteht aus schwach verkitteten, horizontal gelagerten Salzachsottern, die weiter hangwärts von Moräne überlagert zu werden scheinen.

Wir finden auch auf der Höhe des Goldegger Mittelgebirges alte Schotterreste, von denen mit Bestimmtheit derjenige von Goldegg unter die Moränendecke der letzten Großvergletscherung zu liegen kommt. Wer das unaufgeschlossene Gelände des Mittelgebirges kennt, der begreift die Kleinheit und Spärlichkeit der Schotterausbisse. Sicherlich nehmen unter der ausgedehnten Moränendecke die Schotter größere Ausdehnung ein.

Weiter östlich bei St. Veit lassen sich die Terrassensedimente noch bis 660 *m* Höhe hinauf verfolgen, wo sie von Grundmoräne überlagert werden. Sie fallen hier unregelmäßig salzachauswärts.

2¹/₂ bis 3 *km* westlich von Schwarzach lagern nahe über dem heutigen Flußspiegel z. T. lose, z. T. verfestigte Schotter, die unregelmäßige Lagerung aufweisen und sich mit einzelnen Unterbrechungen bis nach Schwarzach hin verfolgen lassen. Sie erstrecken sich von 600 bis 630 *m* Höhe. Eine unmittelbare Beziehung zu Moränen konnte nirgends festgestellt werden, doch muß aus den Lagerungsverhältnissen geschlossen werden, daß die Schotterreste ins Liegende der Grundmoränendecke der letzten Großvergletscherung gehören.

Wir haben bei Goldegg Spuren einer gegen 250 *m* mächtigen Zuschotterung vor uns.

Von Schwarzach an weitet sich das Tal zum Pongaubecken. Die Felsgehänge treten zurück und lassen einem bis 1 *km* breiten Talboden Raum. In diesem Gebiet unterteufen jeweils die Terrassensedimente den heutigen Talboden; hier müssen wir eine Untertiefung des Salzachtales annehmen, die sich bis zur Fritztaler Mündung hin erstreckt.

Die Terrassensedimente erreichen im Pongau wieder ganz beträchtliche Ausdehnung und Mächtigkeit, die an die Verhältnisse im Inntal erinnern. Fast ausschließlich sind die alten Schotter an der östlichen Talflanke erhalten geblieben, wobei sie beidseitig der Wagrainmündung wieder terrassenbildend auftreten, während sie bei der Buchbergterrasse östlich von Bischofshofen nur einen mehr oder weniger dünnen Flankenüberzug bilden. Die Schotter reichen an beiden Stellen vom Talboden bis in 700 *m* Höhe. Sie werden diskordant von Grundmoräne überlagert, die schräg über die Schotter bis in 600 *m* Höhe hinabzieht.

Sande treten im Aufbau der Terrassensedimente hier stark zurück. Im allgemeinen nimmt der Sandgehalt von unten nach oben ab, ebenso auch die Stärke der Verkittung. Die Lagerung ist meist horizontal.

An der Mündung des Groß-Arl sowie des Wagraintales finden sich wieder Reste von mächtigen, aus dem Seitental ins Haupttal hineinragenden Schuttkegeln. So finden wir vor der Liechtensteinklamm am linken Bachufer in zirka 640 bis 670 *m* Höhe gut konglomerierte Schotter, die mit 25 bis 30° gegen N fallen. Sie werden von Moräne sowohl über- als auch unterlagert. Ebenso weisen die mit 15 bis 30° gegen NW schräg über den heutigen Wagrainbach fallenden Schotter des Wagrainschuttkegels sowohl im Liegenden als auch im Hangenden Moränen auf. Der Wagrainschuttkegel reicht bis zirka 690 *m* Höhe, wo

er von horizontal geschichteten Salzachschootern diskordant überlagert wird. Hier ist auch wie im Vomperloch ersichtlich, daß vor Ablagerung der Terrassenschotter der Schuttkegel sehr stark zerschnitten wurde, wie aus horizontal lagernden Schottern in 580 m Höhe, unmittelbar neben der heute steil abfallenden Wand des Schuttkegels, ersichtlich ist (Fig. 36).

Nach Brückner und Penck haben wir hier wieder Deltas vor uns, die in einen See von mindestens 700 m Spiegelhöhe hineingeschüttet wurden.

Wir finden im Pongau analoge Verhältnisse wie im Inntal, wo wir die schrägeschütteten Schotter als Reste steilgeschütteter Schuttkegel gedeutet haben. Nehmen wir diese Entstehungsweise auch für diejenigen des Pongaus an, so wird auch das vollständige Fehlen von Bänder-tonen im Salzachtal erklärlich, die wir aber bei Annahme eines so tiefen Sees normalerweise erwarten müßten.

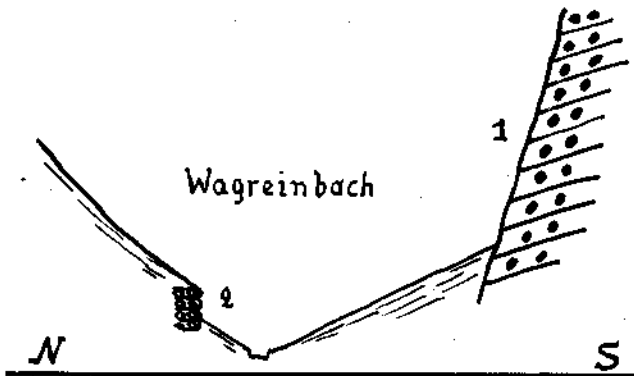


Fig. 36. Profil durch das Wagraintal unmittelbar vor der Mündung.
1 = Schotter des Schuttkegels, 2 = horizontal gelagerte Salzachschootter.

An zwei Stellen finden sich unter den horizontal geschichteten Terrassenschottern ebenfalls Reste von Liegendmoräne, so am Abfall der Terrasse von Weiding (zwischen Schwarzach und Liechtensteinklamm) und nordöstlich von Bischofshofen.

Die Schotter erstrecken sich mit bedeutender Mächtigkeit auch noch nordwärts der Fritzalmündung gegen Werfen. Sie reichen östlich von Pfarrwerfen bis 700 m Höhe, westlich von Werfen noch bis 640 m Höhe. Die Hangendmoräne läßt sich bei Pfarrwerfen über die Schotter bis auf 580 m Höhe hinab verfolgen.

An der Mündung des Blühnbachtales finden sich wieder Reste eines alten Schuttkegels, der bis 545 m Höhe reicht. Die mit 15 bis 25° talauswärts geschichteten Schotter sind gut verkittet, unterteufen das heutige Bachbett und enthalten nicht selten Gerölle von Tauerngesteinen, die auf eine der Schuttkegelbildung vorangegangene Großvergletscherung hinweisen. Eine Überlagerung durch Moräne ist nicht festzustellen.

Weit verbreitet finden sich im Pongau Reste von scharfgeschnittenen Schotterterrassen, die sich alle demselben Niveau zuordnen lassen

(St. Johann-Niveau in Lit. 82). Das die Terrassen aufbauende Schottermaterial entstammt der Interglazialzeit, während die Terrassen erst im Postglazial herauspräpariert wurden. Reste dieser geschnittenen Terrasse lassen sich nun durch die Salzachenge hindurch bis unmittelbar vor den Paß Lueg hin verfolgen. Aller Wahrscheinlichkeit nach haben die Terrassensedimente einst auch diesen Paß noch überwunden und standen mit denjenigen des Salzburger Beckens in Verbindung. Diese letzteren sollen, wie schon früher dargelegt wurde (S. 459), nicht mehr behandelt werden.

Die Verschüttung beschränkte sich nun keineswegs auf das Haupttal, sondern ergriff auch von den Seitentälern Besitz.

Entlang des Wagrainbaches reichte dieselbe bestimmt bis in die Gegend von Wagrain und bis in eine Höhe von 835 *m*.

Im Fritztal lassen sich die Terrassensedimente bis gegen Eben hin verfolgen, wo sie unter den Talboden von Radstadt untertauchen. Dieselben reichen bis über 800 *m* Höhe empor und erlangen bei Hüttau eine Mächtigkeit von etwa 100 *m*.



Fig. 37.

Im Mühlbachtal reicht die Zuschotterung bis über Mühlbach hinaus und erreicht eine Höhe von gegen 900 *m*. Ihre Ablagerungen weisen heute noch Mächtigkeiten von bis zu 70 *m* auf.

Interessant ist der Verlauf sowohl der Ober- als auch der Unterkante dieser Seitentalszuschotterungen. Wie aus der jeweils taleinwärts ansteigenden Oberkante sowie aus den nur selten auftretenden Tauerngesteinen ersichtlich ist, erfolgte in obigen Seitentälern die Zuschotterung jeweils vom Seitental her gegen das Haupttal hin. Die Salzachsotter drangen nicht in die Seitentäler ein, nur an der Mündung derselben spielte sich ein Kampf zwischen beiden Schotterbereichen ab, wobei bald der eine, bald der andere mehr an Ausdehnung gewann, wie an der Mündung des Mühlbach- sowie vor dem Gainfeldtal zu ersehen ist. Die spärlich beigemengten zentralalpinen Gerölle stammen meiner Ansicht nach aus der Liegendmoräne, Verhältnisse, wie wir sie schon öfters angetroffen haben.

Bemerkenswert vor allem ist die Divergenz von Unterkante der Aufschotterung und heutigem Talboden, die in allen drei Tälern gleichsinnig auftritt. Es sinkt die heutige Talsohle jeweils rascher als die Unterkante der Schotter, so daß, je weiter wir talauswärts gehen, die Schotter immer höher über dem Talboden endigen. Taleinwärts hingegen nähern sich die Schotter immer mehr dem heutigen Bachbett, bis sie dasselbe erreichen, weiter einwärts es sogar zu unterteufen scheinen. Schematisch sind diese Verhältnisse in Fig. 37 dargestellt.

Obige Tatsachen lassen folgende Erklärungsmöglichkeiten zu: Wir können annehmen, daß die seit der Talzuschotterung stattgefundene Erosion erst bis zu den Punkten A, jeweils bis unter die damaligen Talböden, eingeschnitten hat. Die Talböden vor der Verschüttung wären demnach flacher gewesen und es mündeten die Seitentäler mit hoher Stufe ins Haupttal. Dies würde auch die alten, steilen Schuttkegel, die teilweise an den Mündungen erhalten geblieben sind, erklären. Es wäre aber auch noch an die Möglichkeit zu denken, daß wir hier eine ganz flache Aufwölbung vor uns haben, die in Bereiche des Haupttales ihre Kulmination aufweist und nach Entstehung der alten Talböden stattgefunden hätte. Es würde sich hier um eine ähnliche Verbiegung handeln, wie sie Ampferer schon bei den Reliefverhältnissen der Höttinger Breccie in Betracht gezogen hat (siehe S. 377 ff.).

Auch im Berchtesgadener Land zwischen dem Gebiet der Saalach und Salzach finden sich Spuren einer mächtigen Talzuschotterung.

Den höchstgelegenen und ausgedehntesten Rest von alten Schottern beschrieb Lebling [51, S. 72]. Er lagert zwischen Ramsau und dem Taubensee in 720—830 m Höhe. Die Schotter sind gut verkittet und weisen eine Beimengung von mächtigen Dachsteinkalkblöcken sowie vielen großen Geröllen von Hornblendegesteinen und Werfener Sandsteinen auf. Die Schichtung ist in den unteren Lagen, in denen hauptsächlich die groben Blöcke vorkommen, sehr undeutlich; gegen oben wird sie deutlicher. Die Bänder fallen schwach nach NO, also hangwärts. Das Konglomerat wird von gut bearbeiteter Grundmoräne überlagert, in der sich Brocken des Konglomerats als Geschiebe finden. Der Schotterbildung vorangegangen muß eine Großvergletscherung sein, da die Hornblendegesteine und Werfener Sandsteine nur durch Eis in die Gegend verfrachtet worden sein können. Penck [69, S. 363] stellt diese Ramsauer Nagelfluh derjenigen von Garmisch gleich, und deutet beide als fluvioglaziale Gebilde. Neuerdings rechnet er nun diejenige von Garmisch zum Interglazial [64]. Ich glaube auch das Ramsauer Konglomerat ins Interglazial stellen zu können und deute es als Rest eines mächtigen, sich aus dem Klausbachtal heraus erstreckenden Schuttkegels. Dafür spricht sowohl die Beschaffenheit als auch die Neigung der Schotter.

An der Ache bei Ilsank und in der Gegend von Berchtesgaden finden sich Konglomeratreste, die bis über 600 m Höhe emporragen. Sie bestehen in der Hauptsache aus Kalktrümmern; kristalline Gerölle finden sich nur selten. Sie werden jeweils von Moräne überlagert.

Auch im Berchtesgadener Land zeigt sich eine der letzten Großvergletscherung vorangegangene Talverschüttungsperiode an.

Zusammenfassung (zu S. 450—465) und Schlußfolgerungen.

(Taf. VIII u. IX.)

In den Tälern östlich des Inns zeigen sich, wie in den anderen bis jetzt besprochenen Gebieten, Spuren einer der letzten Großvergletscherung vorangegangenen Talverschüttung. Bei den Ablagerungen derselben

(Schotter und Sande, Tone sehr selten) zeigt sich nicht selten eine Unter- und Überlagerung durch Grundmoränen. Wir stellen die Terrassensedimente dieses Gebietes analog denjenigen des Inntales ins Interglazial. Dafür sprechen die acht Interglazialprofile und vor allem auch die Verknüpfung der Terrassensedimente des Groß-Achgebietes mit denjenigen des Inntales. Die Verschüttung des Inntales macht sich bis ins Groß-Achtal hinein bemerkbar. Die Zuschotterung erreicht auch hier bedeutende Höhen, doch ist die Bestimmung der Aufschotterungshöhe durch die starke Erosion der Terrassenschotter, die auch in diesem Gebiet zum größten Teil vor Ablagerung der Hangendmoräne stattfand, stark erschwert.

Im Groß-Achtal reichen die Terrassensedimente heute noch bis in 800 *m* Höhe (im Becken von Kössen sogar bis gegen 900 *m* Höhe). Es hat den Anschein, als ob in diesem Tale die heutige Schotteroberkante gegen den Alpenrand hin anstiege. Hierbei ist aber zu bemerken, daß wir in den Schottern um Kitzbühel nur stark erodierte Reste der Terrassensedimente vor uns haben, wie aus der Höhenlage der Terrassenschotter in den Nebentälern, vor allem der Verbindungstäler mit dem Inntal, ersichtlich ist. Es ist deswegen nicht anzunehmen, daß auch die ehemalige, d. h. ursprüngliche Schotteroberkante ein Ansteigen gegen den Alpenrand zeigte.

Die heutigen Terrassenreste im Groß-Achtal (Kitzbühel 780 *m*, St. Johann 760 *m*, Lofer bei Kössen 700 *m*) scheinen einer späteren, in die interglazialen Schotter eingeschnittenen Terrasse anzugehören, die mit der Inntalterrasse in Parallele zu stellen ist.

Neuerdings warf Ampferer [28] die Frage auf, ob die hochgelegenen Schotter im Kössener Becken sowie diejenigen bei den „Öfen“ südlich Waidring nicht einer älteren Talverschüttungsperiode angehören oder ob die Schotter unterhalb der Kapelle nicht eventuell durch spätere tektonische Hebung dieses Gebiets in ihre Höhenlage gebracht wurden.

Rein geologisch, ohne Verbindung mit der Morphologie, wird es kaum jemals gelingen, diese Fragen zu entscheiden. Für das Konglomerat an den „Öfen“ und die hochgelegenen Schotter um Waidring ist die Annahme nicht zu verwerfen, daß dieselben einer älteren Talzuschotterung zuzuzählen sind als die Terrassensedimente, d. h., daß sie ähnliche Gebilde darstellen wie die „Nagelfluhreste“ im Inntal. Die hochgelegenen Schotter unterhalb der Kapellalpe aber möchte ich nicht von den Terrassensedimenten trennen, zeigen sie doch absolut keine alten Züge. Ihre Höhenlage steht in keinem großen Widerspruch mit dieser Annahme, sahen wir doch, daß die Innaufschotterung in der Gegend von Kufstein noch mindestens bis 900 *m* Höhe reichte und in dieser Höhe beidseitig des Kaisergebirges in das Groß-Achtal eindrang. Auf alle Fälle müßte für eine spätere tektonische Hebung des Gebietes um die Kapellalpe kein größerer Hebungsbetrag als ungefähr 100 *m* angenommen werden, und eine solche Hebung hat nichts Unglaubliches an sich. Im weiteren möchte ich diese Frage noch offen lassen und die unsicheren Terrassenschotterreste nicht zu weiteren Schlußfolgerungen verwenden.

Sehr spärlich sind die Terrassensedimente im Saalachtal erhalten geblieben, doch zeugen auch hier alte Schotterreste von einer bis zu 650 *m* Höhe, taleinwärts bis über 700 *m* Höhe ansteigenden interglazialen Talzuschotterung.

Zusammenhängender und ausgedehnter fanden sich die Terrassensedimente im Salzachtal. Sehen wir vorerst von den Schottern von Goldegg und Embach ab, so haben wir eine Höhe der Zuschotterung bis zu 700 *m*, u. zw. gleichmäßig von Pfarrwerfen bis St. Veit. Die interglazialen Schotter setzen sich in Form von geschnittenen Terrassen bis zum Paß Lueg fort und werden aller Wahrscheinlichkeit nach auch in diesem Talgebiet bis gegen 700 *m* Höhe emporgereicht haben. In einem solch engen Tal kann uns eine spätere fast vollständige Ausräumung der Schotter nicht verwundern.

Westlich von Schwarzach steigt die Schotteroberkante ziemlich rasch an; sie liegt bei Goldegg in 830 *m* Höhe, am Scheiblingsee und am gegenüberliegenden Teufenbach in zirka 850 *m* Höhe. Am Kühberg, wo die Schotter die größte Höhe erreichen, liegt sie in 1070 *m* Höhe. Weiter gegen W streicht sie in zirka 1000 *m* Höhe am Abfall der Embacher Hochfläche bis gegen Kitzloch hin und in zirka gleicher Höhe rechts der Rauriser Ache gegen $2\frac{1}{2}$ *km* ins Rauristal hinein.

Westlich der Rauriser Ache fehlen die Terrassensedimente bis auf ein kleines Vorkommen südlich von Taxenbach in zirka 720 *m* Höhe.

Die Unterkante der Schotter weist ähnliches Verhalten auf. Während sie bei Schwarzach noch unterhalb der heutigen Talsohle zu suchen ist, steigt sie gegen W auf zirka 620 *m* Höhe an. In dieser Höhe finden wir sie nördlich von Aubacher. In der Gegend von Lend reichen die Schotter nur noch bis gegen 820 *m* Höhe hinab. Der Verlauf der Unterkante der Terrassensedimente an dem Abfall der Embacher Hochfläche zeigt uns, daß wir hier nicht die Mitte des Tales, sondern den ehemaligen Hang angeschnitten sehen (siehe Fig. 35). Einzig die Schotter bei Embachrain in 780 *m* Höhe geben uns einen Anhaltspunkt für die Tiefe des ehemaligen Tales.

Ich habe in der Salzacharbeit [82] die Gründe dargelegt, nach denen es nicht möglich ist, die hochgelegenen Schotter von den übrigen interglazialen Terrassensedimenten des Salzachtales zu trennen; sondern wir müssen für die Erklärung ihrer heutigen Höhenlage, wie schon früher Brückner [37] es tat, tektonische Ursachen annehmen.

Die Schotter von Embach wurden gegenüber denjenigen der Pongauweitung nachträglich emporgehoben. Bei Heranziehung der heutigen Schotteroberkante kommen wir mit einem Hebungsbetrag von 200 bis 250 *m* aus. (Höhenlage in der Pongauweitung mindestens 700 *m*, eher höher. Dieselbe bei Embach 1000 *m*. Primärer Anstieg mindestens 50 *m*.) Zu der gleichen, eher etwas geringeren Hebungshöhe kommen wir bei Heranziehung der Unterkante der Terrassensedimente (Schwarzach zirka 600 *m* Höhe, Embacher Flanke zirka 780 *m* Höhe). Es ergibt sich daraus ein Anstieg des ehemaligen Talbodens gegen W um etwa $20\frac{0}{100}$ oder ungefähr 1° ; Beträge, die schon denkbar sind.

Außerst schwierig gestalten sich die Verhältnisse, wenn wir von der Embacher Hochfläche gegen W gehen. Plötzlich und scharf setzen die

Schotter an der Rauriser Ache ab. Lagen hier ältere als diluviale Schichten vor, so würde man ohne Bedenken eine Verwerfung mit zirka 300 m Sprunghöhe eintragen. Mit Recht muß ein solcher Erklärungsversuch als unbedingt zu weitgehend verworfen werden. Solch junge Verwerfungen von derartigem Ausmaß müßten sich ohne Zweifel in der Morphologie der Gegend deutlich ausprägen. Hier sind aber keine Anzeichen vorhanden, die die Annahme einer solchen Verwerfung rechtfertigen würden.

Verbinden wir das unterste Schottervorkommen am Abfall der Embacher Hochfläche (780 m) mit demjenigen in der Schlucht von Taxenbach (720 m), so erhalten wir ein Gefälle der Verbindungslinie von 60 m auf etwa 1 km oder ein solches um 60‰ gleich zirka $3\frac{1}{2}^\circ$. Wir können aber annehmen, daß wir bei den Schottern von Embachrain noch nicht die Höhenlage des Felsbodens des interglazialen Tales vor uns haben. Der ehemalige Talboden muß eher tiefer als in 780 m Höhe angesetzt werden, so daß wir mit einem geringeren Gefälle wie $3\frac{1}{2}^\circ$ rechnen müssen. Nehmen wir für den ehemaligen Talboden ein rückläufiges Gefälle von zirka 3° an, so müßte die Oberkante der Tal-

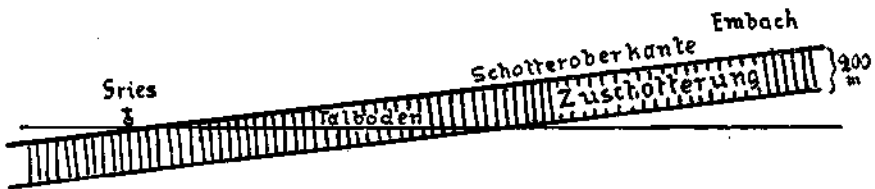


Fig. 38.

verschüttung, gleichbleibende Mächtigkeit vorausgesetzt, in der Gegend von Gries den heutigen Salzachspiegel schneiden. Es wäre somit in dieser Gegend eine Untertiefung von etwa 200 m anzunehmen. (Fig. 38.) Ein solcher Untertiefungsbetrag in dieser Gegend ist aber in Anbetracht des Talquerschnittes und der sehr geringen Breite des heutigen Talbodens als sehr unwahrscheinlich zurückzuweisen. Die Felssohle und somit die Talsohle vor der Verschüttung kann sich bis in die Gegend von Gries in nur geringer Tiefe unter dem heutigen Salzachspiegel finden. Größere Untertiefungsbeträge können wir erst in der Gegend westlich von Bruck erwarten, wo das Salzachtal einen über 2 km breiten, ebenen Talboden aufweist.

Die Annahme, daß die Terrassenschotter von Kitzloch an in ungefähr gleichbleibender Mächtigkeit weiter gegen W gereicht hätten, würde eine verschieden starke Erosion nach der Ablagerung der Schotter westlich und östlich von Taxenbach voraussetzen, westlich müßten sie vollständig beseitigt worden sein, während sie östlich davon in nicht unbedeutender Mächtigkeit und Ausdehnung erhalten geblieben sind. Diese Erosionsinkonsequenz läßt sich zwar nicht ganz beseitigen, kann aber durch die Annahme gemildert werden, daß die Zuschotterung westlich von Kitzloch ein natürliches Auskeilen zeigte, d. h. daß sie in ihrer Mächtigkeit primär gegen W hin abnahm und in der Gegend von

Gries nur noch ganz unbedeutende Beträge aufzuweisen hatte. Über die Möglichkeit und die Bedingungen für ein solches Auskeilen kann erst nach der Feststellung der Zuschotterungsursache eingegangen werden.

Nach Brückner ist die Zeit der Hebung ins Postglazial zu stellen. Wir sehen aber an der Straße Lend—Gastein die Moränendecke der letzten Großvergletscherung bis in zirka 670 *m* Höhe hinabziehen. Nicht viel höher endet die Grundmoräne gegenüber der Diententalmündung. Südlich von Taxenbach erhebt sich die Terrasse Webergut—Hainbach—Edt, auf deren Oberfläche (zirka 760 *m* Höhe) Grundmoräne lagert. Die Grundmoräne findet sich hier zirka 200 *m* unterhalb der Oberkante der Terrassensedimente. Das Hebungsgebiet muß demnach vor der letzten Großvergletscherung schon gegen 200 *m* tief eingeschnitten gewesen sein. Um diesen Betrag muß die Hebung schon im Interglazial erfolgt sein. Sie kann aber in Anbetracht der Mächtigkeit der Schotter erst nach Beendigung oder gegen Ende der Talverschüttung begonnen haben. Die Hebung entspricht zeitlich ungefähr der großen Erosionsdiskordanz zwischen den Terrassensedimenten einerseits und der Hangendmoräne andererseits in den übrigen Talgebieten.

Die untersten 100 *m* des Gehänges der Salzachschlucht sind vollständig moränenfrei. Auch im östlich anschließenden Teil des Salzachtals bei Paß Lueg endet die Grundmoränendecke jeweils zirka 50 *m* über der heutigen Talsohle. Nirgends zieht sie sich bis auf die postglazial geschnittenen Terrassen vom St. Johann-Niveau hinab. Das Salzachtal zeigt in dieser Gegend eine postglaziale Hebung. Eine solche läßt sich auch in der Hebungszone von Embach annehmen, wo sie vielleicht noch höhere Beträge (bis 100 *m*) aufweist.

Westlich der Aufbiegung in der Gegend des Zeller Sees reicht die Grundmoräne der letzten Großvergletscherung bis zur heutigen Talsohle hinab. Nirgends lassen sich sowohl im Pinzgau als auch im Verbindungstal zur Saalach hin ältere diluviale Schotter über dem heutigen, bis 2 *km* breiten, Talboden nachweisen. Dieses Verhalten spricht für eine Untertiefung des Tales vor allem im Gebiete des Zeller Sees, die sich bis nach Saalfelden hinaus zu erstrecken scheint. Salzachaufwärts erstreckt sich die Untertiefung aller Wahrscheinlichkeit nach bis in die Gegend von Neukirchen. Weiter westlich finden sich wieder niedrigere Terrassen. Diluvialschotter fehlen auch hier. Das ganze Gebiet von Bruck an westlich sowie nördlich von Saalfelden macht den Eindruck tief in Schottern ertrunkener Talstücke. Es ist anzunehmen, daß wir hier ein Depressionsgebiet vor uns haben, das wahrscheinlich auch heute noch absteigende Tendenz aufweist.

In der Pongauweiteung finden sich wieder Reste gewaltiger steiler Schuttkegel, die ins Liegende der Terrassenschotter gehören und von ihnen durch eine scharfe Erosionsdiskordanz getrennt sind. Wir haben hier Ablagerungen vor uns, die sich ohne weiteres mit denjenigen der älteren Aufschüttungsphase im Inntal parallelisieren lassen. (Vomper-schuttkegel usw.)

Das Gebiet östlich des Inns weist stellenweise ein Ineinandergreifen der Verschüttungen der einzelnen Talgebiete auf. Vor allem tritt diese

Erscheinung im Groß-Achtal zutage. Die unteren Schotterpartien dieses Gebiets zeigen jeweils eine nur ganz spärliche Beimengung zentralalpiner Gerölle, so die Schotter der Kitzbüheler Terrasse, diejenigen bei Apfeldorf und entlang der Reitner Ache. Diese Schottervorkommen bleiben in ihrer Höhenlage hinter den Höhen der gegen das Inntal reichenden Pässe (Kirchberg, Ellmau) zurück. Anders verhält es sich mit den interglazialen Schottern im Kössener Becken. Diese reichen in ihrer Höhe über diejenigen der Wasserscheide von Durchholzen (684 m). In diesen Ablagerungen finden sich nicht selten zentralalpine Gerölle, vor allem in den höchstgelegenen Schottern unterhalb der Kapellalpe. Es hat den Anschein, als ob die Innzuschüttung wenigstens zeitweise, gegen Ende der Zuschotterungsphase, bis ins Becken von Kössen hinüber reichte. Zur Annahme ähnlicher Verhältnisse im Becken von St. Johann i. T. zwingen uns die Innschotter in der Gegend von Ellmau, die hier die Wasserscheide mit gegen 100 m Mächtigkeit überschreiten. Entlang des Brixentales drangen die Innschotter nicht bis Kitzbühl vor. Sie wurden von den Brixentalschottern zurückgedrängt. Ob während der interglazialen Verschüttung ein Eindringen der Salzachgerölle ins Gebiet der Saalach stattgefunden hat, läßt sich schwer entscheiden. Brückner [37, S. 89] schließt zwar infolge Vorkommens von zentralalpinen Geröllen in den Schottern von Stoiß und im Becken von Unken auf ein Stromsystem, das von demjenigen der heutigen Saalach abweicht. Vorherrschend in obigen Schotterresten sind aber die kalkalpinen Komponenten. Wenn man sieht, daß in der postglazialen Terrasse von Unken zirka $\frac{1}{3}$ der Gerölle zentralalpiner Ursprungs ist, in den heutigen Saalachsottern aber kristalline Gerölle nicht allzu selten sind, so muß man sich fragen, ob wir die zentralalpinen Gerölle der interglazialen Schotter nicht analog denjenigen in den postglazialen Ablagerungen als eingeschwemmte Geschiebe zu deuten haben. Es ist nicht notwendig, eine direkte interglaziale Verbindung zwischen der Salzach und Saalach anzunehmen. Die damalige Wasserscheide ist aber weiter nördlich als die heutige anzusetzen, und zwar in der Gegend von Pfaffenhofen, da wo der Talboden durch den Felshöcker von Großöd-Stocking stark eingeengt wird. Es kann angenommen werden, daß die Saale sich zur Interglazialzeit in die Salzach ergoß. Die interglaziale Saalach wäre demnach nur vom Leogang- und Urschlahach gebildet worden.

Bemerkenswert ist die Tatsache, daß im Gebiet der Saalach und der Salzach die Schotter des Haupttales nicht in die Seitentäler eindringen. Die Terrassensedimente der letzteren werden jeweils nur von lokalen Gesteinstrümmern aufgebaut.

Lakustre Sedimente fehlen östlich vom Inn fast gänzlich. Sande treten am Aufbau der Terrassensedimente stark zurück.

Weisen auch die Täler östlich des Inngebiets mehr oder weniger starke Abweichungen im Aufbau und in der Erhaltung ihrer Terrassensedimente gegenüber der früher besprochenen Talsysteme auf, das Hauptmerkmal des Interglazials, die mächtige Talverschüttung, ist auch ihnen eigen.

3. Beziehungen zwischen den Gehängebreccien und den Terrassensedimenten.

Gehängebreccien und Terrassensedimente treten leider nur sehr selten in Verband, so nördlich von Innsbruck im Gebiet der Höttinger Breccie, östlich von Mittenwald am Ochsenboden und in den Gräben am Südabfall des Wilden Kaisers. Sonst enden meist die Breccien schon oberhalb der Terrassenschotter. Wo sich die beiden Ablagerungen berühren, sehen wir jeweils, daß letztere die Breccie diskordant überlagern. Die Breccie wurde vor der allgemeinen Talzuschotterung teilweise erodiert, wie vor allem an derjenigen von Hötting deutlich sichtbar ist. Brecciengerölle in den die Breccien umgebenden Schottern deuten darauf hin, daß die ersteren vor Ablagerung der Schotter jeweils schon (wenigstens zum Teil) verfestigt gewesen sein müssen. Die Gehängeschuttreste an der Arnspitze, in der Brandenberger Schlucht und westlich von St. Johann i. T. reichen unter die Oberkante der Talverschüttung hinab, ohne aber von Schottern überlagert zu werden. Obige Breccienreste stellen nur noch kleine Reste einst mächtigerer Schutthalde dar. Sie sind stark erodiert, und zwar läßt sich von den beiden ersteren nachweisen, daß die Erosion vor Ablagerung der Hangendmoräne stattgefunden hat. Der Annahme, daß auch diese Breccien einst von den Terrassenschottern überlagert wurden, steht nichts im Wege.

Die meisten Breccien zeigen eine stärkere Zerschneidung als die ihnen benachbarten Terrassenschotter, was begreiflich ist, wenn man bedenkt, daß sich zwischen diese beiden Ablagerungen eine bedeutende Erosionsperiode einschob.

Nirgends finden sich Anzeichen, die für eine Gleichaltrigkeit von Breccien und Terrassensedimenten sprechen.

Nach der Auffassung Ampferers [1, S. 184 u. S. 192; 6, S. 739] sind die Dawaldbreccie und der Voimperschuttkegel gleichaltrige Bildungen, mit anderen Worten: Breccie und Ablagerung der älteren Zuschotterungsphase wären dann gleichzeitig gebildet worden. Es gelang mir aber im Sommer 1926 in dem Schuttkegel zwei Brecciengerölle aufzufinden. Derselbe ist demnach jünger als die Breccie. Er wird nach meiner Auffassung in der Hauptsache aus dem, wenigstens z. T. befestigt gewesenen Material der Breccie aufgebaut.

Auch im Höttinger Graben, wo die Breccie und die Ablagerung der älteren Phase (Höttinger Schutt) in unmittelbarem Kontakt treten, sehen wir, daß die letztere Ablagerung die jüngere Bildung ist. Auch hier finden sich Blöcke der Breccie im Schutte eingestreut.

Überall, wo eine Beziehung, sei es eine direkte oder indirekte, zwischen den Breccien und den Terrassensedimenten nachweisbar ist, ergibt sich, daß die Breccien die älteren Bildungen sind und schon vor Ablagerung der Terrassensedimente, wenigstens z. T. verfestigt und erodiert wurden. Es liegt nahe, anzunehmen, daß im großen und ganzen die Schotterablagerung der älteren Phase mit der Zerschneidung der Breccien Hand in Hand ging.

4. Gliederung des Diluviums.

(Die Frage der Sockelmoräne.)

Nach Penck [62, 68] schalten sich zwischen die Höttinger Breccie und die Terrassensedimente Reste von Grundmoräne. Diese finden sich bei der Höttinger Kirche (Fig. 16, S. 403), bei Büchsenhausen und am Abhang südlich von Weiherburg (Fig. 17, S. 403). Penck bezeichnet sie als „Sockelmoräne“.

Die Sockelmoräne bei der Höttinger Kirche steht im Steinbruchweg aufgeschlossen. Es ist eine ziemlich feste, rötlich aussehende Grundmoräne, die sich im Liegenden der Mehlsande findet. (Ich konnte sie leider nicht mehr aufgeschlossen beobachten.) Nach Blaas [36] lagert sie an der Grenze zwischen Breccie und Terrassenschotter. Ampferer [11, S. 118] spricht von einer Einpressung von hangender Grundmoräne.

Über die Sockelmoräne bei Schönbichl schreibt Penck [62, S. 70]:

„Das Gelände unterhalb der Schönbichler Kiesgrube ist feucht; es stehen hier tonige Gesteine an, ob Seetone oder Moräne, läßt sich wegen mangelnder Aufschlüsse nicht entscheiden, doch habe ich an dem nach Büchsenhausen herabführenden Weg in etwa 660 m Höhe Moräne angetroffen, die sich durch Führung von Geschieben der Breccie als eine Hangendmoräne der letzteren offenbarte. Deswegen muß es sich aber nicht, wie ich früher angenommen habe, um Hangendmoräne der Terrassen handeln. Vielmehr legt das nachbarliche Sommergefrier unter den Schottern des Schönbichls nahe, daß auch unsere Moräne eine Sockelmoräne der Inntalterrasse ist. Dazu stimmt, daß Blaas in ihrer Nachbarschaft unter einem alten Delta Moräne fand, die er als Sockelmoräne deutete.“

Nach Sölch [80, S. 109] gleicht die Moräne westlich des Fallbaches völlig der Liegendmoräne, was meine Beobachtungen bestätigen. Es finden sich keine Breccienfragmente in dieser Moräne unter dem alten Delta. Sie hängt nicht mit derjenigen am Weg nach Büchsenhausen zusammen. Letztere ist der Hangendmoräne, erstere der Liegendmoräne zuzurechnen.

Die Sockelmoräne am Abfall südlich von Weiherburg schaltet sich zwischen den Dolomit und die Tone der jüngeren Phase ein. Sie ist viel weniger stark verfestigt als die Liegendmoränenreste und weist nicht die eigentümlich polierten Geschiebe auf. Leider ist auch dieser Moränenrest nur sehr schlecht aufgeschlossen, doch ist es, wie meine Beobachtungen ergaben, nicht ausgeschlossen, daß wir hier mit umgeschwemmten Grundmoränenmassen zu tun haben. Der Lagerung nach wäre demnach diese Sockelmoräne als um- und eingeschwemmte Liegendmoräne zu betrachten.

Das kleine Moränenvorkommen oberhalb des Weiherburgdeltas an der linken Flanke des Quellkesselgrabens kann als abgerutschte Liegendmoräne gedeutet werden.

Von den verschiedenen Sockelmoränen muß nach obigen Ausführungen nur diejenige bei der Höttinger Kirche als solche angenommen werden. Die anderen Reste lassen sich entweder der Liegendmoräne oder der Hangendmoräne zuweisen.

Die Erklärung Ampferers für die Lagerung obigen Moränenrestes (Einpressung) muß als ziemlich unwahrscheinlich gewertet werden, doch gibt es zu bedenken, daß ein Forscher wie Sölch sich nicht entschließen

kann, die Sockelmoräne als unbedingt erwiesen anzusehen [80, S. 101]. Ferner ist bemerkenswert, daß Penck in seinem Profil durch den Höttinger Graben [62, Tafel XII, Prof. IV] (siehe auch Fig. 16, S. 403) keine Breccie unter der Sockelmoräne einzeichnet.

Die Annahme Pencks, daß der größere Reichtum an kristallinen Geschieben des Höttinger Schutttes gegenüber der Breccie eine sich zwischen die beiden Ablagerungen einschaltende Vergletscherung notwendig macht, ist nicht stichhaltig. Der größere Gehalt kristalliner Geschiebe im Höttinger Schutt ist ohne weiteres dadurch erklärbar, daß der schuttliefernde Bach die Breccie durchschnitten hatte und dabei auf Liegendmoräne gestoßen war.

Wir fanden in dem hier behandelten Gebiete 50 Profile (siehe Taf. VIIIb), in denen sich Spuren zweier Vergletscherungen nachweisen lassen, die jeweils durch interglaziale Schnttmassen getrennt sind, und nur an einer Stelle findet sich ein sehr schlecht aufgeschlossenes Profil, in dem Anzeichen für drei durch Schuttmassen getrennte Moräneuspuren vorhanden sind. Dieser Umstand zwingt zu ernsten Bedenken.

Ich möchte mich deshalb der des öfteren von Ampferer ausgesprochenen Ansicht anschließen, nach der man in meinem Arbeitsgebiet nicht mehr als zwei wirklich bewiesene Großvergletscherungen annehmen kann, die durch ein sehr ausgedehntes Interglazial getrennt wurden.

Hiemit stehen aber die Ausführungen Pencks in Widerspruch, der in unserem Gebiet verschiedenaltige Breccien nachgewiesen haben will, die er zwei verschiedenen Interglazials zustellt [68, S. 367]. Die notwendige Trennung der Schachen- und Törlbreccie bereitet keine Schwierigkeiten. Die Törlbreccie, die in keine Beziehungen mit Moränen tritt, bezeichnen wir mit Penck als Präglazial. Diese Annahme unterstützen die Gerölleindrücke, die bis jetzt an keinen diluvialen Ablagerungen nachgewiesen werden konnten. Als Präglazial läßt sich auch die Kanmbreccie an der Moserkarspitze bezeichnen.

Bei Besprechung der Hochland- und Viererspitzbreccie (siehe S. 370 ff.) wurde dargelegt, daß die Breccien nicht in zwei verschiedenen Interglazials abgelagert wurden, sondern genetisch zusammengehören, d. h. im gleichen Interglazial zur selben Zeit gebildet wurden.

Aus gleichen morphologischen Gründen, die Penck zur Trennung obiger beiden Breccien führten (stark verändertes Relief seit Ablagerung der Breccie und mehr oder weniger gleichgebliebenes Relief), scheidet er die Judenköpfel-, Schachen-, Längenfeld-, und Hochalpbreccie von der Dawald- und Arnspitzbreccie. Die ersteren, die eine starke Reliefveränderung aufweisen, rechnet er dem Mindel-Riß-Interglazial zu, die beiden letzteren mit fast gleichgebliebenem Grundrelief stellt er dagegen ins Riß-Würm-Interglazial.

Die Höttinger Breccie, die den Reliefverhältnissen nach eher dem jüngeren Breccien zuzurechnen ist, stellt Penck infolge der Sockelmoräne den älteren gleich. Auf diese Frage wurde schon oben eingegangen.

Bei Betrachtung der Lage der sogenannten „älteren Breccien“ ersehen wir, daß sie jeweils im unmittelbaren Erosionsbereich kleinerer

Seitenbäche liegen. Dies zwingt zum Vergleich mit den Verhältnissen bei der Viererspitz- und Hochlandbreccie. Daraus ergeben sich die Folgerungen, daß die Breccien, deren unmittelbare Erosionsbasis größere Talgewässer sind, ihr Relief heute noch mehr oder weniger beibehalten haben, diejenigen aber, deren Erosion von relativ kleineren Seitenbächen ausging, stark durchschnitten wurden und ihr Auflagerungsrelief durch die spätere Erosion stark in Mitleidenschaft gezogen wurde. Mit anderen Worten: „Die Breccien an den Gehängen der großen Täler wurden weniger von der Erosion angegriffen als diejenigen im Innern der Gebirgsketten. Im großen und ganzen bestätigen dies die Verhältnisse in unserem Gebiet.“

Nach Ansicht des Verfassers sprechen bisher keine sicheren Tatsachen für eine Mehrgliedderung des Diluviums innerhalb des Untersuchungsbereiches als in zwei durch ein Interglazial getrennte Großvergletscherungen.

III. Verlauf der Interglazialperiode.

Das Interglazial muß eine längere Zeitspanne umfaßt haben, sind doch die geologischen Geschehnisse dieser Periode sehr mannigfaltiger Art.

a) Die Zeit der Breccienbildung (Tafel VIIIa und Tabelle D).

Als älteste Interglazialablagerungen erwiesen sich die Breccien, die, soweit es sich um diluviale Breccien handelt, einem einheitlichen geologischen Vorgang zugeordnet werden müssen.

Die einfachste Erklärung für die Entstehung der Breccien wäre folgende: Nach dem Rückzug des Eises wurde der Druck desselben auf die Berggehänge aufgehoben, das Gestein lockerte sich und gewaltige Trümmerhalden wurden am Fuße der Gebirge aufgeschüttet. Mit dieser Erklärung steht aber die Beobachtung in Widerspruch, nach der sich in der Höttinger Breccie am Lepsiusstollen ein dort gewurzelter Baumstamm vorfand. Da wir sahen, daß diese Breccie vor allem von unten nach oben gewachsen war, fällt hiefür die Deutung fort, daß wir es hier mit einer Endbildung der Breccie zu tun haben. Dies zwingt uns, zwischen die Zeit des Gletscherrückzuges und derjenigen der Breccienbildung eine relativ längere Zeitspanne einzuschieben, während welcher sich die Berggehänge mit einer nicht unbedeutenden Vegetationsdecke überzogen haben. Der Versuch, sich die Breccienbildung durch einen geologischen Vorgang (Entstehung der Schuttmassen infolge Eisrückzuges) entstanden zu denken, versagt hier und wir werden gezwungen, als Ursache dieser gesteigerten Schuttbildung klimatische Faktoren in Betracht zu ziehen. Nur klimatisch bedingt kann nach meiner Ansicht die vorherrschende Südlage der Breccien gedeutet werden, während doch die Schutthalden sich in der Jetztzeit in der Hauptsache auf den Nordabfällen der Gebirgsketten bilden. Daß durch eine Klimaänderung die Schuttbildung in diesem Maße gesteigert werden kann, ist leicht denkbar. Es soll hier aber auf die Ursachen und den Verlauf der Klimaänderung nicht eingegangen werden.

Bis über 2000 m Höhe lassen sich die Breccien nachweisen; die Gebirge ertranken förmlich in ihrem Schutt. Aus der Verbreitung der Breccienreste über das ganze Gebiet wird ersichtlich, daß es sich nicht um Zuschüttungen von nur lokaler Bedeutung handelt.

Die Breccien sind die Reste einer mächtigen Gebirgsumschüttung von regionaler Ausdehnung, Zeugen einer stark gesteigerten Schuttlieferung, die allen Anzeichen nach vorwiegend klimatisch bedingt war.

Was die fluviatile Tätigkeit zu dieser Zeit anbelangt, so haben wir es in der Hauptsache mit Wildbächen und Muren zu tun, welche die Zuschüttung der Gehänge begünstigten. In den Haupttälern fehlte die aufschotternde Tätigkeit der Flüsse allem Anschein nach gänzlich.

b) Ältere Phase der Talzuschotterung (Tafel VIIIb).

Auf die Breccienbildung folgte die ältere Zuschotterungsphase und wir sahen, daß sie durch das starke Vordringen des Schuttes der Seitentäler in die Haupttäler hinein charakterisiert war (siehe S. 433 ff.). Diese beiden geologischen Vorgänge waren voneinander zeitlich getrennt. Wir finden erstens zwischen ihren Ablagerungen eine deutliche Erosionsdiskordanz ausgebildet, ferner sind in den Schuttkegeln der älteren Zuschotterungsphase Fragmente der Breccien eingebettet, so im Vomperlochschuttkegel und im Höttinger Schutt. Die zwischen den beiden Ablagerungen gelegene Zeit muß so lange gedauert haben, als die Breccien wenigstens zur teilweisen Verkalkung notwendig hatten. Eine Verknüpfung beider Vorgänge miteinander im Sinne Ampferers [z. B. 31, S. 38] fand nicht statt, wie auch schon Penck [68, S. 367] dargelegt hat.

Den Verlauf der älteren Zuschotterungsphase haben wir uns folgendermaßen vorzustellen: Gewaltig schnitten die Seitenhänge in ihre meist mit Breccien erfüllten Täler ein, räumten dieselben aus und schütteten am Fuße ihrer hohen Stufenmündungen mächtige, steile Schuttkegel auf, die zu gewaltiger Größe anwachsen konnten (z. B. Vomperloch- und Wagrainschuttkegel). Diese Schuttkegel behielten trotz ihrer Mächtigkeit volle eigene Selbständigkeit. Sie verschmolzen nirgends zu einheitlichen Aufschüttungen.

Die Hauptflüsse selbst haben zu dieser Zeit keine auch nur einigermaßen bemerkenswerte Akkumulation aufzuweisen.

Auffallend ist die Spärlichkeit der Reste dieser Zuschotterung. Nach Ablagerung und Verfestigung der Schuttkegel setzte eine nicht unbedeutende Erosionsperiode ein, während der die Schuttkegel nicht nur von ihren Seitenbächen wieder zerschnitten, sondern auch von den Hauptgewässern angefressen und zurückgestutzt wurden. Ob nun dieser Erosion die Schuttkegel zum größten Teil zum Opfer fielen oder ob sie von Anfang an nur lokal, ohne allgemeine Verbreitung gebildet waren, möchte ich noch nicht entscheiden.

Nur im Inntal und im südlichen Gebiet der Isar treten uns die Spuren der älteren Zuschotterungsphase in größerer Anzahl entgegen. Weitere Reste solcher Ablagerungen finden sich wieder im Salzachtal in der Gegend von St. Johann. Im Ill- und Groß-Achetal scheinen sie vollständig zu fehlen. Ebenso im Lech- und Loisachtal. In den letzteren

beiden Tälern liegt die Annahme einer späteren Wegräumung sehr nahe. Im Saalachtal ist es infolge der starken Erosion der Terrassensedimente nicht möglich zu entscheiden, welcher Zuschotterungsphase die spärlichen Schotterreste zuzuweisen sind; ich denke hier z. B. an die Verhältnisse im Weißbachtal. Es wird auch kaum möglich sein, die Zuteilung des Wimbach- und Larsobachschuffes sowie der tiefgelegenen Breccienreste am Südabfall des Wilden Kaisers genau festzustellen. Es ergibt sich nämlich die Möglichkeit, sie wie bis jetzt zu den Breccien oder nun aber zu den Resten der älteren Talzuschotterung zuzählen. Besonders die beiden ersten Ablagerungen möchte ich auf Grund ihrer typischen Schuttkegelstruktur eher zu den Ablagerungen der älteren Zuschotterungsphase stellen.

Wir haben auch in den Resten der älteren Zuschotterungsphase Produkte gesteigerter Schuttlieferung vor uns, welche aber wenigstens z. T. durch die vorangegangene Breccienbildung bedingt sind. Meiner Ansicht nach haben wir es hier weniger mit einer neuen Schuttbildung als mit einer Schuttumlagerung zu tun. Für das plötzliche Einsetzen der Bachtätigkeit werden klimatische Faktoren verantwortlich sein. Inwieweit hier auch vielleicht tektonische Bewegungen eine Rolle gespielt haben, soll später untersucht werden.

c) Jüngere Talzuschotterungsphase.

Bildung der Terrassenschotter.

Die jüngere Talzuschotterungsphase ist durch eine mächtige, mehr oder weniger gleichmäßige Zuschotterung der Täler charakterisiert. Es wurden zu ihrer Zeit die Terrassenschotter im eigentlichen Sinn abgelagert. Reste derselben finden sich in allen Haupt- sowie in den meisten Nebentälern unseres Gebiets, ihre Verbreitung ist somit regional. Lokal bedingt ist die Zusammensetzung, die Verfestigung und der Erhaltungszustand der Terrassenschotter. Den Ablagerungen der jüngeren Talzuschotterungsphase eigentümlich ist eine starke Unabhängigkeit vom unmittelbaren Talgehänge, eine auf weite Strecken gleichmäßig erfolgte Durchmischung der Schotterkomponenten und das Vorherrschen der kristallinen Gerölle in denjenigen Tälern, die mit ihrem Einzugsgebiet bis in die Zentralzone der Alpen reichen. Durch die obigen Merkmale unterscheiden sie sich deutlich von den früher besprochenen Interglazialablagerungen.

Naturgemäß ist in den einzelnen Haupttalsystemen die Schotterzusammensetzung und Ausbildung verschieden. Wir können zehn Schotterbereiche unterscheiden, u. zw. diejenigen der Ill, Iller, Lech, Loisach, Isar, Inn, Groß-Ache, Saalach und Salzach sowie des Berchtesgadener Landes. Derjenige der Loisach scheint mit dem der Isar in engster Verbindung gestanden zu haben. Ebenso verbunden sind der Inn- und Groß-Acheschotterbezirk. Das Ineinandergreifen der einzelnen Bezirke hat naturgemäß immer erst während einer späteren Zeit der jüngeren Talzuschotterungsphase stattgefunden, nämlich nachdem die Schottermassen, wenigstens des einen Talsystems, die Höhe der trennenden Wasserscheide erreicht hatten.

Beachtenswerte Resultate ergibt die vergleichende Betrachtung der Schottermächtigkeiten der einzelnen Talgebiete (Fig. 39 und Taf. IX). Die größten Mächtigkeiten finden wir in der Ill-Innfurche. Sie betragen hier bis mehr als 700 m. In den andern Talgebieten hingegen erlangen die Terrassenschotter nur 100—200, höchstens 250 m Mächtigkeit. Als störende Lücke in allen Betrachtungen macht sich immer die Pinzgau-Zeller See-Depression bemerkbar. Hier fehlen leider jegliche Anhaltspunkte für die Beurteilung der Schottermächtigkeiten.

Bevor wir auf nähere Einzelheiten eingehen, ist es notwendig, die Ursachen dieser mächtigen Talzuschotterung kennenzulernen. Zwei Faktoren können eine solche Zuschotterung hervorrufen: erstens klimatische Änderungen und dadurch bedingte gesteigerte Schuttbildung und zweitens Änderungen der Gefällverhältnisse infolge tektonischer Bewegungen. Da vor allem Ampferer und Stiny gezeigt haben, daß für

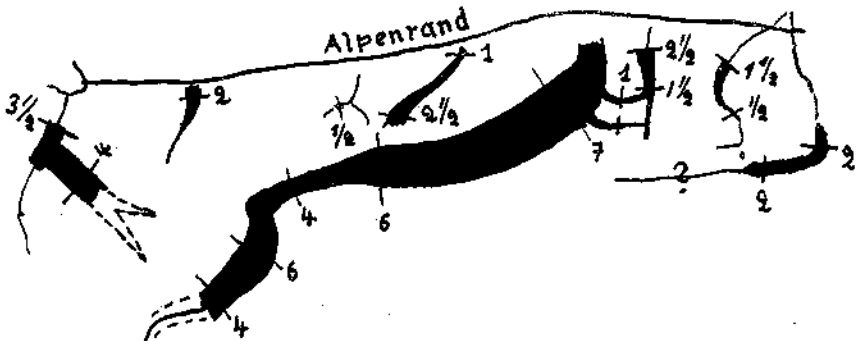


Fig. 39. Kartographische Darstellung der Schottermächtigkeit.

Die Dicke der Stücke gibt die Mächtigkeit an, wobei 1 mm = 100 m Schotter. Die Zahlen geben die Mächtigkeiten in Hundertern an.

unser Gebiet nur der zweite Faktor in Betracht kommen kann und sich dieser Ansicht neuerdings auch Penck anschloß, so nehmen auch wir hier als Ursachen der mächtigen Talzuschotterung tektonische Bewegungen an und weisen auf die Begründung obiger Forscher hin [10, 11; 81; 64, 66, 68].

Nach Ampferer haben wir es vor allem mit Senkungen der Aufschotterungsbereiche zu tun, Stiny hingegen kommt auf Grund theoretischer Ausführungen dazu, als Ursachen der Zuschotterung die Hebung des Einzugsgebietes und die dadurch bedingte gesteigerte Schuttlieferung anzunehmen.

„Die äußere Form der Schotterfelder unserer Alpen, einschließlich des Vorlandes zeugt außerdem von einer gewaltigen Entfesselung der Kraft der Alpenflüsse, wie sie nur denkbar ist unter der Annahme einer beträchtlichen Gefällssteigerung der Sohle der Wasserläufe infolge einer Hebung des Einzugsgebietes; dagegen treten die Fälle zurück, wo wir ungezwungen an die Zuschüttung eines Senkungsfeldes denken müssen“ [81, S. 239].

Penck [68] kommt zu einer großen Mannigfaltigkeit der tektonischen Bewegungen, die zur Bildung der Terrassenschotter geführt haben. Die

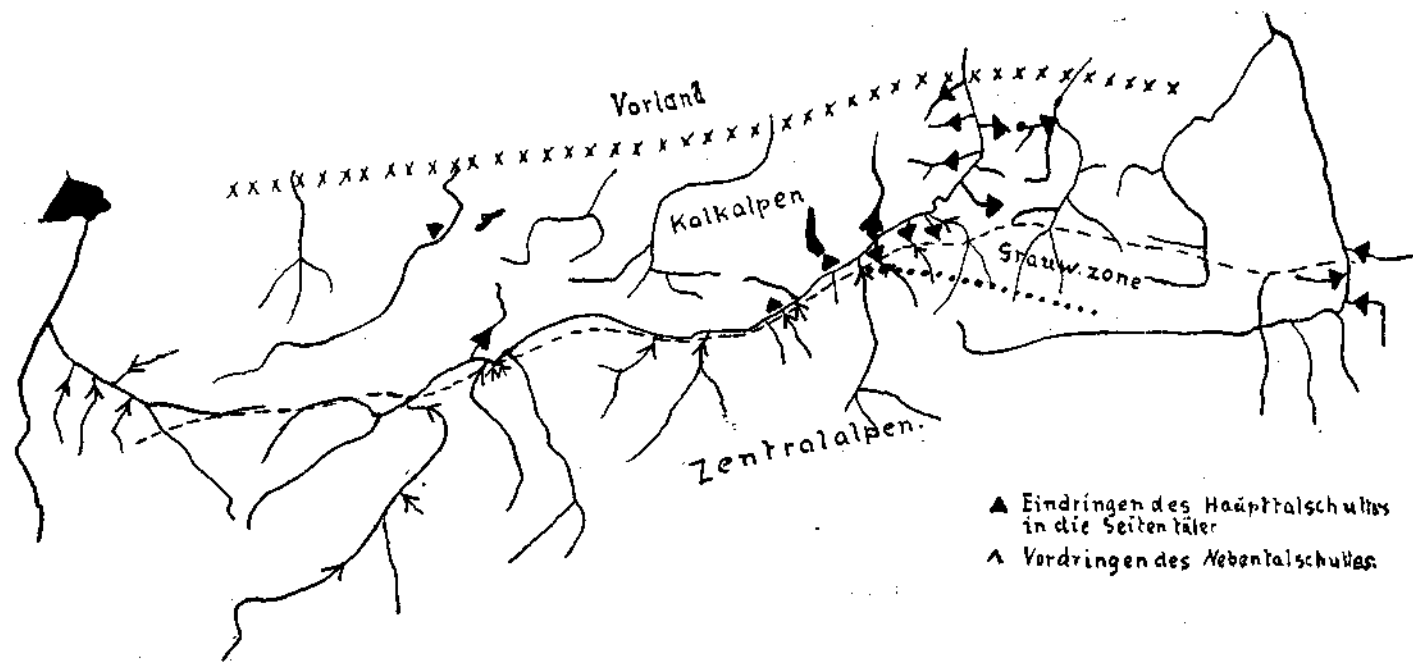


Fig. 40.

Ansichten Ampferers und Stinys schließen sich gegenseitig nicht aus, denn wenn wir das Mittellaufgebiet eines Flusses senken, gelangt relativ zu diesem das Einzugsgebiet in größere Höhen.

Heben wir das Einzugsgebiet eines Flusses relativ zu seinem Mittellaufgebiet, so werden wir in dem gehobenen Teil ein starkes Rück-erodieren der Gewässer erwarten können: die Bäche überladen sich mit Schutt. Reicht die Stoßkraft des Wassers aus, um die Schuttmassen wegzuführen, so werden sich gewaltige Schwemmkegel in das ungehobene Mittellaufgebiet ergießen. Das letztere besitzt gegenüber dem gehobenen Oberlauf ein zu geringes Gefälle und wir werden daher im Gebiet desselben senkungsfeldähnliche Ausfüllungen zu erwarten haben. Die Spitzen der Schwemmkegel werden nach Ausfüllung des Gefällsbruches taleinwärts wandern.

Die Seitenbäche im gehobenen Gebiet und diejenigen, welche aus demselben in die nichtgehobene Zone einmünden, werden bedeutende Schwemmkegel ins Haupttal vorschicken (Zuschotterungstyp I, 432). In den Seitenbächen des ungehobenen Gebietes wird die Erosion keine Neubelebung erfahren, es tritt keine Steigerung sondern eher Schwächung der Schuttlieferung ein; hier werden wir die Einbauung der Haupttalschotter ins Nebental zu erwarten haben (Zuschotterungstyp II und III). Tragen wir die oben entwickelten Typen in eine Karte ein (Fig. 40), so ergibt sich für das Innentalgebiet eine frappante Abhängigkeit beider Typen von den geologischen Hauptgebirgszonen (Kalk- und Zentralalpen). Die Grenze zwischen den beiden Zuschotterungstypen der Seitentäler fällt ziemlich genau mit derjenigen zwischen Kalk- und Zentralalpen zusammen. Die zentralalpinen Seitentäler weisen ein mächtiges Vordringen ihres Eigenschuttes auf, mächtige Schwemmkegel ergossen sich aus ihnen und verhinderten das Eindringen des Haupttalschuttes, während die kalkalpinen Seitentäler (inklusive Sölland) durch das gewaltige Eindringen der Innschotter ausgezeichnet sind. Die ersten Seitentäler zeigen den Typus der Hebunggebiete, die letzteren den für ruhendes, wenn nicht gar gesenktes Gebiet. Daraus ergibt sich, daß zur Zeit der jüngeren Zuschotterungsphase die Zentralalpen gegenüber den Kalkalpen nicht unbedeutend gehoben wurden. Von den Zentralalpen abweichend scheint sich die Grauwackenzone¹⁾ zu verhalten (Alpach-Wildschönauer- und Wörgltal). Mit dem Einsetzen derselben bei Jenbach sehen wir auch in den südlichen Seitentälern des Inns die Haupttalschotter auf einige Erstreckungen hin eindringen. Die Schwemmkegel dieser Seitentäler besaßen nicht die Kraft zum Vorstoß bis ins Haupttal. Die Schotterbeschaffenheit des Groß-Achetales läßt auf eine ziemlich geringe Geschiebeförderung aus der Grauwackenzone schließen. Einzig das Brixental ist wieder stark genug zugeschottert, um das Eindringen des Innschuttes zu verhindern. Das Einzugsgebiet dieses Tales liegt aber zum größten Teil in der Quarzphyllitzone, also im eigentlichen Zentralalpengebiet. Die Grauwackenzone scheint in der Hebung gegenüber der eigentlichen Zentralalpenzone zurückgeblieben zu sein. Im Illtal sehen

1) Diese Zone im Sinne Kobers, Bau- und Entstehung der Alpen. Taf. VIII.

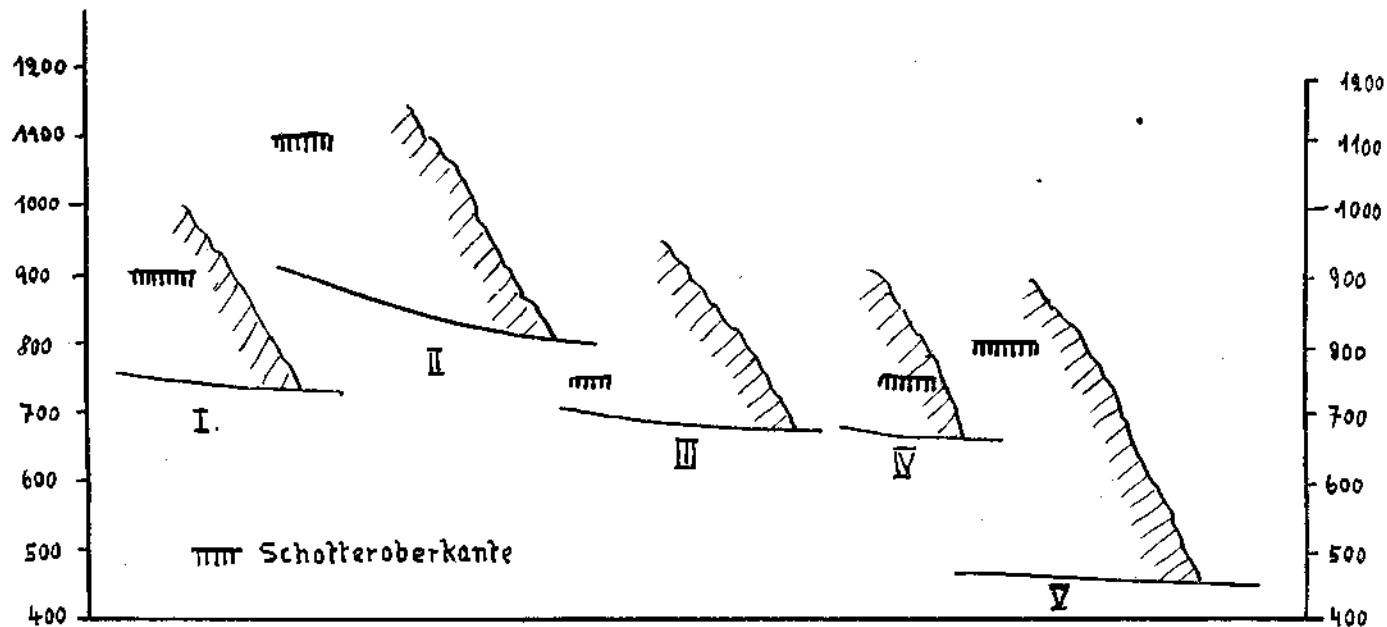


Fig. 41. Der Austritt der kalkalpinen Täler ins Vorland.

I = Iller-, II = Lech-, III = Loisach-, IV = Iser-, V = Inntal.

Anmerkung: Auffallend ist sowohl die Höhe des Talbodens, als auch der Schotteroberkante im Lechtal. Es scheint sich hier eine junge Herauswölbung anzuzeigen, wofür auch die anderen Verhältnisse in diesem Gebiete sprechen.

wir, auch in den südlichen Kalkalpentälern, den Zuschotterungstyp III ausgebildet; hier scheinen die Rhätischen Kalkalpen ebenfalls aufsteigende Bewegungstendenz besessen zu haben. Komplizierter werden die Verhältnisse östlich des Inns, denn hier wird das ganze Bewegungsgebiet durch die Pinzgau-Zeller See-Depression durchbrochen. Diese lokal begrenzte Deformation hat wohl die Aufschotterung im Saalachtal und in demjenigen der Salzach stark beeinflußt. Sie muß schon zu Beginn der jüngeren Zuschotterungsphase aktiv gewesen sein, denn sonst wäre es schwer zu erklären, warum die Tauernschotter nicht ins Saalachtal eingedrungen sind. Auch heute noch scheint sie ihre ursprüngliche Bewegungsrichtung innezuhaben, sonst müßten sich irgendwo alte Schotterreste in ihrem Bereich finden. Das Aufsteigen der Zentralalpen wurde im Pinzgau-Zeller See-Gebiet während der ganzen jüngeren Zuschotterungsphase und allen Anzeichen nach noch heute durch entgegengesetzte Bewegung unterbrochen.

Ob die schwächere Hebung der Grauwackenzone mit dieser Depression zusammenhängt, vermag ich nicht zu entscheiden.

Östlich des Depressionsgebietes sehen wir auch in den Tälern der Grauwackenzone eine mächtige Eigenverschotterung, der Salzachscht drang in keines seiner Seitentäler ein. Es hat den Anschein, als ob östlich des Zeller Sees diese samt der Zentralalpinen aufsteigende Bewegungsrichtung innegehabt hätte. Das Sinken der Grauwackenzone im W wäre demnach nur lokal bedingt. Doch ist hier zu berücksichtigen, daß infolge der Pinzgaudepression die Salzach sicherlich an Stoßkraft eingebüßt hatte und daher nicht mehr die Kraft besaß, ihre Schuttmassen in die Seitentäler hinein zu schütten.

In den Tälern nördlich vom Inn erreichen die Terrassenschotter Mächtigkeiten bis zu 250 m, so im Lechtal bei Reutte und im Isartal bei Mittenwald. Wollen wir die Bildung dieser Schottermassen verstehen, so müssen wir auch das Vorland mit in Betracht ziehen. Wir sehen die Terrassenschotter mit großen Mächtigkeiten bis nahe an den Alpenrand streichen (Fig. 41). Setzen wir voraus, daß die Kalkalpen damals dieselbe Höhenlage besessen haben wie heute, dann sind wir zu der Annahme hoch aufgeschütteter Talböden gezwungen; mächtige Schuttkegel müßten sich von ihnen aus ins Vorland ergossen haben. Von diesen Schuttkegeln ist aber heute nichts zu sehen und die Annahme, daß dieselben vollständig beseitigt wurden, während in den relativ engen Tälern die ihnen äquivalenten Terrassenschotter gut erhalten geblieben sind, ist ziemlich unwahrscheinlich. Die mächtigen Schuttkegel fallen sofort weg bei der Annahme, daß die Kalkalpen zur Bildungszeit der Terrassenschotter gegenüber dem Vorland gesenkt waren. Die Täler wurden dadurch untertieft und somit wird wenigstens teilweise die Zuschotterung derselben erklärlich. (Für die ausführlichen Gründe für das Einsinken siehe Penck [64, S. 246 ff.]) Leider ist es bis jetzt nicht möglich geworden, den Senkungs- sowie den späteren Hebungsbetrag für die einzelnen Täler anzugehen, da in dem in Frage kommenden Vorland interglaziale Schotter bis jetzt noch nicht kartiert wurden und es nicht ersichtlich ist, welcher von den verschiedenen Vorlandschottern unseren Terrassenschottern entspricht.

Nehmen wir ein gleichmäßiges Einsinken der Kalkalpen an, so müssen auch die Einzugsgebiete der kalkalpinen Flüsse in tiefere Lagen gerückt worden sein. Dadurch müßte bei gleichen klimatischen Bedingungen die Erosionstätigkeit abgenommen haben, was aber mit der vorhandenen gewaltigen Schuttlieferung in Widerspruch steht. Für eine nennenswerte Änderung der klimatischen Faktoren sind keine Anzeichen vorhanden. Den Verhältnissen in den kalkalpinen Tälern wird am ehesten die Annahme gerecht, welche mit einem Ansteigen der Kalkalpen gegen das Inntal hin rechnet. Wir erhalten dadurch eine Schrägstellung der Kalkalpen mit einem Gefälle gegen das

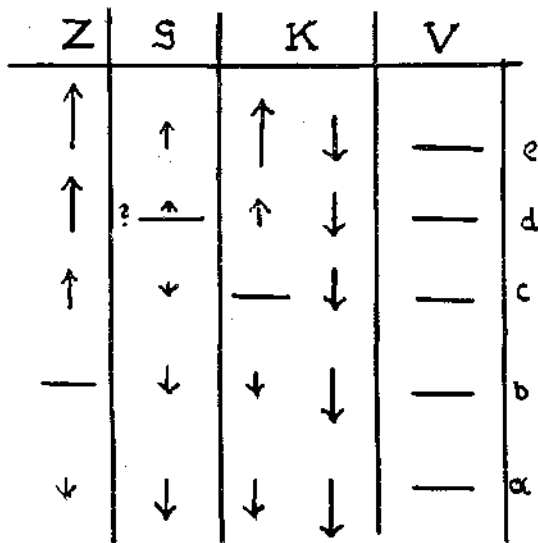


Fig. 42.

Vorland hin. Zu gleichen Ergebnissen gelangten Penck [63] und Leyden [53], letzterer auf rein morphologischer Grundlage.

Die gegenseitigen Höhenverschiebungen der drei Zonen (Vorland, Kalk- und Zentralalpen) können durch verschiedene Bewegungskombinationen erklärt werden. Dieselben sind in Fig. 42 graphisch zusammengestellt.

Auf Grund der interglazialen Schotter läßt sich meiner Ansicht nach kaum feststellen, welche Kräftekombinationen in der Natur verwirklicht wurden, eher werden morphologische Beobachtungen Erklärungsmöglichkeiten geben können. Angesichts der gewaltigen Erosionsleistungen in den Zentralalpen wird man gezwungen, für dieses Gebiet eine hebende Tendenz anzunehmen, wobei die Kombinationen *a* und *b* außer Betracht fielen. Durch das Emporsteigen der Zentralalpen auch gegenüber dem Vorland und den Kalkalpen wurden die Haupteinzugsgebiete in größere Höhen gehoben, was aller Wahrscheinlichkeit nach eine Steigerung der Niederschlagsmengen zur Folge hatte. Die größeren

Wassermengen sind aber nicht für die Zuschotterung im eigentlichen Sinn verantwortlich, sondern nur für die gute, weitreichende Durchmischung der Schotter.

Die Senkungsgebiete werden sich in der Schotter sedimentation nicht unbedeutend von den Hebungsbereichen unterscheiden. In letzteren werden gewaltige Schuttkegel vorherrschen. Die ersteren Talteile hingegen sind durch verwilderte Flußstrecken charakterisiert. Hier ist vor allem die Ablagerung feinschlammigen Schuttes zu erwarten sowie Seebildung in toten Winkeln der Aufschotterung.

Bedeutender Einfluß auf die Gestaltung der Sedimentation in den Senkungsgebieten kommt der Geschwindigkeit der Senkung zu. Sinkt der Talboden rasch und kann die Aufschotterung den Senkungsbetrag nicht wettmachen, so bildet sich am Rande des Senkungsfeldes ein rückläufiges Talstück. Die Gewässer stauen sich und es bildet sich ein dieses Gebiet erfüllender See. Erfolgt die Senkung in solchem Tempo, daß die Zuschotterung dieselbe ausgleicht, so wird es naturgemäß nicht zur Seebildung kommen. Überwiegt die Aufschotterung den Betrag der Senkung, so erhöht der Fluß sein Bett und die Verwilderung macht sich in ihrer ganzen Stärke bemerkbar. In diesem Falle ist eine häufige Seebildung in toten Aufschüttungswinkeln zu erwarten. Erfolgt die Senkung jeweils ruckartig, aber derart, daß es nicht zur Seebildung kommt, so wird trotzdem, allerdings in geringerem Maße, eine Trennung von Feinschlamm und Schottern stattfinden.

Untersuchen wir daraufhin die nördlichen Partien der kalkalpinen Täler. Im Lech-, Loisach- und Groß-Achetal fehlen feinschlammige Ablagerungen. Die Zuschotterung konnte der Senkung immer die Wage halten. Es scheint hier auch nicht zur Seebildung in totem Winkel gekommen zu sein, so daß angenommen werden kann, daß die Zuschotterung die Senkung in kaum bedeutendem Maße übertraf. Das Illertal eignet sich mangels genauer Durchforschung nicht zu weiteren Schlußfolgerungen. Ebenso muß für das Isartal die Frage noch offen gelassen werden, da nach meiner Ansicht dem einheitlichen Isarsee keine unbedingt zwingende Beweiskraft anhaftet. Im Innatal kommt nur das Talstück zwischen Kufstein und Brannenburg in Frage. In demselben finden sich die gleichen Verhältnisse wie im Lechgebiet usw. Es findet keine Trennung zwischen Feinschlamm und grobem Schutte statt. Die Senkung wurde auch hier jeweils von der Aufschotterung wettgemacht. Das Einsinken der Kalkalpen gegenüber dem Vorland erfolgte langsam und kontinuierlich und wurde durch die Aufschotterung jeweils aufgehoben.

Bei Betrachtung der Tallängsschnitte (Taf. IX.) finden wir im Inn- und Salzachtal außer den oben besprochenen Großbewegungen der einzelnen Alpenzonen noch lokal begreuzte Deformierungen. Als Beispiel solcher lernten wir bis jetzt kennen: die Einbiegung des Innals zwischen Telfs und Rattenberg, die Verbiegung der interglazialen Schlucht bei Arzl, die Depression des Salzachtals im Pinzgau-Zeller See-Gebiet und die Emporwölbung in der Taxenbachenge. Die bedeutendsten Deformierungen sind die Einbiegungen des Inn- und Salzachtals. Von letzterer ist uns leider nicht möglich näheres festzustellen.

Dafür aber bietet die Bohrung von Rum Einblick in die Sedimentationsverhältnisse der ersteren. Aus dem Bohrprofil lassen sich zwei Verlandungsserien ablesen, die jeweils mit Mehlsand beginnen und mit Schottern endigen. Die Trennung zwischen den Schottern und den darüberliegenden Feinschlammablagerungen ist ziemlich scharf.

Ampferer, dem wir die genaue Untersuchung und Auswertung dieses Profils verdanken, kommt zum Ergebnis, daß wir hier die Produkte zweier Senkungen vor uns haben, die durch ziemlich lange Pausen relativer Ruhe voneinander getrennt waren. Er nimmt an, daß die Verlandungsserien in stehendem Wasser zur Ablagerung gelangten, d. h. daß die Senkung so rasch erfolgte, daß es zu Seebildungen im Deformierungsbereiche kam. Auffallend ist aber das völlige Fehlen von Bändertonen in den Bohrproben. Ich glaube überhaupt, daß die Aufschlüsse in einem Bohrprofil nicht hinreichend sind, um daraus ruckartige, katastrophenhafte¹⁾ Senkungsbewegungen zu entnehmen. Ich erinnere hier nur an die Verhältnisse über Tage, wo wir eine große Verschiedenheit der Terrassenprofile feststellen können; die Schlußfolgerungen aus einem der Profile sind beim nächsten schon nicht mehr gültig. In den zahlreichen Aufschlüssen am Terrassen-

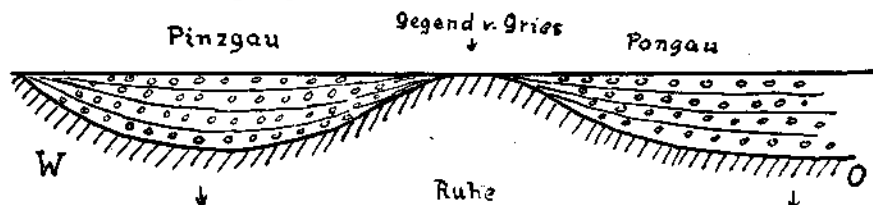


Fig. 43. Versuch der Rekonstruktion der interglazialen Sedimentationsverhältnisse im Salzachtal.

abfall findet sich nirgends eine Bestätigung des Ampferschen Bewegungsbildes. Es liegen keine Gründe vor, den Verlauf der Inntaleinbiegung in ruckartige Phasen zu zergliedern. Eher scheint mir ein langsames, kontinuierliches Einsinken erfolgt zu sein. In solchen sich immer gleichsinnig senkenden Gebieten kann natürlich die Schottermächtigkeit gewaltig anwachsen. Es bilden sich Geosynklinalen im kleinen. So finden wir auch im Gebiet der Inntaluntertiefung die größte Schottermächtigkeit unseres Gebiets. Dies ist ein Beweis dafür, daß die Eintiefung während der Zuschotterung vor sich ging.

Endigt eine solche Einbiegung an einer ruhenden Talzone, so wird im letzteren Gebiet die Zuschotterung bedeutend geringer werden und kann sogar bis gegen Null sinken (siehe Fig. 43). Schließt sich nach der Ruhezone wieder ein Senkungsfeld an, so erhalten wir einen neuen Sedimentationstrog. Auf obige Weise glaube ich den Verhältnissen im Salzachtal gerecht zu werden (S. 467 ff.). Das erste Senkungsfeld entspricht der Pinzgau-Zeller See-Depression. In dem zweiten wurden die Schotter von Taxenbach an ostwärts abgelagert; die ruhende Zone liegt in der Gegend von Gries.

¹⁾ Als katastrophenhafte mit Recht bezeichnet; sollen sie doch zu Überschwemmungen größerer Gebiete geführt haben.

Die beiden lokalen Hebungen haben keinerlei Einfluß auf die Schotterausbildung ausgeübt und sollen daher erst im folgenden Abschnitt näher behandelt werden.

Zwei bis jetzt noch nicht erklärte Unregelmäßigkeiten finden sich in den Schottermächtigtkeitsprofilen. Es sind dies die Anschwellungen der Innschotter in der Gegend von Ried (Oberinntal) und der Isarschotter um Mittenwald. Die Stelle der größten Mächtigkeit findet sich jeweils unter einem Gefällsknick der Schotteroberkante. Das Gefälle der letzteren wird beide Male in dem Sinne gestört, daß das taleinwärts gelegene Stück zu geringe Steigung aufweist. Dies läßt sich damit erklären, daß das oberhalb des Gefällsknicks gelegene Talstück nach Ablagerung der Schotter eingebogen oder, daß das Tal aufgewölbt wurde, u. zw. in dem Sinne, daß der Scheitel der Wölbung in den Gefällsknick zu liegen kommt. Damit erklärt sich aber noch nicht das eigentümliche Zusammentreffen desselben mit der größten Schottermächtigkeit. Penck, der dieses Verhalten zum ersten Male im Isartal kennenlernte, kommt dadurch zur Annahme von Schwingungen [63]. Das Tal soll zuerst bogenförmig eingesunken und nachher im entgegengesetzten Sinne aufgewölbt worden sein, so daß die Stelle stärkster Niederbiegung mit der größten Emporhebung zusammenfällt. Ich möchte diese Frage noch offenlassen und nur auf folgendes hinweisen: Der Gefällsknick und somit die größte Mächtigkeit fallen im Isartal in die Linie des gewaltigen morphologischen Emporsteigens der Kalkalpen im Inntal fallen sie mit dem Beginn des Engadiner Fensters zusammen.

Auffallend ist die Tatsache, daß die Schotteroberkante im Inntal zwischen Zirl und Wörgl, im Salzachtal zwischen St. Johann und Werfen kein Gefälle aufweist. Dieses Verhalten kann kaum ein ursprüngliches sein, denn jeder Fluß, wenn er noch so sehr aufschottert, muß ein wenn auch nur geringes Gefälle besitzen. Die horizontale Lage der Schotteroberkante kann durch spätere tektonische Bewegungen hervorgerufen worden sein. Möglich ist es aber auch, daß wir hier nicht mehr die primäre Oberkante vor uns haben. Man muß überhaupt bei Schlußfolgerungen, die vom Verhalten der Oberkante ausgehen, sehr vorsichtig sein. Ihrem Verlaufe wird immer etwas Zufälliges anhaften und es ist meistens sehr schwer oder überhaupt unmöglich, genau festzustellen, ob wir die wirklich primäre Oberkante vor uns haben.

Zum Schluß fragt es sich noch, wie die durchwegs größeren Schottermächtigkeiten in der Ill-Innfurche zu erklären sind. Es ließe sich denken, daß sie mit einer andauernden Senkung der beiden Talgebiete in Zusammenhang standen. Es kämen hier Einbiegungen in Frage, die nur die Täler und die an sie unmittelbar anschließenden Gebirgsketten betroffen haben, ein Fall, wie ihn Ampferer in Lit. [23, Fig. 10 d] darstellte. Solche Verhältnisse sind für das Inntal nicht von der Hand zu weisen, stehen aber in Widerspruch mit der Verbiegung des Nordgehänges im Gebiet der Höttinger Breccie (S. 378). Nach letzterer müßte eher eine Aufwölbung des Inntalgrundes zu erwarten sein, doch ist es fraglich, ob diese beiden Bewegungen nicht getrennt voneinander erfolgt sein können. Meiner Ansicht nach lassen sich die großen Schottermächtigkeiten als orographisch bedingt auffassen. Ill und Inn sind die beiden

einigen Flüsse, deren Einzugsgebiete zum größten Teil in den Zentralalpen liegen und die daher am stärksten mit Schutt überladen wurden. Dem ließe sich entgegenhalten, daß auch die Salzach zum größten Teil ihre Schotter aus obigem Alpenteil bezieht, ohne solche Schottermächtigkeiten aufzuweisen. Hiefür kann aber die Pinzgau-Zeller See-Depression verantwortlich gemacht werden, welche die Hauptschottermassen absorbierte. Ebenso sind Anzeichen vorhanden, nach denen die Hebung in den Zentralalpen im großen und ganzen von W nach O hin abnahm.

Wir sahen, daß die Entstehung der Terrassenschotter und ihre Unregelmäßigkeiten zum größten Teil durch sehr mannigfaltige tektonische Bewegungen erklärt werden können. Klimatische Faktoren scheinen keine nur einigermaßen nennenswerte Rolle gespielt zu haben.

d) Die Zerschneidung der Terrassenschotter.

Die Zerschneidung der Schottermassen muß noch während der Interglazialperiode erfolgt sein, sehen wir doch überall die Hangendmoräne diskordant über die Schotter meist bis nahe an die heutige Talsohle hinabreichen. Oder sie lagert in tiefen Erosionsringen, die in die Terrassenschotter eingeschnitten wurden (z. B. Gamperdonatal). Die Erosionsdiskordanz zwischen den Terrassensedimenten und der Moräne kann nicht durch das vorrückende Eis der letzten Großvergletscherung geschaffen worden sein, denn dieses könnte wohl die Schotter aufräumen, nicht aber terrassieren, wie im Inntal. Ähnliche Verhältnisse bestanden auch im Groß-Achetal, in dessen Gebiet die Interglazialschotter vor Ablagerung der Hangendmoräne in Terrassen gegliedert wurden. Es müssen vor Beginn der letzten Großvergletscherung die Alpen im großen und ganzen in die Höhe gestiegen sein, wodurch den Flüssen das Wiedereinschneiden ermöglicht wurde. Auch hier sind die Alpen nicht als einheitliches Ganzes gehoben worden, vielmehr werden wir eine Gliederung in Schollen mit verschiedener Bewegungstendenz zu erwarten haben. Dadurch wird erklärlich, daß z. B. die Inntalterrasse gegen Ende des Interglazials gebildet wurde, ebenso diejenigen im Groß-Achetal, während die Terrassen des Groß-Walsertals (Illgebiet) erst nach Rückzug der letzten Großvergletscherung; daß wir im Salzachtal die schön ausgesprochenen postglazialen Terrassen finden, während sie in den anderen Tälern fehlen usw. Vor Beginn der letzten Großvergletscherung müssen die Täler im großen und ganzen wieder ungefähr bis in heutige Tiefe eingeschnitten worden sein, denn in den meisten läßt sich die Hangendmoräne bis nahe an die Talsohle hinab verfolgen.

Die Geschichte der Zerschneidung der Terrassenschotter wird vor allem morphologisch erfaßt werden müssen und soll deswegen hier nicht weiter behandelt werden.

IV. Die Diluvialtektonik und ihre Ursachen.

Bei Besprechung der Zuschotterungsursachen lernten wir verschiedenartige tektonische Vorgänge kennen, die hier für sich im Zusammenhang besprochen werden sollen.

Die tektonischen Bewegungen lassen sich in zwei Gruppen trennen, in Groß- und Kleinbewegungen. Als Großbewegung bezeichnen wir ein tektonisches Geschehen, das auf weite Erstreckung hin in gleichem Sinne wirkte und weitreichende Bedeutung besaß. Die Kleinbewegungen hingegen waren lokalbegrenzt und von mehr oder weniger unbedeutender Wirkung.

Die letzteren können die Einheitlichkeit der ersteren auf engbegrenzte Gebiete hin unterbrechen. Es kann infolge der Kleinbewegung die Bewegungstendenz der großen sogar umgekehrt werden.

Als Großbewegungen sind die gegenseitigen Höhenverschiebungen von Zentral- und Kalkalpen und das Schrägstellen der letzteren zu betrachten. Sie waren vor allem für die Zuschotterung verantwortlich. An die großen tektonischen Einheiten der Alpen gebunden, scheinen sie in ähnlicher Weise wie zur Zeit des jüngeren Tertiärs verlaufen zu sein. Machatschek¹⁾ kam zum Ergebnis, daß während des jüngeren Tertiärs die gesamtalpine Aufwölbung im Bereiche der großen Längstalzzone zwischen Kalk- und Gneisalpen durch eine Eimmuldung unterbrochen wurde, daß also auf die asymmetrische Geantiklinale der Kalkalpen eine sehr flache Geosynklinale infolge Abschwächung der Hebung und dann eine neuerliche Aufwölbung in den Gneisalpen erfolgte. Ein ähnliches Bild erhielten wir für die Zeit der jüngeren Zuschotterungsphase (Schrägstellung der Kalkalpen, schwächeres Emporsteigen im Grauwackenzug, Hebung der Gneisalpen).

Schon mehrfach wurde die Frage aufgeworfen, ob die Großbewegungen des Diluviums nicht durch die Eisisostasie hervorgerufen wurden [z. B. 64, 65, 84]. Mit obiger Annahme steht aber die von Ort zu Ort wechselnde Bewegung in Widerspruch, wie neuerdings auch Penck [68] hervorhebt, sowie die Tatsache, daß sich die Zentralalpen nicht gesenkt haben. Auch der gleichsinnige Verlauf der Großbewegung wie zur Zeit des Jungtertiärs spricht nicht für die Eisisostasie. Ferner gibt zu bedenken, daß die Belastung durch die erste Großvergletscherung solch gewaltige isostatische Bewegungen hervorgerufen haben soll, während von der zweiten Großvergletscherung her bis jetzt für solche Bewegungen keine Anzeichen vorhanden sind. Oder soll man annehmen, daß das durch die letzte Großvergletscherung bedingte Einsinken des Alpenkörpers erst noch erfolgen wird?

Die Bewegung der Alpen zur Zeit des Diluviums läßt sich nicht mit der Eisisostasie in Einklang bringen.

Die kleinen Bewegungen stellen lokale Deformierungen im Bereich der Alpen dar. Sie lassen sich in solche mit hebender und senkender Bewegungsrichtung trennen. Als Beispiel für den erstgenannten Fall lernten wir die Aufbiegung der Talfurche bei Arzl und die Emporwölbung des Salzachtals zwischen Taxenbach—Schwarzach kennen. Während die erste Deformation nur einen Hebungsbereich von zirka 50 m aufweist, müssen wir für die letztere einen solchen von gegen 200 m annehmen (S. 467). Von O her können wir das allmähliche

¹⁾ Machatschek F. Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen Ostalpine Formenstudien I/4. Berlin 1922.

Emporsteigen der Hebungszone verfolgen. Es steigen sowohl die Unterwie die Oberkante der Schotter gegen den Kühberg an. Dort scheint der Scheitel der Aufwölbung zu liegen, nach dem gegen W zu beide Schotterablagerungskanten ein starkes Gefälle aufweisen. Nach Ampferer [18, S. 82] soll ein Zusammenhang dieser Hebungszone mit dem Relief der benachbarten Kalkalpen bestehen. Im Steinernen Meer reichen die Gipfelhöhen bis zu 2655 m Höhe; nördlich von der Salzachenge erhebt sich das Gebiet des Hochkönigs bis zu 2938 m Höhe. Gegen die Verknüpfung des „Gipfelflurverlaufes“ mit dieser jungen Hebung wendet sich Sölch [78]. Nach ihm ist die Gipfelflur bedeutend älter als die junge Emporhebung. Auch ich möchte einen Zusammenhang der beiden Störungen als sehr fraglich bezeichnen, sehen wir doch in der Grauwackenzone zwischen der Taxenbachenge und dem Hochkönig keine morphologische Ausprägung dieser Erhebung. Die obigen beiden Hebungen könnten das Bild der Großbewegung nicht stören.

Als lokale Deformationen mit sinkender Bewegungsrichtung erkannten wir die Einbiegungen des Inntales zwischen Telfs und Wörgl und diejenigen des Salzachtales im Pinzgau-Zeller See-Gebiet. Die Deformierung des Inntals muß unserer Ansicht nach nicht in ruckartigen Phasen erfolgt sein, wie es Ampferer annimmt [18]. Über die Pinzgau-Zeller See-Depression lassen sich leider nicht die geringsten Angaben machen, doch möchte ich für sie analoge Verhältnisse wie bei der Inneneinbiegung annehmen.

Die Inntalsenkung scheint ziemlich auf das Inntal beschränkt zu sein, höchstens könnte mit ihr noch die Knickung der Isarschotteroberkante zusammenhängen.

Während die Innedepression das großtektonische Bild nicht stört, sehen wir, wie die Salzachdepression dasselbe stark beeinflußt. Die Bewegung des Grauwackenzuges wurde durch das fortwährende Einbiegen der Pinzgau-Zeller See-Depression gestört.

Es fragt sich nun, wie diese Kleinbewegungen sich gegenseitig zueinander verhalten in bezug auf Begrenzung, eventuelle Zusammenhänge sowie in ihrer Altersstellung.

Betreffs Umgrenzung und Zusammenhänge der lokalen tektonischen Bewegungen konnten keine auch nur einigermaßen befriedigenden Resultate gewonnen werden, dagegen ließen sich in bezug auf die gegenseitige Altersstellung einige Ergebnisse erzielen. Die Einbiegung des Inntals muß während der Zuschotterung stattgefunden haben. Nur so erklärt sich das Vorkommen der größten Schottermächtigkeit im Bereiche dieser Untertiefung. Wie weit sie nach der Jetztzeit hin weiter lebt, läßt sich nicht mehr mit Sicherheit feststellen. Eine nähere zeitliche Feststellung der Arzlfurchenaufbiegung ist nicht möglich. Die Salzachdepression war zur Zeit der jüngeren Zuschotterung schon aktiv und scheint heute noch weiterzuleben. Die Hebung im Ennbacher Gebiet kam erst nach Beendigung der Zuschotterung erfolgt sein, denn sonst könnte die Schottermächtigkeit in ihrem Gebiete nicht gleich derjenigen im Pongau sein. Sie überdauerte mit ziemlicher Sicherheit die jüngste Großvergletscherung. Es bewahrheitet sich der Satz Kautzkys [18, S. 420]: „Die Verbiegungen haben nicht alle dasselbe Alter.“

Es fragt sich nun, ob die Kleinbewegungen des Diluviums nur Fortsetzungen älterer tektonischer Bewegungen sind. Hierüber lassen sich leider auch noch keine befriedigenden Ergebnisse mitteilen. Einzig von der Inntaluntertiefung läßt sich die Vermutung aussprechen, daß sie eventuell mit der Niederbiegung der Inntaldecke in Zusammenhang steht, was schon Ampferer [18] vermutet hatte. Hier macht sich leider störend bemerkbar, daß der Nordrand der Inntaldecke noch nicht bekannt ist. Würde derselbe in der Gegend von Mittenwald das Isartal kreuzen, so wäre ein Zusammenhang von Inneinbiegung und Knickung der Isarschotteroberkante nicht von der Hand zu weisen und damit wäre auch der Zusammenhang der beiden Einbiegungen (Inntal und Inntaldecke) sehr wahrscheinlich.

Kleinbewegungen sind in jüngerer Zeit auch außerhalb unseres Gebietes nachgewiesen worden, so von Ampferer [29] in der Gegend von Admont und Hieflau und von Kossmat¹⁾ und später von Winkler [84] im Isonzogebiet. Letztere konnten zeigen, wie dieselben sich eng an die frühere Tektonik anschließen.

Der Umfang der einzelnen Kleinbewegungen ist nur lokal; regional scheint dagegen die Verbreitung von solchen Verbiegungen über die ganzen Alpen zu sein.

Welcher Art die Kleinbewegungen sind, kann heute noch nicht entschieden werden. Ich verweise hier nur auf die theoretischen Erörterungen Ampferers in Lit. [18 und 23] und in den „Beiträgen zur Auflösung der Mechanik der Alpen“, 2. Fortsetzung, Jahrbuch 1926.

Einwandfreie Schwingungen im Sinne Pencks [z. B. 68, S. 369] konnten nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Solche können eventuell im Isar- und oberen Inntal stattgefunden haben, bestimmt aber nicht im Innlängstal. Nichts deutet im letzteren Gebiet auf eine spätglaziale Aufwölbung hin. Haben wirklich Schwingungen stattgefunden, so besaßen sie in unserem Arbeitsgebiet nur ganz untergeordnete Bedeutung. Ich betrachte daher die Schlußfolgerungen Pencks [68, S. 370], nach der die Schwingungen eine spezifische Bewegungsart in den ehemals vergletscherten Alpen sein sollen, für verfrüht.

Zum Schluß möchte ich noch auf die durch Ampferer [27] und Penck [68] bekannt gewordenen lokalen Emporwölbungen einzelner Gebirgsstöcke eingehen. Auf diejenige des Zahmen Kaisers wurde schon kurz hingewiesen (S. 380 und Fig. 7). Die Annahme einer solchen Hebung erklärt die dortigen Verhältnisse am besten. Damit wären aber die Breccien in jenem Gebiet tektonisch bedingt und schieden somit aus der Reihe der klimatisch bedingten interglazialen Breccien aus. Wann diese Emporhebung erfolgte, ist nicht festzustellen.

Wenden wir uns nun der von Penck festgestellten Emporhebung des Wettersteingebirges zu. Die Beobachtungstatsachen, die zur Annahme dieser Hebung führten, möchte ich hier nicht wiederholen, ich verweise diesbezüglich auf Lit. [68, S. 343 ff.]. Aus obigen Ausführungen Pencks geht hervor, daß das Wettersteingebirge als Ganzes betrachtet

1) Kossmat, Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, Berlin 1916, S. 54 ff.

seit der Praglazialzeit emporgehoben wurde, wobei sehr wahrscheinlich der gesamte Gebirgsstock noch in Schollen von verschiedener Bewegungstendenz zerlegt wurde. Daß die nördlich des Wettersteingebirges gelegene Talweitung von Garmisch-Partenkirchen ein Senkungsfeld darstellt, ist nach den Ausfuhungen Pencks ebenfalls sehr glaubhaft. Die Hebung begann bestimmt vor Beginn des Interglazials und scheint bis in die heutige Zeit anzudauern wie auch die Senkung von Garmisch.

Gegen die Annahme Pencks wendete sich neuerdings Heim¹⁾, der in den gegen Garmisch mächtig abfallenden Wänden des Wettersteingebirges die berschiebungsfront einer ostalpinen Decke sieht. Es kann sich nur um die Inntaldecke handeln. Neuere Untersuchungen von Richter und Steinmann H. G.²⁾ machen es sehr wahrscheinlich, daß die Stirnfront der Inntaldecke weiter nördlich zu suchen ist; die Erklahrung Heims für die gewaltigen morphologischen Unterschiede versagt demnach und ich möchte hier nur Penck zustimmen, der dieselbe durch junge Schollenbewegungen erklärt. Das Emporsteigen des Wettersteingebirges scheint sich auf dasjenige des Miemingers übertragen zu haben, denn durch ein solches ließe sich die heutige Lagerung der Judenkopfbreccie sehr gut in Einklang bringen. Das gewaltige Einschneiden des Judenbaches und die große Höhe der Breccie lassen sich am besten durch eine Emporhebung des Miemingergebirges erklären, die nach Ablagerung der Breccie erfolgte.

Mehrfache solche Gebirgsemporwolbungen beschrieb ferner Ampferer [27] aus den Haller Mauern und Ennstaler Alpen, so daß an ihrer Existenz kaum mehr zu zweifeln ist.

Wir haben hier meiner Ansicht nach weitere Zerfallserscheinungen des Kettengebirges vor uns. Die Alpen scheinen sich immer mehr in kleine Schollen zu zerlegen und so langsam zum Schollengebirge zu degenerieren.

Es läßt sich sehr leicht denken, daß durch eine solche Gebirgsemporwolbung die Seitenbäche im Bereiche der gehobenen Schollen gewaltig einschnitten, den älteren Breccienschutt ausraumten und mächtige Schuttkegel anhäuften. Damit ließe sich vielleicht die Bildung der älteren Talzuschotterungssedimente erklären, wodurch auch ihr lokales Auftreten verständlich würde. Es soll dies aber nicht als beobachtete Tatsache, sondern nur als Hypothese gelten, da genaue Beobachtungen daraufhin fehlen.

Die Alpen treten uns heute noch als ein sehr labiler Streifen der Erde entgegen; sie waren während des Diluviums in andauernder Bewegung. Doch handelt es sich nicht mehr um Überschiebungen und Faltungen als vielmehr um die Zerfallserscheinungen eines Kettengebirges; isostatische Ausgleichs- und Schollenbewegungen. Wenn auch dieselben zum Teil Berge schafften, so sind sie keine orogenetischen Bewegungen im Sinne der tektonischen Begriffe (siehe Penck [68, S. 370]).

¹⁾ Heim, Die Gipfflur der Alpen. Neujahrsbl. d. Nat. Ges., Zürich, 1927.

²⁾ Zur Tektonik d. bayr. Alp. zw. Ammer und Lech. Zentr. Bl. f. Min. etc., Abt. B, 1927.

Den genauen Verlauf der jungen Kleinbewegungen und ihre Umgrenzung festzusetzen, ist nur nach genauer Kartierung möglich, wobei vor allem auch die Morphologie zu ihrem Recht kommen muß. Hier werden wir von Ampferer noch viele wertvolle Beiträge zu erwarten haben.

Gesamtzusammenfassung:

In dem hier behandelten Gebiet lassen sich mit Sicherheit nur zwei Großvergletscherungen, getrennt durch ein ausgedehntes Interglazial, feststellen.

Im Präglazial oder Frühdiluvium erfolgte schon eine nicht unbedeutende Zuschotterung der Täler, in der Hauptsache von den Zentralalpen her. Als Rest treten uns heute die sogenannten „Nagelfluhreste“ entgegen.

Die interglazialen Ablagerungen lassen sich sowohl genetisch wie zeitlich in drei Teile trennen: in die Breccien, die Schuttkegel der älteren — und die Terrassenschotter der jüngeren Talzuschotterungsphase. Alle drei Ablagerungen sind durch Erosionsdiskordanzen voneinander getrennt.

1. Die Breccien sind Reste einer mächtigen Gebirgsumhüllung, die vom Seitengehänge her erfolgte. Sie war von der Zeit des Eistrückzuges getrennt und aller Wahrscheinlichkeit nach rein klimatisch bedingt. Sie erfolgte infolge gesteigerter Schuttlieferung.

2. Die ältere Talzuschotterungsphase ist durch mächtige, lokale Schuttkegel charakterisiert, die sich aus den Seitentälern heraus ergossen. Sie weisen infolge Ablagerung an steilen Stufenmündungen meist bedeutende Schrägschichtung auf. Es scheint sich hier weniger um neue gesteigerte Schuttlieferungen als um Schuttumlagerungen aus dem Material der Seitengehänge (vgl. Abschnitt 1) zu handeln. Dieselben sind vielleicht an das schollenartige Emporsteigen einzelner Gebirgsstöcke gebunden.

3. In der jüngeren Talzuschotterungsphase erfolgte eine gewaltige Aufschotterung in den Tälern, die von den Haupteinzugsgebieten her erfolgte. Dieselbe war durch tektonische Bewegungen hervorgerufen worden; vor allem durch longitudinale Großbewegungen, die an die einzelnen geologischen Hauptzonen der Alpen gebunden waren. Es fand eine asymmetrische Emporwölbung der Kalkalpen statt, deren nördlichste Teile gegenüber dem Vorland einsanken, während relativ dazu die südlichen gehoben wurden. Die Zentralalpen zeigen eine weitere Emporhebung gegenüber den Kalkalpen. Eine kleine Einbiegung scheint sich im Bereich der Grauwackenzone einzuschieben. Diese Großbewegungen verliefen gleichsinnig schon im jüngeren Tertiär.

Dieselben wurden durch lokalbegrenzte Kleinbewegungen unterbrochen, die stellenweise ein Weiterleben älterer tektonischer Bewegungen erkennen lassen. Im großen und ganzen scheinen sie aber Neubewegungen zu sein, bedingt durch den Verfall des Kettengebirges zum Schollengebirge.

Schon gegen Ende der Interglazialzeit erfolgte das Zerschneiden der gewaltigen Schottermassen, wobei es zur Terrassierung derselben kam. Das vorrückende Eis der letzten Großvergletscherung fand die Täler in nahezu heutiger Gestalt vor.

Literatur.

1. Ampferer O. Geologische Beschreibung des nördlichen Teiles des Karwendelgebirges. Jahrbuch 1903.
2. — Studien über die Inntalerrasse. Jahrbuch 1904.
3. — Aus der geologischen Geschichte des Achensees. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins 1905.
4. — Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. Jahrbuch 1905.
5. — Über die Terrasse von Imst-Tarrenz. Jahrbuch 1905.
6. — Über Gängebreccien der nördlichen Kalkalpen. Jahrbuch 1907.
7. — Glazialgeologische Beobachtungen in unteren Inntal. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. II, 1907.
8. — Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung von Reutte. Verhandlungen 1907.
9. — Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung von Bludenz. Jahrbuch 1908.
10. — Über die Entstehung der Inntalterrassen. Verhandlungen 1908.
11. — Über die Entstehung der Inntalterrassen. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. III, 1908.
12. — Über einige Grundfragen der Glazialgeologie. Verhandlungen 1912.
13. — Exkursion zur Mündung des Vomperloches. Führer zu geologischen Exkursionen in Graubünden und in den Tauern. Leipzig 1913.
14. — Bemerkungen zu dem Aufsatz von J. Bayer: Identität der Achenschw. Penks mit dem Rib-Würminterglazial. Verhandlungen 1914.
15. — Über die Aufschließung der Liegendmoräne unter der Höttinger Breccie im östlichen Weiherburggraben bei Innsbruck. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. 8, 1914.
16. — Über die Entstehung der Hochgebirgsformen in den Ostalpen. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins 1915.
17. — Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntales. Jahrbuch 1915.
18. — Über die Bohrung von Rum bei Hall in Tirol. Jahrbuch 1921.
19. — Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs. Jahrbuch 1922.
20. — Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Lechtal (5045), Wien 1924.
21. Über geologische Methoden zur Erforschung des Eiszeitalters. „Die Eiszeit“, Bd. I, 1924.
22. — Beiträge zur Glazialgeologie des Enns- und Ybstaales. „Die Eiszeit“, Bd. I, 1924.
23. — Über einige Beziehungen zwischen Tektonik und Morphologie. Zeitschrift für Geomorphologie, Bd. I, 1925.
24. — Beiträge zur Morphologie und Tektonik der Kalkalpen zwischen Inn und Saalach. Jahrbuch 1925.
25. — Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Spullerseewerkes. Jahrbuch 1925.
26. Über die geologischen Verhältnisse des Achensees und die beim Bau des Achenseewerkes geschaffenen neuen Aufschlüsse. Innsbruck 1926.
27. — Über größere junge Formenänderungen in den nördlichen Kalkalpen. Zeitschrift für Geomorphologie 1926.
28. — Geologische Profile aus dem Gebiet des Kössener Beckens. Jahrbuch 1927.
29. — Beiträge zur Geologie der Umgebung von Hiefau. Jahrbuch 1927.
30. — und Hammer W. Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Landeck (5145). Wien 1924.
31. — und Ohnesorge Th. Blatt Zirl-Nasseureith (5046). Wien 1924.
32. — — Blatt Innsbruck-Achensee (5047). Wien 1924.
33. Bayer J. Identität der Achenschw. Penks mit dem Rib-Würminterglazial. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien, Bd. VII, 1914.
34. — Die derzeitigen Ansichten über das Inntalquartär. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien, Bd. 15, 1922.
35. — Die geologische und archäologische Stellung des Hochgebirgs-Paläolithikums der Schweiz. „Die Eiszeit“, Bd. I, 1924.

36. Blaas J. Erläuterungen zur geologischen Karte der diluvialen Ablagerungen in der Umgebung von Innsbruck. Jahrbuch 1890.
37. Brückner E. Die Vergletscherung des Salzachgebietes usw. Geographische Abhandlungen, Bd. I, Heft 1, 1886.
38. — Albert Penck's neue Untersuchungen über die Eiszeit in den nördlichen Alpen. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. XIII, 1924.
39. Fels E. Gebängebreccien im Karwendelgebirge. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde. Berlin 1920.
40. Fugger E. Erläuterungen zur geologischen Karte der Österreichisch-ungarischen Monarchie: Hallein und Berchtesgaden. Wien 1907.
41. Gillitzer G. Geologischer Aufbau des Reiteralpgebirges im Berchtesgadener Land. Geognostisches Jahreshft XXV, München 1913.
42. Hahn F. F. Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. Jahrbuch 1910.
43. — Geologie des oberen Salzachgebietes zwischen Lofer und Diesbachtal. Jahrbuch 1913.
44. Hammer W. Glazialgeologische Mitteilungen aus dem Oberinntal. Verhandlungen 1912.
45. — Erläuterungen zur geologischen Karte der Republik Österreich: Blatt Nauders (5245). Wien 1923.
46. Hilber V. Bildungszeiten der Flußbanstufen. Geographischer Anzeiger, 9. Jahrgang 1908.
47. — Baustufen, Paläolithikum der Lösstellung. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien XI, 1918.
48. Kautzky F. Die jüngeren Verbiegungen in den Ostalpen und ihr Ausdruck im Schwebefeld. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien CXXXIII, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abb. 1, 1924.
49. Klehelsberg, von R. Probleme der alpinen Quartärgeologie. Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft LXXXVI, 1924.
50. Krauß H. Geologische Aufnahmen des Gebietes zwischen Reichenhall und Mellek. Geognostisches Jahreshft, München 1914.
51. Lebling C. Geologische Beschreibung des Lattengebirges im Berchtesgadener Land. Geognostisches Jahreshft, München 1912.
52. Levy F. Diluviale Talgeschichte des Werdenfeller Landes und ihre Nachbargebiete. Ostalpine Formenstudien I/1. Berlin 1920.
53. — Quartäre Formenentwicklung der Schlierseer Berge und ihre Nachbarschaft. Ebenda I/2, 1922.
54. — Quartärstudien in den Chiemgauer Bergen. Ebenda I/3, 1922.
55. Leyden F. Grundfragen der alpinen Formenkunde. Geologische Rundschau, XV., 1924.
56. — Gliederung des alpbayrischen Spätglazials. Geologische Rundschau, XVI., 1925.
57. Lichtenecker N. Das Bewegungsbild der Ostalpen. Die Naturwissenschaft Heft 35, 13. Jahrgang 1925.
58. Meesmann P. Geologische Untersuchungen der Kreideketten des Alpenrandes im Gebiet des Bodenseerheintales. Dissertation, Basel 1925.
59. Müller J. Die diluviale Vergletscherung und Übertiefnung im Lech- und Illergebiet. Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt, XXXVIII., 1918.
60. Nowack F. Die Entstehung der Inntalerrasse. Geologische Rundschau, IX., 1919.
61. Penck Alb. Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882.
62. — Die Höttinger Breccie und die Inntalerrasse nördlich von Innsbruck. Abhandlungen der Preußischen Akademie der Wissenschaften, Jahrgang 1920, Physikalisch-naturwissenschaftliche Klasse, Nr. 2, Berlin 1921.
63. — Die Terrassen des Isartales in den Alpen. Sitzungsberichte der Preußischen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-physikalische Klasse, XIX., 1922.
64. — Ablagerungen und Schichtenstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. Ebenda, XX., 1922.
65. — Glaziale Krustenbewegung. Ebenda, XXIV., 1922.
66. — Die letzten Krustenbewegungen in den Alpen. Geol. Fören, Förhandl. XLIV., Stockholm 1922.
67. — Das Antlitz der Alpen. Die Naturwissenschaft, Heft 47, 12. Jahrgang, 1924.

68. — Glazialgeologische Beobachtungen in den bayrischen Alpen. Alte Breccien und junge Krustenbewegungen in den bayrischen Alpen. Die Eiszeit in den bayrischen Alpen. Sitzungsberichte der Preussischen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-physikalischen Klasse, XVII., 1925.

69. — und Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1902—1909.

70. Philipp H. Die geologische Tätigkeit des Eises. Salomon: Grundzüge der Geologie, Stuttgart 1924.

71. Pia J. Geologische Skizze der Südwestecke des Steinernen Meeres bei Saalfelden usw. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung I, 132. Bd., 1923.

72. Reis O. M. Erläuterungen zur geologischen Karte des Wettersteingebirges. Geognostisches Jahreshft, München 1911.

73. Rinaldini v. B. Die Kitzbüheler Alpen. Ostalpine Formenstudien, II 3, Berlin 1923.

74. Schaad H. W. Geologische Untersuchungen zwischen Feldkirch und Hochfreschen. Dissertation Zürich 1925.

75. Schlosser M. Zur Geologie des Unterinntales. Jahrbuch 1909.

76. Singer M. Über Talverlegung und Tunnelbau. Österreichische Wochenschrift für den öffentlichen Baudienst, Heft 35, Jahrgang 1915.

77. Spitz und Dyhrenfurth. Monographie der Engadiner Dolomiten usw. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. Neue Folge, XLIV. Lieferung, Bern 1915.

78. Sölch J. Grundfragen der Landformen in den nordöstlichen Alpen, Geogr. Annaler., Heft 2, Stockholm 1922.

79. — Neue Ausblicke und Arbeiten der Glazialforschung in den deutschen Alpen. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, Berlin 1923.

80. — Geographischer Führer durch Nordtirol. Sammlung geographischer Führer, I, Berlin 1924.

81. Stiny J. Die ostalpinen Eiszeitschotterfluren. Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 1923.

82. Wehrli H. Glazialgeologische Beobachtungen im Salzachtal zwischen Bruckfusch und Paß Lueg. „Die Eiszeit“ 1927, Heft 1/2.

83. Wiukler A. Über die Beziehung zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse, Abteilung 1, der Akademie der Wissenschaften in Wien, 132. Bd., 1923.

84. — Zur Eiszeitgeschichte des Isonzotales. Zeitschrift für Gletscherkunde, XV., 1926—1927.

Inhaltsverzeichnis.

Vorwort	357
I. Einleitung	358
II. Die interglazialen Ablagerungen	363
1. Die Gehängebreccien	363
Zusammenfassung	383
2. Die fluviatilen und lakustrin Sedimente des Diluviums	384
A. Die „alten Innkonglomerate (Nagelfluh)“	384
Zusammenfassung	387
B. Die Terrassensedimente	387
a) Die Verbreitung und Lagerung der Terrassensedimente in den einzelnen Talgebieten	389
a) Inntal	389
Oberinntal	389
Das Längstal des Inns von Landeck bis zum Alpenrand	392
Landeck bis unterhalb Riegel vnn Karres, Terrasse von Innst-Tarrenz	392
Mieninger Hochfläche	399
Nördliches Inntalgehänge zwischen Telfs und Jenbach	400
Das Vomperloch	404
Der Achenseedamm	408
Südliches Inntalgehänge zwischen Ötz- und Zillertal	409
Zillertal	412
Das Unterinntal und seine Nebentäler	413
Die Sohle des Inntales	424
Zusammenfassung und Schlußfolgerungen	426
Verbreitung, Höhenlage und Mächtigkeit der Terrassen- sedimente	426
Aufbau und Bildungsweise der Terrassensedimente	428
Gliederung der Terrassensedimente	432
Alter der Terrassensedimente	434
Ursachen der Untertiefung	437
b) Das Gebiet westlich des Inns. Das Illertal	438
Zusammenfassung und Schlußfolgerungen	444
c) Die Täler nördlich des Inns	445
Das Illertal	445
Das Lechtal	445
Das Loisachtal	447
Das Isartal	447
Zusammenfassung und Schlußfolgerungen	450
d) Die Täler östlich des Inns	450
Das Große-Achetal	450
Das Saalachtal	457
Das Salzachtal	459
Zusammenfassung und Schlußfolgerungen	465
3. Beziehungen zwischen den Gehängebreccien und den Terrassensedimenten	471
4. Gliederung des Diluviums (Die Frage der Sockelmoräne)	472
III. Verlauf der Interglazialperiode	474
a) Die Zeit der Breccienbildung	474
b) Ältere Phase der Talzuschotterung	475
c) Jüngere Talzuschotterungsphase. Bildung der Terrassenschotter	476
d) Die Zerschneidung der Terrassenschotter	486
IV. Die Diluvialtektonik und ihre Ursachen	486
Gesamtzusammenfassung	491
Literatur	492

Tafel VIII a) Lagerung der Gehängebreccien. Die Nummern geben die Lage der Breccien an (siehe Tabelle I)

Tafel VIII b) Lage der Ablagerungen der älteren Zuschotterungsphase, der Wechsel-lagerungen von Schottern mit Moräne und der Interglazialprofile.

Tafel VIII c) Die Höhenlage der Oberkante der Terrassenschotter.

Tafel IX d) Längsschnitte durch die Haupttäler.

Tafel IX e) Die Schottermächtigkeiten der Haupttäler.

Zusammenstellung der Breccienvorkommnisse zwischen Rhein und Salzach.

+ = vorhanden, - = fehlt, ohne Zeichen = Untersuchungen fehlen.

1)	Name	Lage	Höhe	Beziehung zu Moränen 2)	Mit Erratum	Zerschnitten	Anderer Untergrund bzw. Bildung	Art 3)	Zusammensetzung 4)
1	Grafenspitze	S	1000—1500	HE	—	+	—	Kt	td
2	Batzig	S	—	L HE	—	—	—	Kt	td
3	Steinjoch	S	2080—2150	—	—	+	—	H	tw
4	Duftalpe	S	1440—1450	H	—	+	+	H	tk, tr
5	Tschirgant	S	1000—1600	L H	—	+	—	H und B	tw
6	Marienbergalpe	S	1750—1900	Schliff	—	+	—	H	tm, lw
7	Judenköpfe	S	1927—2194	—	+	+	+	H	tw
8	Karkopf	S	1300—1900	—	+	+	—	H	tw
9	Südabhang des Wettersteingebirges	S	1100—1916	—	—	+	schwach	H und K	tw + tm
10	Klammbach	S	1280—1340	H	+	+	—	M	—
11	Törl	S	2270—2376	präglazial	—	+	+	M + (Konglomerate)	tw, tl
12	Schachen	N	1866—1942	HL	—	+	schwach	H	tw, tl
13	Längenfeld	N	1500—1850	L HL	+	+	+	M (Wildbach)	vorherrschend tw
14	Armspitze	N	1140—1500	L H	—	+	—	H	tw
15	Sulzeleklamm	W	1140	—	—	+	—	H	—
16a	Viererspitze	N	1020—1450	L H	—	+	—	H	vorherrschend tw
16b	Hochland	N	1380—1990	L HL	—	+	+	H + M	vorherrschend tw
17	Hochalpenpaß	S	1400—1570	L H	—	+	—	H + M	tw + tm
18	Teufelskopf	S	1300—1800	H	—	+	—	H	tm
19	Kienleitengraben	S	1100	L HE	—	+	—	Kn	—
20	Sonnenspitze	S	1500—1800	H	—	+	schwach	H	tw
21	Moserkar Spitze	S	2520	präglazial (?)	—	+	+	H	tw
22	Hohe Warte	S	700—1800	—	—	+	—	H	tw

23	Höttinger	S	635—2000	L	H	+	+	schwach	H + M	t, hauptsächlich tw
24	Tauerer Alpe	S	1500	—	—	—	+	—	H	tw + tm
25	Törl (Haller)	S	1774	—	—	—	+	+	H	
26	Halltal	S, O	1200—2000	—	—	—	+	—	H	tw
27	Vompertal	S	1008—2000	L	H	—	+	schwach	H	tw
28	Buchauer Alpe	W	1200—1300	—	—	—	+	—	—	tw + tm
29	Brandenbergertal	O	700—800	—	H	+	+	—	B	l
30	Pölvén	S	1100—1300	—	—	—	+	—	H	tw + tm
31	Südgräben des Kaisers	S	750—900	—	H	—	+	—	M (Wildbäche)	t, tw, tl, td
32	Baumgartenalpe	S	1080—1100	—	—	—	+	—	H	
33	Auhäusl		740	Int. Schotter	—	—	+	—	—	
34	Pyramidenspitze	S	1400—1600	—	—	—	+	+	H	tw
35	Pyramidenspitze	N	850—1200	—	—	—	+	schwach	H	tw
36	Itzelgruben	N	900—1000	—	—	—	+	—	—	
37	Loferer Steinberge	W, N								
38	Weißbachalm	W	1300—1900	—	HL	—	+	—	H + M	trk
39	Steinernes Meer	S	1300—1400	—	—	—	+	—	—	
40	Schinking	S	700—1000	—	—	—	+	—	—	nur t.
41	Wimmbach	N	700—800	L	H	—	+	—	Kn	
42	Larsobach	N	700—800	L	H	—	+	—	Kn	
43	Mühlbach	S	940—1450	—	H	—	+	schwach	H	
44	Bischofshofen	O	740	—	—	—	+	—	H	
45	Tänneck									nur durch Breccienblöcke auf der Terrasse festgestellt

1) Die Zahlen stimmen mit denen auf Tafel VIIIa überein.

2) L = Liegendmoräne, H = Hangendmoräne von Großgletschern, HE = Erratische Blöcke, HL = Lokalmoränen vom Rückzugsstadium.

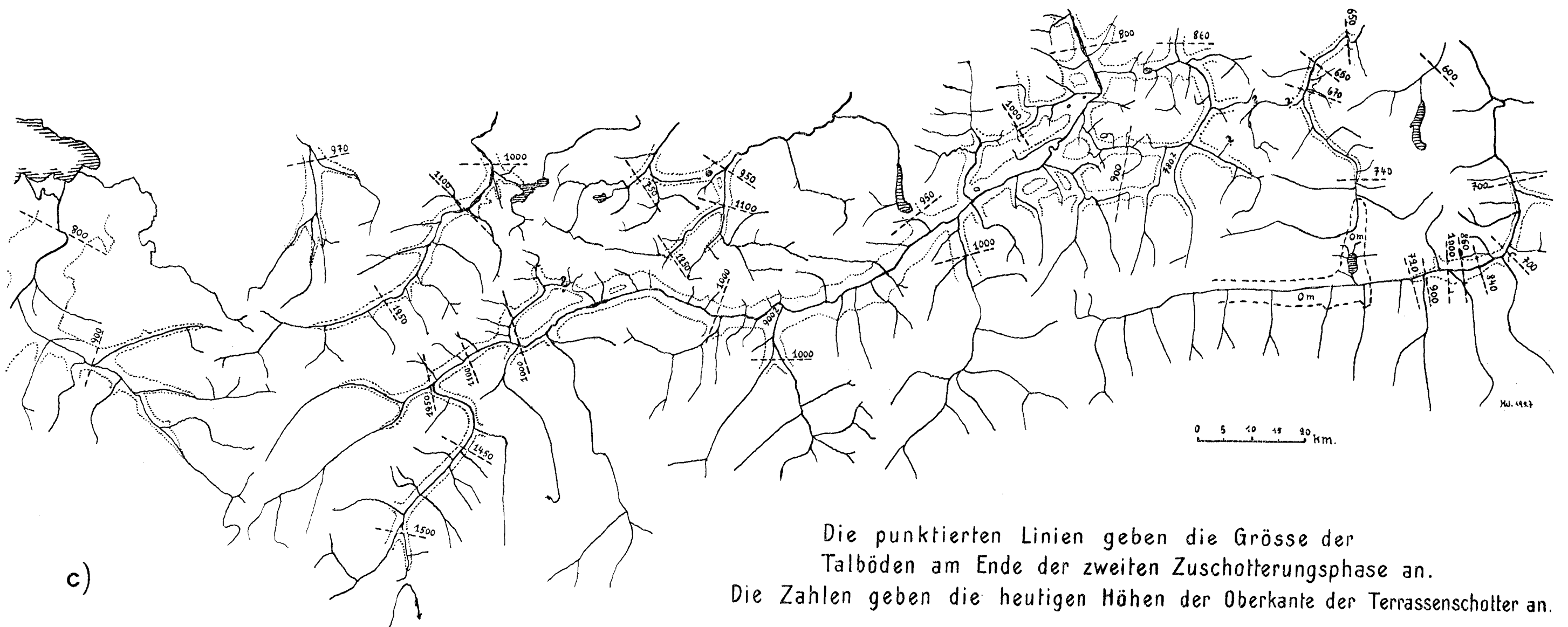
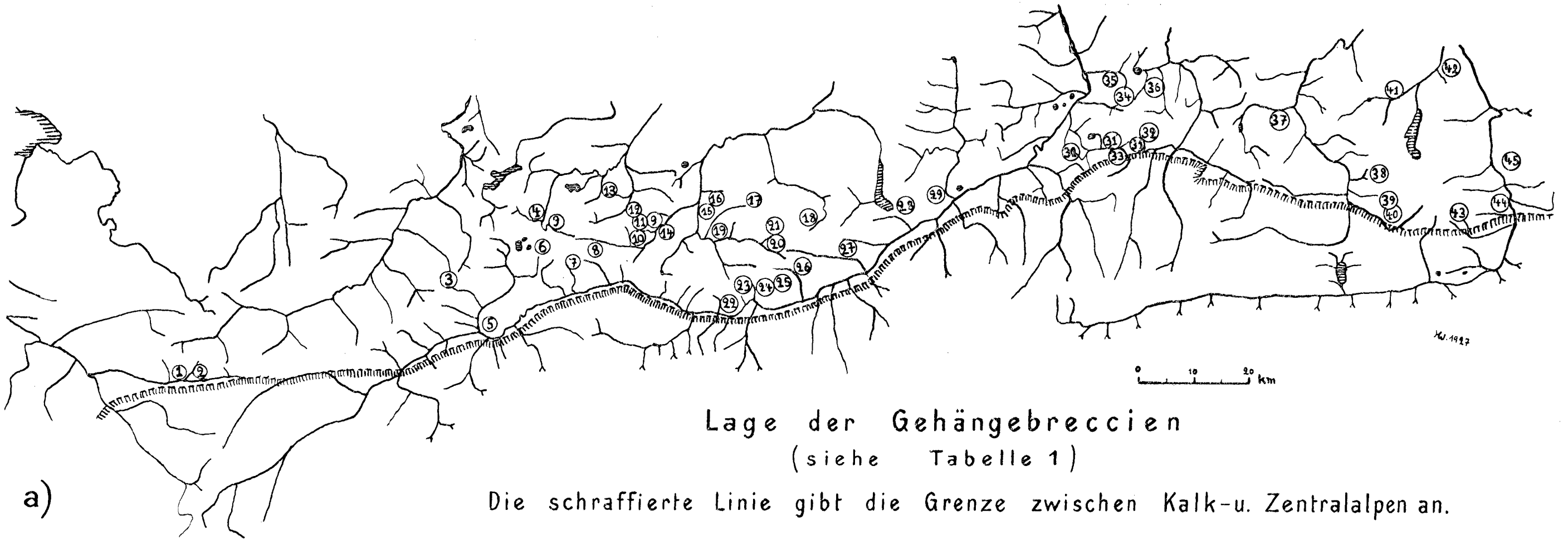
3) Kt = Schuttkegel trocken, Kn = desgleichen naß, H = Schutthalde, M = Murgänge, B = Bergsturz.

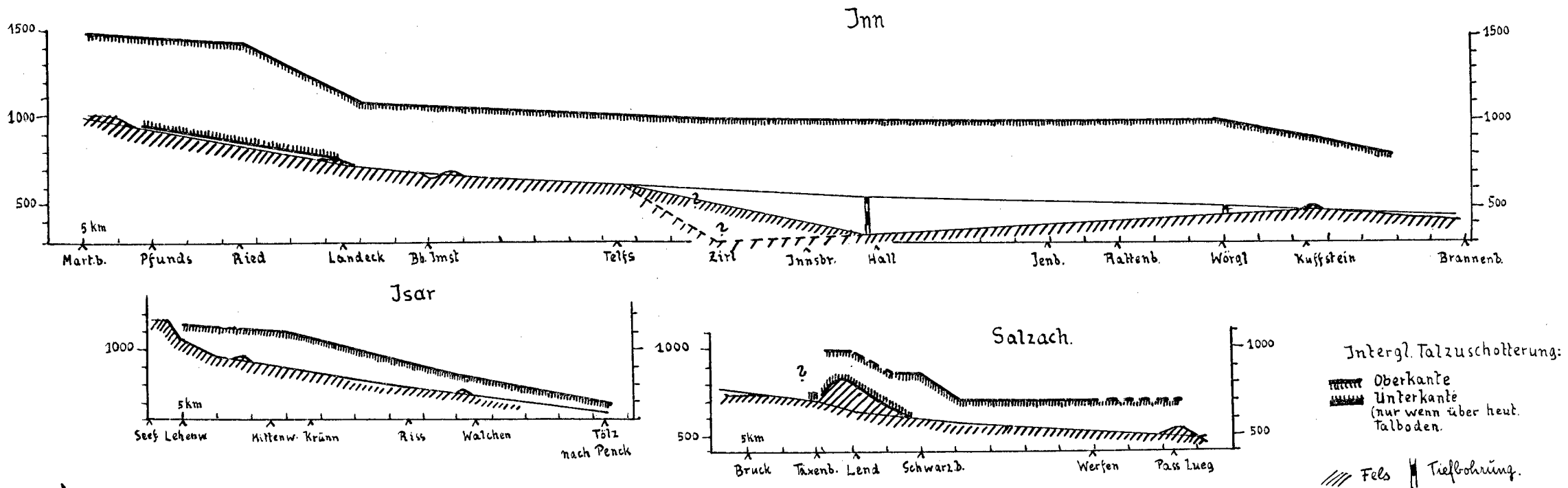
4) t = Buntsandstein, tm = Muschelkalk, tw = Wettersteinkalk, tl = Raibler Schichten, td = Hauptdolomit, tk = Plattenkalk, tr = Kössener Schichten, trk = Dachsteinkalk, l = Lias.

5) Diese beiden Schuttreste sind möglicherweise von den Breccien zu trennen und den Ablagerungen der älteren Zusehottterungsphase zuzuteilen.

Übersicht des Interglazials (mit Präglazial).

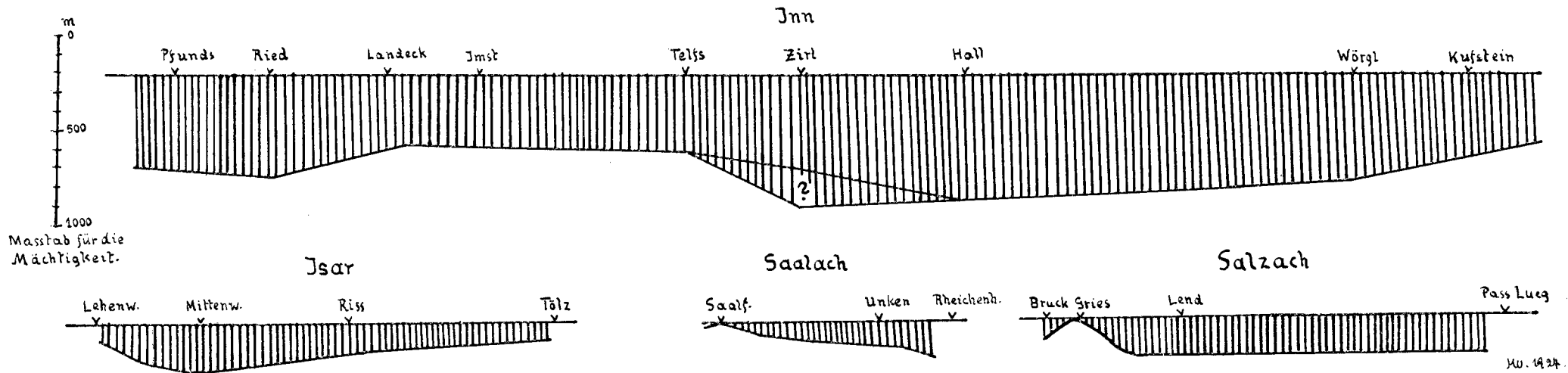
		Ablagerungen	Morphologisches Geschehen	Großtektonik	Kleintektonik
Interglazial	2. Großvergletscherung	Hangendmoräne			
	Zerschneidung der Terrassenschotter	~~~~~ Erosion ~~~~~	Einschneiden der Täler bis nahe zur heutigen Tiefe. Terrassenbildung (Inn, Groß-Ache)	Allgemeine Hebung der Alpen	
	Jüngere Zuschotterungsphase	Ablagerung der Terrassenschotter. Lokale Seebildung in toten Winkeln der Aufschüttung ~~~~~ Erosion ~~~~~	Zuschotterung der Täler mit 100—700 m mächtigen Schotternassen Zerschneidung der Schuttkegel	Verschiedene Bewegungen der einzelnen Hauptgebirgszonen (Kalkalpen-, Grauwacken- und Zentralgebirge)	? — Heraushebung des Wettersteingebirges — ?
	Ältere Zuschotterungsphase	Bildung der Schuttkegel am Ausgang von Seitentälern (Vomperloch, Reissenden-Ranggen, Telfs, St. Johann i. P.) usw. ~~~~~ Erosion ~~~~~	Zerschneidung der Breccie Die Stufenmündungen der Seitentäler waren höher als heute	Emporhebung einzelner Gehirgsstöcke?	
Breccienbildung	Ablagerung der Breccien	Umhüllung der Gebirgsketten mit mächtigen und hochaufragenden Schutthalden			
1. Großvergletscherung	Bildung einer Vegetationsdecke Liegendmoräne				
Präglazial		Ablagerung der jüngeren Nagelfluh (Angath, Brannenburg) ~~~~~ Erosion ~~~~~	Täler tiefer eingeschnitten als heute	Hebung der Alpen	
		Ablagerung der älteren Nagelfluh (Nassereith, Pendling, Durchholzen) Breccienbildung am Törl und Sonnenspitze	Täler noch nicht bis zur heutigen Tiefe eingeschnitten		





Ku. 1927.

d) Längsschnitte durch einige Haupttäler (in einer Ebene aufgerollt.)



e) Schottermächtigkeit in den Hauptälern.

Die Lavanttaler Störungszone.

Von Alois Kieslinger.

(Mit einer Tafel und 5 Textabbildungen.)

Verschiedene Gründe lassen es zweckmäßig erscheinen, diese Arbeit nicht meinen Korallenstudien¹⁾ anzugliedern, sondern getrennt zu behandeln. Sie ist jedoch als ein Teil der Korallenpentektonik (Koralpe IX) aufzufassen, wenn sie auch regional viel weiter ausgreift.

Die Lavanttaler Störung ist die größte Querstörung der Ostalpen. Mißt sie doch allein in ihrem annähernd geradlinigen Verlauf rund 150 km (von Möderbrugg im Pölstal bis an den Südrand des Wotschzuges), umfaßt 1¼ Breitengrade. Wenn man noch das bogenförmige Stück (Donatiline) dazurechnet, ergeben sich weit höhere Beträge.

Sie ist morphologisch ungemein auffallend, besonders in dem Stücke, das auf Kartenblatt Unterdrauburg liegt (vgl. Fig. 1). Der Steilhang der Koralpe gegen das Lavanttal, die geraden Talstücke des Drautaales (zwischen Lavamünd und Unterdrauburg) und des Mißlingtales (zwischen Unterdrauburg und Windischgraz) sind selbst auf Karten kleinsten Maßstabes auf den ersten Blick zu erkennen. Noch schärfer zeigt sich ihre Bedeutung natürlich auf geologischen Karten, vor allem im unvermittelten Abstoßen der östlichen Karawanken am Bachergebirge.

Ältere Arbeiten.

Es kann nicht wundernehmen, daß diese eindrucksvolle Störungslinie schon den ältesten Beobachtern (Rolle) aufgefallen ist und daß seither in zahlreichen Arbeiten darauf Bezug genommen wurde. Die grundlegende Arbeit mit der Aufstellung des „Lavanttaler Verwurfes“ stammt von H. Höfer.²⁾ Er behandelt ausführlich die Lagerungsverhältnisse der St. Pauler Berge und deutet die kleineren mesozoischen Inseln im SO derselben (Burgstallkogel, Rabenstein) als Verschleppungen längs

¹⁾ A. Kieslinger, Geologie und Petrographie der Koralpe. Sitzungsberichte der Wiener Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 135. Bd., und folgende. Bisher erschienen Lieferung I--VI, im Druck VII bis IX.

Zum genaueren Studium des folgenden ist die gleichzeitige Benützung der Spezialkartenblätter 5153 Judenburg, 5253 Hüttenberg-Eberstein, 5254 Deutschlandsberg-Wolfsberg, 5353 Völkermarkt, 5354 Unterdrauburg, 5454 Praßberg a. S. und (ohne Nummer) Pragerhof-Windschfeistritz erforderlich.

²⁾ H. Höfer, Die geologischen Verhältnisse der St. Pauler Berge in Kärnten. Sitzungsberichte der Wiener Akademie der Wissenschaften 103 Bd., 1894, S. 467—487.

der großen Bruchlinie Lavanttal-Mißlingtal. Er kommt also zu dem Ergebnis, daß eine Nordverfrachtung der St. Pauler Berge um mindestens 11 km stattgefunden habe, im O begrenzt vom „Lavanttaler Verwurf“, im W von seinem Gegenstück, dem „Griffener Verwurf“; aus der ganzen Darstellung geht eindeutig hervor, daß sich Höfer diese Bewegung als Vorschub eines keilförmigen Stückes Grundgebirges dachte. Auch für die benachbarte Trias von Eberstein (westlich der Saualpe) wird ein ähnlicher Nordschub angenommen.¹⁾

Höfer erörtert dann die Fortsetzung dieses „Lavanttaler Verwurfes“ nach beiden Seiten. Gegen N sind die Störungen im Tertiär südlich von Wolfsberg und bei Wiesenau bemerkenswert, ferner der Sauerling von Preblau und die Schwefelquelle von St. Leonhard. Endlich der Sauerling „von St. Lorenzen im Murtale“. Dieser liegt aber viel zu weit im O, im Raume von Knittelfeld; es liegt also wahrscheinlich eine Verwechslung mit dem Sauerling Pölshals vor. Endlich noch Störungen im Miozän von Zeyring. Gegen S ist das Abschneiden der Karawanken gegen den Bachern die deutliche Fortsetzung dieser Störung. Höfer nimmt aber hier nicht die Mißlinglinie, sondern den Karawankenrand St. Rochus-Naßwald als Fortsetzung der Lavanttaler Linie an.

Höfer kommt (l. c. S. 484) zu dem Schluß, daß der „Verwurf“ nachmiozänen Alters sei, läßt aber die Möglichkeit offen, „daß dieses Spaltensystem schon vor dem Miozän vorhanden gewesen sei“.

In die folgende Zeit fallen die Aufnahmsarbeiten Teller's, die auf den südlichen Teil unserer Störung vielfach Bezug nehmen.²⁾ Durch diese genaue Kartierung wurde das Abstoßen der einzelnen tektonischen Elemente an der Störung deutlich herausgearbeitet.

1903 betont Seeland³⁾, daß sich die Sauerlinge des mittleren und oberen Lavanttales auf (mindestens) zwei tektonische Linien verteilen.

Später kommt Dreger auf die Störung zurück.⁴⁾ Er wiederholt Rolle's Erörterung über die so stark verschiedene Höhenlage der Kreide auf dem Bachern und bei Windischgraz (Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt 1857, S. 281) und kommt zu dem Ergebnis: „Zur Zeit der Ablagerung der miozänen Bildungen im Lavanttal und im SO von Windischgraz muß der Graben schon bestanden haben; die gefalteten und verworfenen Schichten zeigen aber, daß auch nach erfolgter Einsenkung noch spätere Dislokationen vorgekommen sind.“

1) Obwohl dort nach den Aufnahmen von Redlich zweifellos eine starke Bruchtektonik vorliegt und auch Beck gewisse Verfrachtungen annimmt, so kann doch nach der neuen Studie von Kahler (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1928) eine solche weitgehende Verfrachtung, wie sie bei den St. Pauler Bergen stattgefunden hat, nicht angenommen werden, weil die Gerölle der Gosauschichten des Krappfeldes eine deutliche Abhängigkeit von ihrer heutigen nächsten Umgebung aufweisen. Es könnte also höchstens ein vorgosauischer Nordschub vorliegen.

2) F. Teller, Geologische Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen. Aufgenommen 1884/91. Erläuterungen hiezu 1896.

3) F. Seeland, Geologie des Lavanttales. In F. C. Keller, Monographie des Lavanttales. Wolfsberg 1903.

4) J. Dreger, Geologische Aufnahmen im Blatt Uterdrauburg. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1906, S. 91 ff. Geologischer Ban der Umgebung von Griffen und St. Paul in Kärnten. Ibidem 1907, S. 87 ff.

1913 betont A. Winkler in seiner Arbeit über das mittelsteirische Tertiär und seine Nachbargebiete¹⁾ die wiederholte Hebung des Korallenblocks. Er unterscheidet in der Hauptsache im Anschluß an Dreger den Einbruch des Lavantales in der Zeit vor Ablagerung der Grunder Schichten, dann besonders die vormediterrane Hebung der Koralle, die bis in pontische Zeit andauert. Die „mittelsteirisch-zentralkärntnerische Scholle“ sei während des Miozäns südwärts bewegt worden (Südschub des Bachern).

1913 beschreibt Heritsch die Wotschgruppe.²⁾

Später hat sich besonders A. Spitz mit der Störung im Mißlingtal beschäftigt.³⁾ Er versucht an Hand der Karte von Teller eine andere Auflösung der Karawankentektonik, als sie Teller gebracht hatte, nämlich einen tertiären Deckenbau, wobei sich übereinander die Freibach-, die Petzen- und die Ursuladecke ergeben. Weitere tektonische Erwägungen (Miestalbogen) sind für unseren Zusammenhang zunächst belanglos. Die große Störung zwischen Bachern und Karawanken wird im Gegensatz zu Heritsch und Teller (Senkungsbruch) als Querverwurf, als „Blattverschiebung“ gedeutet. Die Gleichstellung der tektonischen Einzelelemente östlich und westlich der Störung ist, wie wir sehen werden, in der von Spitz gebrachten Form durchaus unbefriedigend. Gegen N verbindet Spitz diese Störung mit Höfer's Lavantaler Linie, gegen S mit der Donatlinie.⁴⁾ Spitz sieht in diesen und benachbarten Störungen bemerkenswerte Analogien zu den Weyrer Bögen. Abschließend gibt er mit Vorbehalt eine Phasenfolge, in der er u. a. die Lavantaler Querverschiebung in postmiozäne Zeit stellt.

Eine Fülle wichtiger Angaben über Schichtenfolge und Tektonik der hier für uns in Betracht kommenden steirisch-kärntnerischen Miozänbecken hat Petraschek's „Kohlengeologie“ gebracht. Ohne mich im einzelnen überall der Meinung Petraschek's anzuschließen (Tertiär am Nordrand der Karawanken!), soll die vielfache Benützung mit Dank festgestellt werden. In neuester Zeit hat H. Beck das obere und untere Lavanttal samt seiner krystallinen Umrandung neu aufgenommen. Bedauerlicherweise liegen über seine Ergebnisse außer kurzen Aufnahmsberichten⁵⁾ noch keine Veröffentlichungen vor, so daß in der folgenden Darstellung leider darauf verzichtet werden muß.

1) A. Winkler, Versuch einer tektonischen Analyse des mittelsteirischen Tertiärgebietes und dessen Beziehungen zu den benachbarten Neogenbecken. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1913, S. 311—354.

2) F. Heritsch, Tektonik der Wotschgruppe. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark 1913, S. 92.

3) A. Spitz, Nachgosaunische Störungen am Ostrand der Karawanken. Verhandlungen der Geologischen Staatsanstalt 1919, S. 280 ff.

4) Über den Donatbruch vgl. besonders:

R. Hoernes, Der Donatbruch. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1890, S. 67.

F. Teller, Erläuterungen zu Blatt Pragerhof-Windischfeistritz, S. 54—58, 96, 135, 142.

F. Heritsch, Wotschgruppe I. c.

5) Besonders der Bericht in den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1927, Nr. 1.

Daß der Nordschub der St. Pauler Berge einen flachen Deckenschub darstellt (und nicht, wie Höfer geglaubt hatte, eine Verschiebung samt der Unterlage, zwischen Lavantaler und Griffener Verwurf), habe ich in Koralpe I, S. 6 und anderwärts betont. Natürlich haben manche neuere Arbeiten auf die gewaltige Störung Bezug genommen. Es wäre zu weitläufig, alle diese Stellen anzuführen. Eine Kompilation aller bis dahin bekannten meridionalen Störungen im Jungtertiär hat Winkler 1914 gebracht.¹⁾

Die Erklärungsversuche von Höfer und Spitz führen, konsequent weitergedacht, in ein Gewirr von Widersprüchen. Den zweifellosen Nordverstellungen in den Karawanken stehen im Krystallin der Kor- und Saualpe, wo sich beide berühren, keine entsprechenden Störungen zur Seite. Der angeblich nachmiozäne Nordschub der St. Pauler Berge hat kein merkliches Korrelat in der Tektonik des Tertiärs. Die von Spitz angegebenen Verschiebungsbeträge der einzelnen tektonischen Elemente in Südtail der Störung, die angeblich rechts und links der Störung übereinstimmen, sind in Wirklichkeit ganz anders. Der Vergleich der Höhenlagen der Kreidevorkommen in Bacher und Karawanken ist, wie ich ausführlich begründen werde, falsch angesetzt. Die Karawanken sind, wie erst durch die neuesten Arbeiten von mir festgestellt wurde, auf ihr tertiäres Vorland aufgeschoben. Das Gutensteiner Krystallin ist keineswegs dem Bacher gegenüber gesenkt, sondern gerade das Umgekehrte ist der Fall. Ein Teil der Bruchstörungen kann nur vormiozän sein, ein anderer ist ebenso zweifellos nachmiozän. Die einzelnen Teile der Störungszone erschöpfen so ziemlich alle Möglichkeiten, die für Störungen überhaupt bestehen, als Senkungsbrüche, Blattverschiebungen, Überschiebungen usw.

Meine Aufnahmen der letzten Jahre, insbesondere die Fertigstellung des Kartenblattes Unterdrauburg, haben eine Reihe von Ergebnissen gebracht, die dazu ermutigen, die Lösung und richtige Verkettung dieser anscheinend so unvereinbaren Einzelbefunde zu versuchen.

Geologische Einzelbeschreibung.

Ich versuche hier die wichtigsten Angaben über die große Störungszone zusammenzufassen. Nachdem ich den nördlichen Teil (nördlich St. Leonhard i. L.) nicht aus eigener Anschauung kenne, folge ich hier der älteren Literatur und vor allem den Angaben bei Petraschek, Koblengologie. Es sei ausdrücklich hervorgehoben, daß der nördliche Teil der Übersichtskarte Tafel X einen schematisch-skizzenhaften Charakter trägt, daß für den Teil, der durch Blatt Hüttenberg-Eberstein geht, eine Vermehrung, z. T. wohl auch Berichtigung durch die unveröffentlichten Aufnahmen H. Beck's zu erhoffen ist. Immerhin sind im wesentlichen Gesamtbild, in den tektonischen Grundzügen, keine Änderungen zu erwarten.

Das wesentliche im nördlichen Teil unserer Störungszone ist die Zersplitterung in mehrere, annähernd gleichlaufende Bruchlinien, die sich anscheinend wenig von der lotrechten Lage entfernen. An ihnen haben

¹⁾ Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien, 7. Bd., 1914, S. 303.

nur lotrechte, aber keine wagrechten Verstellungen stattgefunden. (Eine Zergliederung durch ungefähr ost-westliche bis nordöstliche Querstörungen spielt in örtlichen Einzelheiten eine große Rolle, verschwindet aber im großen Gesamtbild.) Parallel zu diesen Brüchen verlaufen nun aber Überschiebungen im Grundgebirge, die bei gleichem Streichen gegen O einfallen. Sie sind offenbar wesentlich älter, doch zeigt sich eben in den Brüchen das Anhalten alter tektonischer Richtungen, beide haben eine Dimension gemeinsam, bzw. beide Arten von Störungen folgen möglichst der alten Streichrichtung des voralpinen Grundgebirges (natürlich nicht umgekehrt, z. B. wie Höfer gemeint hatte, daß die Brüche das Streichen beeinflussen).

1. Raum von Judenburg.

Eine sehr auffallende Linie durchzieht das Pölstal etwa von Sankt Johann a. T. über St. Oswald, Unter-Zeiring, Pölsbals. An ihr wird das Zeiringer Miozän gegen O abgeschnitten. Im Pölsbals ist die Störung durch den auffallenden Sattel und den Säuerling (Nr. 1 auf der Karte) hinreichend belegt. Petraschek verlängert sie in seinem Übersichtskärtchen (l. c. S. 146, Fig. 62) über Judenburg, Westrand der Feeberger Kohlenmulde bis an den Fuß des Ammeringkogels (Stubalpe).

Zirka $1\frac{1}{2}$ km östlich, parallel dem vorigen, verläuft der gewaltige Bruch, welcher das Fohnsdorfer Tertiärbecken gegen W scharf abschneidet. An diesem Bruch ist das Flöz um annähernd 1000 m versenkt, überdies an der Störung zu einer Antiklinale aufgestaucht und geschleppt. Im Bergbau (Karl August-Schacht) wurde auch in der Nähe der Störung ein Säuerling (Nr. 1a der Karte) angefahren. Außerdem liegen weiter gegen Südost noch mehrere gleichsinnig verlaufende Störungen (siehe Petraschek, S. 147, Fig. 63). Gemeinsam ist allen diesen die nur lotrechte Verstellung.

Im gleichen Raume zeigt sich nun auch ein älterer Überschiebungsbau im krystallinen Grundgebirge, mit gleichem Streichen. Es handelt sich hier um den Teil der Brettsteinzüge zwischen Pöls und Ingeringbach (topographisch zwischen Fohnsdorf und Gaal). Nach Heritsch-Schwinner¹⁾ liegt hier ein junger Schuppenbau mit mindestens zwei großen Bewegungsflächen vor (Seckauer Gneise, darunter Amphibolitgruppe, darunter Mamorgruppe). Diese Überschiebung der Seckauer (Orthogneis-) Masse über die Brettsteinzüge ist die „Pölslinie“ im engeren Sinne.

2. Raum von Obdach.

Zwischen den krystallinen Massen des Zirbitzkogels und der Gleinalpe eingeklemmt liegt das Tertiär von Obdach, das paradoxerweise die Wasserscheide zwischen den Zuflüssen der Mur und der Drau (Lavant) bildet (diese Wasserscheide hat wiederholte Verschiebungen erlitten, worüber an anderer Stelle berichtet werden wird). Dieses Tertiärvorkommen ist nach der Darstellung von Petraschek allseitig von

¹⁾ Heritsch, Geologie der Steiermark, S. 140 und Profil Fig. 23 auf S. 138. Schwinner, Geologische Rundschau 24 S. 43.

Brüchen begrenzt. Besonders auffällig ist der westliche Randbruch, der sich über den Obdacher Sattel in das oberste Lavanttal verfolgen läßt und dort durch den Säuerling von St. Peter bei Reichenfels (Nr. 2) und die Schwefelquelle von St. Leonhard (Nr. 3) belegt ist. An dieser Störung ist das westliche Obdacher Randflöz steil aufgerichtet (in den oberen Teilen steht es saiger, in den tieferen fällt es mit 75° gegen O). Auch am Ostrande des Obdacher Tertiärs herrscht steile Aufrichtung, obwohl es sich hier teilweise um eine steilgestellte Auflagerung handeln kann. Jedenfalls läßt sich der nordöstliche Randbruch auch im Krystallin gegen Südost verfolgen, was ich in der Karte angedeutet habe.

Außerdem werden die Ränder des Tertiärs durch kleinere Querverschiebungen gegliedert, von denen wir für unsere späteren Ausführungen nur die Richtungen, nämlich einerseits O—W, andererseits NO—SW, festhalten wollen. Gerade die NO-Sprünge spielen eine sehr bedeutende Rolle im Kluffbild der behandelten Gegend.

Auch diesen jungen Sprüngen entspricht an ihrer Ostseite eine gleichlaufende ältere Überschiebung. Es ist dies die steile Schubfläche, an der die Orthomasse des Ammeringkogels (Stubalpe) auf die krystallinen Paragesteine der „Obdacher Serie“ (Brettsteinzüge) aufgeschoben ist. Die Erkenntnis dieser Störung haben wir Heritsch zu verdanken.¹⁾

3. Raum von St. Leonhard („Oberes Lavanttal“).

Nach einer kurzen Unterbrechung südlich des Obdacher Sattels (beim Taxwirt) stellt sich neuerdings ein schmaler Miozänstreifen ein, der bis südlich Wiesenau reicht. Seinen Ostrand bildet der schon vorhin besprochene Bruch St. Peter—St. Leonhard. Auch der Westrand scheint einer Bruchlinie zu entsprechen. Den besten Einblick gewähren die Bergbauanlagen von Wiesenau. Das Revier wird von zahlreichen Verwerfern zerstückelt, unter denen die NO—SW streichenden entschieden vorherrschen. Fig. 2 bringt ein Profil durch die sogenannte alte Anlage (unmittelbar westlich vom Bahnhof Wiesenau), u. zw. im Streichen (NW—SO), so daß die Querstörungen deutlich hervortreten. Die Störungen entsprechen keinen besonderen Gesamtänderungen, deuten aber jedenfalls eher auf Zerrung als auf Zusammenschub. Die eigentlichen Grenzen dieser Tertiärmulde sind noch nicht genau bekannt, weil im W der Schutzpfeiler für den Preblauer Säuerling, im O der Mangel an Kohlenausbissen den Bergbau verhindert haben.

Zirka $2\frac{1}{2}$ km weiter westlich verläuft eine weitere Störungslinie, die „Preblauer Linie“ (auf die Seeland hingewiesen hat), die durch die Säuerlinge von Kliening (Nr. 4), Preblau (Nr. 5), Linselmühle (Nr. 6) und den geraden Unterlauf des Auenbaches gekennzeichnet ist. Bei Wolfsberg kreuzt sie die Lavant und bildet von da ab gegen SSO den Randbruch der Koralpe. Noch weiter westlich liegt die „Preimslinie“ die durch den Säuerling von Weißenbach (Nr. 7) und den geraden Verlauf des Talstückes zwischen Preims und Wolfsberg sinnfällig in Erscheinung tritt.

¹⁾ Heritsch-Czermak, Geologie des Stubalpengebirges in Steiermark. Graz 1923. Auf der Profittafel vgl. besonders Nr. 43, 44, 45.

Gerade über diesen Raum, der auf dem Kartenblatt Hüttenberg-Eberstein liegt, hat Beck Untersuchungen angestellt, über die aber leider noch keine öffentliche Darstellung vorliegt. Aus einem Vortrage, an dessen Einzelheiten ich mich natürlich nicht mehr erinnere, ergab sich das Vorhandensein einer Menge kleinerer Störungen, deren Zusammenhang mit der Erzführung ich allerdings nicht in demselben Maße gelten lassen möchte wie Beck, wovon noch die Rede sein wird.



Fig. 1. Reliefkarte des steirisch-kärntnerischen Grenzgebietes. Die Topographie ergibt sich unschwer durch Vergleich mit der Karte Tafel X. Man sieht sehr deutlich den Steilrand der Koralpe gegen das Lavanttal, geknickt durch die Querstörung von Andersdorf.

Aus dem Aufnahmebericht Beck's in Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1927 ist zu entnehmen, daß besonders im Raum von St. Leonhard Querstörungen eine große Rolle spielten.

Zwischen Wiesenau und Wolfsberg sind die Tertiärschichten unterbrochen, d. h. die krystallinen Schiefer der Sau- und Koralpe stehen hier in unmittelbarer Verbindung, haben also keine meridionale Verschiebung erlitten, wie es die Auffassung von Höfer und Spitz erfordern würde. Vielmehr ist nur eine Zerrüttung an einzelnen Streifen

erfolgt, die im großen und ganzen auf einen Westschub der Koralpe zurückzuführen ist. Senkrechte Verstellungen fehlen in dieser Zone. Von den Zerrüttungstreifen wurden die beiden auffälligsten, die Preblauer und Preimser Linie, schon erwähnt. Die Lavant durchschneidet das krystalline Stück in einer vielfach gewundenen, engen Durchbruchschlucht, die nur in einzelnen kurzen Teilstücken Störungslinien folgt. Ein Zerrüttungstreifen, der der Preimser Linie entspricht, ist in der Vorderwölch nordöstlich von Wolfsberg, im sogenannten Schiftersteinbruch, im Marmor gut aufgeschlossen.¹⁾

Im räumlichen Zusammenhang mit den zweifellos „jungen“ Brüchen steht der Faltenbau der Brettsteinzüge, die aus der westlichen Koralpe in die östliche Saualpe hinüberstreichen. Diese (alte) Tektonik hat die gewöhnliche NNW-Richtung, die also mit der Richtung der jungen Störungen zusammenfällt. Diese Tektonik ist voralpin. Es läßt sich mehrfach beobachten, am deutlichsten in der sogenannten „Wolfsberger Zone“ und in der großen Diaphthoritzone am Südhang der Koralpe, daß das alpine Eingreifen eine Umstellung in O—W-Richtung erzeugt hat (Genaueres darüber in Koralpe I und IX, sowie meinen Aufnahmsberichten in Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt und vorläufigen Berichten im Akademischen Anzeiger). Gerade für die krystalline Brücke zwischen Kor- und Saualpe hat Beck (Aufnahmsbericht 1925) eine Reihe von Einzeldaten bekanntgegeben, die sich im gleichen Sinne interpretieren lassen, daß nämlich am Westhang des Lavanttales (Preimser Rücken, Wölch etc.) die alten, diagonal gerichteten Faltenzüge in ihren oberen Teilen, wenigstens teilweise, in die alpine W—O-Richtung umgestellt worden sind.

„Man hat es hier offenbar mit einer nach normaler SO-streichenden Einfaltung quer zusammengestauchten Syncline zu tun, wobei die Stauchung hauptsächlich die höheren Teile des Schichtenpakets betroffen hat, denn die beiderseitigen Sockel des Rückens zeigen größtenteils normalen Schichtenverlauf und ebenso einzelne in die Liegendstiefen eingefaltete, noch mit dem Marmor des Kammes zusammenhängende Schuppen.“ (Beck, l. c.)

Es wäre sehr wichtig, zu wissen, wie sich diese W—O-Streifen zu den jungen Brüchen des Lavanttales verhalten. Ich vermute, daß letztere jünger sind.

4. Das untere Lavanttal.

Dieses ist durch die Arbeiten von Rolle, Lipold, Höfer, Seeland, Petraschek usw. gut bekannt. Weitere Ergebnisse sind von Beck zu erhoffen. Den größten Teil kenne ich aus eigener Anschauung. Sehr wertvolle Angaben erhielt ich auch vom Bergbau St. Stefan, dessen Betriebsleiter Herr Ing. V. Soldan auch an dieser Stelle gedankt sei.

Auf die Schichtenfolge und Altersstellung der Tertiärschichten einzugehen, besteht hier kein Anlaß, um so weniger, als diese Untersuchung ja Aufgabe von Herrn Bergrat Beck ist, dessen Studien ich nicht vorgreifen

¹⁾ Vgl. Beck, Aufnahmsbericht, Verhandlungen 1925, und Kieslinger, Koralpe V, S. 2.

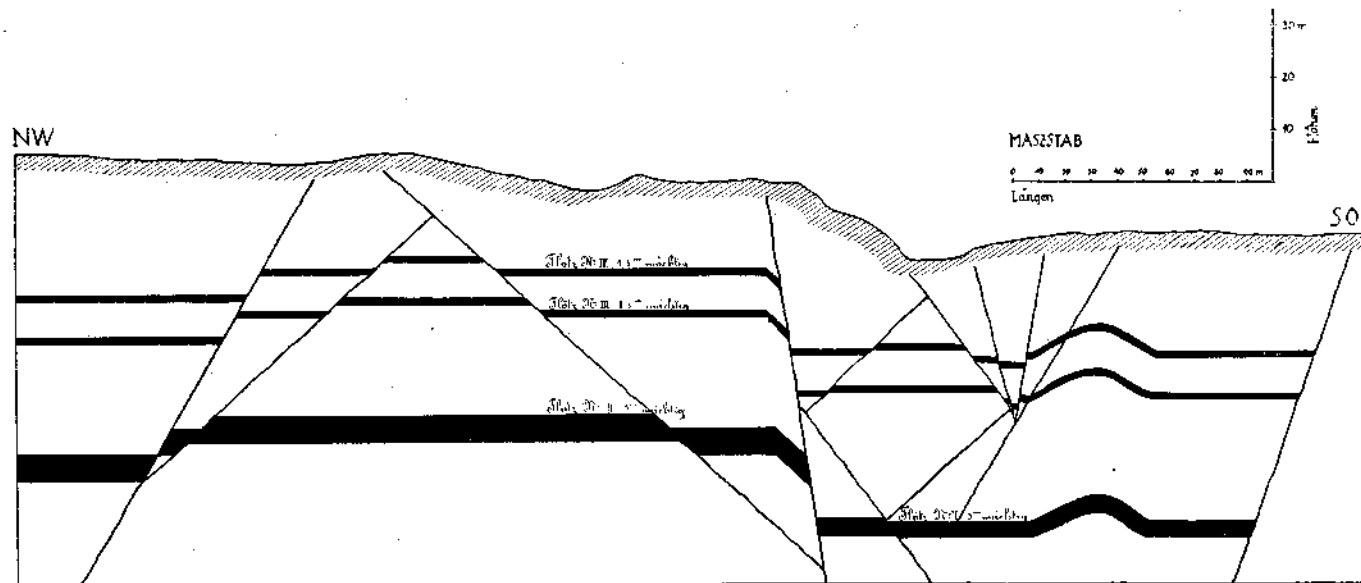


Fig. 2. Profil durch die alte Anlage von Wiesenau, NW—SO, zweifach überhöht. Die Querstörungen entsprechen in ihrer Gesamtwirkung einer leichten Zerrung.

will. Jedenfalls wird das Alter von Mittelmiozän nicht sehr verschieden sein. Als empfindlicher Indikator für die Tektonik der benachbarten Krystallinblöcke ist dieses Tertiär für unseren Zusammenhang unentbehrlich.

Fig. 1 zeigt die Morphologie der westlichen Koralpe mit aller wünschenswerten Deutlichkeit.¹⁾ Wohl wenige tektonische Linien in den Ostalpen lassen sich im Kartenbilde wie in der Natur mit solcher Deutlichkeit erkennen wie dieser Randbruch der Koralpe. Schnurgerade zieht er von Wolfsberg gegen SSO und trennt das steile Bergland des Krystallins von den flachen Hügeln des westlichen Tertiärs. Sehr deutlich ist auch die kleine Querverschiebung von Andersdorf zu erkennen (auf die meines Wissens zuerst Beck hingewiesen hat). Sie erzeugt eine Parallelverschiebung des südlichen Teiles um zirka 500 m gegen W.

Der Westhang der Koralpe ist durch die bis zur Höhe emporgreifende junge Erosion stark zerstückelt. Trotzdem lassen sich Reste ebener Fluren noch deutlich erkennen. Aigner hat auf sie hingewiesen.²⁾ Daß sie sich nur schlecht zu einheitlichen Höhenlagen zusammenschließen, ist eine Folge späterer Verstellungen. Wenn Aigner in derselben Arbeit (l. c. S. 121) sagt, die Koralpe senke sich gegen das Lavanttal „ohne vermittelnde Zwischenstufe in einem von Wolfsberg bis gegen Unterdrauburg ziehenden jähen Hang ab“, so ist das offenbar nur ein Versehen, da ja Aigner selbst gleich darauf (l. c. S. 122) solche Zwischenstufen namhaft macht.

Die junge Hebung des Koralpenblockes ist — für einzelne Teile wenigstens — von Rolle schon bemerkt worden. Später hat sie vor allem Winkler nachdrücklich betont. Auf Einzelheiten dieser Hebung (ob es sich um Schiefstellung der Koralpe handelt oder um ein Gewölbe Koralpe—Saaualpe mit eingebrochenem Scheitel oder eine stufenweise Hebung, wozu Winkler, Stiny und der Verfasser Stellung genommen haben) braucht hier nicht eingegangen werden, da sich ja alle Autoren über den gewaltigen Randbruch einig sind.

Jedenfalls ergibt sich eine Mehrphasigkeit dieses Vorganges. Die gänzliche Verschiedenheit des Tertiärs im Lavanttal und des Tertiärs der Weststeiermark erfordert eine erste Hebung (d. h. natürlich nur eine relative), die in die Zeit vor Ablagerung des Lavanttaler Miozäns anzusetzen ist. Aus den Störungen im Tertiär und aus morphologischen Gründen ergeben sich nachmiozäne Störungen, unter denen ein oberpontischer Hebungsakt, der bis in die Gegenwart reicht, besonders hervortritt. Dafür spricht die Art der Wildbachrinnen, die trotz alter Anlage immer noch aktiviert werden (vgl. meine „Hydrographie des Koralpengebietes“, Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft 1927), die fortwährenden Bergstürze im Lavanttal, die Verbiegungen der Terrassen des diluvialen Stausees, der seinerzeit das Lavanttal erfüllte.

¹⁾ Der Verfasser ist der Leitung des Kartographischen Instituts für die Überlassung dieses Gelände-Probendruckes zu besonderem Danke verpflichtet.

²⁾ A. Aigner, Die geomorphologischen Probleme am Ostrande der Alpen. Zeitschrift für Geomorphologie 1. Bd., 1925, S. 122.

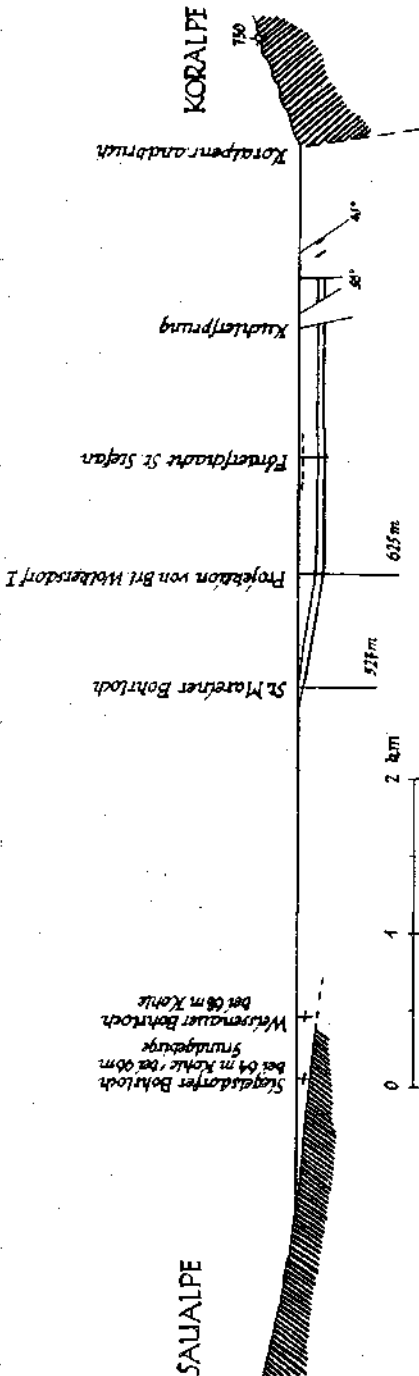


Fig. 3. W-O-Profil durch das untere Lavanttal, nicht überhöht. Nach Ing. V. Soldan.

Die Fluren des Westhanges der Koralpe setzen sich übrigens in das Mißlingtal fort, wie ich an anderer Stelle erwähnt habe.¹⁾ Das Verhältnis von Sau- und Koralpe ist noch gänzlich unklar, die Morphologie der ersteren noch ganz rätselhaft. Jedenfalls hat das Lavanttal an der Grenze gegen die Saualpe keinen so mächtigen Randbruch wie gegen die Koralpe, vielmehr scheinen (Bohrloch Siegelsdorf!) die Gesteine der Saualpe flach unter das Tertiär einzufallen, so daß Petraschek wohl mit Recht von dem Lavanttal als einer einseitigen Mulde spricht, welche ihre tiefsten Teile der Koralpe zukehrt.

Die Tektonik dieser Schichten ist, wenigstens im nördlichen Teile des unteren Lavanttales, durch den Bergbau St. Stefan einigermaßen bekanntgeworden. Das Profil Fig. 3 und die bergmännischen Angaben verdanke ich der Liebenswürdigkeit des Betriebsleiters Ing. V. Soldan. Ein Bohrloch am Saualpenrande, bei Siegelsdorf, hat in 96 m Tiefe das Grundgebirge erreicht. Aber schon das Bohrloch von St. Marein (1400 m westlich St. Stefan) ist mit 527 m im Tertiär verblieben. Östlich von St. Marein gehen die Flöze der St. Stefaner Mulde (Hangend- und Liegendflöz) zutage. Nun finden sich am westlichen Beckenrande einige Flöze (Siegelsdorfer und Weißenaauer Bohrloch); da sie in den Bohrlochern der Muldenmitte nicht mehr angetroffen wurden, ist zu vermuten, daß sie den St. Stefaner Flözen entsprechen, d. h. eine

¹⁾ Eiszeitseen in Ostkärnten. Carinthia II, 1928, Bd. 117/118.

Wiederholung derselben darstellen; es ist also irgendwo westlich St. Marein ein Sprung zu vermuten. Die mittleren und östlichen Teile der Lavantaler Mulde sind außerordentlich tief. Die Bohrung von St. Marein ist mit 527 m, die von Wolkersdorf I mit 625 m im Tertiär verblieben (siehe Profil). Die Flöze von St. Stefan bilden eine flache Mulde, die nach Petraschek wahrscheinlich NW—SO streicht. Gegen den Koralpenrand zu sind sie an mehreren Störungen bedeutend verworfen. Zunächst wird die Flözgruppe durch eine große Verwerfung, den „Kuchlersprung“, abgeschnitten; er fällt sehr steil gegen O. Man ist nun mit zwei Querschlägen nach O weiter vorgedrungen. Man traf einen zweiten Sprung, der gegen O einfiel, dann einen dritten, senkrecht stehenden. Der weitere Vortrieb erschloß zwei gegen O einfallende Flöztrümmer; sie haben eine senkrechte Entfernung von 40 m, das ist der im Revier gewöhnliche Abstand von Hangend- und Liegendflöz. Das letzte Trum wurde durch einen mit 45° gegen O einfallenden Verwerfer abgeschnitten. Die Druckwirkung war so groß, daß die Strecke sofort verquetscht wurde und daher ein weiteres Vordringen unmöglich war. Auch der zweite Querschlag traf wiederholtes Wechseln des Einfallens und mußte wegen des zu hohen Druckes eingestellt werden.

Das eigentliche Zerrüttungsgebiet am Koralpenrandbruch konnte also nur zum kleineren Teile aufgeschlossen werden. Es befinden sich noch weiter im O einige Flözspuren (Schurfschächtchen bei Schloß Reideben). Aus diesen Angaben folgt also, daß am Ostrande des Lavantales bedeutende Störungen in annähernd senkrechter Richtung stattgefunden haben, entsprechend einem (relativen) Aufsteigen der Koralpe, z. T. auch einer Druckwirkung von O gegen W. Man kann daher mit einiger Wahrscheinlichkeit annehmen, vor allem nach Analogie mit den angefahrenen Sprüngen, daß die Tertiär-Krystallgrenze, also der eigentliche Koralpenrandbruch, steil unter die Koralpe einfällt, daß also die Koralpe an das Tertiär angeschoben wurde (von einer Überschiebung kann man wohl nicht gut sprechen).

Es fehlen aber sichere Anzeichen einer wagrechten Verschiebung in der Richtung S→N, wie sie sich aus der Auffassung von Höfer und Spitz ergeben müßten.

Im südlichen Teile des unteren Lavantales besteht eine Zweiteilung des Tertiärs, einerseits in die Mulde von St. Paul, anderseits in einen schmalen langgestreckten Streifen, der sich am Fuße der Koralpe bis zum Burgstallkogel bei Lavamünd hinabzieht. Zwischen beide stellt sich als trennender Rücken die Gosau des Herzog- und Pichlingberges. Der letztere schmale Streifen enthält nach den Untersuchungen von Beck (Aufnahmebericht in Verhandlungen Geologische Bundesanstalt 1928) das Miozän — mindestens an beiden Rändern — steil aufgerichtet. Soweit man aus den vorliegenden Berichten schließen kann, läßt sich wohl ein Zusammenschub des Tertiärs in der Richtung O—W, nicht aber in der Längsrichtung des Lavantales feststellen.

Wir haben bisher gesehen, daß der jungen Bruchtektonik immer eine ältere parallel geht, die mit ihr wenigstens eine Richtung gemeinsam hat, so, daß den Judenhurger Störungen die Pölslinie, den Obdacher

Brüchen die Ammeringüberschiebung zugeordnet werden kann. Auch der Westrand der Koralpe zeigt Merkmale einer ähnlichen Tektonik. Die Gesteine (Brettsteinzüge, d. i. Glimmerschiefer mit Marmoren und Eklogitamphiboliten) sind in enge Falten gelegt. Sie haben eine stark rückschreitende Metamorphose erlitten, die stellenweise bis zu wirklichen, phyllitähnlichen Diaphthoriten führt. Erst gegen den Kamm hinauf werden die Gesteine frischer. Überdies ergibt sich das Vorhandensein steller Brüche, parallel dem Koralpenrandbruch. Leider ist bei der tiefgreifenden Verwitterung (die zum Teil noch ins Tertiär zurückreicht, vgl. Koralpe IV) und bei der starken Überrollung der Abhänge ein kartenmäßiges Erfassen dieser Brüche kaum möglich. Gut zu beobachten sind dagegen die Querbrüche, die bezeichnenderweise NO—SW streichen, eine Richtung, die in den Klüften des ganzen Koralpengebietes immer wieder zum Durchschlag kommt (ich werde später darlegen, daß diese Querbrüche ganz verschieden alt sind). Auf der Übersichtskarte wurde nur die (von Beck entdeckte) Querstörung von Andersdorf eingezeichnet. Diese Brüche sind natürlich jünger als der Koralpenrandbruch. Bezüglich Einzelheiten der Koralpentektonik verweise ich auf meine Arbeit Koralpe IX. Es ist wichtig, festzuhalten, daß bei den bisher besprochenen Teilen unserer Störungszone Umstellungen in annähernd meridionaler Richtung nicht festgestellt werden konnten.

Wesentlich anders liegen die Verhältnisse der nun südlich folgenden Gebiete:

5. Die St. Pauler Berge.

Die grundlegende Darstellung über dieses Gebiet verdanken wir Höfer¹⁾, neuere Untersuchungen haben Beck und Kahler vorgenommen.²⁾ Über Phylliten mit Diabasen folgt Grödener Sandstein, dann ein ziemlich vollständiges Triasprofil, darüber diskordant Gosau. Diese Berge bilden einen flachen Bogen, der in seinen mittleren Teilen W—O streicht und an den beiden Enden gegen SW bzw. SO zurückgebogen ist. Der Bogen endet nach Höfer beiderseits an einer Verwerfung, im W am Griffener Verwurf, im O am Lavanttaler. Jenseits dieser beiden Verwerfungen liegen Triasschollen wesentlich weiter im S. Im W am Wallersberg, im O der Burgstallkogel bei Lavamünd. Nach Höfer sind diese Reste autochthon, während das dazwischen liegende Stück der eigentlichen St. Pauler Berge um zirka 11 km (im W vielleicht nur 8 km) vorgeschoben wurde. Diese Verschiebung hält Höfer für nachmiozän (sarmatisch), doch könne, so meint er (l. c. S. 484), das Spaltensystem schon vorher vorhanden gewesen sein.

Abweichend von Höfer bin ich nun zu dem folgenden Ergebnis gekommen, das in Fig. 4 auf Taf. X bildlich dargestellt wird:

1) H. Höfer, Die geologischen Verhältnisse der St. Pauler Berge in Kärnten. Sitzungsberichte der Wiener Akademie der Wissenschaften 1894, 103. Bd., S. 467—487.

2) H. Beck, Aufnahmebericht. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1928.

F. Kahler, Über die faziellen Verhältnisse der Kärntner Kreide. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1928, 78. Bd., S. 145—160.

1. Der Nordschub der St. Pauler Berge kann nicht nachmiozän sein weil das Miozän, wie vorhin gezeigt wurde, keine einem S—N-Schub korrelierten Störungen aufweist. Alle Störungen deuten nur auf senkrechte Bewegungen, z. B. auch wagrechte in der O—W-Richtung, jedenfalls aber nicht von S gegen N. Der Nordschub der St. Pauler Berge ist älter als die miozäne Beckenfüllung des Lavanttales.

2. Der Triasklotz des Burgstallkogels ist selbst nicht autochthon, wie Höfer gemeint hatte, sondern eine Schubscholle von S, die an der Lavantaler Störung zurückgeblieben ist. Der Burgstallkogel, dann ein kleiner Schubfetzen aus Phyllit und Werfener beim Ausgang des Multerergrabens (der Kleinheit wegen nicht auf der Karte ausgeschieden), endlich der Gosauhügel Rabenstein liegen bezeichnenderweise gerade dort, wo die große Bruchlinie Mißlingtal—Lavanttal eine starke Ausbiegung gegen W besitzt. Diese kleinen Klippen sind auf dieses vorspringende Eck der Koralpe aufgefahren.

9 km südlich Lavamünd liegt die kleine Deckscholle der Straschischa (Punkt 721 nordöstlich von Prävali), bestehend aus Werfener Schiefer und Triasdolomit. Diese Deckscholle möchte ich als zurückgebliebenen Rest der St. Pauler Schubmasse auffassen. An und für sich bestünde ja auch die Möglichkeit, sie der viel jüngeren letzten Nordbewegung der Karawanken zuzuordnen (über diese vgl. meinen vorläufigen Bericht im Akademischen Anzeiger Nr. 15 vom 30. Juni 1927). Dagegen spricht aber die für diese junge Bewegung zu große Schubweite, ferner die Kleinheit dieser Deckscholle. Es ist nicht anzunehmen, daß ein so kleiner Körper selbständige Bewegungen so weiten Ausmaßes unternommen hat. Vielmehr dürfte seine Bewegung nur durch früher vorhandene Druck-zwischenglieder vorstellbar sein. Andererseits wäre — bei Annahme des jüngeren Deckenschubes — die Entfernung größerer Triasmassen durch Abtragung sehr unwahrscheinlich.

Auch im Mißlingtale finden sich eine Reihe kleiner mesozoischer Reste (abgesehen von der sehr bedeutenden Ausdehnung des Werfener Schiefers auf den Vorbergen des Bachern). Es sind kleine Kalk- und Dolomitklippen unsicherer Alters. Der kleine Klotz von St. Gertraud scheint der Kreide, die übrigen (Buchdorf und Pametsch) der Trias anzugehören. Ob diese Klippen ebenfalls Reste einer wagrechten Verschiebung oder nur Klemmstücke einer senkrechten Verstellung sind, möchte ich noch nicht entscheiden.

Jedenfalls sind die St. Pauler Berge viel weiter von S hergekommen als Höfer angenommen hatte. Sie sind der verfrachtete Rest einer nördlichsten Karawankenkette.

Einen anderen Beweis für die ehemalige südliche Lagerung dieses Mesozoikums hat jüngst F. Kahler beigebracht (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1928, 78. Bd., S. 156): In den Geröllen der St. Pauler Kreide fehlt das Koralpenkrystallin, das vorhanden sein müßte, selbst wenn die Kreide nur dort gelegen wäre, wo es Höfer angenommen hatte (im Breitegrad von Lavamünd).

3. Welcher Art war nun diese Nordwanderung der St. Pauler Berge? Von einem Vorschub der ganzen Masse (Grundgebirge und Mesozoikum) entlang dem Lavanttaler Verwurf kann keine Rede sein. Ich werde

später beweisen, daß auch weiter im S große Teile des Grundgebirges auf der Westseite des Lavanttaler Bruches den Nordschub nicht oder nur unbedeutend mitgemacht haben. Der Lavanttaler Bruch hat keinen kausalen Zusammenhang mit dem besprochenen Nordschub. Er war schon vorher vorhanden und hat lediglich die Grenze abgegeben, hat es ermöglicht, daß der Koralpen-Bachern-Block eine andere Tektonik erlitten hat als das Gebiet westlich der Störung.

Die St. Pauler Berge sind nicht samt ihrer Unterlage verschoben worden, sondern sind nur eine oberflächliche Schubdecke. Das Grundgebirge in Form des sogenannten Gutensteiner Krystallins, von dem später genauer die Rede sein soll, ist in bezug auf die Nordbewegung ruhig verblieben. Seine phyllitische Auflagerung wurde nach N abgeschuppt und hat sich, wie aus den Profilen sehr deutlich zu sehen ist, nördlich dieser krystallinischen Schwelle angeschoppt. Die mesozoischen, ziemlich starren Schollen sind, mit Benutzung einiger Phyllit- und Werfener Horizonte von besonderer Beweglichkeit, vorausgeeilt und in den Graben des unteren Lavanttales hineingefahren. Ein Teil dieser Schubmassen ist auch noch als eine Art Gegenflügel ein Stück auf die Saualpe hinaufgefahren, ein anderer an gegenüberliegenden Flügel ist an dem Eck der Koralpe hängen geblieben, während sich in der Mitte ein ziemlich einheitlicher Gebirgsbogen entwickelt hat.

Sehr lehrreich ist es, das ganze Bewegungsfeld von einem hochgelegenen Aussichtspunkte, etwa von der Brandl oder dem Schutzhausauf der Koralpe aus, zu überblicken. Die Morphologie steht noch deutlich in Zusammenhang mit den tektonischen Ereignissen. Man sieht in der Ferne die zackigen Ketten der Karawanken, davor die sanften Formen des Gutensteiner Krystallins und der ihm vorgelagerten Phyllite. Das untere Lavanttal nun ist zwischen den beiden riesigen Blöcken der Kor- und Saualpe mit einem zierlichen kleinen Kalkgebirge, den St. Pauler Bergen, verriegelt, das trotz seiner geringeren Höhe sehr „hochalpine“ Formen besitzt und wie ein Modell der Karawanken anmutet. Das Auge ergänzt unwillkürlich den Weg, den es von S her gekommen ist.

Aus dieser Auffassung folgt auch, daß ich durchaus nicht daran denke, etwa den ganzen Raum, der zwischen Ursulazug und Straschischa und St. Pauler Bergen liegt, mit erosiv entferntem Mesozoikum zu ergänzen, vielmehr glaube ich, daß die Lücken mehr durch das Auseinanderwandern als durch Abtragung entstanden sind.

Als ursprüngliche Heimat der St. Pauler Berge ist ungefähr der Raum der Orte Gutenstein—Prävali anzunehmen. Ein Anschluß an die Karawankendecken kann noch nicht mit Sicherheit gegeben werden, er wird sich jedoch kaum anders durchführen lassen, als daß man die St. Pauler Berge als Teile der Ursuladecke auffaßt. Die tieferen Einheiten sind in den Karawanken reich an Rhaet und Lias, die den St. Pauler Bergen fehlen, dagegen haben diese wieder eine mächtig entwickelte Gosau, während diese Formation in den Karawanken nur sehr untergeordnet vertreten ist. Es ergibt sich die Wahrscheinlichkeit, daß die Gosau der St. Pauler Berge einer eigenen Schubeinheit entspricht, welche Auffassung ich im untersten Profile von Fig. 4 auf Taf. X angedeutet habe. Übrigens ist nach Beck (Verhandlungen der Geologischen

Bundesanstalt 1928, S. 34) auch die Trias „in zwei stark gestörte Schuppen“ zerlegt.

Von einem keilförmigen Vordringen eines ganzen tiefgreifenden Rindenstückes, wie sich dies Höfer vorgestellt hat, kann — abgesehen von den anderen Beweisen (Bodenständigkeit des Gutensteiner Krystallins) — schon deswegen keine Rede sein, weil ja nicht einzusehen ist, wohin die nördlichen Teile gekommen sein sollen. Koralpe und Saualpe sind wagrecht gegeneinander nicht verstellt, sind durch die gemeinsam durchstreichenden Brettsteinzüge innig verbunden und die Störungen der Lavantaler Linie äußern sich nur als Zerrüttungszonen. Die Einheitlichkeit des Blockes nördlich von Wolfsberg drückt sich ja auch darin aus, daß die im S lineare Lavantaler Störung sich beim Eintritt in dieses Krystallin in mehrere Störungslinien zersplittert (siehe Karte Taf. X), die einen breiten Raum einnehmen. Damit soll natürlich nicht gesagt werden, daß der Koralpenrandbruch einer einzigen Verwerfungsfläche entspricht, vielmehr handelt es sich zweifellos um eine schmale (zirka 300 m?) Störungszone.

Leider ist es ganz aussichtslos, diesen Fragen durch Feldbefund näherzurücken, weil die Hänge der Koralpe durch junge Schuttbildungen, der Fuß der St. Pauler Berge durch die Sedimente des diluvialen Staueses verhüllt sind.

Wäre der Vorschub der St. Pauler Berge in der gleichen tektonischen Phase erfolgt, welche die Diaphthorose in der südlichen Kor- und Saualpe erzeugt hat, so wäre zu erwarten, daß diese Diaphthoritzonen die Schubmasse an ihrem Nordrand bogenförmig umsäumen. Das ist nicht der Fall. Die Diaphthoritzone der Koralpe schneidet gegen W scharf an der Lavantaler Störung ab. Die Diaphthorose ist also älter als der Nordschub der St. Pauler Berge und somit auch älter als der diesem vorausgehende (erste) Einbruch des Lavantales.

Daß schon in vormiozäner Zeit ein Einbruch erfolgt ist, ergibt sich eben aus der Nordwanderung der St. Pauler Berge, die ja sonst keinen Platz gehabt hätten, ferner aus der bekantnen, so stark verschiedenen Ausbildung des Miozäns westlich und östlich der Koralpe. Wie erwähnt, ist das Tertiär des Lavantales jünger als der besprochene Deckenschub, seine Störungen also noch jünger. Es ist das so häufige Wiederaufleben alter tektonischer Linien.

Einige Worte wären noch zur Erzführung zu sagen. H. Beck hat dieselbe (in einem Vortrage in der Geologischen Bundesanstalt am 25. Jänner 1927) mit dem jungen (nachmiozänen) Bruchsystem in Verbindung gebracht. (Schon früher hatte Brunlecher die „Zwölferklüfte“ im Waldensteiner Reviere als Erzbrünger angesprochen.) Über die speziellen Verhältnisse der Kliening steht mir kein Urteil zu, weil ich das Gebiet zu wenig kenne. Der Zusammenhang der Erzführung mit Spalten ist natürlich an und für sich durchaus möglich, doch möchte ich mindestens das junge Alter bezweifeln.

Überblickt man das ganze Krystallin längs der Lavantaler Störung und in der südlichen Koralpe (etwa bis zum Offberg bei Fresen), so sieht man, daß die Erze immer an stärker diaphthoritische Teile der Glimmerschiefergruppe gebunden sind. Wir gehen wohl

nicht weit fehl, wenn wir das Aufsteigen der Erze mit der Diaphthorese in ursächlichen Zusammenhang bringen. Natürlich mußten Spalten, wo sie — wie in der Klienung — vorhanden waren, ein solches Aufdringen begünstigen. Die Erze finden sich aber auch dort, wo — wenigstens nach unseren derzeitigen Kenntnissen — solche Spalten nicht vorhanden sind.

Wenn die allerjüngste (nachmiozäne) Tektonik wirklich das Erz gebracht hätte, so müßte man gerade entlang dem Korralpenrandbruch eine bedeutende Erzanreicherung, eine ganze Kette von Lagerstätten erwarten. Gerade dort fehlen sie aber (mit Ausnahme einer unbedeutenden Pb-Ag-As-Spur bei St. Johann, $2\frac{1}{2}$ km südöstlich von Wolfsberg), liegen aber in großer Menge 3 km vom Korralpenrande entfernt, in 1100 m Höhe, am Lamprechtsberg (Knappenloch)!

Wir müssen daran festhalten, daß die Spalten unserer Störungszone, mögen sie noch so schön parallel sein, ganz verschieden alt sind.

Im ganzen Korralpengebiet herrschen unter allen Klüften die NO—SW gerichteten vor; sie sind zum Teil mit Pegmatit oder wenigstens mit Quarz gefüllt (Näheres über diese Gänge in Korralpe VI). Diese Klüfte sind älter als die erste alpine Beanspruchung (vorgosauisch), weil sie ja von dieser verstellt werden (im Waldensteiner Revier z. B. wurden diese NO-Klüfte auf „hora zwölf“ umgestellt).

Aber auch das Tertiär wird von Nordostklüften zerteilt (Querstörungen in Obdach, Wiesenau usw.), die aber wieder jünger sind als der Korralpenrandbruch, weil dieser von ihnen gestört wird (Querstörung von Andersdorf).

Also parallele Klüfte fast im gleichen Raume sind ganz verschieden alt. Aber auch ein- und dieselbe Störung kann „verschiedenes Alter“ haben, d. h. mehrphasig sein. Sahen wir doch, daß der Korralpenrandbruch schon vor dem Einwandern der St. Pauler Berge bestanden hat, daß er dann viel später, in spät- oder nachmiozäner Zeit, noch einmal tätig wurde und an ihm das Tertiär um viele hundert Meter relativ einsank. Übrigens ist diese junge Hebung der Korralpe in mehreren Phasen vor sich gegangen, was schon vor langer Zeit Winkler betont hat (Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1913, S. 313 bis 316). Gewisse Anzeichen sprechen für ein leises Andauern der hebenden Bewegungen noch in der Gegenwart. Einiges darüber wird in Korralpe IX zur Sprache kommen.

6. Das Mißlingtal.

Zwischen Unterdrauburg und dem Gradisch bei Windischgraz ist das Mißlingtal auffallend geradlinig. Es trennt ganz verschiedene Gesteine voneinander und wurde bald als Störung erkannt. Schon Rolle hat auf die Unterschiede in der Höhenlage der Kreidevorkommen östlich und westlich dieser Linie aufmerksam gemacht (Jesenkoberg 927 m, Windischgraz 527 m). Ein Säuerling, der von Polanc (Nr. 8 auf der Karte Taf. X), liegt in der Nähe dieser Linie, doch möchte ich vor einer Überschätzung des Zusammenhanges von Säuerlingen mit Bruchspalten warnen. (Bei dieser Gelegenheit kann vielleicht nachgetragen werden, daß bis jetzt kein erkennbarer Zusammenhang zwischen dem Basalt von

Kollnitz nördlich St. Paul und den untersuchten Störungen festgestellt werden konnte.) Die hypothetische Verbindung mit dem Sauerling „Fettengupf“ (Dobriach Nr. 9 auf der Karte)¹⁾ würde übrigens eine NO-Störung ergeben, doch möchte ich auf eine solche Konstruktion keinen besonderen Wert legen.

Das Gebirge zu beiden Seiten der 500 m breiten und 4500 m langen Talfurche ist recht verschieden. Die östliche Talseite hat an ihrem Nordende noch Korallendiaphthorite, die hier bis 1½ km südlich über die Drau herabreichen. Dann folgen Phyllite, die sich bis südlich von Windischgraz erstrecken; sie werden von anderen, roten und grünen Phylliteu überlagert, die ich als Werfener Schiefer auffasse. Das ganze wird von Stöcken und Gängen eines jungen Eruptivgesteins durchbrochen (das als Dazit, bzw. Quarzporphyrit angesprochen wurde und wahrscheinlich in die Kreide zu stellen ist); diese Durchbrüche, die gegen den Hauptkamm des Bachern hin immer größere Flächen einnehmen, habe ich auf der Karte aus Gründen der Übersichtlichkeit nicht ausgeschieden. Unmittelbar an Gehängefuß liegen nun eine ganze Reihe von Kalken, stark verschieden an Aussehen und Alter: Graphitkalk bei der Eisenbahnstation Ottischnigberg (Karbon?), Dolomitscholle bei Buchendorf (Trias), Kalk bei Fuchsmühle-St. Gertraud (Gosau?), Kalk und Dolomit nördlich Pametsch (Trias). Ihre Beschränkung auf die Störungszone ist sehr auffallend. Ob sie beim Einsinken der nördlichen Bachernscholle („Drautalsynklinale“) eingeklemmt wurden oder, so wie die Vorkommen zwischen St. Paul und Lavamünd, bei einer wagrechten Bewegung, wage ich noch nicht zu entscheiden.

Die Westseite des Mißlingtales besteht einheitlich aus leicht diaphthoritischen Glimmerschiefern. Es ist dies das „Gutensteiner Krystallin“. Bei Windischgraz treten sie noch auf das rechte Mißlingufer über und bilden den Gradisch (Schloßberg) und den südlich anschließenden Rücken. Die Störungslinie zieht hier, als schmale Tiefenfurche mit aller Deutlichkeit im Gelände sichtbar, in dem Tälchen westlich vom Gradisch, dann ein Stück des Svečkobaches aufwärts und über die Einsattelung vom Gehöft Meerkac gegen Schloß Gallenhofen. Deutlich unterscheidbar stoßen hier die Diaphthorite und Phyllite unmittelbar aneinander (die Teller-Karte ist also in diesem Teile unrichtig).

1) Bei dieser Gelegenheit kann die meines Wissens noch nicht veröffentlichte Analyse dieser Quelle von Prof. Dr. Mitteregger angeführt werden:

Kaliumsulfat	4.30 mg
„ chlorid	67.10 „
Natriumchlorid	432.— „
„ karbonat	795.— „
Magnesiumkarbonat	98.70 „
Kalziumkarbonat	237.50 „
Eisenkarbonat	0.37 „
Tonerde	7.75 „
Kieselsäure	0.90 „
Summe d. fix. Bestandteile	1651.72 mg
Freie Kohlensäure	1785.32 „
Volumprozent	90.6%
Temperatur der Quelle	10° C.

Das Gutensteiner Krystallin hat im großen und ganzen das typische diagonale Korallenstreichen. Es ist ein Stück Koralle, nur durch die junge Störung von ihr getrennt. Man könnte nun annehmen, es sei von Süden heraufgekommen. Wenn man die bei den höheren mesozoischen Einheiten beobachteten Verschiebungsbeträge annimmt und die vermeintliche Verschiebung um diesen Betrag ausrichtet, so kämen die Gutensteiner Berge in der Gegend etwa von Dousche, Sankt Ilgen, Mißling, Hudina zum Anschluß an das Bachernkrystallin. Ich habe zur Untersuchung dieser Frage die Bacherngesteine im Profil des oberen Mißlingbaches (von Mißling aufwärts) untersucht. Ein petrographischer Anschluß an das Gutensteiner Krystallin ist unmöglich. Wie Feldbefund und Schlißuntersuchung ergaben, liegen in diesem Teile des Bachern Gesteine vor, die viel stärker mit Orthostoffen durchtränkt sind, als es im Gutensteiner Krystallin der Fall ist, ja man würde überhaupt besser von hybriden Orthogesteinen als von injizierten Paragesteinen sprechen. Auch ist dieses Bachernkrystallin lebhaft von Ganggesteinen durchschwärmt, was ebenfalls im Gutensteiner Krystallin fehlt.

Dieses ist wohl vielleicht etwas stärker injiziert als die Gesteine der südlichen Koralle, kann aber keinen Vergleich mit den betreffenden Bacherngesteinen aushalten. Es steht der Koralle petrographisch ebenso nahe wie räumlich. Es fehlen Anhaltspunkte dafür, daß es früher weiter im S gelegen sei.

Das Gutensteiner Krystallin ist in bezug auf Koralle und Bachern in wagrechter Richtung nicht wesentlich verschoben worden, hat sich gegenüber den Karawankenbewegungen als feste krystalline Grundschwelle verhalten.

Kleinen örtlichen Störungen konnte es natürlich nicht entgehen. So nimmt es zum Teil an dem Schuppenbau am Nordfuß der Karawanken teil (südlich Köttelech und Siele bei Windischgraz). Spitz wollte diese Krystallinfetzen der Ursuladecke zuordnen, doch würde dies einer sehr weiten Verschiebung der Ursula- über die Petzendecke entsprechen, die ich bezweifeln möchte.

Wenn nun das Krystallin in bezug auf die Mißlinglinie (horizontal, nicht verschoben wurde, so gilt dies keineswegs für die Hangendgesteine die Phyllite und das Mesozoikum. Diese haben ihre eigene Oberflächen-tektonik erlitten, die schon bei den St. Pauler Bergen besprochen wurde. Rolle hat zuerst auf die verschiedenen Höhenlagen der Kreide bei Windischgraz und am Jesenkoberge (Vorberg des Bachern) hingewiesen. Später haben Teller, Dreger und Heritsch diesen Gedanken aufgegriffen. Man darf jedoch daraus nicht einfach die Folgerung ziehen, daß der Teil westlich der Störung tiefer liege. Wenn dies zur Gänze zutreffen würde, so müßte man ja gerade westlich der Störung das Mesozoikum und östlich von ihr das Krystallin antreffen, während es in Wirklichkeit gerade umgekehrt ist.

Weder mit einer durchgreifenden Querverschiebung noch mit einer senkrechten Verstellung allein ist das Auslangen zu finden. Beide Teile, westlich und östlich der Störung, haben in bezug auf wagrechte und auf senkrechte Verstellung ein ganz verschiedenes Schicksal erlitten.

Das Vorhandensein der Störung ermöglichte eben diese selbständige Entwicklung. Sie diente in diesem Teile, wie wir später sehen werden, als „Grenzblatt“ im Sinne von Quiring.

Die Jesenkokreide liegt noch in einer tektonischen Einmündung, welche das Gutensteiner Krystallin nicht mitgemacht hat. Die Gosau von Windischgraz liegt in einer viel tieferen tektonischen Rinne, die man im übertragene Sinne als Vortiefe der Karawanken bezeichnen könnte; ihr gegenüber liegt aber das mächtige Bacherngewölbe. Es ist also nicht erlaubt, diese auf selbständigen tektonischen Einheiten liegenden Kreidevorkommen so ohne weiters auf ihre Höhenlage hin zu vergleichen. Ich werde später versuchen, die gewissermaßen schachbrettförmig abwechselnden Hebungen und Senkungen zu beiden Seiten der Störung übersichtlich zusammenzustellen (Fig. 5).

7. Karawanken und Bachern.¹⁾

Das Grenzgebiet von Karawanken und Bachern ist durch die überaus sorgfältigen Untersuchungen von Teller sehr genau bekannt geworden. Später hat Spitz eine Umdeutung der Tektonik versucht, über die schon eingangs gesprochen wurde. Die Karawanken stoßen nicht unmittelbar an den Bachern, sondern enden an einer Linie, die etwa das Kirchlein St. Rochus (4 km WSW von Windischgraz) und den Weiler Unter-Raßwald (7—8 km nördlich von Schönstein) verbindet. Diese Grenze ist nichts weniger als geradlinig. Es ist daher nicht ganz verständlich, wieso Teller²⁾ sagen kann, die Oberkreide bei St. Rochus sitze „dem Bruchrande in übergreifender Lagerung auf“, der Bruch sei daher vorgosauisch. Vielmehr hat Spitz ganz richtig darauf hingewiesen, daß ja aus der Teller-Karte selbst hervorgehe, daß die Gosau vermutlich noch von der Trias der Ursuladecke überfahren werde.

Ein einheitlicher Bruch liegt sicher nicht vor, ich habe ihn daher auch auf der Karte nicht eingezeichnet. Jedenfalls aber enden an der bezeichneten Linie der Nordzug der Karawanken (Ursulazug) und das südlich anschließende Paläozoikum Schwarzenbach-Oberrasswald, während die weiter südlich folgenden Tonalite weiter gegen O hinausragen. Der südliche Kalkzug, den Steiner Alpen angehörig, reicht mit dem Gonobitzer Berg wieder bis an die Hauptstörung heran (zwischen Weitenstein, Gonobitz und Hl. Geist).

Zwischen den nördlichen Karawanken und dem Bachern liegt nun ein weiteres kalkalpines Element, die Triasscholle von Oberdollitsch. Sie stößt im O unmittelbar an den Bachernrandbruch. (Die Grenze ist im einzelnen nicht besonders geradlinig. Wenn die Teller-Karte an dieser Stelle in allen Einzelheiten richtig ist, dürfte die Störung flach gegen SW einfallen, was ich aber sehr bezweifeln möchte.)

Möglicherweise entspricht folgende Linie einer Störung: Raduš (1200 m südlich St. Rochus), St. Nicolai, Gehöft Podgorencnik. An dieser Linie stoßen die Sotzkaschichten im S und die sogenannten Podgorjeschichten im N unvermittelt aneinander. Wahrscheinlich wurde der Teil nördlich dieser Linie etwas versenkt („Linie von St. Nicolai“).

¹⁾ Kartenblatt Praßberg und Pragerhof-Windischfeistritz.

²⁾ Erläuterungen zur Geol. Karte der Karnischen und Julischen Alpen, S. 9.

Südöstlich von Windischgraz ist ein Sauerling, der unter dem Namen Danielbauer in der Literatur angeführt ist (Nr. 11 auf meiner Karte). Es handelt sich um die Hausbrunnen der beiden Gehöfte Daniel und Schnupnikbauer, in denen das vadose Wasser in sehr wechselndem Ausmaß mit einem stark kohlendensäurehaltigen Mineralwasser vermengt wird. Zur Zeit von Teller's Aufnahme (um 1890) waren diese Zuflüsse lange versiegt und von der Bevölkerung schon wieder vergessen. Im Sommer 1927 war der Gehalt an Mineralwasser sehr stark.

Östlich von der verlängerten Mißlingstörung reichen die Bacherngneise usw. bis Weitenstein, dann folgt, nördlich von Gonobitz, die kleine Triasscholle von Röttschach. Dann wieder Tertiär. Bei Plankenstein ist die Störung wieder durch einen Sauerling bezeichnet (Nr. 12 auf der Karte). Südlich der Dram folgt nun der Wotschzug, der später besprochen wird.

Spitz hat nun (Verhandlungen der Geologischen Staatsanstalt, 1919, S. 283) versucht, diese Abweichungen zu beiden Seiten der Störung durch eine einfache wagrechte Verschiebung des östlichen Flügels um rund 10 km gegen SO zu erklären. Es entsprächen sich dann, so meint er, die nachfolgenden Zonen nicht nur stratigraphisch, sondern es korrespondierten auch morphologisch ihre entsprechenden NO-, bzw. SO-Ränder:

westlich	östlich	Schubweiten (relativ)
Gonobitzer Gora	Wotsch	8 km
Oligo-Miozän westlich Weitenstein	Oligo-Miozän von Pölschach	11 "
Scholle von Oberdollitsch	Scholle von Röttschach	13 "
Phyllite am Nordhang der Ursula	Phyllite am Südrand des Bachern	25 "

Die Schubweiten sind von mir beigelegt. Man sieht, wie die Entfernung der vermutlich zusammengehörigen Glieder von S gegen N stark zunimmt.

8. Die Donatilinee.

Mit diesem Namen hat R. Hoernes eine Störungslinie bezeichnet,¹⁾ die sich vor allem am Südabfall der Wotschgruppe beobachten läßt. Dort ist sie übrigens auch durch eine Gruppe von Natronsauerlingen beim Orte Gabernigg belegt (Nr. 13 auf der Karte). Von hier gegen O hinaus äußert sie sich besonders durch die steile Aufrichtung des Tertiärs (Donatiberg) und durch eine ganze Kette von Triasschollen, die sich bis ins untere Pettauer Feld in die Gegend von Vinica verfolgen lassen.

Hoernes betont ausdrücklich den Nordschub und sagt: „Das ganze Bild der Störung scheint mir ziemlich klar für eine stattgehabte Bewegung und Aufstaung der südlichen Scholle an der als Widerlager

1) R. Hoernes, Der Donatiberg. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1890, S. 67. Derselbe, Der Donatiberg bei Rohitsch in Untersteiermark. Mitteilungen der Sektion für Naturkunde des Österreichischen Touristen-Club, 2, Heft 1, 1890. — F. Teller, Erläuterungen zu Blatt Pragerhof, S. 54—58, 95 f., 135, 142. — F. Heritsch, Tektonik der Wotschgruppe. Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, 50. Bd., 1919, S. 84.

dienenden nördlichen zu sprechen, geradeso wie die Tertiärablagerungen bei Tüffer mir nur durch die Überschiebung der südlichen auf die nördliche Scholle erklärbar scheinen.“

Teller dagegen spricht immer nur von einer „Längsstörung“. Er betont die Parallelität dieser Bogenlinie mit dem Südrande des Bachern. Erst Heritsch sagt wieder klar und deutlich, daß diese Bewegung gegen N gerichtet ist (also eine steil gegen S einfallende Schubfläche). Er stellt sie in postsarmatische Zeit, im Gegensatz zu einer älteren (mindestens voraquitischen, nach Analogie mit den Karawanken vorgosauischen) Phase, welche die Schuppenstruktur des Wotschzuges erzeugt hätte.

Daraus, daß die vermutliche westliche Fortsetzung der Klippen an der Donatiline, nämlich die Klippen von Kraiberg und Slemenec, etwas weiter nördlich liegen als erstere, darf man natürlich noch lange nicht einen Schluß auf eine Südbewegung der Donatiline machen (abgesehen davon, daß dies dem Kartierungsbefund von Heritsch widersprechen würde). Das Stück westlich der Störung ist eben weiter nach N bewegt worden als das östliche.

Es scheint also durchaus erlaubt, die Donatiline an die Lavanttal-Mißlingtalstörung anzukuppeln, wie dies ja schon von verschiedenen Autoren getan wurde. Dabei ist natürlich festzuhalten, daß die erstere eine Längsstörung, die letztere eine Querstörung ist, doch können beide auf dieselben, von S gegen N wirkenden Druckrichtungen zurückgeführt werden. Das Gegenstück zur Donatiline ist die Schönstein-Wöllaner Überschiebung, die ebenfalls auf der Karte eingezeichnet wurde.

Die Natur der Störungszone.

Nach den geologischen Einzelbeschreibungen will ich nun versuchen, die scheinbar so widersprechenden Erscheinungen miteinander in Verbindung zu bringen.

a) Wagrechte Verstellungen.

Eine gewöhnliche wagrechte Verschiebung (Blattverwerfung) erfordert eine Verschiebung aller Teilelemente um den gleichen Betrag. Im südlichen Teil unserer Störung, soweit sie den südwestlichen Bachern umrahmt, handelt es sich um einen Bogen, also gewissermaßen eine Verschiebung an einer Zylinderfläche. Spitz hat dafür den Ausdruck „listrische Blattverschiebung“ vorgeschlagen. Eine einfache geometrische Erwägung zeigt, daß hier die Verschiebungsbeträge, gemessen in der Richtung senkrecht auf das Streichen, also in ihrer Projektion, verschieden groß sein werden, je nachdem, welchen Winkel jeweils das Bogenstück der Störung mit der Streichungsrichtung einschließt. Im Falle des rechten Winkels wird sie einen Höchstwert erreichen, bei Parallelität (Längsstörung) auf Null herabsinken. Mit dieser Überlegung wollte Spitz die Unterschiede im Nordschub der einzelnen Teilelemente westlich und östlich unserer Störung erklären. Diese Unterschiede sind aber viel zu groß. Außerdem: die Unterschiede gelten ja nur für die Projektion, auf dem Bogen selbst gemessen, müßten die Verschiebungsbeträge natürlich gleich sein. Aber auch dieser Forderung leisten die natürlichen Verhältnisse nicht Genüge. Die von mir auf dem Bogen gemessenen Beträge

verhalten sich von S gegen N wie 8:11:13:25. Man findet also mit der Erklärung von Spitz nicht das Auslangen. Ein weiterer Einwand wäre noch der, daß bei einer solchen Drehung ja doch die Teile auf der konkaven Seite des Bogens eine radiale Verstellung erleiden müßten, daß also in unserem Falle die Schichten zwischen Bachern und Donatiline eigentlich SW-NO streichen sollten, was ebenfalls nicht zutrifft.

So komme ich zu einer anderen Erklärung:

Die Unterschiede in der Lage der einzelnen tektonischen Einheiten rechts und links von unserer Störung entstanden durch eine gleichgerichtete, aber verschieden starke Beanspruchung. Es ist ein tektonischer Schub von S gegen N. Im W war er stärker, bzw. er konnte sich freier entwickeln, weil den Karawanken kein Hindernis entgegenstand, im Gegensatz zum O, wo der Bachern-Koralpenstock eine freie Entwicklung des Nordschubes verhinderte. Der zurückbleibende Ostflügel mußte sich an einer Scherfläche abtrennen. Vom Zeitpunkt des Aufreißens dieser Grenzfläche an konnten sich beide Teile mit einer gewissen Unabhängigkeit voneinander entwickeln. Der westliche Teil (Karawanken im weiteren Sinne) hat eine junge Schub- und Schuppen-tektonik mitgemacht, für die sich am Bachern außer im Wotschzuge kein Gegenstück finden läßt. Die Annahme, daß diese aufgeschuppten Teile im Bachern durch Abtragung fehlten, würde zur Annahme unwahrscheinlich starker senkrechter Verstellungen zwingen.

Es ergeben sich große Ähnlichkeiten mit den bekannten Querverschiebungen in der Schweiz. Sie wurden aus dem Säntis und dem Jura beschrieben.¹⁾ Besonders im Jura, wo die Verhältnisse einfacher liegen, läßt sich beweisen, daß die einzelnen Anti- und Synklinale durch bloßes Rückverschieben nicht zur Deckung gebracht werden können, daß vielmehr die Faltung die Bruchphase überdauert und sich daher in den einzelnen Schollen verschieden ausgewirkt hat.

A. Winkler hat seinerzeit (Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt 1913, S. 319; Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 7, 1914, S. 307) die Ansicht ausgesprochen (und seither mehrmals wiederholt), es sei die „steirisch-zentralkärntnerische Scholle“, vor allem der Bachern, während des Miozäns südwärts bewegt worden und habe dadurch „die untersteirisch-krainisch-kroatischen Faltenzüge aufgestaut, stellenweise überkippt und überschoben“.

Ich bin durch das Studium der in Rede stehenden Störung zu einer anderen Auffassung gekommen: Im ganzen behandelten Gebiet herrscht noch reine Nordbewegung. Diese erfaßt aber nur ziemlich oberflächliche Schichtgruppen, vor allem das Mesozoikum. Die tieferen Teile wurden wohl vertikal verstellt, horizontal aber wahrscheinlich überhaupt nicht. Das heißt, unter den Karawanken ist die westliche Fortsetzung des Bachernkrystallins zu erwarten. Es liegt kein zureichender Grund vor, einen Südschub des Bachern anzunehmen.

¹⁾ Jerosch-Heim, Säntis. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, N. F. 16. Bd., 1905.

A. Heim, Die horizontalen Transversalverschiebungen im Juragebirge. Vierteljahrsschrift Naturf. Ges. Zürich, 60 Bd., 1915, S. 597 ff.

A. Heim, Geologie der Schweiz, 1. Bd., S. 613 ff.

Dagegen spricht außer den oben angeführten Gründen noch sehr vieles gegen die besprochene Auffassung. Wie weit soll die „steirisch-zentralkärntnerische Scholle“ gegen N reichen? Was ist eigentlich gewandert? Koralpe und Bachern? Man müßte doch irgendwo, wo immer man das Nordende dieser angeblich wandernden Scholle annimmt, einen Hohlraum, einen Grabenbruch oder ein wie immer geartetes Loch erwarten, das den nach S abgewanderten Massen entspricht. Wo soll das sein?

Es wurde auf Grund der Teller-Karte bisher immer angenommen, daß die Tonalitzone südlich der Karawanken südwärts um den Bachern herumbiegt. Dafür sprachen zwei winzige Vorkommen, eines 2300 m nordwestlich von Weitenstein und eines ebenso weit nordöstlich von diesem Ort, in den Phylliten am Südrande des Bachern.

So unzweifelhaft diese Beobachtungen sind, so darf man sie nicht überschätzen. Das ganze Karawanken-Bacherngebiet ist von Eruptiven durchschwärmt, die leider noch nicht einheitlich bearbeitet worden sind, so daß Verschiedenheiten erscheinen, die in der Natur nicht in demselben Maße auftreten. Zwischen den jungen Ergußgesteinen im westlichen Bachern (die als Quarzporphyrit, bzw. Dazit bezeichnet wurden) und dem sogenannten Bacherngebiet bestehen sehr merkwürdige Übergänge. Bekanntlich hat diese Unklarheit zu dem Streit zwischen Doelter einerseits, Teller und Heritsch andererseits geführt. Ich halte diese Frage auch heute noch für unerledigt. Es scheint, daß ein Teil des sogenannten Granits nur die hypabyssische Fazies der Ergußgesteine ist. Jedenfalls aber habe ich aus dem Wucherergraben bei Reifnigg ein Gestein untersucht, das nach Analyse und Dünnschliffen zweifellos ein Tonalit ist. Der sogenannte Bacherngranit umfaßt eine Reihe der verschiedensten Gesteine. Jedenfalls aber sind sichere Tonalite darunter! Über diese Gesteine werde ich bei anderer Gelegenheit Genaueres berichten. Ich komme aus den angeführten Gründen zu der Vorstellung, daß die Unterlage der Karawanken in bezug auf den Bachern nicht nach N, bzw. der letztere nicht nach S verschoben ist. Stellen wir uns vor, eine etwa 2000 m mächtige Schicht der Karawanken würde abgetragen, so würde man meiner Meinung nach genau dasselbe finden, was im Bachern an der Oberfläche liegt, nämlich Krystallin, stark mit dioritisch-tonalitischem Intrusivmassen durchtränkt, wobei natürlich tektonisch-fazielle Unterschiede bestehen werden.

Ganz interessant sind gewisse Analogien in der Oberflächentektonik. Der Burgstallkogel bei Lavamünd ist in derselben tektonischen Lage wie die Triassscholle von Röttschach. Der eine ist auf das Südwesteck der Koralpe, die andere auf das Südwesteck des Bachern aufgefahren. Die querstehende Scholle von Oberdollitsch ist tektonisch sehr ähnlich dem Südostteil der St. Pauler Berge. Die Karawanken stehen zum Bachern wie die St. Pauler Berge zur Koralpe und was der Analogien mehr sind.

b) Senkrechte Verstellungen.

Die Oberflächentektonik (d. i. im wesentlichen die Karawanken-tektonik) erzeugte Unterschiede in den Höhenlagen, die aber nicht dazu

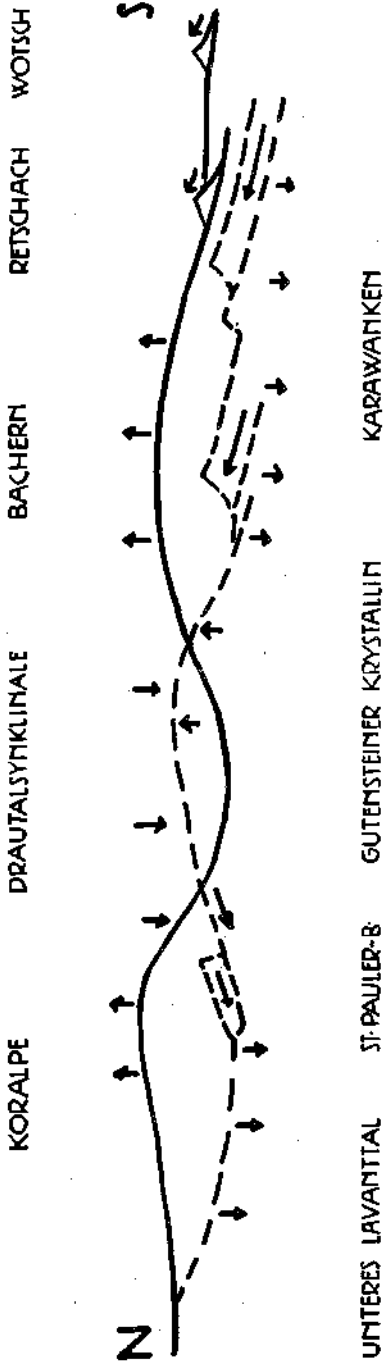


Fig. 5. Schema der vertikalen Verstellungen entlang der Lavantaler Störung. Nicht maßstabgetreu. Die vollausgezogene Linie das Gebiet östlich der Störung (also Koralpe—Bachern), die strichlierte das östlich davon (also Lavanttal—Karawanken). Man sieht deutlich das Interferieren und die Unabhängigkeit beider Teile. Die Pfeile deuten die relative Bewegungsrichtung in bezug auf den andern Teil an.

ausreichen, die tatsächlich vorhandenen Höhenunterschiede zu erklären. Es liegt keine einheitliche senkrechte Bewegung vor. Man kann nicht sagen, daß der westliche Flügel des gestörten Gebietes zur Gänze tiefer liege, vielmehr haben sich einzelne Teile durchaus selbständig gegeneinander bewegt, ja, wie aus dem Schema Fig. 5 hervorgeht, meist gerade gegensätzlich zu beiden Seiten der Störung, gewissermaßen wie zwei miteinander interferierende Wellenzüge.

Im nördlichen Teile der Kor- und Saualpe liegen beide Teile gleich hoch. Erst von Wolfsberg an entwickelt sich ein Unterschied, nämlich der tiefe Graben des Lavanttales, in ihm dann auch die St. Pauler Berge, im Gegensatz zu dem hohen Horst der Koralpe. Wie die Saualpe selbst zur Koralpe steht, möchte ich vorläufig noch offen lassen, jedenfalls spricht manches dafür, daß der Osthang der Saualpe stark hinabgebogen ist.

Ein Stück weiter im S liegen die Verhältnisse genau umgekehrt. Hier liegt der östliche Flügel tiefer, er bildet die „Drautalsynklinale“, die überdies stellenweise durch spätere Einbrüche („Draugraben“) weiter vertieft wird. Auf der andern Seite ragt in hohen Bergen (Lagoja 1020, Sellouz 886, Verche 681 m) das Gutensteiner Krystallin empor. Die orographischen Höhen geben übrigens ein durchaus ungenügendes, stellenweise sogar falsches Bild von den lotrechten

Verstellungen. Man muß hier die „stratigraphische Höhe“ in Rechnung stellen, d. h. z. B. sich über dem Gutensteiner Krystallin noch die Phyllite und eventuelles Mesozoikum ergänzt denken, um die Verstellung in bezug auf den gegenüberliegenden Bachern zu ermessen.

Bei Windischgraz kehren sich die Verhältnisse neuerdings um. Das Krystallin auf der Westseite der Störung taucht tief unter die Karawanken unter, von hier an bleibt der ganze Westteil in relativ tiefer Lage. Auf der Ostseite dagegen erhebt sich das mächtige Gewölbe des Bachernkrystallins. Erst bei Weitenstein, kurz vor dem Ende der eigentlichen Querstörung, liegen beide Flügel wieder gleich hoch.

Diese weitgehende Unabhängigkeit zeigt uns an, daß auch der Untergrund Bewegungen mitgemacht hat, jedoch ganz andere als die oberen Schichten. Es sind nur mehr oder minder lokale Verbiegungen und Aufwölbungen, wenn dieselben auch sehr große zahlenmäßige Beträge erreicht haben. Das Schema Fig. 5 stellt diese Verhältnisse in leichter Übertreibung übersichtlich dar.

c) Der Gesamtcharakter der Lavanttaler Störung.

Versuchen wir die Störungen in dem beschriebenen Geländestreifen einem der vorhandenen Begriffe unterzuordnen, so stoßen wir auf unüberwindliche Schwierigkeiten. In den verschiedenen Teilen sind alle Möglichkeiten einer Störung überhaupt verwirklicht. Die einzelnen Teile sind verschieden alt. Besonders für den „Koralpenrandbruch“, d. i. das Stück zwischen Wolfsberg und Lavamünd, konnte eine Mehrphasigkeit nachgewiesen werden. Auch ganz gleichartige Sprünge sind altersverschieden, wie am Beispiel der NO-Sprünge bewiesen wurde.

H. Quiring hat seinerzeit eine Systematik der „Blattverschiebungen“ vorgeschlagen.¹⁾ Alle von ihm unterschiedenen Arten finden sich in unserer Störung entwickelt. Auf großen Teilen hin ist sie zweifellos ein „Grenzblatt“, d. h. eine steile Spalte, die eine verschiedene Auslösung des Faltungsdruckes zu beiden Seiten der Störung ermöglichte. Ich erinnere an den Nordschub der St. Pauler Berge, der in der Koralpe kein Gegenstück findet, sondern erst viel weiter im O, im Vorschub der mesozoischen Inseln am Posruck, den Benesch zuerst festgestellt, Winkler später ergänzend beschrieben hat.²⁾ Man kann nicht annehmen, daß die Äquivalente der St. Pauler Berge einst auf der Koralpe gelegen und später dem Abtrag zum Opfer gefallen seien, sondern es ist ein derartiger Nordschub eben nur westlich und östlich des Koralpenblocks möglich gewesen. Ferner ist hier die „Drautalsynklinale“ zu nennen, die an der Lavanttaler Störung scharf abbricht, während jenseits davon das Gutensteiner Krystallin emporragt.

Die Störung ist aber auch gleichzeitig ein „Verschiebungsblatt“, u. zw. in bezug auf die Karawankentektonik teilweise „posthum“, d. h. die gefalteten Züge werden durch die Störung zerschnitten. Aus der

¹⁾ H. Quiring, Zur Theorie der Horizontalverschiebungen. Zeitschr. f. prakt. Geol., 21, 1913, S. 70 ff.

²⁾ F. v. Benesch, Die mesozoischen Inseln am Posruck. Mitt. Geol. Ges. Wien, 7, 1914, S. 173 ff.

A. Winkler, Bemerkungen über das Grundgebirge an der Nordabdachung des Remschnigg-Posruck-Gebirges. Verh. G. B. A. 1927, S. 238—242.

Verschiedenheit der Abstände der tektonischen Einzelemente beiderseits der Störung folgt aber, daß die Nordschübe sich z. T. sehr unabhängig voneinander weiter entwickelt haben. Die Tektonik (weniger Faltung als Aufschuppung) hat also die Störung noch etwas überdauert, dasselbe, was Heim im Jura feststellen konnte.

In bezug auf den St. Pauler Deckenschub ist die Blattverschiebung „antezedent“ im Sinne Quiring's.

Die Spalten im Lavanttal und ihre nördlichen Fortsetzungen sind einfache, annähernd senkrechte Brüche. Ihr steht die Donatiline als steile Überschiebung entgegen. Auch die alten tektonischen Flächen in den Brettsteinzügen sind Überschiebungen.

Wir haben eine durchgreifende Vertikaltektonik über den ganzen besprochenen Bereich hin, eine flache Horizontaltektonik in den südlichen Teilen.

Diese verschiedenen Teilstörungen gehen auf verschieden alte, verschiedenartige und verschieden gerichtete Beanspruchungen zurück. Und doch beschränken sie sich, wenigstens mit Ausnahme der eigentlichen Karawanken, auf eine schmale Zone, die quer durch einen so großen Teil der Alpen läuft. Das kann kein Zufall sein.

So komme ich zu der Vorstellung, daß dieser Streifen eine wohl sehr alte Schwächezone in den Alpen vorstellt. Sie kreuzt bezeichnenderweise den Faltungsknotenpunkt von Judenburg, auf dessen Bedeutung Heritsch hingewiesen hat. Was immer in der Umgebung geschieht, löst in ihr Störungen aus. Sie ist, sit venia verbo, der tektonische Sündenbock für die ganze Umgebung. Die Glimmerschiefergruppe, welche das steirische Tiefkrystallin bedeckt, wird zum langen Faltenstrang der Brettsteinzüge eingefaltet, alpine Phasen erzeugen (vorgosauisch) stellenweise Diaphthorese; die Seckauer und die Anmeringmasse werden nach W gedrängt. Spannungen im Alttertiär lassen das untere Lavanttal am Korpalpenrandbruch einbrechen. Das Norddrängen der Savefalten reißt die Mißlingstörung auf. Die Karawanken wandern vor, wobei die Scholle von Oberdollitsch zurückbleibt. Die St. Pauler Berge wandern nach N, wobei sie am „Grenzblatt“ geschleppt werden und tektonische Reste zurücklassen, über sie transgrediert das Miozän. Das weitere Aufsteigen der Korpalpe benützt wieder die alte Lavanttaler Störung. Die Tertiärbecken von Wiesenau, Obdach etc. werden an ähnlichen Störungen eingeklemmt. Der Korpalpenblock drängt nicht nur in die Höhe, sondern auch nach W und reißt die alte Störung immer wieder auf. Kleine neuentstehende Querstörungen folgen alten vorgezeichneten Richtungen, Sauerlinge steigen auf. Störungen in der Tiefe, die uns derzeit noch unbekannt sind, lösen die Basalruption von Kollnitz aus. . .

Noch einmal wandern (spät- oder nachmiozän) die Karawanken ein Stück gegen N und überwältigen dabei ihr tertiäres Vorland.¹⁾ Stellenweise kommt es sogar zu tektonischen Verschuppungen von Mesozoikum und Miozän (Lobnigg). Immer höher steigt der Block der Korpalpe. Zur

¹⁾ Kieslinger, Vorläufiger Bericht über die Tektonik Mittelkärntens. Akademischer Anzeiger 1927, Nr. 15.

Zeit der II. Mediterranstufe führten noch Rinnen mit Riesenblöcken nach S (Tertiär von St. Daniel). Durch das Weiteraufsteigen der Koralpe, durch den Einbruch des „Draugrabens“ wird auch diese Verbindung unterbrochen. Im Oberpontikum erfolgt eine besondere Beschleunigung der Hebung (Winkler und Kieslinger).

Zur Eiszeit füllt sich die lange Rinne unserer Störung durch die Abriegelung des Drautales mit drei Stauseeu (Lavanttal, Mißlingtal, Windischgrazer Becken).¹⁾ Auch diese verschwinden wieder, rinnen aus. Leise klingen die tektonischen Tendenzen in die Gegenwart herein. Gewisse Bergstürze, dann die Bergschläge im Karawankentunnel deuten auf ein fortwährendes Norddrängen der Karawanken (das sich vielleicht durch Feinvermessungen nachweisen lassen wird). Die Terrassen der ehemaligen Stauseen sind verbogen und haben, z. B. im Lavanttal, ein rückläufiges Gefälle. Der Koralpenrandbruch liefert noch immer einen Bergsturz nach dem andern, die Wildbäche am Südhang der Koralpe, die nachweisbar schon sehr alt sind, werden immer von neuem belebt.

Es wäre zu vermuten, daß sich dieser Störungstreifen auch in Erdbebenerscheinungen besonders von seiner Umgebung abhebe. Wie verschiedene sehr eingehende Untersuchungen gezeigt haben,²⁾ ist das nicht der Fall. Wohl quert unsere Störungszone ein seismisch sehr empfindliches Gebiet, das Judenburger Becken. Aber die Epizentren der großen Erdbeben liegen weiter westlich, im Gebiet des Zirbitzkogels. Die Verfasser der einschlägigen Erdbebenstudien sind sich darüber einig, daß die Ursachen dieser Transversalbeben tiefer liegen als der geologisch erforschbare Teil der Erdkruste.

Ein Zusammenhang der besprochenen Tektonik mit den Schwereverhältnissen kann mangels genügender Messungen in unserem Gebiete noch nicht untersucht werden. Lediglich im Drautale hegt nach den Angaben von Kautzky³⁾ eine Messungsreihe vor. Sie entspricht einer Aufwölbung, die durch die Punkte Grafendorf — 58, Kühnsdorf — 25, Bleiburg — 16, Unterdrauburg — 44 gekennzeichnet ist. Man kann in ihr ein Abbild der Aufwölbung vor den Karawanken (Gutensteiner Krystallin und Bleiburger Berge) erblicken, jedoch möchte ich daraus noch nicht wie Kautzky (l. c., S. 417) einen Schluß auf die Tektonik des Lavanttales ziehen.

Regionaler Ansblick.

Die vorige Darstellung wurde mit Absicht auf die schmale Störungszone beschränkt, weil diese eine gewisse Selbständigkeit hat. Immerhin finden sich in der nächsten Nähe Störungen, die denselben tektonischen Ereignissen zugeordnet werden können.

Hierher gehört zunächst der Westrand der St. Pauler Berge, der „Griffener Verwurf“ Höfer's, der die mesozoischen Bildungen des

¹⁾ Kieslinger, Eiszeitseen in Ostkärnten. Carinthia II 1928, Bd. 117/118.

²⁾ Mitteilungen der Erdbebenkommission der Akademie der Wissenschaften in Wien Nr. 49 (Heritsch), 53 (Heritsch) 54 (Stücker), 58 (Kautzky).

³⁾ F. Kautzky, Die jüngeren Verbiegungen in den Ostalpen und ihr Ausdruck im Schwerebild. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Aht. I, Bd. 133, 1925, S. 411—421.

südlichen Wallersberges von den eigentlichen St. Pauler Bergen abtrennt. Höfer nahm für die letzteren an dieser Stelle einen Nordschub von mindestens 8 km an. Leider ist über diese Störung noch nichts näheres bekannt.

Interessant ist, daß ihr im S in den Karawanken Störungen von einem scheinbar gerade entgegengesetzten Bewegungsbild gegenüberstehen. Am Ostrand der Petzen findet sich nämlich eine Umstellung der Trias in die Nord-südrichtung, wahrscheinlich eine Flexur mit Abbeugung (bzw. Zurückbleiben) des östlichen Flügels gegen S.¹⁾ Diese Flexur stellt gewissermaßen das Anfangsstadium der Abtrennung einer östlichen Staffel vor, wie sie etwas weiter draußen im O, bei der Scholle von Oberdollitsch, tatsächlich zustande gekommen ist. Nun paßt diese Flexur außerordentlich gut in das allgemeine Bewegungsbild, ebenso wie die große Lavanttaler Störung. Man darf daraus wohl schließen, daß der „Griffener Verwurf“, vorausgesetzt daß er in der von Höfer behaupteten Form überhaupt zurecht besteht, eine sehr seichte Störung ist, die lediglich das Abschneiden der St. Pauler Decke nach W hin erzeugt, jedoch keineswegs an Tiefe mit der Lavanttaler Störung vergleichbar ist.

Die erwähnte Staffelung ist jedoch ihrerseits wieder nur ein kleines Teilstück einer ganz großen regionalen Erscheinung, der periadriatischen Bruchlinien. Wir wollen sie etwa auf der Übersichtskarte von Koßmat (Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien 1913, 6. Bd., Taf. V) betrachten und uns die Lavanttaler Störung entsprechend in diese Karte einzeichnen. Wir erblicken ein Bild von einer großartigen Einheitlichkeit. Der Bogen der Südalpen drängt gegen N vor, beiderseits wie auf Schienen entlang zweier Querstörungen laufend, der Judikarienlinie im W, der Lavanttaler Linie im Osten. Besonders die Osthälfte dieses Bogens ist durch eine Reihe von Querstörungen, z. T. Brüche, z. T. Flexuren, gestaffelt, derart, daß immer der östliche Teil ein Stück gegen S zurückbleibt. Der Bachern ist in gewissem Sinne das Gegenstück zur Adamellogruppe. Es besteht keine Notwendigkeit, auf diese besonders durch Koßmat herausgearbeiteten Zusammenhänge näher einzugehen.

¹⁾ Vgl. Teller's Karte und Graußg-Koritschoner, Die geologischen Verhältnisse des Bergbaugesbietes von Mieß in Kärnten. Zeitschrift für praktische Geologie 1914, 22. Bd., S. 171 ff.

Erläuterungen zur Tafel X.

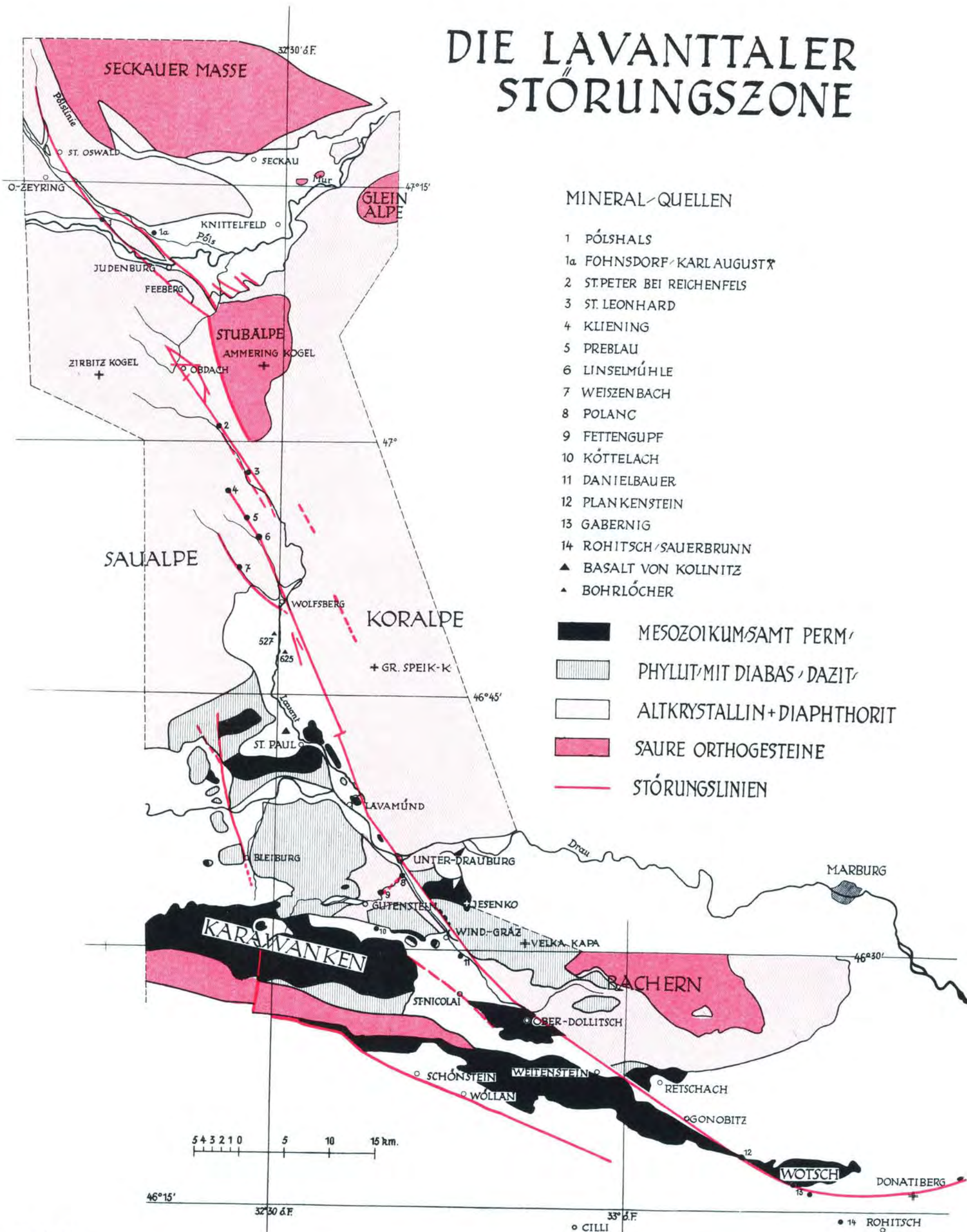
a) Übersichtskarte der Lavanttaler Störungszone.

Um eine deutliche Übersicht zu ermöglichen, wurden die geologischen Ausscheidungen stark vereinfacht. Die Diaphthorite wurden zum Krystallin, das Perm zum Mesozoikum gezogen. Das Karbon der Gonobitzer Gora und im Wotschzuge wurde ausgelassen, ebenso die dazitischen Ergußgesteine in den Phylliten im westlichen Bacheru. Die Störungslinien zwischen Obdach und Wolfsberg sind nur einige typische Vertreter einer viel größeren Zahl von Brüchen. Die Störung zwischen Bohrloch 625 und dem Koralpengipfel ist der Kuchlersprung.

Fig. 4 Der Deckenbau der St. Pauler Berge.

Profile nicht überhöht. Links die Überschiebung der Karawanken über das Tertiär von Liescha-Siele. Im obersten Profil noch Ursula- und Petzendecke, im mittleren nur mehr die Ursuladecke mit basalem Krystallin, im untersten Profil die Schubscholle von Altenmarkt bei Windischgraz, bestehend aus Phyllit und Gosau. Die Phyllite sind auf der Südseite des Gutensteiner Krystallins fast vollkommen abgeschert und auf der Nordseite angeschoppt, wo sie die „Bleiburger Berge“ bilden. Lagerung halbschematisch, Diabase weggelassen. Der Punkt 721 (mittleres Profil) ist die Deckscholle der Straschischa, bestehend aus Werfener Schiefer und Dolomit (Hauptdolomit?). Am Südhang der Saualpe tauchen die Phyllite unter den St. Pauler Bergen wieder hervor und gehen durch Wechsellagerung mit Diaphthoriten ins Hochkrystallin der Saualpe über (bei Pustritz, oberstes Profil). Die Zerteilung der mesozoischen Massen bei St. Paul soll andeuten, daß hier vermutlich eine obere Schubeinheit, hauptsächlich aus Gosau bestehend (Picbling-, Herzogberg, Rainkogel), vielleicht mit etwas basaler Permotrias, von der triadischen Hauptschubmasse abzutrennen ist.

DIE LAVANTTALER STÖRUNGSZONE



MINERAL-QUELLEN

- 1 PÓLSHALS
- 1a FOHNSDORF / KARL AUGUST
- 2 ST. PETER BEI REICHENFELS
- 3 ST. LEONHARD
- 4 KLIENING
- 5 PREBLAU
- 6 LINSELMÜHLE
- 7 WEISZENBACH
- 8 POLANC
- 9 FETTENGUPF
- 10 KÖTTELACH
- 11 DANIELBAUER
- 12 PLANKENSTEIN
- 13 GABERNIG
- 14 ROHITSCH / SAUERBRUNN
- ▲ BASALT VON KOLLNITZ
- △ BOHRLÖCHER

- MESOZOIKUM/SAMT PERM
- PHYLLIT/MIT DIABAS/DAZIT
- ALTKRYSTALLIN+DIAPHTHORIT
- SAURE ORTHOGESTEINE
- STÖRUNGSLINIEN

S 30° E N 30° W

KARAWANKEN BLEIBURGER BERGE ST. PAULER B. SAU-ALPE

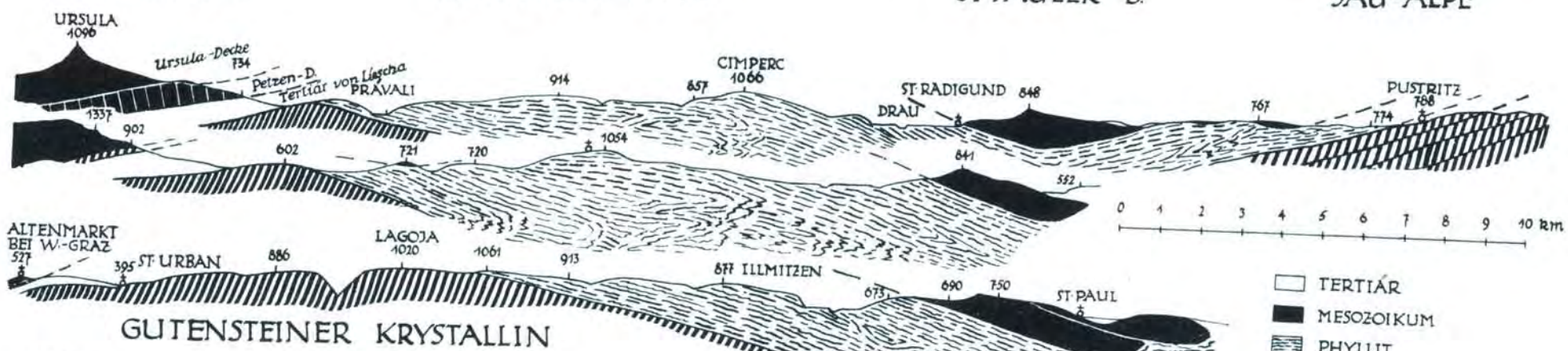


FIG. 4

Geologie der Sellagruppe. (Südtiroler Dolomiten.)

Von **Otto Reithofer**, Innsbruck.

(Mit 1 geologischen Karte, 1 Profiltafel und 13 Textfiguren.)

Aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Innsbruck.

Vorwort.

Im Sommer 1924 begann stud. geol. Konrad Amort auf Anregung seines Lehrers, Herrn Prof. R. Klebelsberg, mit der geologischen Bearbeitung der Sellagruppe. Inmitten seiner wissenschaftlichen Tätigkeit, am Ende eines ersten erfolgreichen Aufnahmssommers, erlitt er durch Absturz von der Kleinen Zinne den Tod in den Bergen. Dabei gerieten seine Aufnahmergebnisse größtenteils in Verlust. Manches aber ließ sich immerhin noch als Grundlage für weitere Arbeiten verwenden, besonders konnten seine Aufsammlungen geborgen und mitverarbeitet werden; sie befinden sich zusammen mit meinen in der Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Innsbruck. Zur Ehre des Andenkens meines unvergeßlichen Freundes habe ich über Anregung Prof. R. Klebelsbergs im Anschluß an meine Karte der Puezgruppe Amorts vielversprechend begonnene und so tragisch abgebrochene Arbeit fortgesetzt und fertiggestellt.

Der Deutsche und Österreichische Alpenverein unterstützte meine Tätigkeit durch Subventionen und die Sektion Bamberg dieses Vereins, die die Sellagruppe turistisch so vorbildlich erschlossen hat, ermöglichte die Drucklegung der Karte, wofür ich auch an dieser Stelle verbindlichst danke.

Einleitung.

Das kartierte Gebiet liegt in den westlichen Südtiroler Dolomiten, südlich der Puezgruppe. Seine Nordgrenze (Freabach—Grödner Joch—Pisciadubach) fällt mit der Südgrenze des Puezgebietes zusammen. Die Westgrenze verläuft von Plan dem Rio di Ciavazes entlang auf Punkt 2260, östlich des Sellajochs, und von hier längs des Rio di Val (Pal Piana) bis in die Gegend von Mortiz (nördlich Canazei, in der Val de Mortiz). Die Südgrenze bildet der Lauf des Rio di Jetries, das Pordojoch (2250) und der Cordevole bis Arabba. Von hier folgt die Ostgrenze dem Bache, der südlich des Campo longo entspringt und bei Arabba in den Cordevole mündet, auf jenen Paß und dann dem Rio Rutort, der nördlich von Corvara dem Pisciadubach zufließt.

Die erste geologische Karte, auf der die Sellagruppe dargestellt wurde, ist die „geognostische Karte Tirols“ aus dem Jahre 1849. Dann

folgte im Jahre 1859 Richthofens „geognostische Karte von Predazzo usw.“ (37) und 1879 die „geologische Übersichtskarte des tirolisch-venetianischen Hochlandes“ von Mojsisovics (22). Im Jahre 1899 erschien die „General Geological Map of the Sella Massive and Enneberg“ von Ogilvie Gordon (25). Teile der Sella gelangten ferner auf folgenden Karten Ogilvie Gordons zur Darstellung:

1893: „Geol. Map of Prelongei etc.“ (23).

1903: Karte in: „The Geol. Structure of Monzoni etc.“ (27).

1910: „Geol. Sketch-Map of the Langkofl Area.“ (30).

1927: „Geologische Aufnahmekarte des Fassa-Grödener Überschiebungsbereiches usw.“ (34).

Das Kartierungsgebiet liegt zur Hauptsache auf den Blättern 5347 Klausen und 5348 Toblach und Cortina d'Ampezzo, südliche Randteile auf 5447 Bozen und Fleimstal und 5448 Pieve di Livinallongo-Longarone der österreichischen Spezialkarte 1:75.000. Von den verschiedenen vorhandenen topographischen Karten hat sich die 1904 erschienene, 1926 neu aufgelegte Alpenvereinskarte der Langkofel- und Sellagruppe 1:25.000 (mit einer auch im Druck erschienenen Originalaufnahme 1:12.500) als die weitaus beste erwiesen. Sie wurde daher auch als Unterlage für die geologische Aufnahme benutzt, die in den Monaten August—September 1926 und Juli—August 1927 durchgeführt wurde.

Verzeichnis der benützten Literatur.

1. Werke allgemeinen Inhaltes.

1. Bindel K. Die Sellagruppe. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, München, 1899, Bd. 30, 1900, Bd. 31 und 1904, Bd. 35.
2. Blaas J. Struktur und Relief in den Alpen. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, Innsbruck, 1904, Bd. 35.
3. Cornelius H. und Furlani-Cornelius M. Zur Geologie der Tuffbildungen im Marmolatagebiet (Südtirol). Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie in Stuttgart, 1924.
4. Cornelius H. Ein Bohnerzfund auf dem Latemar (Dolomiten). Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1926.
5. Cornelius H. und Furlani-Cornelius M. Über die Tektonik der Marmolatagruppe (Südtirol). Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie in Stuttgart, 1926, Bd. 56, Abt. B.
6. Diener C. Über den Einfluß der Erosion auf die Struktur der Südosttirolischen Dolomitstöcke. Mitteilungen der k. k. Geographischen Gesellschaft in Wien, 1900.
7. Diener C., Hörnes R., Sueß F. und Uhlig V. Bau und Bild Österreichs. Wien und Leipzig, 1903.
8. Doelter C. Geologische Notizen aus Südtirol. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1873.
9. Doelter C. und Hörnes R. Chemisch-genetische Betrachtungen über Dolomit. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1875, Bd. 25.
10. Fraas E. Scenerie der Alpen. Leipzig, 1892.
11. Furlani M. Zur Tektonik der Sellagruppe. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1909, Bd. 2.
12. Haug E. Die geologischen Verhältnisse der Neocomablagerungen der Puezalpe bei Corvara in Südtirol. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1887, Bd. 37.
13. Hörnes R. Aus den Südtiroler Kalkalpen. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, München, 1875, Bd. 6.

14. Klebelsberg, R. v. Neuere geologische Forschungen, die Südtiroler Dolomiten betreffend. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1911, Bd. 4.
15. Klebelsberg, R. v. Beiträge zur Geologie der Südtiroler Dolomiten. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Berlin, 1927, Bd. 79.
16. Klipstein, A. v. Beiträge zur geologischen und topographischen Kenntnis der östlichen Alpen. Gießen, 1871, Bd. 2, Abt. 1.
17. Kober L. Das Dachsteinkalkgebirge zwischen Gader, Rienz und Boita. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 1908, Bd. 1.
18. Kober L. Bau und Entstehung der Alpen. Berlin, 1923.
19. Lehmann O. Bericht über die Exkursion des Wiener geographischen Seminars nach Südtirol. Geographische Jahresberichte aus Österreich, Wien, 1907, Bd. 6.
20. Lucerna R. Naturkundliche Beobachtungen am Weg zum Sellajoch. Mitteilungen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, München, 1924.
21. Mojsisovics, E. v. Über die Ausdehnung und Struktur der südtirolischen Dolomitstöcke. Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 1875, Bd. 71.
22. Mojsisovics, E. v. Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien 1879.
23. Ogilvie M. Contributions to the Geology of the Wengen and St. Cassian Strata in Southern Tyrol. Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 49, 1893.
24. Ogilvie M. Coral in the „Dolomites“ of South Tyrol. Geol. Mag., dec. 4, vol. 1, 1894.
25. Ogilvie Gordon M. The Torsion-Structure of the Dolomites. Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 55, 1899.
26. Ogilvie Gordon M. Über die obere Cassianer Zone an der Falzaregostraße (Südtirol). Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1900.
27. Ogilvie Gordon M. The Geological Structure of Monzoni and Fassa. Transact. Edinburgh Geol. Soc., vol. 8, 1903.
28. Ogilvie Gordon M. Vorläufige Mitteilung über die Überschiebungsstruktur im Langkofelgebiete. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1907.
29. Ogilvie Gordon M. Die Überschiebungsmassen am Langkofel und im oberen Grödner Tal. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1909.
30. Ogilvie Gordon M. The Thrust-Masses in the Western District of the Dolomites. Transact. Edinburgh Geol. Soc., vol. 9, Append. 1909—1910.
31. Ogilvie Gordon M. Die Überschiebung am Gipfel des Sellamassivs in Südtirol. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1910.
32. Ogilvie Gordon M. Leithorizonte in der Eruptivserie des Fassa-Grödengebietes. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1913.
33. Ogilvie Gordon M. Einige geologische Ergebnisse im Gebiete von Fassa und Gröden. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1925.
34. Ogilvie Gordon M. Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1927, Bd. 24, Heft 1, 2 und 3.
35. Penck A. und Brückner E. Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. 3: Die Eiszeiten in den Südalpen und im Bereich der Ostabdachung der Alpen. Leipzig 1909.
36. Reithofer O. Geologie der Puezgruppe (Südtiroler Dolomiten). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1928, Bd. 78.
37. Richthofen, F. v. Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, St. Cassian und der Seiser Alpe in Südtirol. Gotha 1860.
38. Rothpletz A. Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen nebst Anhang über die sogenannte Glarner Doppelfalte. Stuttgart 1894.
39. Stur D. Eine Exkursion in die Umgegend von St. Cassian. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1868, Bd. 18.
40. Weller O. Zur Geologie der Langkofelgruppe in Südtirol. Diss. Calw 1920.

2. Für die paläontologische Bearbeitung benutzte Werke.

41. Ammon, L. v. Die Gastropoden des Hauptdolomites und Plattenkalkes der Alpen. Abhandlungen des zoologisch-mineralogischen Vereins Regensburg, 1878.
42. Bittner A. Lamellibranchiaten der alpinen Trias. 1. Teil: Revision der Lamellibranchiaten von St. Cassian. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1895, Bd. 18.

43. Böhm J. Die Gastropoden des Marmolatakalkes. Pal., Stuttgart, 1895. Bd. 42.
44. Broili F. Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp. Pal., Stuttgart 1904, Bd. 50.
45. Hang E. Beitrag zur Kenntnis der oberneocomen Ammonitenfauna der Puezalpe bei Corvara (Südtirol). Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns und des Orients. Wien, 1889, Bd. 7.
46. Kittl E. Die Gastropoden der Schichten von St. Cassian. Annalen des k. k. Hofmuseums in Wien, 1891—1894. Bd. 6—9.
47. Kittl E. Die triadischen Gastropoden der Marmolata und verwandter Fundstellen in den weißen Rifkalken Südtirols. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1894, Bd. 44.
48. Laube G. Die Fauna der Schichten von St. Cassian. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 1865—1869, Bd. 24.
49. Mojsisovics, E. v. Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1882, Bd. 10.
50. Parona C. Studio monografico della fauna Raibliana di Lombardia. Pavia 1889.
51. Philipp H. Paläontologisch-geologische Untersuchungen aus dem Gebiet von Predazzo. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, 1904, Bd. 56.
52. Pictet I. und Loriol P. Description des fossiles dans le terrain néocomien des Voirons. Mat. pour la pal. suisse, 2. ser., Genève, 1858.
53. Salomon W. Geologische und paläontologische Studien über die Marmolata. Pal., Stuttgart, 1895, Bd. 42.
54. Tausch L. Zur Kenntnis der Fauna der „grauen Kalke“ der Südalpen. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1890, Bd. 15.
55. Uhlig V. Die Cephalopodenfauna der Wernsdorfer Schichten. Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, 1883, Bd. 46.
56. Uhlig V. Über neocome Fossilien vom Gardenazza in Südtirol. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1887, Bd. 37.
57. Vacek M. Über die Fauna der Oolithe von Cap S. Vigilio. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1886, Bd. 12.
58. Waagen L. Die Lamellibranchiaten der Pachycardientuffe der Seiser Alm nebst vergleichend paläontologischen und phylogenetischen Studien. Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1907, Bd. 18.
59. Wittenburg, P. v. Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. Geologische und paläontologische Abhandlungen, n. F. Jena 1908, Bd. 8.
60. Wöhrmann, S. v. und Koken E. Die Fauna der Raibler Schichten vom Schlernplateau. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Berlin, 1892, Bd. 44.
61. Wöhrmann, S. v. Die Fauna der sogenannten Cardita- und Raibler-Schichten in den Nordtiroler und bayerischen Alpen. Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt in Wien, 1889, Bd. 39.
62. Zittel, K. v. Grundzüge der Paläontologie (Paläozoologie). 1. Invertebrata. München und Berlin 1924.

Topographische Übersicht.

Die orographischen Verhältnisse der Sellagruppe wurden in der Monographie von Bindel (1) sehr ausführlich behandelt, die auch zahlreiche, sehr gute Abbildungen des Gebietes enthält. In der vorliegenden Arbeit habe ich mich nur an die Bezeichnungen der Alpenvereinskarte gehalten.

Von der Puezgruppe aus sieht man in unmittelbarer Nähe das gewaltige Dolomitmassiv der Sellagruppe, zu deren Füßen sich teils große, helle Schutthalden, teils grüne Wiesen und einzelne Wälder ausbreiten. Über dem nahezu senkrechte Wände bildenden Schlerndolomit erstreckt sich die sehr charakteristische Raibler Terrasse, über der sich mit ähnlichen Abstürzen der Dachsteindolomit erhebt.

Die Val de Mesdi und die Val Lasties teilen die Sella in zwei Teile. Der östliche Teil, auf dem sich als höchster Punkt der ganzen Gruppe die Boé (3152 *m*) erhebt, dacht flach gegen O ab. An Erhebungen sind hier noch die Pordoispitze (2952), Cresta strenta (3124), Eisseespitze (3011), Pezza Longhetta (2963), Vallonspitze (2866), Neuner (2904), Zehner (2915), Boéseekofel (2913) und Pizkofel (2827) zu erwähnen. Im westlichen Teil sind als größere Erhebungen der Sas de mesdi (2978), Pisciadu (2985) und Pisciadurturm (2882), der Sas da Lec (2935), die Gamsburg und die West- und Ostmesules zu nennen. Die Gipfel am Westrande des Massivs Piz Rotič (2966), Piz Beguz (2972), Piz Miara (2965), Piz Saliera (2958), Piz Gralba (2974), Piz Revis (2940) und Piz Selva (2941) heben sich nur wenig vom Plateau ab. Etwas losgelöst vom Dolomitstock sind die Sella- und Murfreittürme.

Der Kessel von Corvara wird nach W mit dem Grödner Joch durch das breite Tal des Pisciadubaches und nach S mit dem Campo longo durch das ebenfalls breite Tal des Rio Rutort verbunden. Westlich des letzteren verlaufen zwei kleinere Paralleltäler. Vom Campo longo zieht nach S gegen Arabba ein bis Megons flaches, dann steiler und enger werdendes Tal hinab. Das Cordevoletal westlich Arabba ist flach und ziemlich breit. In die Val de Mortiz mündet die steile und enge Val Piana und die breite Val Lasties. Von Plan aus zieht, an den Abhängen des Piz Culatsch (2087) entlang, sowohl nach O gegen das Grödner Joch als auch nach S gegen das Sellajoch ein zunächst enges, steiles Tal, das einerseits bei Col da Martin, andererseits bei Plan de Gralba flacher und weiter wird.

Die Sellagruppe ist sehr reich an kleinen Nebentälchen. Deren wichtigste sind: Val Gralba, Val Culea, Vallon di Pisciadu, Vallon, das Tal des Rio da Boé, Valle de Fontane, Langer Graben und Val Lerghia.

Die Verteilung der Diluvialmassen zeigt uns, daß die Talbildung in der Sella-, gleich wie in der Puezgruppe, schon größtenteils vor Beginn der Eiszeit beendet war. Die hydrographischen Verhältnisse wurden von Bindel (1, Bd. 30, S. 388—391) besprochen. Der Gegensatz zwischen der großen, durch Erosion entstandenen Val de Mesdi und dem kleinen Bächlein, von dem diese heute durchflossen wird, ist sehr auffällig.

Nördlich der Cresta strenta ist ein kleiner Gletscher, der in den obersten Teil der Val de Mesdi hinabreicht. Ebenso ist das Raibler Band am Fuße der West- und Ostmesules und der Hintergrund von Vallon di Pisciadu vergletschert. Auch an zahlreichen anderen Stellen liegt auf dem Hochplateau der Sella in Löchern, Mulden und Rinnen Schnee und Eis, die auch im Sommer nicht verschwinden und denen einzelne kleine Bäche ihr Dasein verdanken. Gute und ergiebige Quellen liefern hier die Wengener und Cassianer Schichten.

An Seen sind der Pisciadusee, der Eissee und der Boésee zu erwähnen. Die zwei ersteren verdanken ihre Entstehung der Erosion durch den Gletscher, während der letztere tektonischen Ursprungs ist. Der Pisciadusee wurde leider schon zum Teil von einem von S kommenden Schuttkegel aufgefüllt.

Stratigraphischer Teil.

Am Aufbau der Sellagruppe beteiligen sich folgende Schichtglieder:

Alluvium	}	Quartär
Diluvium		
Neocom		Untere Kreide
„Glaukonitischer Dolomit“		? Tithon
Acanthicusschichten (<i>Ammonitico rosso</i>)		Malm
Graue Kalke		Lias
Dachsteindolomit	}	
Raibler Schichten		
Schlerndolomit		
Cassianer Schichten		
Wengener Schichten		
Augit-Plagioklas-Porphyr		
Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine		
Buchensteiner Agglomerate		
Mendeldolomit		
Unterer Muschelkalk		
Werfener Schichten	}	Trias
Bellerophonschichten		
		Oberes Perm

Die Beschreibung der an der Nordwestecke der Sellagruppe anstehenden Schichten von oberem Perm und unterer und mittlerer Trias wurde möglichst kurz gefaßt, da hier dieselben Verhältnisse herrschen wie in der angrenzenden Südwestecke der Puezgruppe (36).

Das älteste Schichtglied des Gebietes sind die Bellerophonschichten, von denen nur die obere Abteilung erschlossen ist. Sie stehen an der Westecke der Sella zwischen Plan und Linatscha an, wo sie den Kern der Grödner Joch-Antiklinale bilden.

Die Bellerophonschichten sind dünne, dunkelgraue bis schwarze teilweise bituminöse Kalke, die mit ganz dünnen dunklen Mergellagen wechsellagern. Ihre Verwitterungsfarbe ist grau bis graubraun.

Über den Bellerophonschichten folgen hier als unterstes Glied der Trias die Werfener, wohl Seiser Schichten, die zur Hauptsache, gleich wie nördlich des Freabaches, aus grauen Kalken und Mergeln mit *Pseudomonotis Clarai* Emmer. (Toel del mus und Nordseite des Piz Culatsch) bestehen. Ihre Mächtigkeit wurde nach O gegen Col da Martin hin durch Ausquetschen bedeutend verringert. Sichere Campiller Schichten sind hier nicht nachweisbar.

Auch der darüberliegende untere Muschelkalk, der aus dünngeschichteten dunklen Kalken und Mergeln besteht, wurde teilweise ausgequetscht. Er läßt sich nur vom Rio di Ciavazes bis unter Punkt 2038 verfolgen. Weiter östlich ist er ausgequetscht und kommt erst wieder nördlich des Freabaches zum Vorschein. Das Muschelkalkkonglomerat fehlt hier.

Über dem unteren Muschelkalk steht der Mendeldolomit an, der bei Toel del mus als grauer, massiger Dolomit entwickelt ist. Er steht

hier saiger, legt sich aber nach O hin allmählich ziemlich flach und nimmt in dieser Richtung auch beträchtlich an Mächtigkeit ab. Die stark vergrusteten Stellen deuten auf Ausquetschung hin.

Die Buchensteiner Agglomerate.

Die Buchensteiner Agglomerate (Explosivtuffe von Cornelius (3)) enthalten zur Hauptsache eckige oder etwas gerundete Stücke aus den Buchensteiner Schichten, die mit grauem, kalkreichem, tuffigen Bindemittel verkittet sind.

Diese Gesteine liegen östlich des Rio di Ciavazes und westlich des Freabaches konkordant über dem Mendeldolomit und zwischen diesen beiden Stellen am Nordabhange des Piz Culatsch im Hangenden der Tuffkonglomerate. Die Darstellung auf Ogilvie Gordons Karte (34) stimmt hier mit den beobachteten Verhältnissen keinesfalls überein. Ähnlich wie am Muliatch keilen auch hier die Buchensteiner Schichten in die Agglomerate aus. Ober Toel del mus sind letzteren zirka 2 m mächtige graue Knollenkalke zwischengelagert, die sich aber im Streichen nicht allzuweit verfolgen lassen. Ähnliche Verhältnisse herrschen auch am Col da Martin. Es ist nicht sichergestellt, ob es sich hier um große Schoflen oder um autochthone Kalke handelt, doch ist letzteres wahrscheinlicher. Östlich oberhalb Punkt 1832 liegen in den Buchensteiner Agglomeraten mehrere gewaltige helle Dolomittklötze, die wohl aus dem Mendeldolomit stammen. Diese Klötze sind vom Tal aus gut sichtbar und können hier das Ansehen von Mendeldolomit vortäuschen. Oberer Muschelkalk ist hier nicht vorhanden.

Ein weiteres Vorkommen von Agglomeraten findet sich nördlich von Arabba auf der Ostseite der Sellaerazza konkordant zwischen Tuffkonglomeraten im Liegenden und Augitporphyrit im Hangenden. Die Agglomerate enthalten hier mehrere große Blöcke eines grauen Kalkes, der wohl dem Marmolatakalk angehört. Die Abgrenzung nach unten wird durch die Porphyritgerölle, die das Agglomerat hier enthält, erschwert.

Tuffkonglomerate und Tuffsandsteine.

Auf der Südseite der Sella kommen keine typischen Wengener Schichten vor. Diese werden hier durch die wohl gleichalterigen und z. T. auch älteren Tuffkonglomerate und -sandsteine vertreten. Ihre Mächtigkeit beträgt bis zu mehreren 100 m.

Ein kleines Vorkommen (nur Tuffkonglomerat) findet sich am Nordabhange des Piz Culatsch im Liegenden der Buchensteiner Agglomerate.

Die Gerölle des Tuffkonglomerates sind, wie auch Cornelius (3, S. 367) angibt, meist sehr schön gerundete, etwas längliche Blöcke von Eruptivmaterial. Der Durchmesser der Gerölle beträgt von einem halben Zentimeter bis über einen halben Meter. Die Gerölle, deren Bindemittel grünlicher bis schwarzer, feinkörniger Tuff ist, gehören verschiedenen, vielfach sehr feinkörnigen Varietäten von Augit- und Plagioklasporphyrit an.

Am Südostabhang der Sellarazza, nördlich Arabba, enthalten die aus mittelgroßen Lavengeröllen bestehenden Lagen auch zahlreiche Stücke eines grauen Kalkes.

Ober Glieria, westlich Arabba, stehen über den Konglomeratlagen dünn- und dickgeschichtete Tuffe an, denen mitunter eine 4—5 cm dicke Schicht eines blauschwarzen, dunkelbraun verwitternden Kalkes zwischengelagert ist. Die Tuffe enthalten nur selten Gerölle (kleine). Über den tektonisch zwischengeschalteten Cassianer Schichten folgen wieder dickgebankte Tuffe mit einzelnen Konglomeratbänken, die reichlich kleine und nur wenig große Gerölle führen. Gegen die Hangendgrenze wechsellagern dünne Mergelbänke mit den Tuffen.

Westlich von Punkt 1904, am Cordevole, stehen mächtige, deutlich gebankte Tuffkonglomerate an, die nach oben in eine Konglomeratlage mit 1—2 cm großen Geröllen übergehen, über der sehr grober Tuff liegt. Den darüberfolgenden 20—30 cm mächtigen mittelgroben Tufflagen sind $\frac{1}{2}$ —1 dm dicke Mergellagen zwischengeschaltet. Darüber stehen an:

größere Tufflagen mit 4—5 cm großen Geröllen, nach oben feiner werdend,

dünne graugrüne Tuffe, wechsellagernd mit Mergellagen,

Tuff- und Mergellagen, wie sie in den Wengener Schichten typisch sind.

Die höheren Schichten sind hier durch Vegetation verdeckt.

Weiter bachaufwärts folgen über den zuletzt erwähnten Schichten (hier zirka 1 m mächtige Tufflagen) wieder ganz typische Tuffkonglomerate, die einzelne Gerölle eines grauen Kalkes enthalten.

Bei Punkt 1780, am Rio di Val, stehen mächtige ungeschichtete Tuffe mit vereinzelt sehr großen Porphyritklötzen an. Nördlich dieses Punktes finden sich miteinander wechsellagernde Mergel und Tuffe, über denen eine mächtige graugrüne Tufflage mit kleinen und großen, etwas abgerundeten Kalkbrocken ansteht. Darüber folgen Schichten wie jene des Liegenden. Weiter aufwärts folgen am Bache: graue Tuffe mit eckigen, dunklen Stücken,

dickgebankte, grobe, grünlichgraue, kalkreiche Tuffsandsteine, die mit mergeligen Zwischenlagen alternieren.

In zirka 1880 m Höhe beobachtet man am Rio di Val dickgebankte Tuffe mit kleinen, teilweise nur $\frac{1}{2}$ cm großen Melaphyrgeröllen und eckigen und halbrunden grauen Kalkbrocken. Tuff- und Konglomeratlagen wechsellagern in gleicher Weise auch weiter hinauf miteinander ab. Die Konglomeratlagen reichen bis zur Hangendgrenze.

In den Tufflagen südlich Col de Toi sind vereinzelt bis viele Kubikmeter große, eckige, graue Kalkblöcke eingebettet. Auch bei Glieria, bei Punkt 2018 (am Cordevole), ober Punkt 1780 (am Rio di Val) und anderen Orten finden sich einzelne Blöcke. Diese grauen Kalke stammen wohl alle aus dem Marmolatakalk.

Der Übergang in die Cassianer Schichten im Hangenden erfolgt allmählich.

Mikroskopisch untersucht wurden Gerölle aus dem Tuffkonglomerat von Pallua, Schliff Nr. 4 und 5 und von Glieria Nr. 6 (beide Orte

westlich Arabba). Diese Gesteine sind makroskopisch dunkelgrün (4 und 5) oder schwärzlichgrün mit helleren Flecken (6).

Schliff 4 besteht nur aus großen, stark zersetzten Plagioklasen mit chloritischen Zersetzungsprodukten, Magnetitkörnchen und der Grundmasse, die ebenfalls nur die zwei letzteren Bestandteile erkennen läßt. Außerdem finden sich noch einzelne größere Magnetite.

Schliff 5 enthält große, hellbrännliche oder durch chloritische Zersetzungsprodukte grünlich gefärbte Plagioklasleisten, z. T. mit Kalzit im Innern. Außerdem kommen Pseudomorphosen von chloritischen Zersetzungsprodukten mit Magnetiträndern und Kalzit im Innern und solche von Kalzit (auch Kalzitdrusen) mit Magnetiträndern und chloritischen Zersetzungsprodukten im Innern vor. Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus Magnetitkörnchen, chloritischen Zersetzungsprodukten und ? Apatitnadelchen. Außerdem ist auch etwas rotbraunes Eisenoxyd zu beobachten. Bemerkenswert sind verschiedene feine, kalzitisch verheilte Sprünge.

Schliff 6 wird größtenteils aus kleinen ründlichen Kalzitdrusen zusammengesetzt, die an der Außenseite von einem aus kleinen Magnetitkörnchen bestehenden Rande umgeben sind. Die Kalzite weisen besonders an den Rändern der Drusen Zersetzungserscheinungen auf. Die Grundmasse besteht zur Hauptsache aus Magnetitkörnchen, ganz wenig chloritischen Zersetzungsprodukten und vielleicht einzelnen kleinen Plagioklasleisten.

Die Tuffsandsteine sind hellgrünliche bis dunkelgrüne, mehr oder weniger feinkörnige Gesteine. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß sie aus eckigen oder etwas gerundeten Körnern der verschiedenen Augit- oder Plagioklasporphyritvarietäten bestehen. Meistens enthält ein Korn mehrere Minerale. Mitunter findet sich zwischen den einzelnen Körnern Kalzit oder Zeolith als Zwischenmasse.

Augit-Plagioklas-Porphyrite und Tuffe.

Laven kommen in der Sella nur in geringer Ausbreitung und Mächtigkeit am Piz Culatsch, bei Somasieves — nördlich Mortiz —, östlich Mortiz und auf Sella — nördlich Arabba — vor.

Über den Agglomeraten ober Toel del mus folgen konkordant gelagerte Tuffe und dann typischer Augitporphyrit. Die höheren Lagen bestehen aus Plagioklasporphyrit. Zeolith- und Kalzitmandeln finden sich nicht nur in den höheren, sondern auch in den tieferen Lagen. An den beiden anderen Stellen kommt nur Augitporphyrit vor. Alle diese Gesteine gleichen aber ganz denen der Puezgruppe.

Mikroskopisch untersucht wurden Stücke aus dem Augitporphyrit vom Piz Culatsch, Schliff Nr. 1 und von der Sella, Nr. 2.

Die Augite stellen die erste Generation der Einsprenglinge dar. Diese und die Plagioklase gleichen völlig denen der Puezgruppe (36, Schliff Nr. 1—3). In Schliff Nr. 1 sind reichlich Kalzitdrusen, die z. T. mit einem Saum chloritischer Zersetzungsprodukte umgeben sind. Einzelne Kalzite zeigen radialstrahliges Wachstum. In Schliff 2 findet sich sehr wenig Kalzit. Magnetitkörner und Titaneisenstäbchen sind häufig.

Die chloritischen Zersetzungsprodukte bilden auch Pseudomorphosen. Die Grundmasse besteht aus kleinen Plagioklasleisten und chloritischen Zersetzungsprodukten.

Der Plagioklasporphyrit vom Piz Culatsch, Schliß Nr. 3, zeigt die größte Ähnlichkeit mit dem der Puezgruppe. Der Schliß gleicht völlig Schliß 8 und 9 (36, S. 284, 285). Chloritische Zersetzungsprodukte sind hier auch in der Grundmasse vorhanden. Daß sie hier auch Pseudomorphosen bilden, konnte nicht beobachtet werden.

Am Piz Culatsch fanden sich in höheren Lagen auch hellgrüne Laven, die massenhaft Zeolithmandeln enthalten.

Zwischen Punkt 1665 und Punkt 1795 sind am linken Ufer des Rio Rutort mächtige Eruptivtuffe aufgeschlossen. Laven sind hier nicht vorhanden.

Die Wengener Schichten.

Typische Wengener Schichten finden sich nur auf der Nordseite der Sella an den Südabhängen des Piz Culatsch (über Augit-Plagioklasporphyrit), am Grödner Joch und an den Nordostabhängen der Sella zwischen Corvara und dem Campo longo. Südlich von Corvara erreichen die hier sehr wenig gestörten Wengener Schichten Mächtigkeiten von 300—400 m.

Östlich des Grödner Joches folgen (auf der Südseite) von unten nach oben:

Tuffe mit ganz dünnen Mergellagen,

dünne Kalk- und Mergellagen,

0.5 m Tuff,

0.5 m Mergel und Kalke,

mächtige Tufflage mit einigen ein paar Zentimeter dicken Kalkzwischenlagen und einzelnen schön gerollten Kalkstücken,

dickere Kalklage,

0.5 m Mergel und Kalke,

Tuffe.

Im Hangenden dieser folgen die Cassianer Schichten.

Auf der Nordostseite der Sella liegen die Wengener Schichten, die wie die der Puezgruppe entwickelt sind, z. T. auf massigen Tuffen der Augitporphyrite. Diese Tuffe grenzen nach NW längs einer Verwerfung an Wengener Schichten, während sie nach SW in die vielfach *Posidonomya wengensis* Wissmann (vom Grödner Joch und anderen Orten, A¹) führenden Schichten auskeilen.

Im Bachbett des Rio Rutort liegen vielfach Stücke aus den Kalzit-Gips-Schichten (36, S. 287, 288) umher, die aus den Wengenern stammen. Auch in der Gegend südlich des Sellajoches und zwischen Arabba und dem Pordojoch wurden solche Stücke beobachtet, die wohl den Tuffsandsteinen und Tuffkonglomeraten angehören, die hier die Wengener Schichten vertreten. Nordöstlich unter P. 1784 (Bosc del

¹) Funde von Amont.

Borest bei Corvara) stehen ziemlich dickgeschichtete Tufflagen an, die einzelne Tuffgerölle enthalten.

Der Übergang nach oben in die Cassianer Schichten ist ein ziemlich allmählicher.

Die Cassianer Schichten.

Die Cassianer Schichten nehmen am Aufbau der Sella, besonders an deren Fußgelände wesentlichen Anteil. In weiter Verbreitung stehen sie in der Gegend des Sellajoches, am Pordojoch, an den südlichen Abhängen der Sella westlich Arabba, südlich des Campo longo, an den Nordostabhängen der Sella bei Corvara, am Grödner Joch und unter dem „grünen Fleck“ südlich des Piz Culatsch an. Bemerkenswert sind noch zwei kleine Vorkommen von Cassianer Schichten, das eine östlich unter Col de Cedla (südwestlich von Corvara — graue Kalke) und das andere südlich unter P. 1910 bei Pallua westlich von Arabba (zwischen Tuffkonglomeraten und -sandsteinen).

Zwischen Masarei (westlich des Pordojoches) und dem Rio di Antermont sind die Cassianer Schichten nicht gänzlich denudiert (Mojsisovics, 22, S. 236), noch aufgeschlossen (Ogilvie Gordon, 25), sondern völlig durch Schutt verhüllt.

Westlich von Arabba erreichen die Cassianer Schichten Mächtigkeiten bis über 500 m.

Auf der Südseite des Grödner Joches folgen über den Tuffen der Wengener Schichten von unten nach oben:

typische Cassianer Kalkbreccie, Mergel und dünne Breccienlagen,

Tuffe,

Kalke und Breccien mit Mergeln und Tuffen wechsellagernd,

Tuffe.

Etwa 10 m unter dem „Cipitkalk“ stehen einige sehr mächtige Tufflagen an, von denen besonders die unterste sehr grobkörnig ist (Korngrößen bis zu mehreren Zentimetern). Nach oben werden diese Lagen feinkörniger. Die lithologische Beschaffenheit dieser blaugrauen, grünlichbraun anwitternden Tuffe gleicht ganz der der Pachycardientuffe. Über diesen folgen miteinander wechsellagernde dünne Kalk-, Mergel-, Tuff- und bis zu 25 cm dicke Breccienlagen. In den obersten Lagen treten die Tuffe ganz zurück. Im Hangenden dieser Schichten folgen die „Cipitkalk“-Blöcke.

Unter Punkt 1784 (westlich Crep de Sella) und unter Planac (südlich Crep de Sella) führen die Cassianer Schichten an der Obergrenze mächtige, feste, graue Kalklagen.

Bei Rutort, südlich des Campo longo, bestehen die Cassianer Schichten nur aus dünnen Kalk- und Mergelbänken und Lagen von Kalkbreccien. Tuffe fehlen hier.

Auf Savine de sopra (nordnordwestlich von Arabba) ist die Untergrenze der Cassianer Schichten nirgends sicher festzustellen. Über den Augitporphyriten folgen hier dünngeschichtete Tuffe, deren Zugehörigkeit zu den Wengener oder Cassianer Schichten mangels aufgefundener Fossilien nicht erwiesen ist. Diese Tuffe wurden vorläufig zu den Tuffen der Augitporphyrite gestellt.

Ober Gliera herrschen an der Untergrenze der Cassianer, über den Tuffkonglomeraten, dickgebankte graue Kalke vor.

Von Punkt 2083 (westlich Do Ciavazes) bis auf 2250 *m* östlich des Sellajoches überwiegen in den Cassianer Schichten dunkle grobe Tuffe, wie sie auch unter Col de Masores vorkommen. Sie enthalten vorwiegend Seeigelstacheln und Schnecken. Der Übergang der Cassianer Schichten in den Schlerndolomit bei Punkt 2412 (unter den Sellatürmen) erfolgt auch hier ganz allmählich. Die obersten sehr dickgebankten Lagen enthalten auch gelbbraune und rot gesprenkelte Gesteine, die nach oben immer kalkärmer werden. Ogilvie Gordon (27, S. 26—26) beschreibt aus den Cassianer Schichten der Ostseite des Sellajoches eine sehr reichhaltige Fauna.

Nördlich Taola, östlich des Sellajoches, enthalten die Cassianer Schichten, denen hier dünne Kalzit-Gips-Schichten zwischengelagert sind, vereinzelte mittelgroße, eckige, wohl einem anderen Gestein entstammende Kalkbrocken.

Bei Orsaroles, ost-südöstlich des Sellajoches, folgen über den nur in geringer Anzahl und Mächtigkeit entwickelten Cassianer Kalklagen mächtige Lagen von Tuffsandsteinen und Mergeln und nur vereinzelt dünne Kalkschichten. Diese Ausbildung der Schichten reicht ziemlich weit bis unter Taola hinauf.

Wo die Cassianer Schichten über „Cipitkalk“ anstehen, sind sie morphologisch dadurch interessant, daß sie Terrassen bilden, wie dies auf der Nordseite der Sella der Fall ist. Von der Val de litres zieht sich die Terrasse über Col de Masores bis zum Punkt 2237, westlich unter der Murfreitspitze, hin. Die hier sicher anstehenden Cassianer Schichten sind derart mit Schutt und Bergsturzmaterial bedeckt, daß sie nur an wenigen Stellen zum Vorschein kommen, so in der Val de litres an vier Aufschlüssen, unter Crep de Boé und am Col de Masores. Letztere hat schon Stur (39, S. 545—548) als Cassianer erkannt.

Sehr hekannt ist das westlichste Vorkommen von Cassianer Schichten über „Cipitkalk“ am sogenannten „grünen Fleck“, westlich unter den Murfreittürmen, nördlich der Val Gralba. Die Cassianer Schichten sind hier nicht gefaltet und fallen auch nicht so steil nach S ein, wie Ogilvie Gordon (34, S. 144) angibt. Sie keilen am „grünen Fleck“ sehr rasch in Schlerndolomit aus. Nach O lassen sie sich als immer schmaler werdendes Band bis ober Punkt 2196 verfolgen. Von hier bis über Punkt 2237 ist nur eine ziemlich ebene, nicht zackig auf und niedergehogen (Mojsisovics, 22, S. 229 und 233) verlaufende Schichtfuge zu bemerken. Die Fortsetzung der Cassianer vom „grünen Fleck“ nach S ist mit Schutt bedeckt. Südlich der Val Gralba ist ebenfalls eine Schichtfuge zu bemerken, die aus diesem Tal zu den Punkten 2247 und 2192 zieht.

Am „grünen Fleck“ folgen über dem Schlerndolomit (siehe Prof. 1) normale Cassianer Mergel, Kalke und Kalkbreccien. Nach Amort werden gegen O die mergeligen Einlagerungen immer dünner und die Kalkbänke mächtiger. In gleicher Weise sind die Cassianer Schichten über dem „Cipitkalk“ auf Col de Masores entwickelt (siehe Fig. 1).

Die von Ogilvie Gordon (34) südlich Plan de Gralba eingezeichneten Wengener und unteren und oberen Cassianer Schichten sind hier nirgends aufgeschlossen und auch bei der Val Pudra und bei Do Ciavazes ist das Anstehende, infolge Bedeckung durch Moränenschutt, unmöglich festzustellen.

In der Umgebung des Plan de Sas sind in den Cassianer Schichten, entgegen den Angaben von Mojsisovics (22, S. 234), nirgends Einlagerungen von Riffkalken zu beobachten. Ebenso kann man Einlagerungen von Riffsteinen in den Mergelzonen (22, S. 236) nur am Grödner Joch und an einer Stelle auf der Südseite der Sella feststellen. Dieser sehr bemerkenswerte Aufschluß, der ein Musterbeispiel für Faziesverzahnung ist, findet sich bei Cogoi unter der Valle de Fontane westlich von

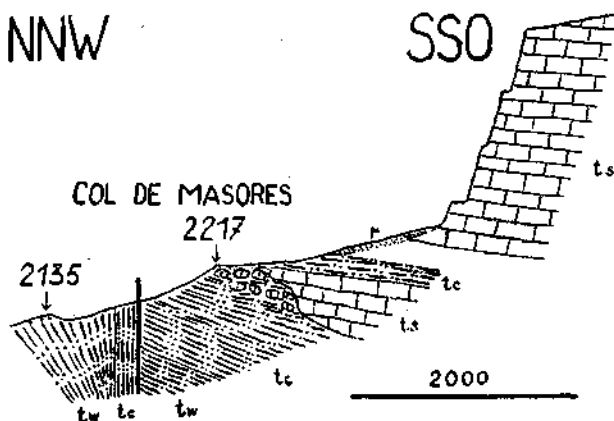


FIG. 1 : SCHEMAT. PROFIL DURCH DIE SÜD-HÄNGE AM GRÖDNER JOCH.

Arabba. Hier keilt der Schlerndolomit in Cassianer Schichten aus. Es ist möglich, daß Mojsisovics (22, S. 236) diese Stelle meint.

Die Grenze der Cassianer Schichten gegen den hangenden „Cipitkalk“, Schlerndolomit oder die Raibler Schichten ist ziemlich scharf und deutlich.

An Fossilien bestimmte ich aus den Cassianer Schichten:

Montlivaultia sp., Crep de Sella,

Encrinus cassianus Laube, Krone und Stiel, Anter Sas (A),

Encrinus granulatus Münster, Cogoi, unter Planac ober Bosc de Pescosta,

Encrinus sp., bei Punkt 2280 östlich ober Sellajoch, Forcelle westlich Arabba,

Pentacrinus propinquus Münster, unter Planac ober Bosc de Pescosta,

Pentacrinus sp., bei Punkt 2280 östlich ober Sellajoch, Sellaghe westlich Arabba,

Cidaris Braunii Desor, unter Planac ober Bosc de Pescosta, Col de Toi,

Cidaris Buchi Münster, östlich Gran Val südlich Corvara,

Cidaris decorata Münster, bei Arabba (A),

Cidaris Hausmanni Wissmann, unter Planac ober Bosc de Pescosta,

Cidaris Roemeri Wissmann, unter Planac ober Bosc de Pescosta,

Didymospira sp., „Grüner Fleck“ (A),

Terebratula indistincta Beyrich, östlich Pordoijoch (A),

Cardita crenata Godf. (A),

Myophoriopsis sp. (A),

Eunema badiotica Kittl, „Grüner Fleck“ (A),

Trochus nudus Münster, Sellajoch (A),

Dicosmos declivis Kittl, Cogoi,

Trachyceras regoledanum Mojs. Col de Masores (A),

Trachyceras sp., Col de Masores,

Lobites sp. östlich Gran Val südlich Corvara.

Bei Punkt 2048 am Plan de cianlong wurden Spongienreste gefunden.

„Cipitkalk“ und Schlerndolomit.

Der „Cipitkalk“ (vgl. 36, S. 292 und 293) baut im nördlichen Teil der Sellagruppe zwischen dem „Grünen Fleck“ und Corvara die unterste Felsstufe auf. Seine Mächtigkeit beträgt von wenigen bis zu 300 m. In den anderen Teilen der Sella ist eine Trennung des „Cipitkalkes“ vom Schlerndolomit nicht durchführbar.

Am Rand der kleinen Moräne südlich unter Punkt 2382 auf Pra di Pordoi stehen an zwei Stellen graue dolomitische Kalke an. Diese Vorkommen und zwei ähnliche weiter östlich, südlich unter Punkt 2359, und die Aufschlüsse bei Masarei de Forcelle unter Col sentil gehören wohl dem „Cipitkalk“ an.

Am Ausgange der Val de Mesdi gleicht der „Cipitkalk“ in Anwitterung, morphologischem Verhalten und Schichtungslosigkeit völlig dem Schlerndolomit. Im frischen Bruche ist er ein hellgraues, nicht weißes, dolomitisches Gestein. Er verwittert mit grauen bis schwärzlichen und helleren gelben bis rötlichen Farben.

Typischer „Cipitkalk“ nimmt, wie schon erwähnt, nur an zwei Stellen am Aufbau der Sella Teil.

Auf der Westseite des Crep de Sella findet Faziesverzahnung statt. Es geht im nördlichsten Teile die Dolomitfazies in die Kalkfazies über und gegen den Punkt 1926 diese wieder in die dolomitische. Auf Crep de Sella stehen dickgebankte, sehr helle, hellgraue und dunkelgraue feinkristalline Dolomite an, die mitunter Seeigelstacheln enthalten. Unter Punkt 1993 (la Parvača) ist der „Cipitkalk“ teils ungeschichteter gelbbraunlicher Dolomit, teils dem Schlerndolomit sehr ähnlich.

Südlich des Grödner Joches folgen im Hangenden der Cassianer Schichten die schon vielfach erwähnten „Cipitkalkblöcke“. Diese sind lila bis rot gefärbte oder rot gesprenkelte und graue, massige, teils brecciöse Kalke, die in höheren Lagen heller werden. Ihre Verwitterungsfarbe ist grau, hell graubraun und bräunlich. Nach oben werden diese Kalke dolomitischer und seitlich gehen die einzelnen Blöcke allmählich

in den hellen „Cipitkalk“ über (siehe Fig. 1), der sich vom Schlerndolomit hauptsächlich nur dadurch unterscheidet, daß er eben noch von Cassianer Schichten überlagert wird.

Dieses Vorkommen wurde schon von Mojsisovics (22, S. 230, 231 und 21, S. 13), Fraas (10, S. 124), Rothpletz (38, S. 62, 63) und Salomon (53, S. 39—41) ausführlich beschrieben. Von den verschiedenen Profilen kommen die von Rothpletz den tatsächlichen Verhältnissen am nächsten. Salomon hat festgestellt, daß die „Cipitkalkblöcke“ weder Blöcke des Gehängeschuttles sind, noch daß es sich um eine Konglomeratstruktur handelt, sondern, daß die „Riffsteine“ ursprünglich in den Mergeln eingebettet wurden. Sie haben also eine autochthone organogene Entstehung. Dies ist sicher die einzig richtige Lösung jener früher so viel umstrittenen Frage.

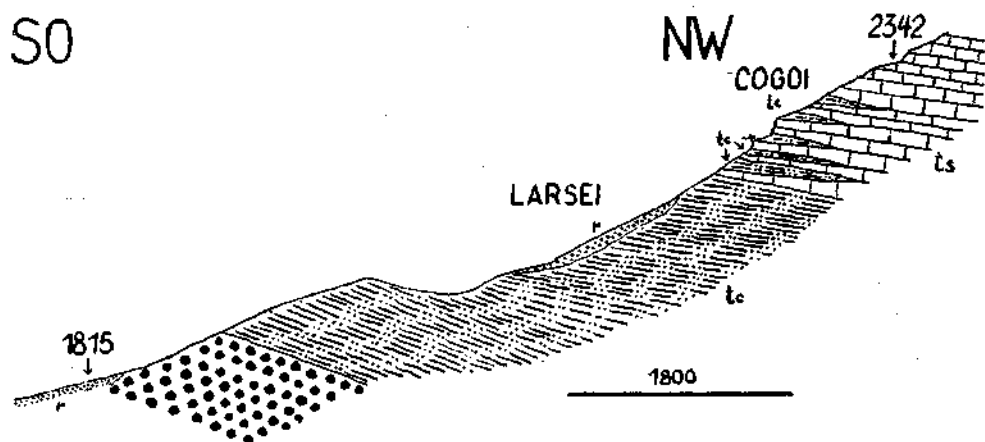


FIG. 2 : SCHEMAT. PROFIL DURCH DIE SÜDABHÄNGE DER SELLA.

Das zweite Vorkommen findet sich bei Cogoi unter Valle de Fontane. In Fig. 2 konnten nur die mächtigeren Lagen eingezeichnet werden. Außer diesen kommen auch verschiedene gering mächtige „Cipitkalklagen“ vor, die zum Teil, ähnlich wie am Grödner Joch, in einzelne Blöcke aufgelöst erscheinen. Die „Cipitkalke“ sind hier teils graue Dolomite mit dunkleren, schwach rötlichen bis violetten Flecken, teils massige graue Kalke, stellenweise rötlich oder mit fleckigen, grünlich-braunen dolomitischen Einlagerungen. Auch graugrüne Dolomite mit gelbbraunen Verwitterungsfarben kommen hier vor. Mit den „Cipitkalcken“ wechsellagern typische Cassianer Schichten, die nach N zu rasch in „Cipitkalk“ auskeilen.

In der Sellagruppe beginnt die Schlerndolomitentwicklung erst über den Cassianer Schichten. Seine horizontale Ausbreitung stimmt im wesentlichen mit der Karte von Ogilvie Gordon (25) überein. Im Vallon läßt sich der Schlerndolomit als dünnes Band von Punkt 2655, nördlich unter der Vallonspitze, nach N bis zur Moserscharte verfolgen

und auch der Rücken — Punkt 2599 — besteht aus demselben Gestein, das auch östlich davon, westlich einer kleinen Bruchlinie, auf zwei größeren Flächen aufgeschlossen ist.

Die vertikale Mächtigkeit beträgt am Ausgange der Val de Mesdi bis über 600 *m*, nördlich des Pordoijoches gegen 350 *m* und auf der Westseite der Sella zirka 400 *m*. Kein anderes Gestein nimmt am Aufbau des eigentlichen Dolomitstockes so hervorragenden Anteil wie der Schlerndolomit. Darauf hat auch schon Blaas (2, S. 8) verwiesen.

Der Schlerndolomit hat im frischen Bruche eine hellgraue, in höheren Lagen hauptsächlich ganz weiße Farbe (z. B. im Vallon). Er ist ein feinkristallines, massiges, poröses Gestein. In der Val Culea sind seine untersten Lagen dick gebankt. Ebenso nimmt er auch verschiedentlich an der Hangendgrenze Bankung an. So steht westlich ober der Pisciaduseehütte gebankter grauer Dolomit an. In gleicher Weise sind auch die obersten Lagen des Schlerndolomits in der Val Culea, nördlich des Pizkofels und nördlich Crap de Mont dick geschichtet. Nördlich des Pordoijoches ist der Schlerndolomit ein graues, stellenweise ein wenig grünlich, hellbräunlich oder schwach violett gefärbtes, feinkristallines Gestein, das ganz undeutliche Seeigelstacheln enthält.

Sehr eigenartig ist es, daß der sonst schichtungslose Schlerndolomit gegen das Innere des Massivs, auch in mittleren Lagen, deutliche Bankung annimmt, wie sich dies im hinteren Teile der Val de Mesdi sehr deutlich zeigt. Im Hintergrunde der Val Lasties ist der Schlerndolomit, der jene Wand hildet, die zwischen dem Col Turond und dem zur Bamberger Hütte führenden Wege liegt, ebenso gut geschichtet wie der Dachsteindolomit. Hier können die beiden, sonst auf Entfernung so verschiedenen Gesteine, kaum mehr auseinandergelassen werden.

Im Schlerndolomit der Val de Mesdi kommen verschiedentlich Großoolithe vor, die nur an angewitterten Stellen gut kenntlich werden. Auch ein *Arcestes* (A), ein *Orthoceras* und andere unbestimmbare Fossilreste wurden hier gefunden.

Der Schlerndolomit verwittert mitunter ganz löcherig. Sehr deutlich zeigt sich dies nördlich des Pizkofels. In der Umgebung des Col de Stagne sind im Schlerndolomit verschiedene große dolinenartige Löcher zu beobachten.

Auf der Ostseite der Sella keilt der Schlerndolomit auf der ganzen Linie — Crep de Boé—Boéseekofel—Col de Stagne — in der Richtung nach O auf der ziemlich kurzen Strecke von etwa 1.5 *km* von ungefähr 500 *m* Mächtigkeit bis auf 0 *m* aus, was einen Faziesböschungswinkel von zirka 20° entspricht. Auch Mojsisovics (22, S. 233) hat schon ein Auskeilen des Schlerndolomits nach O angenommen. Die geologischen Verhältnisse werden aber noch durch einige NS verlaufende Staffelbrüche komplizierter. Die alte Riffböschung ist hier tatsächlich vorhanden, aber nicht, wie Mojsisovics (22, S. 234) meint, insbesondere westlich von Plan de Sas und an den Gehängen nordwestlich der Boé-Alpe, sondern im Raume Col de Stagne—Crap de Mont—Col de Cedla. Reste der alten Böschung sind wohl auch bei Cogoi und Sora i Cogoi erhalten, während die Felsstufen Gran dolada und Piccol dolada (22, S. 235) wohl nicht mehr die alte ehe-

malige Riffböschung darstellen, sicher wurde aber auch hier nicht allzuviel von ihr durch Erosion entfernt.

Sichere Übergußschichtung konnte ich, entgegen den Angaben von Mojsisovics (22, S. 233, 235 und 239), nirgends feststellen und daß sich Block- und Übergußschichtung an manchen Stellen kombinieren, konnte ich ebenfalls nicht beobachten.

Am Wege vom Pordoijoch zur Pordoischarte ist im westlich davon gelegenen Schlerndolomit, der am Sass de Moles von fast sählig liegenden Raibler Schichten überlagert wird, eine zwar nicht deutliche, aber doch wahrnehmbare Bankung mit einem flachen Einfallen (um 15—20°) nach S zu beobachten.

In der Südwand des Piz Chiavazzes und in der Südostwand des P. Lasties und der Pta. del siella sind deutlich ausgeprägte, schiefe Terrassen wahrzunehmen, die sich auch in der Karte deutlich herausheben. Diese hält Mojsisovics für alte Böschungflächen des „Riffes“. Tektonische Fugen können es nicht sein, da die Lage der Raibler Schichten des Piz Chiavazzes in keiner Weise gegen die unter dem Piz Selva durchziehenden Raibler verändert wurde. Auch um Erosionsflächen kann es sich hier nicht handeln, da man besonders am Piz Chiavazzes sehr deutlich sieht, daß diese schiefe Fläche gegen das Innere des Berges fortsetzt. Die schiefen Terrassen werden von jüngeren Erosionsflächen wiederholt geschnitten. Diese eigenartigen Terrassen stellen wohl alte Absonderungsflächen innerhalb der Schlerndolomitmasse vor. Alte Böschungflächen sind es nicht, da sie tief unter die ziemlich sählig darüberliegenden Raibler Schichten zu liegen kämen.

Für die Behauptung, daß der Schlerndolomit, der der Sella gegenüberliegenden südlichsten Teile der Puezgruppe, gegen S geböschet sei (Mojsisovics, 22, S. 233), fehlt wohl jeder Anhaltspunkt.

Die Grenze des Schlerndolomits gegen die Raibler Schichten ist dort, wo letztere typisch entwickelt sind, sehr scharf und deutlich, wo jene aber in ganz dolomitischer Ausbildung vorhanden sind, sehr undeutlich und schwer feststellbar.

Die Raibler Schichten.

In der Sellagruppe sind die Raibler Schichten zum größten Teil in dolomitischer Fazies entwickelt.

Die Raibler Schichten kommen fast überall am Außenrande der Sella und an den Felswänden im Innern der Val de Mesdi und der Val Lasties zum Vorschein. Nur auf der Nordseite zwischen P. Rotič und Sas da Lec werden sie vom Gletscher verhüllt. Im Vallon di Pisciadu, zwischen der Pordoischarte und der Punta di Fuori, im Vallon und auf der Nordseite des Boéseekofels sind sie teilweise mit Schutt bedeckt. Raibler Schichten stehen ferner auf den Murfreittürmen, auf Punkt 2691 (westlich unter Piz Beguz), auf Pian de roche (Val Lasties), auf Col de Stagne, in der Vanna rossa, rings um den Boésee und auf Crap de Mont, an zwei Stellen östlich unter Col de Cedla und bei Punkt 2069, nördlich Crap de Mont, an. Überschohene Raibler Schichten finden sich auf der Punta di Larsei, am Südwestgrat

der Boé (ober Punkt 3025) und am Kamm südlich der Jägerscharte.

Die Mächtigkeit der Raibler Schichten ist großen Schwankungen unterworfen. Sie beträgt von ein paar Metern bis zu zirka 85 m (Sass de Moles) und 90 m (Piz Chiavazzes).

Ogilvie Gordon (34) gibt auf S. 149—150 eine Beschreibung der Raibler Schichten. Diese paßt aber nur für die in typischer, kalkig-dolomitischer Ausbildung entwickelten Gesteine auf der West- und Südwestseite der Sella. Eine rein kalkige Entwicklung der Raibler Schichten kommt hier wohl überhaupt nicht vor.

Am Außenrande des Dolomitstockes, rings um die Sella, ist die meist schiefe Raibler Terrasse deutlich ausgebildet. Darauf hat schon Hörnes (13, S. 117) und Blaas (2, S. 8) aufmerksam gemacht.

Am Sass de Moles und am Piz Chiavazzes sind die Raibler Schichten, wie schon erwähnt, in großer Mächtigkeit entwickelt und bilden hier sehr deutliche Terrassen. Die Profilinie tritt hier, wie Prof. 1 und 2 zeigen, stark zurück. Die deutliche Ausbildung der Terrasse geht nach NO rasch verloren. Die Terrassen werden gegen das Innere des Tales zu immer schmaler und undeutlicher und verschwinden allmählich fast ganz, da die als Raibler Schichten erkennbaren Gesteine in ganz gleicher Weise wie in der Puezgruppe (36, S. 295—297) gegen das Innere des Dolomitstockes derart an Mächtigkeit abnehmen und dolomitisch werden, daß ihre terrassenbildende Wirkung nicht mehr zur Geltung kommen kann. Die Raibler Schichten keilen hier in die Dolomitfazies aus. Östlich des Langen Grabens und östlich des zur Bamberger Hütte führenden Weges sind nur mehr ganz undeutliche Spuren einer Terrasse vorhanden. Auf der Nordwestseite des Col Turond und nördlich davon sind die Raibler mehr durch die Färbung auf Entfernung als solche kenntlich.

Am Pisciadu, Pisciaduturm, Dent de Mesdi und an der Bamberger Spitze, ebenso an der Westwand vom Boéseekofel, Zehner und Neuner ist statt der typischen Raibler Terrasse nur ein schmales Band übriggeblieben, das gegen das Innere der Val de Mesdi noch undeutlicher wird. Durch die dolomitische Ausbildung der Raibler Schichten ist auch die morphologische Grenze zwischen diesen und dem Schlerndolomit einerseits und dem Dachsteindolomit andererseits größtenteils verloren gegangen. Die Ausbildung der Raibler Schichten nimmt gegen das Innere der Riffmasse beträchtlich ab. Im Hintergrunde der Val de Mesdi sind die hier äußerlich vollkommen dem Schlern- und Dachsteindolomit gleichenden Raibler Schichten dünngeschichtete, im frischen Bruche graue und hellgrünliche Dolomite.

Östlich Punkt 2611 (nördlich des Monte Forca) bestehen die Raibler Schichten aus deutlich g-schichteten bräunlichgrauen und hellgrauen Dolomiten, die miteinander wechsellagern und denen mitunter grüne dolomitische Schichten zwischengelagert sind. Erst die obersten Lagen, die hier nicht mehr aufgeschlossen sind, von denen sich aber Stücke in den kleinen Moränen finden, sind kalkreich und enthalten Fossilien.

Bei Punkt 2635, westlich Le Colle, kommen im hellgrünen Dolomit weiße Korallen vor.

Auch am Außenrande der Sellagruppe geht die mehr kalkig-dolomitische Fazies der Raibler Schichten der Basis der Pordoispitze und der Westseite der Sella auch in horizontaler Richtung in eine mehr oder weniger rein dolomitische über.

An der Südwand des Boéseekofels bilden die hier gut kennbaren Raibler Schichten eine deutliche Terrasse. Südwestlich davon, am Zehner, sind sie sehr unkenntlich entwickelt.

Bei Punkt 2622, auf der Ostseite des Boéseekofels, sind die Raibler Schichten (mit Bänken bis zu einem Meter) in bedeutender Mächtigkeit in dolomitischer Fazies ausgebildet. Hier kommen auch grünliche Gesteine vor, die ganz erfüllt von Seeigelstacheln sind.

Auf der Nordseite des Pizkofels stehen über dem Schlerndolomit z. T. mehr dünngebankte, schwach hellgrün gefärbte Dolomite an, die mit hellen gelbbraunen Farben verwittern.

Westlich der Pisciaduseehütte folgen über dem Schlerndolomit von unten nach oben:

- grünlichgraue Dolomite,
- dunkler, grauer Dolomit,
- unregelmäßig rötlich und grünlich gefärbter Dolomit,
- grauer Dolomit, stellenweise rötlich oder grünlich,
- grauer Dolomit,
- grünlicher Dolomit, stellenweise intensiv grün,
- rötliche und grünliche Lagen.

Darüber folgt Schutt. Die Mächtigkeit der Schichten beträgt durchschnittlich $\frac{3}{4}$ — 1 m. Die Gesteine sind alle harte, splittiger brechende Dolomite. Kalk kommt hier nicht vor.

Auf der Westseite des Pisciadu stehen hell- bis dunkelgraue geschichtete und grünliche, bräunlichgrün verwitternde Dolomite an.

In der Val Lasties sind die Raibler Schichten weiße, zuckerkörnige, hellgraue, schwach rötliche, stellenweise dunkel gesprenkelte und gelbgrünliche, sich sandig anfühlende Dolomite. Diese Gesteine zeichnen sich alle dadurch aus, daß sie nicht mit eckigen, scharfkantigen, sondern mit abgerundeten Formen verwittern. Auch bei Punkt 2152, südwestlich von Pian del siella, und an verschiedenen anderen Orten der Val Lasties stehen Raibler Schichten an. Doch ist ihre Mächtigkeit so gering, daß sie nicht auf der Karte dargestellt werden können.

Die überschobenen Raibler Schichten zeichnen sich den liegenden gegenüber dadurch aus, daß sie, wie schon Ogilvie Gordon (34, S. 150) angibt, in einer mehr kalkigen Fazies entwickelt sind. Sie sind nirgends in einer zusammenhängenden Masse aufgeschlossen, sondern nur in einzelnen Stücken als Schutthalde vorhanden. Daher können auch Streichen und Fallen nicht gemessen werden. Die Stücke sind braune bis schwarzbraune Kalke mit weißen Kalzitadern. Sie verwittern mit hellbraunen und graubraunen Farben. Bei Punkt 3006 finden sich auch rötliche und grünliche Stücke. Auch Lumachelle ist hier nicht selten.

Der sichere Nachweis, daß der Schlerndolomit nach O auskeilt, ist nur durch die Überlagerung durch Raibler Schichten gelungen. Diese lassen sich von der Ostseite des Boéseekofels in fast ununterbrochenem

Zuge bis östlich unter Punkt 2162 verfolgen, wo sie konkordant den Cassianer Schichten aufgelagert sind. Unter Punkt 2162 und bei Punkt 2069 hat schon Mojsisovics (22, S. 234, 235 und 21, S. 11) Raibler Schichten angegeben. Rothpletz (38, S. 55), dessen Profil mit den tatsächlich beobachteten Verhältnissen keinesfalls übereinstimmt, rechnet die Schichten unter Punkt 2162 noch zum Schlerndolomit, ebenso Ogilvie Gordon (25 und 30).

Die alte „Riffböschung“ ist nur dadurch erkennbar, daß der Schlerndolomit an vielen Stellen von Raibler Schichten überlagert wird, während Mojsisovics (22, S. 234) das gänzliche Fehlen derselben auf der Böschungsfäche des alten „Riffs“ angibt. Wären die Raibler Schichten hier tatsächlich nicht vorhanden, so könnte diese Fläche ebensogut eine jüngere Erosionsfläche darstellen. Der von Mojsisovics (22, S. 234) angegebene Dachsteinkalk hat sich hier bei näherer Untersuchung überall als zu den Raibler Schichten gehörend ergeben. Nirgends konnte hier eine Auflagerung des Dachsteindolomits auf den Schlerndolomit beobachtet werden.

Die Raibler Schichten des P. 2162 sind dickgebante, dunkelgraue und bräunliche, sich sandig anfühlende dolomitische Gesteine. Eine solche lithologische Beschaffenheit weist der Schlerndolomit in der Sella nirgends auf. Südlich Crap de Mont kommen im grauen Dolomit zahlreiche Seeigelstacheln vor. Hier finden sich auch hellbraune dolomitische Sandsteine. Nördlich Crap de Mont und am Boësee stehen dünngeschichtete hellgraue, graue, schwach rötliche und bräunlichgraue Dolomite mit Crinoidenstielgliedern, ?*Sphaerocodium Bornemanni* Rothpletz und Lumachelle an. Diese Gesteine zeichnen sich alle dadurch aus, daß auf ihnen eine viel reichere Vegetation gedeiht als auf dem fast kahlen Schlerndolomit.

Zwischen Boësee und Col de Stagne und nördlich vom Boësee finden sich an zahlreichen Stellen teils kleinere, teils größere Einlagerungen von bräunlichen, sich sandig anfühlenden dolomitischen Gesteinen im Schlerndolomit. Dessen Oberfläche war ganz uneben. In diese Unebenheiten gelangten dann die Sedimente der karnischen Stufe zur Ablagerung.

Am Col de Stagne folgen über dem ungeschichteten Schlerndolomit in geringer Mächtigkeit graue, grünlichgraue und hellere Dolomittagen. Letztere gleichen in ihrer lithologischen Ausbildung schon ganz dem Dachsteindolomit. Dieses Vorkommen ist insofern von Interesse, als es uns auch das Auskeilen des Schlerndolomits nach O zeigt.

Bei Punkt 2034 (unter Col de Cedla) liegen über den Cassianer Kalken ziemlich söhlig braune und grüne Dolomitsandsteine. Leider ist das Lagerungsverhältnis der beiden zueinander nicht aufgeschlossen.

Bei Punkt 1993 stehen hellbraune und graue dolomitische Gesteine mit Crinoidenstielgliedern und Seeigelstacheln an, die mit ganz rundlichen Formen verwittern.

Eigenartig ist das Vorkommen in der Vanna rossa (siehe Fig. 6a), das ich vorläufig zu den Raibler Schichten stelle. In einer muldenförmigen Vertiefung sind eckige hellgraue, bräunliche und grünliche Dolomitsücke durch Pyrit zu einer Breccie verkittet. Der Pyrit, der

stellerweise etwas angereichert ist, ist größtenteils derb. Teilweise tritt er auch in ganz kleinen bis zu 1 mm großen Kristallen auf. Das pyritische Bindemittel verwittert mit gelbbraunen, rötlichbraunen bis schwarzbraunen Farben. Der helle Dolomit wird durch die Zersetzungsprodukte äußerlich ganz dunkel gefärbt. Die Verwitterungsprodukte dieses Gesteins liefern eine rötlichbraune Erde, die das Vorkommen auf Entfernung gut sichtbar macht. Ob es tatsächlich der karnischen Stufe angehört, ist nicht sicher festzustellen, da keine jüngeren Schichten darüber anstehen. Für Raibler Alter spricht der Umstand, daß sich in der Breccie keine jüngeren Gesteine als solche der Raibler Schichten nachweisen ließen. Auch diese Breccie ist wohl, ähnlich wie die von Cornelius (4, S. 193 bis 195) angeführten Vorkommen, ein Produkt der festländischen Verwitterung. Daß diese Breccie eine vulkanische Explosionsbreccie darstelle, ist vollkommen ausgeschlossen.

Auch tektonisch sind die Raibler Schichten von großem Interesse. Ihrem Vorhandensein ist die Feststellung verschiedener Störungen zu verdanken (siehe Tektonik!).

Die Grenze der Raibler Schichten gegen den hangenden Dachsteindolomit ist, in gleicher Weise wie beim Schlerndolomit, dort, wo erstere typisch entwickelt sind, deutlich, wo sie aber in dolomitischer Fazies ausgebildet sind, findet ein allmählicher Übergang statt.

An Fossilien bestimmte ich aus den Raibler Schichten:

Encrinurus granulatus Münster, bei Punkt 1896 zwischen Col de Cedla und la Parvača, bei Punkt 1993 südlich la Parvača,

Cidaris Braunii Desor, bei Punkt 1993 südlich La Parvača, zwischen Col de Cedla und La Parvača,

Cidaris Hausmanni Wissm., Nordostseite der Sella (A),

Pecten filosus Hauer, Piz Chiavazzes (A),

Anomia sp., Piz Chiavazzes (A),

Trigonodus Balsamoi Par., Piz Chiavazzes (A),

Trigonodus rablensis Gredler, Piz Chiavazzes (A),

Myophoria Kefersteini Münster, Piz Chiavazzes (A), Punkt 3025 (Boé), Punkt 3006 (Boé), Punkt 2611 südlich der Pordoischarte und unter dem Boésee.

Der Dachsteindolomit.

Wie in der Puezgruppe so baut der Dachsteindolomit auch in der Sella zum größten Teil die Hochfläche auf. Fast alle Gipfel werden von ihm gebildet. Teilweise gehört dieser Dolomit jedoch nicht mehr dem liegenden, sondern dem überschobenen an. Überschobener Dachsteindolomit kommt auf der Punta di Larsei, auf der Boé, Cresta strenta, Eisseespitze, Vallonspitze, Zehner, Boéseekofel, Pizkofel?, Bamberger Spitze, Dent de Mesdi, Pisciadu und Pisciaduturm vor.

Der Dachsteindolomit, der zur Hauptsache nur aus dolomitischen Lagen besteht, kalkreiche sind ganz untergeordnet, vertritt in der Sella wohl nur die norische Stufe. Dafür spricht seine geringe Mächtigkeit und der Fund eines *Turbo solitarius* Benecke in oberen Lagen auf der Südseite der Boé.

Die Mächtigkeit des Dachsteindolomits ist nirgends so groß, wie Doelter (8, S. 5) angibt. Die größte Mächtigkeit erreicht der Dachsteindolomit an der Boé mit etwa 320 m, durchschnittlich beträgt sie gegen 200 m.

Der Dachsteindolomit ist ein hellgraues bis weißes, gut geschichtetes Gestein, das an sehr vielen Stellen Megalodonten enthält. Vielfach treten sie in großer Zahl fast gesteinsbildend auf. Bei Punkt 2902, auf der Westseite der Boé, fanden sich mehrere *Natica* sp. Doelter und Hörnes (9, S. 322) geben vom Dachsteindolomit der Sella einige Analysen.

Auch auf dem Sellaplateau kommen in diesem Gestein nirgends deutliche Karren vor.

Auf der Westseite der Sella stehen mehrfach sehr helle, feste, graue und blendend weiße, ganz dünngeschichtete Dolomite an. Hier finden sich auch Lagen, die ganz an die basalen Schichten unter dem grünen Dolomit (oberer Dogger) der Puezgruppe erinnern. Es sind dies eckige, weiße Bruchstücke, die mit reichlich grünem dolomitischem Bindemittel verkittet sind. Diese Schichten sind mitunter den normalen Dachsteindolomitlagen zwischengeschaltet.

Zwischen Piz Beguz und Piz Miara wurden herunterliegende Stücke heller Kalzit-Sinterbildungen beobachtet.

Zwischen Piz Selva und der Val Lerghia kann man im Dachsteindolomit als Erscheinungen der Verkarstung verschiedentlich Löcher mit 2—3 m Durchmesser beobachten. Diese sind bis zu 6 m tief und erweitern sich zum Teil nach unten.

Der Gipfel der Pezza Longhetta besteht noch aus liegendem Dachsteindolomit. Etwa 2 m unter dem Gipfel steht ein $\frac{1}{2}$ m mächtiges, grünliches, dolomitisches, etwas mergeliges, leicht verwitterbares Gestein an, wie es auch im Dachsteindolomit der Puezgruppe vorkommt.

Südlich zwischen der Jägerscharte und Punkt 3020 ist der überschobene Dachsteindolomit, der sonst ganz dem liegenden gleicht, stark gestört und schwer von den grauen Kalken (Lias) auseinander zu halten, doch sind letztere stets kalkreich entwickelt.

Die obersten Dachsteindolomitlagen haben nicht selten haarscharfe, mit Brauneisenerz erfüllte Klüftchen. Auch in Form von Körnchen findet sich dieses Erz. Dadurch verwittert das Gestein mit rostbraunen Flecken. Dieser Horizont entspricht wohl dem festländischen Verwitterungshorizont, den Cornelius (4, S. 195) von der Dachsteindolomitoberfläche der westlichen Puezspitze und den Klebelsberg (15, S. 340) vom Heiligkreuzkofel angibt.

Die Hangendgrenze gegen die Juraablagerungen ist am besten auf der Südseite der Boé aufgeschlossen. Folgende Schichtfolge zeigt den Übergang von Dachsteindolomit in den grauen Kalk (Lias). Es folgen von unten nach oben:

weißer, feinkristalliner Dolomit,
 graue dolomitische Zwischenlage,
 hellgrauer Dolomit,
 sich sandig anführender, gelb verwitternder Dolomit,
 zuckerkörniger weißer und grauer bis grünlicher Dolomit,
 grün und rot gefärbte dolomitische Lagen, z. T. mit kleinen dunkelgrauen Geröllen,

hellgrauer Dolomit,

Breccie mit hellen, eckigen Dolomitstücken und unten rotem, weiter oben grünem Bindemittel mit roten Flecken. Diese Schicht geht nach oben in hellgrünen Dolomit über,

hellgrauer, stellenweise grünlicher Dolomit,

Breccie,

grauer Dolomit,

Breccie,

mächtiger hellgrauer Dolomit,

dunkelgrauer Dolomit,

heller gelblichgrüner Dolomit mit kleinen eckigen hellen Dolomitgeröllen,

weißer, sich sandig anführender, kristalliner Dolomit.

Darüber folgt eine graue Kalklage, die wohl schon dem Lias angehört. Bei Punkt 2995 am Boégletscher herrschen ähnliche Verhältnisse.

Graue Kalke (Lias).

Die Bezeichnung „Graue Kalke“ für die hier beschriebenen Kalke des unteren Jura wurde nur deshalb verwendet, weil sie sich bereits durch verschiedene Arbeiten eingebürgert hat. Diese Schichten stimmen aber lithologisch mit den eigentlichen grauen Kalken der Südtiroler und Venetianischen Alpen keinesfalls überein.

Die grauen Kalke sind, wie schon Furlani (11, S. 445—461) und Ogilvie Gordon (31, S. 219—230) angeben, am Aufbau der Boé, Cresta stenta und der Eisseespitze beteiligt. Ein äußerst gering mächtiges Vorkommen, das auf der Karte nicht dargestellt werden konnte, findet sich in der morphologischen Mulde am Südostabhange des Boéseekofels.

Die Mächtigkeit beträgt etwa 40 m, ist aber stellenweise tektonisch bedeutend vergrößert.

Auf der Südseite der Boé folgen als Fortsetzung der Schichtfolge von Dachsteindolomit bis Jura über den vorhin erwähnten grauen Kalken von unten nach oben:

grünlichgrauer Dolomit,

grauer Kalk,

grauer Kalk, nach oben in weißen Dolomit übergehend,

Breccie; graue eckige Kalkstücke in grau-grüner kalkiger Masse eingebettet,

hellgrauer Kalk.

Darüber folgen graue, grünlichgraue, fast weiße, fleischfarbene und rötliche Kalke.

Die Breccien enthalten bis zu mehreren Zentimetern große, hellgraue, grünliche und rötliche Dolomitgerölle und dunkelgraue bis schwarze, grau verwitternde Kalkstücke. Die Farbe des teils dolomitischen, teils kalkigen Bindemittels ist grau, dunkelgrau, gelbbraun und fleischfarben. Die Dolomitstücke stammen wohl aus den obersten Dachsteindolomitlagen oder den darüberlagernden Grenzsichten. Woher die grauen Gerölle stammen, ist nicht bekannt. Vielleicht gehören sie aufgearbeiteten

Kössener Schichten an? Sehr ähnlich sind diese Stücke auch den grauen Liaskalken von Segà di Noriglio.

Ich stelle die erste typische graue Kalklage und die darüberfolgende Breccie vorläufig an den Beginn der grauen Kalke. Ob die darunterliegenden Schichten noch zum Dachsteindolomit gehören, ist ohne sichere Fossilfunde nicht zu entscheiden.

Auf der untersten Terrasse am Südwestgrate der Boé stehen im oberen Teile in den dickbankigen grauen Kalken ein paar Meter hellgraue, fast weiße und fleischfarbene Kalke an, die teilweise mit rotbraunen Krusten von Eisenoxyd überzogen sind und ockerig rostbraun anwittern. Darüber folgen wieder graue und dunklere rötliche Lagen.

Nördlich der Cresta strenta enthält der graue Kalk vereinzelt bis 4 und 5 cm große eckige, schwarze Kalkstücke. Der Liaskalk ist hier teils hell grünlich, teils licht fleischfarben, an einigen Stellen sogar dünn geschichtet, indem hellgrünliche Lagen mit grauen wechsellagern. Teilweise sind auch in größerer Menge grünliche, nur schwach brausende Partien unregelmäßig im grauen Gestein verteilt.

Etwas westlich von Punkt 2975 (Eisseescharte) findet sich als Füllmasse einer 10—20 cm breiten Kluft, die senkrecht durch den fast sählig liegenden grauen Kalk durchgeht, ein hellroter Crinoidenkalk. Seine lithologische Ausbildung gleicht ganz dem aus dem oberen Dogger beschriebenen Vorkommen von Les Cuccenes in der Puezgruppe (36, S. 300, 301). In diesem Gestein fand sich eine *Terebratula* sp. Diese Kluft kann erst nach Ablagerung der grauen Kalke entstanden und mit Crinoidendetritus angefüllt worden sein.

Auf das morphologische Verhalten, die dicke Bankung und die zu mehr rundlichen Formen neigende Verwitterung haben schon Furlani (11, S. 450) und Klebelsberg (15, S. 340) aufmerksam gemacht.

Karrenfelder kommen wegen der zu geringen Ausdehnung und der Überlagerung durch jüngere Gesteine nicht vor.

Ogilvie Gordons *Aegoceras augulatum* Schloth. und der Fund einer *Schlotheimia* sp. von Amort weisen auf tieferen Lias hin. Ob die grauen Kalke auch noch den oberen Lias darstellen, ist mangels entsprechender Funde nicht zu entscheiden. Dogger ist nicht nachweisbar.

Nach oben gehen die grauen Kalke allmählich in die sie konkordant überlagernden Acanthicusschichten über.

Die Acanthicusschichten (*Ammonitico rosso*).

Acanthicusschichten stehen, wie schon Furlani (11, S. 447, 450, 451) angibt, an der Boé, Cresta strenta und an der Eisseespitze an. Ihre Mächtigkeit ist wohl größer als die der grauen Kalke, doch sind wegen der vielfach sehr gestörten Lagerung keine sicheren Angaben möglich.

Die Acanthicusschichten sind dünngeschichtete rote bis dunkelrote Knollenkalken, die mit grauen und rötlichgrauen Farben verwittern. Auch dünngeschichtete rötliche Kalke ohne Knollen kommen hier vor. Schlecht erhaltene Ammoniten finden sich häufig. Furlani fand an Fossilien:

Aspidoceras acanthicum Neum.,
Perisphinctes metamorphus Neum.,
Perisphinctes cf. cimbricus Neum.,
Aptychus latus H. v. Meier.

Durch diese Funde wurde die Zugehörigkeit zur Acanthiscuszone bewiesen. Somit gehören die roten Knollenkalke dem Malm an.

Außer einigen *Perisphinctes* sp. fanden sich noch auf der Westseite der Boé *Lytoceras* sp. und *Belemnites* sp.

Die Grenze gegen die Hangendschichten ist ziemlich deutlich ausgeprägt.

„Glaukonitischer“ Dolomit und Neocom.

Die horizontale Ausbreitung des Neocoms wurde von Ogilvie Gordon (31, S. 223) angegeben. Neocom findet sich in der Jägerscharte, auf der Westseite der Cresta strenta, südwestlich der Eisseescharte, westlich ober Punkt 2953 (Cresta strenta) und an der Eisseespitze. Amort und Klebelsberg fanden bei gemeinsamer Begehung noch zwei weitere neue Neocomvorkommen, das eine auf dem Boéseekofel, das andere in einer Mulde am Ostabhange desselben. „Glaukonitischer“ Dolomit allein kommt auf der Vallonspitze und am Sas de Mesdi vor.

Die Mächtigkeit des „glaukonitischen“ Dolomits und des Neocoms ist ganz gering. Beide zusammen sind nur wenige Meter mächtig.

„Glaukonitischer“ Dolomit kommt im Liegenden des Neocoms der Jägerscharte, der Eisseespitze und an den beiden Stellen am Boéseekofel vor. In der Jägerscharte liegt er diskordant auf dem grauen Kalk(Lias) und den Acanthiscusschichten. An der Eisseespitze ist der glaukonitische Dolomit mit dem Malm derart verquetscht und verfaltet, daß die beiden Gesteine kaum auseinandergehalten werden können. Am Boéseekofel liegt der grüne Dolomit, unterlagert von der Dolomitbreccie, diskordant über dem überschobenen Dachsteindolomit. In der Mulde am Ostabhange des Boéseekofels ist das Liegende der Breccie und des Dolomits nicht erschlossen. Hier ist die Breccie teilweise sehr typisch entwickelt. In einem grünen dolomitischen Bindemittel sind wenige, aber eckige, helle Dolomitgerölle eingebettet. Der sogenannte glaukonitische Dolomit ist ein grünlicher, meist ganz dolomitischer Sandstein. Seine lithologische Ausbildung gleicht ganz dem der Puezgruppe (36, S. 300, 301).

Die Mulde am Ostabhange des Boéseekofels wird durch einen kleinen Felsriegel, der im oberen Teil aus überschobenem Dachsteindolomit besteht (siehe Tektonik!), gegen SO abgesperrt. Auf der Nordwestseite dieses Riegels wurden im Liegenden des überschobenen Dachsteindolomits glaukonitischer Dolomit und Stücke eines grauen Crinoidenkalkes gefunden, die denen aus dem oberen Dogger von Les Cuccenes (36, S. 300, 301) sehr ähnlich sind.

Die Behauptung von Furlani (11, S. 452), daß die Kalkbreccie auf dem Dachsteindolomit der Sella der Basalbreccie über dem Dachsteindolomit der Puezgruppe und ebenso der darüberliegende grünliche Kalk dem glaukonitischen Dolomit entspreche, trifft nicht zu. Die Basal-

breccie und der glaukonitische Dolomit der Puezgruppe gehören wohl dem oberen Dogger an (36, S. 301), während die Kalkbreccie und der grünliche Kalk der Sella, wie schon erwähnt, Ablagerungen an der Trias-Jura-Grenze darstellen. Diese Bildungen können also keinesfalls miteinander parallelisiert werden.

Der glaukonitische Dolomit der Eisseespitze gehört wohl dem Tithon an, da er über Malm liegt und diese Schichten dann zusammen mit dem Neocom zu einer Mulde gefaltet wurden. Das Alter der übrigen Vorkommen von glaukonitischem Dolomit ist mangels an Fossilien und der Unterlagerung durch Schichten, die jünger sind als der Dachsteindolomit, nicht festzustellen.

Südwestlich der Vallonspitze steht über dem liegenden Dachsteindolomit eine dünne Breccie an. Alle diese Breccien sind typische Transgressionsbreccien. Diese Breccie enthält ebenfalls kleine eckige Dolomitstücke, die durch reichliches, grünes, dolomitisches Bindemittel verkittet werden. Diese Breccie kam wohl wie auch der grüne Dolomit am Sas de Mesdi auf einer schon vorher durch Erosion zersägten Oberfläche zur Ablagerung. Über dieser Breccie folgt eine mächtige Breccie, deren Gerölle kantengerundete und runde Stücke von glaukonitischem Dolomit sind. Das Bindemittel ist ebenfalls grüner Dolomitsandstein. Auf der Nordseite der Vallonspitze steht nur die Basalbreccie und darüber der glaukonitische Dolomit an. Beide weisen keine Schichtung auf. Der überschobene Dachsteindolomit der Vallonspitze ist an seinem Nordwest-, West- und Südwestrande wie mit einem Mantel von glaukonitischem Material umgeben, das ihn auch an einigen Stellen im Hangenden bedeckt.

In der Jägerscharte stehen stark gequetschte grünlichgraue Neocommergel mit grauen, roten und schwarzen Hornsteinen an. Auch lichtviolette Mergel mit roten Hornsteinen und zahlreichen Zwischenlagen von grünlichen Mergeln und Kalken kommen hier vor. Außerdem finden sich hier graue und schwärzliche Mergel mit weißen Kalzitadern und zahlreichen unregelmäßigen schwarzen Flecken im Innern und dünne, dunkle, schwärzlichgraue Kalklagen mit harten Kalkknollen. Die grauen Mergel mit den schwärzlichen Flecken sind Haugs Schicht „f“ (36, S. 302) sehr ähnlich.

Auf der Westseite der Cresta stenta sind wohl reichlich Neocomgerölle zu beobachten, ein sicherer Aufschluß ist hier aber nicht vorhanden.

Das westlich der Eisseescharte unter den grauen Kalken über dem liegenden Dachsteindolomit anstehende Neocom ist derart verquetscht, daß es fast unkenntlich ist. Es fanden sich darin aber die typischen dunklen Hornsteine und harten Kalkknollen.

In der Eisseescharte stehen dünnblättrige, graue Neocommergel mit grauen, bräunlichen und schwärzlichen Hornsteinknollen an, die alle bräunlich anwittern. Südöstlich unter der Eisseescharte liegen im Schutt reichlich braune und grünlichbraune, eckige Gerölle umher. Diese Stücke stammen nicht, wie Ogilvie Gordon (31, S. 225) vermutete, aus den Schichten über dem Dachsteindolomit (liegender Dachsteindolomit), sondern kommen über den Acanthicusschichten des liegenden Flügels

der Mulde vor. Hellgraue, grau-grüne, rötliche und rote eckige Kalk- und Mergelbrocken aus dem Neocom und vielleicht auch aus den Acanthicusschichten sind mit einer schmutziggelben, wenige Millimeter dicken kalkig-mergeligen Schicht überzogen. In dieser dünnen Schicht sind kleine, ein paar Millimeter bis etwa $\frac{3}{4}$ cm große, schön gerollte und polierte weiße bis schwach rötliche Gerölle eingebettet, die nur ganz schwach brausen. Vereinzelt finden sich unter diesen Geröllen auch kleine wasserhelle Quarze. Außerdem sind in diesem braunen Bindemittel massenhaft ganz feine, bis höchstens 2 mm große, braune und schwarze, glänzende Bohnerzkörnchen eingebettet. Diese eigenartigen Bildungen sind wohl erst in jüngerer Zeit entstanden.

Die Ränder der morphologischen Mulde am Ostabhange des Boéseekofels, wo erstmals (1924) Amort und Klebelsberg die jüngeren Schichten gefunden haben, sind mit der Basalbreccie und mit dem glaukonitischen Dolomit ausgekleidet. Darüber stehen hier hellgraue und hellgrünliche Mergelkalke und muschelartig brechende Kalke mit grünlichbraunen Hornsteinen und harten Kalkknollen an.

An Fossilien fanden Amort und Klebelsberg:

Pygope triangulus Lamk., Boéseekofel.,

Aptychus Mortilleti Pict. und de Lor.,

Aptychus cf. *Mortilleti* Pict. und de Lor., Boéseekofel.,

Aptychus Seranonis Coquand., Boéseekofel.,

Aptychus sp.

Phylloceras sp.,

Costidiscus sp.,

Pygope triangulus Lamk. und *Aptychus Seranonis* Coquand kommen vom Tithon bis einschließlich Hauterivien vor. Furlanis *Aptychus lamellosus* und Ogilvie Gordons *Haploceras Staziezi* Zeuschn. sind für Tithon bezeichnend. Ogilvie Gordons Fund eines *Holcostephanus polytroptychus* Uhlig verweist auf Neocom. Somit stellen die vorhin beschriebenen Schichten wohl Ablagerungen des Tithons und des unteren Neocoms dar. Eine Trennung des Tithons vom Neocom ist nicht durchführbar. Auch der glaukonitische Dolomit konnte bei der geringen Größe der einzelnen Vorkommen nicht eigens ausgeschieden werden.

Diluvium.

Spuren früherer Vereisung finden sich sowohl an den Rändern als auch im Innern der Sellagruppe.

Die glazialen Ablagerungen des Gebietes wurden z. T. schon von Penck und Brückner (35, S. 857, 943 und 948) und von Klebelsberg (15, S. 290, 298) untersucht. Außerdem liegen noch kurze Notizen von Lehmann (19, S. 97) und Lucerna (20, S. 40) vor. Es erübrigen sich also nur noch einige kurze Bemerkungen.

Die zwei Stirnmoränen auf der Ostseite der Boé (über 2900 m) und auf der Westseite des Piz Chiavazzes sind wohl, ähnlich wie die im Vallon di Pisciadu (Klebelsberg, 15, S. 298), letzte, vielleicht historische Gletscherstände. Einen solchen stellt wohl auch die kleine, im Innern der Val de Mesdi gelegene Moräne trotz ihrer tiefen Lage (zirka 2460 m)

dar. In diesem ziemlich schattseitig gelegenen Tal reichen heute noch Teile des Gletschers bis auf etwa 2300 m hinab.

Die kleinen Moränen auf der Raibler Terrasse an der Südseite der Sella zwischen Pordoischarte und Val de Soel (zirka 2600 m) gehören wohl dem Daunstadium an. Die zwei westlicheren bestehen vorwiegend aus Dachsteindolomitklötzen, die bei Pte. di dentro mehr aus Raibler Material und die östlichste hauptsächlich aus Dachsteindolomitschutt.

Vielleicht gehören die Moränen in der Val Lasties (2300—2400 m) schon dem Daunstadium an? Die Bergsturzmoräne nördlich des Monte Forca dürfte (wegen der südseitigen Lage) wohl etwas älter sein.

Gschnitzmoränen liegen ober Mortiz, auf Plan de Galba und Plan de Frea. Die kleine, durch ihre Form charakteristische Stirn- moräne am Pordojoch bei Punkt 2194 und die große, vom Pordojoch gegen Mortiz hinabziehende Moräne, die kleine Bergsturzmoräne ober Col de Masores und jene kleine südöstlich darunter stellen wohl Gschnitzstadien dar. Auch die Bergsturzmoränen von Masarei de Forcelle und die nördlich der Boé-Alpe gehören wohl diesem Stadium an.

Die große Moräne von Masarei und Pian da Reng besteht größtenteils aus Blockwerk, das gegen Mortiz hinab viel feiner wird. Nördlich Punkt 1915 und bei Punkt 1994 fanden sich darin deutlich gekritzte Geschiebe. Vereinzelt kommen auch Stücke aus den Cassianer Schichten vor. Die Abgrenzung dieser Moräne gegen N und nach W bei Pian frataces ist fast undurchführbar, da hier weder eine morphologische Grenze gegeben ist, noch der Moränenschutt petrographisch vom Gehängeschutt verschieden ist. Ähnliche Verhältnisse herrschen auch bei den Bergsturzmoränen südlich Pian da la Cerceneda und bei der aus demselben Blockwerk bestehenden Moräne zwischen Gardeccia und den Sellatürmen. Westlich Pian frataces, nördlich Mortiz, finden sich nur undeutlich geschrammte Geschiebe in der Moräne, die hauptsächlich aus hellem Dolomitschutt besteht. Il Col ist ein riesiger Endmoränenhaufen, der ganz aus Bergsturzmaterial zusammengesetzt ist.

In der großen Seitenmoräne, die von Do Ciavazes nach Plan de Galba hinunterzieht und größtenteils aus auf den Gletscher gefallenem Bergsturz besteht, wurden zahlreiche gekritzte Geschiebe gefunden.

Die Moräne nördlich Plan de Galba (deutlich gekritzte Geschiebe) ist morphologisch als Stadialmoräne sehr undeutlich ausgeprägt.

Grundmoränen mit deutlich gekritzten Geschieben finden sich an zahlreichen Stellen, so z. B. östlich ober Plan, bei Punkt 1798 am Cordevole, bei Arabba, bei Punkt 1706 (Bosc de Pescosta), auf Pre da ru da šai und vielen anderen Orten. In letzterwähnter Moräne kommen auch Blöcke aus dem Buchensteiner Agglomerat vor, die wohl von dem vom Grödner Joch herunterkommenden Gletscher hierhergebracht wurden.

Westlich Punkt 1977 (La Parvača) kann man über den Cassianer Schichten eine größtenteils aus Dolomitblöcken zusammengesetzte Moräne beobachten.

Erratische Dolomitklötze sind auch in der Sella weit verbreitet. Sie finden sich verstreut auf der Südseite des Piz Culatsch, bis auf den

Gipfel hinaufreichend, auf dem Monte Forca und Pra di Pordoi, am Bergücken nördlich und östlich Mighiene und nördlich Creppa fosca und bei Punkt 2024 (nordwestlich Vauz).

An schön ausgeprägten Karen ist die Sella arm. Typische Karform weist Vallon, das kleine Tälchen südlich davon, zwischen Punkt 2725 und Punkt 2771, die Val Gralba und Vallon di Pisciadu auf.

Der Schlerndolomitücken im Vallon, zwischen Punkt 2599 und Punkt 2548 (ist nicht Moräne, wie Klebelsberg [a. a. O.] aus der Karte geschlossen hat) und die ganzen Ostabhänge der Sella, besonders nördlich Boésee und Boéseekofel sind, wie man z. B. von Stern aus sehr gut sieht, schön glazial gerundet worden.

Sfessurazza, Vallazza, Valle de Fontane, Val de Soel und verschiedene kleinere Rinnen wurden von dem Eis, das durch diese Tälchen abfloß, schön ausgeschliffen.

Der Talkessel der oberen Val Lasties ist z. T. tektonisch entstanden. Die Raibler Schichten, der Schlerndolomit und die älteren Gesteine sind wohl etwa 200 m abgesunken. In der Val Lasties sind zwei nicht besonders deutliche Terrassen zu beobachten (siehe Fig. 4). Die Raibler Schichten der oberen, älteren Terrasse (Pian de roche) wurden zu einem Rundhöcker abgeschliffen. Auch auf der unteren Terrasse und an den tieferen Partien des Tales sind überall die Wirkungen der Erosion durch den Gletscher zu beobachten. Der Lange Graben und das Tälchen nördlich des Col Turond, die in den vorhin erwähnten Talkessel münden, haben schön gerundete Formen. Besonders das letztere, das schutfrei ist, hat einen U-förmigen Querschnitt.

Auf der Westseite der Sella sind eine Reihe eigenartiger Erosionsformen zu beobachten. Es sind dies kleine, karähnliche Tälchen, die ganz unvermittelt an der fast senkrechten Schlerndolomitwand aufhören. Solche Formen finden sich bei Punkt 2505 (unter Piz Miara, weniger typisch), bei Punkt 2466 (unter Piz Gralba), bei Punkt 2662 (unter Piz Revis) und nordwestlich unter Piz Chiavazzes zwischen Punkt 2647 und Punkt 2626. Durch diese Tälchen floß das Eis des Hochplateaus und der Raibler Terrasse nach unten ab. Dabei wurden diese Felswannen schön ausgeschliffen und bekamen teilweise einen fast U-förmigen Querschnitt.

Vom Eis wurden ferner die Val Gralba, die Val Culea und das kleine Tälchen auf der Ostseite der Murfreitspitze ausgerundet.

Ein sehr schönes Beispiel für Glazialerosion ist das Bett des ehemaligen Pisciadugletschers. Dieser Gletscher, der auch aus der schön ausgeschliffenen Val de Tita Zufluß bekam, hobelte das nur wenige Meter tiefe Becken des heute leider schon fast ganz versandeten Pisciadusees aus und floß dann gegen Pré Plans hinunter. Dabei wurde das durch den Schlerndolomit nach Sura sas verlaufende Tal in ganz prachtvoller Weise gerundet und auch der darunter liegende Cipitkalk wurde gut abgeschliffen. Ein Teil des Eises floß, wie die gerundeten Formen zeigen, zwischen Punkt 2583 und Punkt 2565 in die Val de Mesdi hinunter, um sich mit jenem Eisstrom zu vereinigen.

Die Val de Mesdi ist ein durch die Tektonik vorgezeichnetes Erosionstal. Hauptsächlich die westlichen Abhänge dieses Tales weisen

Spuren von Glazialerosion auf. So wurden die Fels­hänge zwischen Punkt 2323 und Punkt 2296 und zwischen Punkt 2188 und Punkt 2128 stark abgeschliffen und Punkt 1964 zu einem Rundhöcker geformt. Hier findet sich auch ein ?Daunstadium dieses Gletschers (Klebelberg, 15, S. 298), das auf der Karte als Bergsturz eingetragen wurde.

Als älteste, vielleicht tertiäre Oberfläche ist das Hochplateau der Sella anzusehen. Ein nächst tieferes Oberflächensystem ist das der Raibler Terrasse. Doch sind beide Flächen zu selektiv, als daß sie ohne weiteres auch als zeitliche Folge zu deuten wären. Größere Flächen der Raibler Terrasse sind nur auf der Nordseite der Sella, westlich der Val de Mesdi, erhalten geblieben. Auch diese Flächen weisen deutliche Spuren glazialer Rundung auf. Eine noch jüngere Einebnung ist auf dem Monte Forca zu beobachten. Diese Fläche geht nach O ganz allmählich in einen ziemlich sanft geneigten älteren Talboden über (Pra di Pordoi und Pira clocia). Diese Fläche, die nach S von dem jetzigen, steileren Talboden scharf abgeschnitten wurde, hebt sich auch auf der Karte (zwischen Punkt 2189 und Punkt 2119 bis etwa über 2300 m nach N reichend) ganz gut heraus. Dieser ältere Talboden, der mit einer dünnen Schicht Grundmoräne ausgekleidet ist, wird von mehreren kleinen Bächen zersägt.

Sonst wurden im Gebiete außer den bereits früher erwähnten Terrassen keine weiteren Einebnungsformen beobachtet.

Bergsturzmassen.

Gewaltige Trümmermassen, hauptsächlich Schlerndolomit, liegen südlich Collfuschg (Bosc del Borest), in der Val de litres und bei „Surasas“, nordöstlich unter der Pisciaduseehütte. In der Val de litres und am Ausgange der Val de Mesdi wurden auch Raibler Blöcke im Bergsturzmaterial beobachtet. Die erwähnten Vorkommen und jenes östlich Col da Martin (36, S. 307, 308) sind wohl auf den Gletscher heruntergefallene Bergsturzmassen.

Eine gewaltige Trümmerhalde von Schlerndolomitklötzen liegt nördlich Bec de roche. Solche Blöcke liegen auch vielfach auf Piccol dolada verstreut.

Gewaltige Dachsteindolomitklötze liegen vereinzelt im Vallon, östlich unter dem Pizkofel, in der Val de Mesdi (besonders am Fuß des Dent de Mesdi), am Pisciadusee und auf Pian de roche.

Gehängeschutt und Vegetationsverdeckungen.

In der Sella ist oft auf weite Strecken das Anstehende durch rezente Schuttbildungen verdeckt. Verhüllung durch Vegetation spielt hier eine viel geringere Rolle.

Besonders auf der Nord-, West- und Südwestseite der Sella liegen am Fuß der Schlerndolomitwände gewaltige, hell anwitternde Schutthalden. Auch die Val de Mesdi ist mit mächtigen Schutthalden ausgekleidet. Auf der Südseite der Sella sind die Raibler zwischen der Pordoischarte und der Punta di Fuori teilweise durch Dachsteindolomitschutt verhüllt.

Von Plan bis ober Punkt 1719 liegen im Bett des Rio di Ciavazes zahlreiche Dolomitklötze herum, die wohl aus dem Mendeldolomit stammen. Der helle Dolomitschutt des Baches ist mit dem Schutt der dunklen, fast schwarzen Tuffe und Mergel in eigenartiger Weise vermischt.

Auch im Bachbett des Cordevole liegen reichlich große Dolomitklötze.

Der Kessel von Corvara wurde ehemals wohl von einem See ausgefüllt.

Tektonischer Teil.

Die Ränder der Sellagruppe werden mit Ausnahme der Nordwestecke, in der auch oberes Perm und untere Trias vorkommen, von der mittleren Trias aufgebaut. Wie in der Puezgruppe, so besteht auch hier das eigentliche Dolomitmassiv aus mittlerer und oberer Trias, unterem und oberem Jura (Dogger konnte nicht nachgewiesen werden) und unterer Kreide.

Das Sellamassiv bildet eine große, flache Synklinale. An diese schließt nach N die ziemlich steile, OW streichende Grödner-Joch-Antiklinale an. Im S der Sella liegt der Belvederesattel (Cornelius, 5, S. 35 usw.), der jedoch außerhalb des Aufnahmebereiches dieser Karte liegt. Die Hochfläche der Sella ist durch die Gipfelüberschiebungen interessant geworden.

Das Gehänge nördlich des Sellajoches und des Campo longo.

Die nördlichen Teile dieses Gehänges gehören dem Südflügel der Grödner-Joch-Antiklinale, die südlicheren Teile der Sella-Synklinale an. Der Südflügel der ungefähr OW streichenden Antiklinale ist lange nicht so gut aufgeschlossen wie der Nordflügel (36, S. 314 bis 319). Dies gilt besonders für das Gebiet östlich des Grödner Joches.

Den Kern des Sattels bilden die Bellerophonschichten, die zwischen Plan und Col da Martin aufgeschlossen sind. Diese sind meist stark gefaltet, ebenso die darüberfolgenden Werfener Schichten. Diese und der untere Muschelkalk (siehe Profil 1) wurden gegen O zu stark ausgequetscht (siehe auch stratigraphischer Teil!). Die Mächtigkeit der Werfener Schichten wurde dadurch bedeutend verringert und vom unteren Muschelkalk ist östlich Toel del mus nichts mehr zu sehen. Auch der Mendeldolomit wurde gegen O zum Teil ausgewalzt. Die Schichten des südlichen Muldenflügels fallen auf der Nordseite des Piz Culatsch nicht allzu steil nach S ein, stellen sich aber nach W immer steiler (S fallend) und stehen bei Punkt 1719, am Rio di Ciavazes, fast saiger. Die Laven des Piz Culatsch werden konkordant von allmählich flacher nach S einfallenden Wengener und Cassianer Schichten überlagert. Diese legen sich, abgesehen von kleineren sekundären Faltungen immer flacher und ungestört folgen in ihrem Hangenden der „Cipitkalk“ und die jüngeren Schichten.

Die von Ogilvie Gordon (25 und 34) eingezeichneten Störungen und Überschiebungen am Nordabhang des Piz Culatsch konnten nirgends

sicher nachgewiesen werden. Diener (6, S. 25—30) geht entschieden zu weit, wenn er der Erosion einen erheblichen Einfluß auf die heutige Struktur der Sella und der anderen Massive zuschreibt.

Auf der Südseite des Grödner Joches fallen die Wengener Schichten, wie schon erwähnt (36, S. 316), zuerst flach und dann immer steiler nach S ein. Die darüberliegenden, hier stark reduzierten, schließlich saiger stehenden Cassianer Schichten stoßen an einer N 45° O corr. streichenden Verwerfung (siehe Fig. 1 und 36; Profil 2) an ziemlich flach nach S einfallende Wengener und Cassianer Schichten an. Die Verwerfung, deren Fortsetzung nach Plan de Graiba streichen würde, läßt sich weder nach O noch nach W weiter verfolgen. Weller (40, S. 79) vermutete eine Verwerfung, die vom Grödner Joch nach dem gleichen Orte verlaufen sollte. Die über den Cassianer Schichten am Col de Masores liegenden Schichten sind ganz ungestört.

Östlich des Grödner Joches ist der Südflügel der Antiklinale abgesunken. Die ältesten Gesteine, die hier aufgeschlossen sind, gehören den Wengener Schichten an. Profil 2 (Reithofer, 36) bringt diese Verhältnisse deutlich zum Ausdruck.

Die Wengener und Cassianer Schichten westlich und südlich von Corvara fallen flach muldenförmig gegen das Innere der Sella ein. Bei Punkt 1706 (Bosc de Pescosta) und dort, wo der aus dem Bosc de Corvara kommende Bach in den Rio Rutort mündet, sind die Wengener Schichten ziemlich stark gefaltet und fallen sehr steil nach W ein. Etwas höher oben am Rio Rutort grenzen die hier sehr gestörten Schichten längs einer Verwerfung an die Tuffe des Augitporphyrits.

Im großen Aufschluß südwestlich von Borsé (bei Corvara) sind die Cassianer Schichten stark gestört und auf der Nordseite vom Crep de Sella leicht gefaltet. Nordwestlich von Punkt 1977 (Gran Val) fallen die Cassianer Schichten zum Teil sehr steil nach W ein, teilweise sind sie sogar etwas überkippt. Bei Punkt 2069 ober La Parvača und westlich ober Punkt 2045 (siehe Profil 2 und Fig. 6b) werden die flach westfallenden Cassianer Schichten konkordant von Raihler Schichten überlagert. Eine diskordante Auflagerung konnte hier nirgends beobachtet werden.

Das Gehänge südlich des Sellajoches und des Campo longo.

Die Schichten der mittleren Trias, die die Südabhänge der Sella-gruppe aufbauen, zeigen, dem Bau der flachen Synklinale entsprechend, überall am Außenrande ein flaches Einfallen gegen das Innere der Mulde. Sie liegen im großen und ganzen ziemlich ungestört, nur lokal wurden verschiedene kleinere Störungen beobachtet.

Die Augitporphyrite und deren Tuffe liegen auf Sella-razza ziemlich flach, fallen nur wenige Grade nach W ein. Auf Savine de sopra beginnen diese und die darüber liegenden Cassianer Schichten ziemlich plötzlich steil nach NW einzufallen. Nördlich Paschè streichen die Tuffe der Augitporphyrite N 60° O corr. und fallen 40° N. Die höheren Lagen der Cassianer Schichten (gegen Punkt 2074) machen diese Verbiegung nicht mit, sie fallen vielmehr ziemlich flach nach N ein.

Zwischen Sellaerazza und Pra di Burz geht im Tale des Rio da Boé eine ziemlich große Störung durch, deren Verlauf leider nirgends festgestellt werden konnte. Die Schichtserie auf der Westseite dieses Tales ist ziemlich tief im Vergleich zu der auf der Ostseite abgesunken. Die Fortsetzung des Augitporphyrits der Sellaerazza würde, seiner jetzigen Lage entsprechend, mitten in die Cassianer Schichten zu liegen kommen, was keinesfalls stimmen kann. Sicher keilt der Augitporphyrit nach SW aus. Leider ist aber seine Fortsetzung nach dieser Richtung nicht aufgeschlossen und auch jenseits des Baches ist nichts von ihm zu sehen. Auch die in seinem Liegenden anstehenden Buchensteiner Agglomerate müssen nach W auskeilen, obgleich dies auch nicht zu beobachten ist, da westlich des Rio da Boé die Schichtserie der Tuffkonglomerate

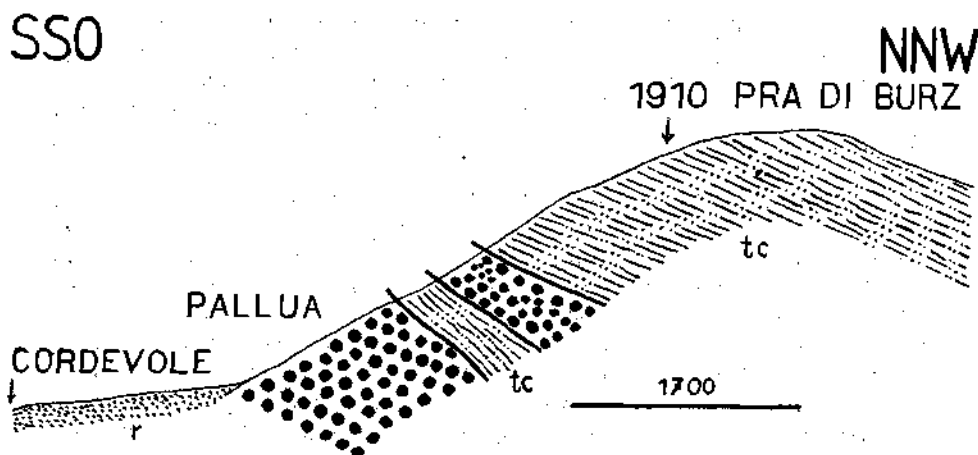


FIG. 3: SCHEMAT. PROFIL: PALLUA-P. 1910.

und -sandsteine und Cassianer Schichten gut aufgeschlossen ist. Wahrscheinlich keilen die Buchensteiner Agglomerate in höhere Lagen der ersteren aus. Ob der Augitporphyrit in seiner Fortsetzung nach SW die Tuffkonglomerate und -sandsteine übergreift, ist nicht zu entscheiden.

Östlich Punkt 1683 (nördlich Arabba) sind die Tuffsandsteine ziemlich intensiv gefaltet.

Im allgemeinen sind die Cassianer Schichten ganz konkordant den Tuffkonglomeraten und -sandsteinen aufgelagert. Nur nördlich Pallua, unter Punkt 1910, liegen sie diskordant (siehe Fig. 3) über letzteren. Darüber folgen noch einmal Tuffkonglomerate und -sandsteine, die bis 40° NW fallen und dann wieder Cassianer Schichten. Diese sind sehr wenig gestört und fallen zirka 20° NW. Diese gestörte Schichtfolge ist nur dadurch zu erklären, daß die Schichten stark gefaltet wurden, dann die Falten rissen und die einzelnen Schichten stark ausgequetscht und übereinandergeschoben wurden. Nach W und nach O ist dieses Vorkommen durch Verwerfungen abgeschnitten. Jenseits dieser sind die Gesteine ganz ungestört. Hier handelt es sich wahrscheinlich um horizontale Verschiebungen längs jener zwei Störungslinien. Dabei wurden

die Schichten östlich und westlich jener Linien etwas nach S oder die Schichten zwischen den zwei Störungen etwas nach N verschoben. Später sind dann wohl die beiden Fortsetzungen der überschobenen Schichten der Erosion zum Opfer gefallen. Nur so ist ihr jetziges Fehlen zu erklären.

Durch das Tal Provesatsc-Forcelle verläuft eine Störung. Die Schichten streichen auf der rechten Talseite höher aus als auf der linken. Auch durch das Tälchen Fontane-Ciampluo geht wahrscheinlich eine Störung durch, wobei die Schichten auf der Ostseite etwas abgesunken sind. Die von Cornelius (5, Prof. 6) angegebenen Faltungen der Schichten am linken Ufer des Cordevole unter Pra di Sion konnte ich nirgends beobachten. Die Schichten fallen hier vielmehr ungestört flach nach N ein.

Nördlich Col da la polenta (bei Mortiz) ist eine kleine, etwa O-W verlaufende Störung zu sehen. Wahrscheinlich sind die Tuffkonglomerate und -sandsteine nördlich derselben etwas abgesunken.

Eine große Störung schneidet bei Somasieves (nördlich Mortiz) den Augitporphyrit nach W ab. Er stößt hier an flach nach W einfallende Werfener Schichten an.

Am Rio di Val reichen die Tuffkonglomerate und -sandsteine am linken Ufer bis Punkt 1780 herab, am rechten Ufer liegen diese Gesteine etwas höher oben diskordant über Werfener Schichten. Der von Weller (40) und Ogilvie Gordon (34) eingezeichnete Augitporphyrit ist hier überhaupt nicht vorhanden und auch die Werfener Schichten lassen sich nicht über den Rio di Val hinaus nach O weiter verfolgen, sondern sie schneiden hier an einer Verwerfung ab, die wahrscheinlich die Fortsetzung jener von Somasieves nach N darstellt. Sicher hängt sie aber nicht mit einer anderen, nördlich davon gelegenen Störung zusammen.

Westlich Orsaroles verläuft eine Bruchlinie, die wohl mit der zwischen Punkt 2412 und 2533 (Sellatürme) durchziehenden zusammenhängt. Südlich Taola ist ihre Fortsetzung nach Orsaroles durch Moränenschutt verdeckt. Bei Punkt 2412 ist der Schlerndolomit östlich der Störung gegen 100 m abgesunken, bei Orsaroles ist der Betrag der Sprunghöhe schon viel geringer.

Östlich des Sellajochs fallen die Cassianer Schichten ziemlich flach nach N und NO ein. Nur unter Punkt 2280 ist an der Straße (Prof. 2) eine kleine Verbiegung der Schichten zu beobachten.

Die von Weller (40, S. 79, 80) vermuteten Störungen von Plan de Galba zum Col de Toi und durch die Val Piana lassen sich nirgends nachweisen.

Das Sellamassiv.

Die Karte und die Prof. 1 und 2 zeigen, daß der Dachsteindolomit, der das Sellahochplateau aufbaut, und die darunter liegenden Schichten eine ganz flache Synklinale bilden.

Das Einfallen der Schichten gegen das Muldeninnere beträgt durchschnittlich höchstens 10°, vielfach ist es noch geringer. So fällt der Dachsteindolomit der Mesules nur ein paar Grade nach S ein und auf

der Portoispitze, der Punta di Soel und am Fuße der Boé liegt er überall nahezu söhlig.

Der muldenförmige Bau des Dolomitmassivs verliert durch die beiden, schon früher erwähnten, bis tief ins Innere des Dolomitstockes hinein reichenden Täler viel von seiner früheren Eigentümlichkeit.

Von der Pordoischarte zieht eine gut erkennbare Störung, die sich auch auf der Karte deutlich heraushebt, durch den oberen Teil des „Langen Graben“ östlich des Col Alton und der Bambergerhütte entlang in die Val de Mesdi hinunter und setzt sich durch die zwischen Crep de Boé und den Punkten 2362, 2408 und 2276 gelegene Schlucht nach NNO fort. Diese Bruchlinie verzeichnet schon Furlani (11, S. 447) zum Teil. Sicher gabelt sich diese Linie in der Val de Mesdi und der eine Ast verläuft wohl in der Tiefenlinie des Tales, dem kleinen Bache entlang, gegen Punkt 1754 (am Ausgange der Val de Mesdi) hinunter. Dafür, daß die Verwerfung in die Val Lasties hinunterzieht, wie Ogilvie Gordon (25) angibt, ließen sich keine zwingenden Gründe finden.

Im äußeren Teile der Val de Mesdi und auch in ihrem Hintergrunde ist durch die Verwerfung kaum eine Verschiebung der Schichten eingetreten. Bei der Pordoischarte ist der östliche Teil etwa 10—20 m gegenüber dem westlichen abgesunken. Tektonisch spielt diese Verwerfung, die nördlich der Pordoischarte z. T. mehr ein Knick ist, keine besondere Rolle. Morphologisch kommt ihr aber Bedeutung zu. Die Erosion, die die Val de Mesdi geschaffen hat, ist dabei diesem Bruche gefolgt.

Die Val Lasties ist, wie schon oben erwähnt, ein größtenteils tektonisch entstandenes Tal. Auf Pian de roche findet sich ein ziemlich ausgedehntes Vorkommen von dolomitisch entwickelten Raibler Schichten. Da es aber unmöglich ist, einerseits in der Schlerndolomitmasse so gewaltige Unebenheiten anzunehmen, in denen dann die karnischen Sedimente zur Ablagerung gekommen wären und sich andererseits die Ablagerung der Raibler Schichten gerade hier, in der Südwestecke der Sella, wie auch die Karte und die Prof. 1 und 2 zeigen, so völlig ungestört vollzogen hat, kann man nur einen Einsturz des ganzen Schichtpaketes annehmen. Die Raibler Schichten liegen auf Pian de roche etwa 200 m tiefer als die an den Felsabstürzen der Val Lasties austreichenden gleichalterigen Gesteine. Es ließen sich ferner bei Punkt 2152 (südwestlich Pian del siella) und an verschiedenen anderen Stellen geringfügige Vorkommen von Raibler Schichten feststellen. Diese Beobachtungen zeigen uns, daß der Talboden der Val Lasties z. T. jene Grenzfläche darstellt, auf welche nach Ablagerung des Schlerndolomits die Raibler Sedimente zu liegen kamen. Diese Fläche ist, wie Fig. 4 zeigt, schwach gewölbeförmig gegen den Ausgang des Tales (nach SW) hinunter gebogen. Damit stimmt auch die Feststellung überein, daß der Schlerndolomit, dessen oberste Lagen undeutlich gebankt sind, dieselbe sattelförmige Verbiegung mitmacht. Das eingestürzte Schichtpaket ist also nicht nur zirka 200 m tief abgesunken, sondern es wurde auch noch, besonders in den talauswärtigen Partien, ziemlich stark gegen SW hin in die Tiefe gebogen.

Die Verwerfungen, längs welchen diese Absenkung erfolgte, sind heute wegen Schuttbedeckung und des Mangels jüngerer Gesteine kaum festzustellen.

Auf der linken Talseite ist die Störungslinie größtenteils durch Schutt verhüllt. Im oberen Teil des Tales verläuft sie wahrscheinlich am bergseitig gelegenen Rand der Moräne von Punkt 2372 gegen Punkt 2559. Auf der rechten Seite folgt die Bruchlinie wohl am Fuße der kleinen Steilwände über die Punkte 2275 und 2304 in die Nähe des Punktes 2490.

Das abgesunkene Schichtpaket muß aber auch an einer etwa NW-SO oder NNW-SSO verlaufenden Störung abgesunken sein. Von einer solchen ist aber nichts zu sehen. Wahrscheinlich geht der Val Lerghia entlang ein ganz kleiner Bruch durch, der sich wohl auch noch durch den Hintergrund der Val Lasties in den Langen Graben fortsetzt und ein Seitenzweig jener von der Pordoscharte in die Val de Mesdi verlaufenden Bruchlinie ist. Durch die vorhin erwähnte Linie wird wohl das abgesunkene Schichtpaket gegen NO begrenzt.

Eine ähnliche, ganz unbedeutende, aber morphologisch sich gut heraushebende (da die Erosion immer solchen Linien folgt) Bruchlinie verläuft vom Piz Beguz über die Punkte 2834 und 2801 und setzt sich noch jenseits der Val

Lasties auf der Nordseite der Pordoispitze (zwischen Punkt 2869 und Punkt 2935) fort und schneidet sich dann mit der Val de Mesdi-Bruchlinie. Eine weitere, etwas weniger deutliche zieht vom Piz

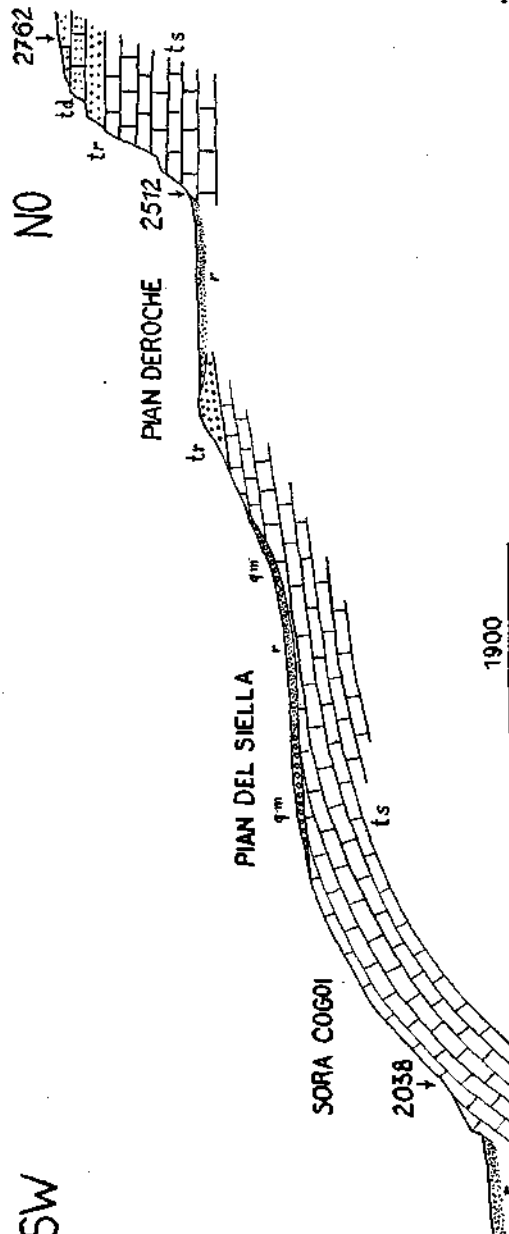


FIG. 4: PROFIL DURCH DIE VAL LASTIES.

Miara über Punkt 2857 in der Richtung zu Punkt 2521 in die Val Lasties hinunter.

Östlich Punkt 2611, unter der Pordoischarte, sind die mehr plastischen Raibler Schichten ziemlich stark gefaltet. Der Verlauf der Faltenachse ist etwa OW gerichtet. Diese Faltung ging wohl gleichzeitig mit der Bildung der OW streichenden Synklinalen und Antiklinalen zu einer Zeit vor sich, in der die Raibler Schichten noch von Dachsteindolomit überlagert wurden. Dabei wurde der mehr starre Schlerndolomit ziemlich stark zertrümmert und ein Teil seiner Oberfläche ein wenig eingedrückt. Ogilvie Gordon (30, Photo 10) gibt von dieser Stelle ein ausgezeichnetes Lichtbild.

Die auf der Westseite der Sella sonst ungestört liegenden Raibler Schichten sind nordwestlich unter P. Rotiè leicht gestört. Sie streichen bei Punkt 2711 N 40° W corr. und fallen 16° N. Darüber folgt ziemlich konkordant eine Scholle hellen Dolomits, der den Punkt 2711 aufbaut. Ob dieser Dolomit noch den Raibler Schichten angehört, ist mangels von Fossilien nicht zu entscheiden. Dem normalen, über den Raibler Schichten liegenden Dachsteindolomit kann er wegen der zu tiefen Lage nicht angehören. Es könnte sich hier also höchstens um irgendwie überschobenen Dachsteindolomit handeln. Ich habe diese Scholle vorläufig noch zu den Raibler Schichten gerechnet.

Kleine unbedeutende Störungen, die z. T. mehr Knicke sind, gehen zwischen Piz Chiavazzes und Punkt 2593 (NW-SO verlaufend), zwischen den Sellatürmen 1 und 2 (zirka WNW-OSO), zwischen den Murfreitürmen und zwischen Dent de Mesdi und Pisciaduturm durch. Vielleicht zieht eine kleine OW-Störung durch die Val Gralba. Eine weitere solche streicht vom Pisciadusee gegen die Val de Mesdi hinunter. Der Schlerndolomit der Punkte 2155 und 2090, westlich unter Val Gralba, ist längs zweier Störungen ziemlich tief nach W abgesunken.

Amort fand an der Grenze zwischen „Cipitkalk“ und Schlerndolomit südlich Plan de Gralba eine deutliche Rutschfläche und Ogilvie Gordon fand hier starke Störungen und Quetschungen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß an dieser Trennungsläche, die für tektonische Bewegungen sicher gut geeignet ist, kleinere Verschiebungen stattgefunden haben. Deswegen aber eine große Überschiebung daraus zu machen (29, S. 298 und 299 und in anderen Arbeiten), ist noch lange nicht notwendig. Am „grünen Fleck“ ist von einer Störung nichts zu beobachten und auch Ogilvie Gordon hat die früher hier eingezeichnete Störung in ihrer letzten Arbeit (34, S. 144) weggelassen.

Es wäre nicht unmöglich, daß der Schlerndolomit und die höheren Schichten nur auf der Westseite der Sella, entlang der Val de Mesdi-Bruchlinie, etwas in ihrer Lage verändert wurden, da auf der Ostseite keine Spuren einer solchen Störung beobachtet wurden.

Die Ostseite des Sella-Hochplateaus ist im Vergleich zur Westseite viel stärker gestört worden. Teilweise hat fast eine Zertrümmerung der Schichttafel stattgefunden. Darauf hat schon Ogilvie Gordon (29, S. 299 und in früheren Arbeiten) verwiesen.

Vielleicht ist auch das Auskeilen des Schlerndolomits nach O eine der Ursachen dafür. Das hier vielfach viel weniger mächtige

Schichtpaket konnte den tektonischen Beanspruchungen gegenüber lange keinen so großen Widerstand entgegensetzen wie die mächtige Dolomitmasse im westlichen Teil der Sella.

Die Schichten der südlichen Hälfte des Dolomitmassivs der Sella-ostseite liegen ganz ungestört, fast söhlig. Dieser Teil ist tektonisch nur dadurch interessant, daß hier die wichtigsten Gipfelüberschiebungen vorkommen.

Die Störungen beginnen eigentlich erst nördlich der Vallonspitze. Profil 2 zeigt die gestörten Verhältnisse, die hier zwischen Boéseekofel und Crap de Mont herrschen, deutlich. Die Schichten sind hier längs ungefähr NS verlaufender Staffelbrüche abgesunken.

Schlerndolomit, Raibler Schichten und Dachsteindolomit des Boéseekofels sind gegen O zu abgesunken. Dadurch wurde die ganze Schichtserie schiefgestellt. Der Dachsteindolomit grenzt nach O gegen

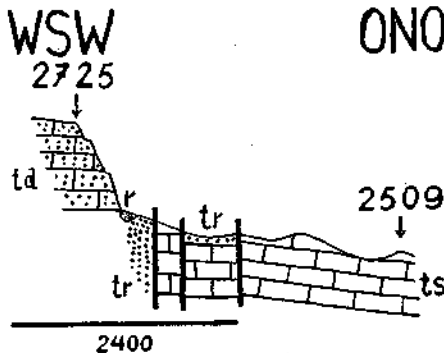


FIG. 5: SCHEMAT. PROFIL: P.
2509-P. 2725 (SÜDL. VALLON).

Punkt 2622 an Raibler Schichten, die hier in ziemlicher Mächtigkeit entwickelt sind und etwa so hoch ausstreichen wie jene Schichten auf der Westseite des Boéseekofels. Nördlich dieses Punktes sind auch die den Dachsteindolomit unterlagernden Raibler Schichten aufgeschlossen. Diese stoßen aber sowohl nach O als auch nach N längs einer Verwerfung an Schlerndolomit an. An diesen Brüchen, von denen sich der erstere, NS gerichtete, nach S fortsetzt und südlich Punkt 2622 gabelt, und an einem nördlich Punkt 2559 durchziehenden ist das Schichtpaket des Boéseekofels abgesunken.

Wahrscheinlich stellen die zwei, ungefähr parallel verlaufenden NS-Brüche, an denen die Raibler Schichten östlich Vallon in die Tiefe gesunken sind (Fig. 5 und 11), die Fortsetzung der sich gabelnden Brüche nach S dar.

Östlich Punkt 2588 wird die westliche dieser Verwerfungen von einer NW-SO verlaufenden geschnitten. Es stoßen hier (Fig. 5) zirka $N 60^{\circ} O$ corr. streichende und zum Teil saiger stehende Raibler Schichten an fast söhlig liegenden Schlerndolomit. Entweder ist der Dachsteindolomit von Punkt 2725 und dasselbe früher auch östlich davon gelegene, Vallon

bedeckende Gestein etwas abgesunken oder der zwischen den zwei vorhin erwähnten Verwerfungen gelegene Schlerndolomit etwas emporgepreßt worden, wobei dann die Raibler Schichten steilgestellt wurden.

Eine ganz kleine Störung geht zwischen Neuner und Zehner durch, eine etwas größere zwischen Zehner und Boéseekofel durch die Moserscharte. Die Raibler Schichten auf der Südostseite des Boéseekofels streichen gegen S etwas tiefer aus als die des Zehners und des ebenfalls ein wenig gestörten, dazwischenliegenden kleinen Felssporns. Es ist also auch der südlichste Teil des Boéseekofels ein wenig, wenn auch lange nicht so stark wie der nördlich davon gelegene, gegen O eingesunken. Nördlich Punkt 2559 grenzen die Raibler Schichten nach N an Schlerndolomit an. Die Verwerfung läßt sich nur bis zum überschobenen Dachsteindolomit verfolgen, zieht aber wahrscheinlich unter diesem durch.

Auf der Ostseite des Pizkofels ist auch ein kleiner Bruch zu beobachten. Die hier fast söhlig liegenden Raibler Schichten streichen auf der Westseite einige Meter höher aus als auf der Ostseite.

Es ist nicht unwahrscheinlich, daß die Raibler Schichten des Felsrückens Punkt 2622—Punkt 2494, die leicht gefaltet, ziemlich konkordant über dem Schlerndolomit liegen, und ihr Liegendes auch etwas emporgehoben wurden, da der (nur ganz wenig abgesunkene) Schlerndolomit auf der Südostseite des Boéseekofels bis zum Punkt 2559 hinauf ansteht, während er auf der Ostseite unter Punkt 2622 bis etwa 2590 m hinauf reicht.

Eine ziemlich bedeutende Verwerfung geht auf der Westseite des Boésees durch, die sich einerseits bis Punkt 2212 nach N verfolgen läßt und deren Fortsetzung nach S andererseits wahrscheinlich am Ostfuße des Col de Stagne entlang zieht. Östlich dieser Linie (siehe Profil 2 und Fig. 6a bis c) sind die Schichten ziemlich tief abgesunken. Nördlich des Boésees sind auch noch verschiedene kleinere Verwerfungen (Profil 2), längs welchen die Schichten staffelförmig ein wenig abgesunken sind.

Auf eine größere Strecke läßt sich der durch Punkt 2238 (Crap de Mont) durchgehende Bruch verfolgen. Dieser gabelt sich weiter nördlich und die beiden Äste ziehen östlich unter Col de Cedla durch. Westlich Crap de Mont ist die Sprunghöhe dieser Verwertung ganz gering. Unter Col de Cedla sind Raibler Schichten grabenartig zwischen Schlerndolomit eingesunken (Fig. 6c). Ähnliche Verhältnisse herrschen auch östlich darunter zwischen Punkt 1993 und Punkt 1964. Nordwestlich über Punkt 1976 stehen unter den ziemlich söhlig liegenden Raibler Schichten im Hangenden des „Cipitkalkes“ Cassianer Kalke an, deren Fallen und Streichen allerdings nicht sicher zu ermitteln ist. Wahrscheinlich liegen die Kalke aber auch ziemlich söhlig. Es ist dies die einzige Stelle im Gebiet, wo Cassianer Schichten im Hangenden des „Cipitkalkes“ von Raibler Schichten überlagert werden.

Westlich ober Punkt 2045 sind die die Cassianer ganz konkordant überlagernden Raibler Schichten noch mehrfach gestört (Profil 2). Die Raibler Schichten von Punkt 2069 und des kleinen, westlich davon gelegenen Vorkommens sind nicht allzu tief abgesunken (Fig. 6b).

Die verschiedenen N-S verlaufenden Verwerfungen reichen sicher noch viel weiter, sowohl nach S als auch nach N, lassen sich aber dort, wo

Raibler Schichten oder morphologische Kennzeichen eines Bruches nicht vorhanden sind, nicht weiter im Schlerndolomit verfolgen.

Darauf, daß Crep de Sella eine etwas abgesunkene Scholle ist, hat schon Mojsisovics (22, S. 232) aufmerksam gemacht.

Auf der Nordseite vom Crep de Boé liegen die Cassianer Schichten ganz ungestört, ziemlich sôhlig im Hangenden des „Cipitkalkes“.

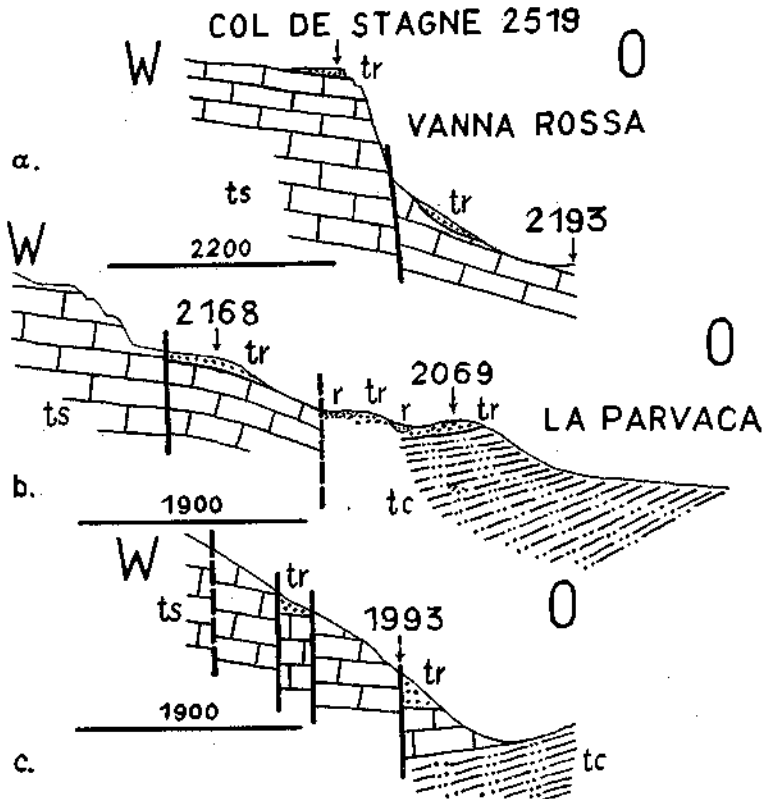


FIG. 6a-c: SCHEMAT. PROFILE DURCH DIE OSTABHÄNGE DER SELLA NÖRDL. UND SÜDL. VOM BOÉ SEE.

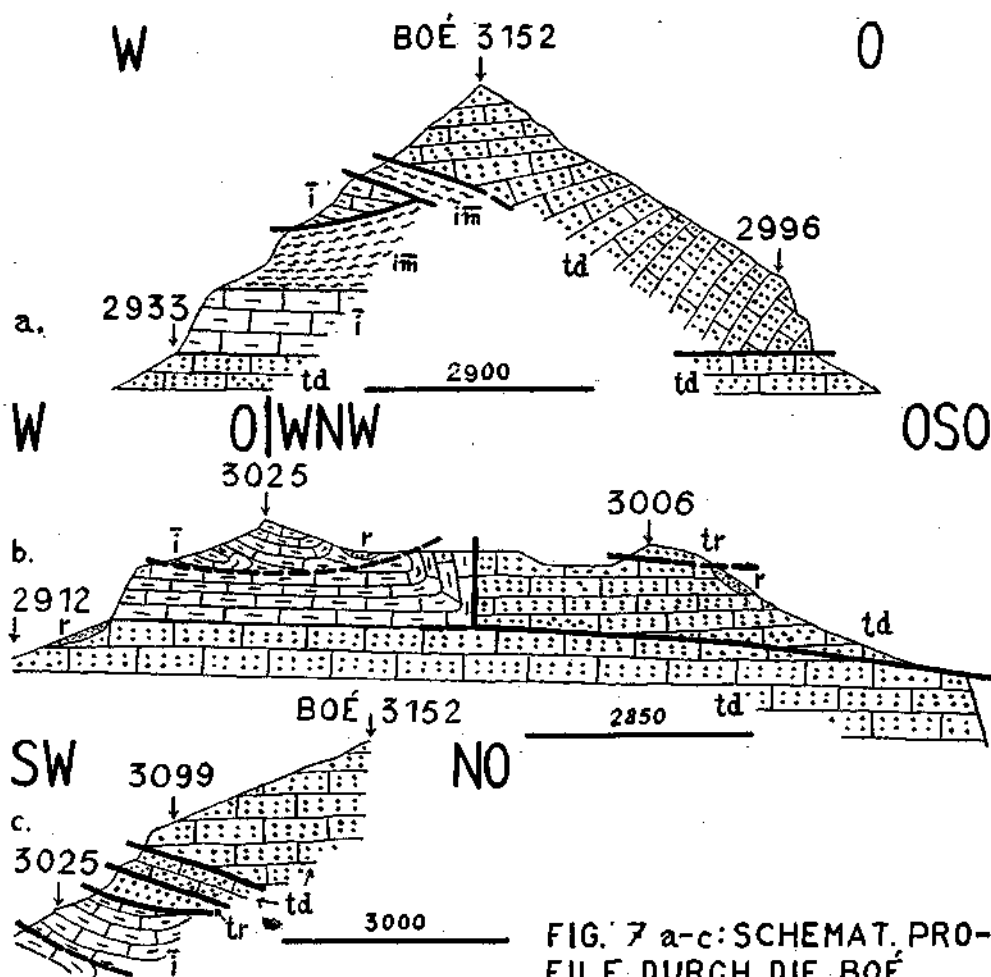
Auch für die Sellagruppe ist die Annahme von Kober (18, S. 219), daß die Serie Schlerndolomit, Raibler Schichten und Dachsteindolomit (hochdinarische Decke) der Serie mit den Wengener und Cassianer Schichten (mit zur unterdinarischen Decke gehörend) aufgeschoben sei, völlig unhaltbar.

Die Gipfelüberschiebungen.

Bei den Gipfelüberschiebungen handelt es sich in erster Linie um Dachsteindolomit, der auf ebensolche oder jüngere Schichten überschoben wurde (siehe auch Dachsteindolomit!). An der Boé sind

auch Raibler Schichten an der Überschiebung beteiligt. Darauf hat schon Ogilvie Gordon (31, S. 219—230) hingewiesen.

Am kompliziertesten sind die tektonischen Verhältnisse auf der Boé und der Cresta stenta. Die graue Kalke (Lias) liegen, wie schon erwähnt, auf der Nordwestseite der Cresta stenta und der Südseite der Boé (nur an diesen beiden Stellen aufgeschlossen) ganz konkordant



über liegendem Dachsteindolomit. Sie lassen sich aber von Punkt 2927 nur noch ein ganz kleines Stück nach O weiter verfolgen und biegen dann muldenförmig in die Höhe (Fig. 7b). Weiter östlich ist von den grauen Kalken keine Spur mehr zu sehen. Es folgt hier über den schön geschichteten und ganz ungestört liegenden Schichten des liegenden Dachsteindolomits ebenfalls Dachsteindolomit, der auch die Punta di Larsei aufbaut. Dieser ist aber derart gestört, daß seine Schichtung nicht mehr zu erkennen ist. Es kann nur überschobener Dachstein-

dolomit sein, da man auf der Ostseite der Punta di Larsei die völlig diskordante Auflagerung auf den liegenden Dachsteindolomit feststellen kann. Der überschobene Dachsteindolomit fällt hier nicht allzu steil nach O ein. Zur Hauptsache liegt er wahrscheinlich ziemlich flach und ist auf der Südseite der Boé und der Südwest- und Südseite der Punta di Larsei durch eine deutliche Fuge vom liegenden getrennt. Der überschobene Dachsteindolomit ist hier auf eine bereits etwas erodierte Oberfläche überschoben worden (Fig. 7b und 8).

Bei Punkt 3006 sind im Hangenden des überschobenen Dachsteindolomits Raibler Schichten aufgeschlossen, deren Streichen und Fallen nicht zu ermitteln ist, die aber wohl zusammen mit dem Dachsteindolomit der Boé eine höhere Schubmasse vorstellen. Wahrscheinlich gehört der überschobene Dachsteindolomit nördlich der kleinen Moräne (die östlich der Boé und südlich Punkt 1996 liegt) einer höheren Schubmasse an, während der südlich davon gelegene der tieferen zuzurechnen ist.

Die vorhin erwähnte Aufbiegung der grauen Kalke kann nur bei der aus O kommenden Überschiebung von Dachsteindolomit erfolgt sein. Dabei kam es zu einer Zerreißung der Falte und die stark gefalteten grauen Kalke des Hangendflügels (z. B. 7b und c) wurden gegen W vorgeschoben, wobei die im Hangenden der liegenden grauen Kalke sicher anstehenden Acanthicusschichten in den südlichsten Teilen der Boé ganz und in den etwas nördlicheren ein wenig ausgequetscht wurden. Keinesfalls sind hier die Juraschichten in der Weise gefaltet, wie es Furlani (11, S. 455) angibt. Die hangenden grauen Kalke nehmen in der Richtung nach N sehr an Mächtigkeit ab (Fig. 7a) und sind nördlich Punkt 2992 völlig ausgequetscht.

Die über den liegenden grauen Kalken anstehenden Acanthicusschichten sind besonders auf der Nordwestseite der Cresta strenta intensiv gefaltet. Sehr gut ist dies auf Furlanis Abbildung (11, Taf. 16 (1)) zu sehen.

An der Südwestkante der Boé (Fig. 7c) kommen im Liegenden des überschobenen Dachsteindolomits, dessen tiefere Partien ziemlich steil nach O einfallen, ganz zertrümmerte Raibler Schichten vor. Ein ähnliches, ebenfalls ganz geringes Vorkommen findet sich etwas östlich unter dem Grat zwischen Boé und Jägerscharte. Diese Raibler Schichten gehören der Basis der höheren Schubmasse an. Darauf ist auch ihre Zertrümmerung zurückzuführen. Die höheren Lagen des überschobenen Dachsteindolomits, die den Gipfel der Boé bilden, sind ziemlich flach gelagert.

Auf der Ostseite der Cresta strenta liegen, wie schon erwähnt, zwischen dem liegenden Dachsteindolomit und den leicht gefalteten grauen Kalken sehr stark gepreßte Neocomschichten, die nicht allzusteil nach N einfallen. Gegen S wird dieses Vorkommen von einer kleinen Verwerfung (Fig. 8) abgeschnitten. Die Schichten südlich des Bruches sind etwas abgesunken. Ein weiteres ganz kleines Vorkommen von stark gestörtem Neocom findet sich etwas südlich davon, eingeklemmt zwischen grauen Kalken.

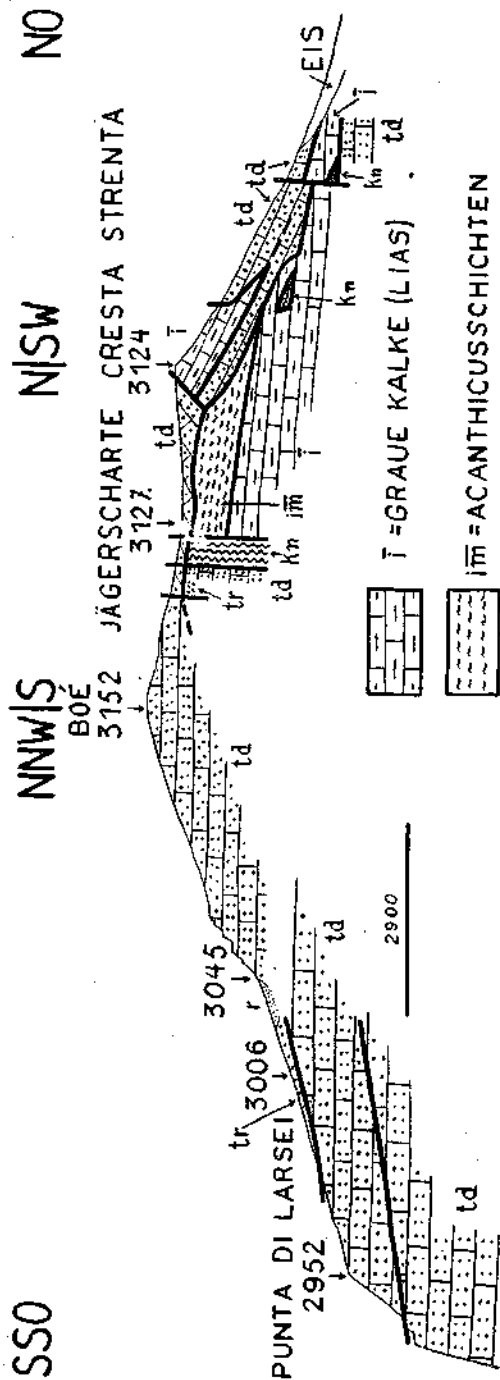


FIG. 8 : SCHEMAT. PROFIL: P. DI LARSEI-BOÉ-CRESTA STRENTA.

Durch die Eisseescharte geht eine größere Störung durch. Die grauen Kalke streichen westlich dieser Linie höher aus als die Acanthicusschichten östlich davon. Wahrscheinlich haben auch längs dieser Linie horizontale Verschiebungen stattgefunden.

In der Jägerscharte stehen etwas mächtigere Neocomschichten an, die ungefähr OW streichen und sehr steil nach S einfallen. Nach N grenzen sie völlig diskordant an graue Kalke und Acanthicusschichten, die beiläufig NS streichen und flach nach O einfallen. In den obersten Teilen der Jägerscharte wird das Neocom von ganz zertrümmertem Dachsteindolomit überlagert. Nach S grenzt es an dasselbe Gestein. Dieses ist in höheren Lagen zertrümmert, in tieferen fällt es z. T. steil nach O ein. Der über dem kleinen Raibler Vorkommen (Fig. 8) anstehende überschobene Dachsteindolomit ist ebenfalls in der gleichen Weise gestört. Südlich der kleinen OW verlaufenden Störung ist der überschobene Dachsteindolomit wieder ruhiger gelagert. Die Schichten fallen hier teils steiler nach W ein, stellenweise biegen sie aber auch ziemlich stark nach O herunter.

Auch nördlich der Jägerscharte ist der überschobene Dachsteindolomit stark gestört, läßt aber z. T. ein Einfallen nach S erkennen. Auf der Cresta

strenta findet sich dem sehr gestörten und ganz undeutlich geschichteten Dachsteindolomit eine Scholle grauen Kalkes eingequetscht, der etwa $N 65^{\circ} W$ corr. streicht und zirka $30^{\circ} N$ einfällt.

Sehr klar sind die tektonischen Verhältnisse auf der Eisseespitze. Die Jura- und Kreideschichten bilden hier eine schiefe, fast liegende Mulde, die ungefähr NS streicht und deren Schluß nach O gekehrt ist (Furlani, 11, S. 456).

Den Muldenkern bilden die Neocomschichten, die in der Eisseescharte ungefähr $N 10^{\circ} O$ corr. streichen und steil bis zu 80° nach O einfallen. Am Aufbau des Liegend- und Hangendflügels sind graue

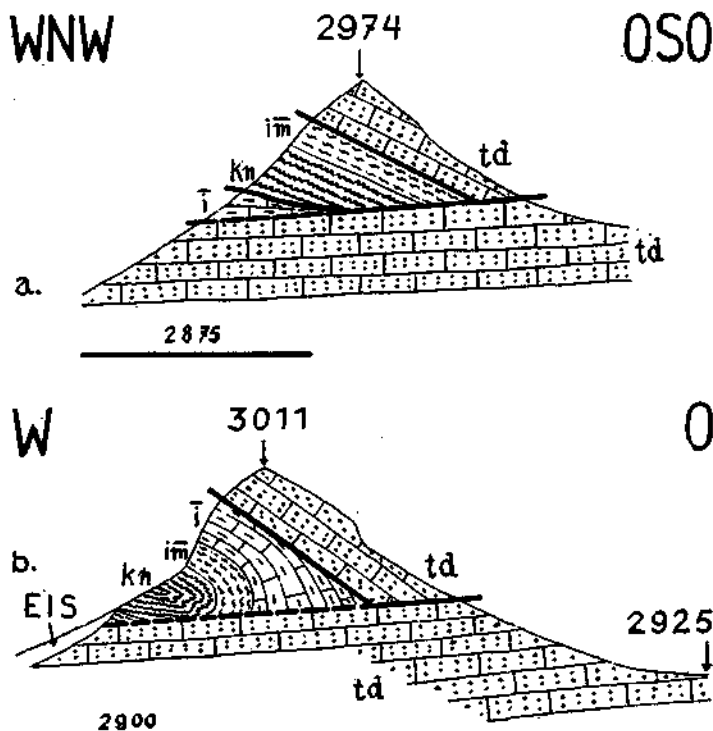


FIG. 9a UND b: SCHEMAT. PROFILE DURCH DIE EISSEE SP.

Kalke (Lias), Acanthicusschichten und Neocom beteiligt. Besonders deutlich ist die Mulde von der Eisseescharte aus zu erkennen. Hier zeigt sich auch wie stark das Neocom gefaltet ist. Furlani (11, S. 254, Fig. 2) gibt eine gute Abbildung von dieser Stelle.

In der Eisseescharte liegen die grauen Kalke des Liegendflügels etwas gestört über dem liegenden Dachsteindolomit. Schon hier hängen die grauen Kalke des hangenden Flügels nur mehr z. T. mit jenen des liegenden zusammen, geschweige denn, daß sich der liegende Dachsteindolomit muldenförmig mit dem überschobenen verbinden läßt, wie dies Furlani (11, Taf. 17 [2]) tut. Auf der Nordseite der Eisseespitze, süd-

lich Punkt 2934, ist kaum eine Störung zwischen dem liegenden Dachsteindolomit und den grauen Kalken des Liegendflügels zu bemerken. Sicher fand aber auch hier bei der Faltung der Schichten und der Überschiebung von Dachsteindolomit zum mindesten eine kleine Verschiebung nach W statt. Im Hangenden der grauen Kalke des Hangendflügels steht der überschobene Dachsteindolomit an, der bei Punkt 2974 über den Acanthicusschichten liegt. Er ist sehr gestört und fällt steil nach O ein. Die beiden Flügel der Mulde (Fig. 9a und b) werden gegen N so stark ausgequetscht, daß die Mulde etwas südlich von Punkt 2934 nicht mehr als solche erkennbar ist. Hier sind die grauen

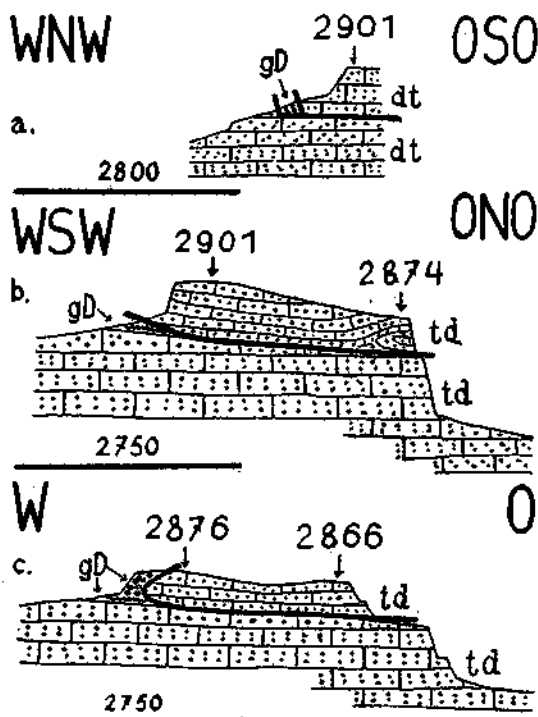


FIG. 10 a-c: SCHEMAT. PROFILE DURCH DIE VALLON SP.

Kalke des Liegendflügels besonders nach O zu ganz ausgewalzt. In ihrem Hangenden folgt das Neocom. Es fehlen hier die Acanthicusschichten, während im Hangendflügel diese vorhanden sind und dafür die grauen Kalke fehlen (Fig. 9a). Die Acanthicusschichten und das Neocom sind infolge der starken Ausquetschung teilweise ganz geschuppt und geblättert.

Der Dachsteindolomit, der den Gipfel der Eisseespitze bildet und diese auf der Ostseite bedeckt, ist wohl kaum liegender, der zum Hangendflügel jener Mulde aufgebogen wurde. Dafür spricht nicht nur der Mangel einer solchen Struktur, die er dann doch haben müßte, sondern

auch noch die anderen Vorkommen von überschobenem Dachsteindolomit, bei denen eine solche Erklärung noch viel ferner liegt.

Die Jura- und Kreideablagerungen wurden vielmehr bei der aus O kommenden Überschiebung von Dachsteindolomit von diesem dabei zu einer Mulde gefaltet und überlagert.

Die Gipfel der Pezza Longhetta und des Neuner bestehen noch aus liegendem Dachsteindolomit. Es sind hier keine Störungen zu beobachten.

Die oberen Partien der Vallonspitze werden von überschobenem Dachsteindolomit aufgebaut (Fig. 10 a—c). Es handelt sich hier wie auch bei den meisten übrigen Überschiebungen um Reliefüberschiebungen.¹⁾ Für die Eisesspitze läßt sich eine solche nicht nachweisen. Der Dachsteindolomit wurde auf eine schon durch Erosion ziemlich stark zersägte Oberfläche überschoben. Die Höhe der Pezza Longhetta beträgt 2963 m, während die Überschiebung an der Vallonspitze ungefähr in einer Höhe von 2840 m stattfand. Da der liegende Dachsteindolomit nahezu söhlig gelagert ist und so bedeutende Störungen ganz ausgeschlossen sind, kann man nur eine zersägte Oberfläche annehmen. Damit stimmt auch die Beobachtung überein, daß der liegende Dachsteindolomit WNW von Punkt 2901, der ganz ungestört liegt, über die Überschiebungsfäche emporragt (Fig. 10 a). Der überschobene Dachsteindolomit liegt auf der Ostseite der Vallonspitze ziemlich konkordant und wenig gestört über dem liegenden. Nur von N aus ist knapp über der Überschiebungsfäche im überschobenen Dolomit eine Falte zu beobachten (Fig. 10 b). Auf der Südwest- und Westseite liegt der überschobene Dolomit, wie schon erwähnt (siehe stratigraphischer Teil), über der Basalbreccie und dem glaukonitischen Dolomit. Bei der wohl auch von O gekommenen Überschiebung wurde der überschobene Dachsteindolomit wahrscheinlich mit ziemlicher Gewalt gegen den glaukonitischen Dolomit gepreßt, bis die Überschiebung an dem Widerstand auf der Westseite von Punkt 2901 ihr Ende fand. Das glaukonitische Gestein verlor dabei seine Schichtung und kam dabei in jener eigentümlichen Weise an den und über den überschobenen Dachsteindolomit zu liegen (Fig. 10 c).

Auch der oberste Teil vom Gipfel des Zehner besteht aus überschobenem Dachsteindolomit. Die liegenden Partien desselben sind sehr stark gestört. Das Gestein ist sehr zerklüftet und von der Schichtung ist nichts zu sehen. Auf der Südostseite kann man an der Unterfläche des überschobenen Dolomits sehr deutliche Rutschflächen beobachten. Auf der Westseite des Gipfels liegen auf dem liegenden Dolomit an einer Stelle reichlich Stücke von rotbraun und ockerig verwitternden Eisenkonkretionen herum. Ganz gleiche Stücke fanden sich auch auf der Südwestseite des Boéseekofels, gegenüber dem Zehner, an der unteren Überschiebungsfäche. Die höheren Lagen des überschobenen Dolomits liegen ziemlich flach.

Am Boéseekofel sind die tektonischen Verhältnisse ziemlich kompliziert. Über dem flach nach O einfallenden liegenden Dachsteindolomit steht in bedeutender Ausdehnung und Mächtigkeit überschobener

¹⁾ Ampferer O. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 1924. Bd. 74, S. 35—73.

Dachsteindolomit an. Dieser liegt in den oberen Teilen des Gipfels, abgesehen von kleineren Störungen, ziemlich flach, fällt aber weiter

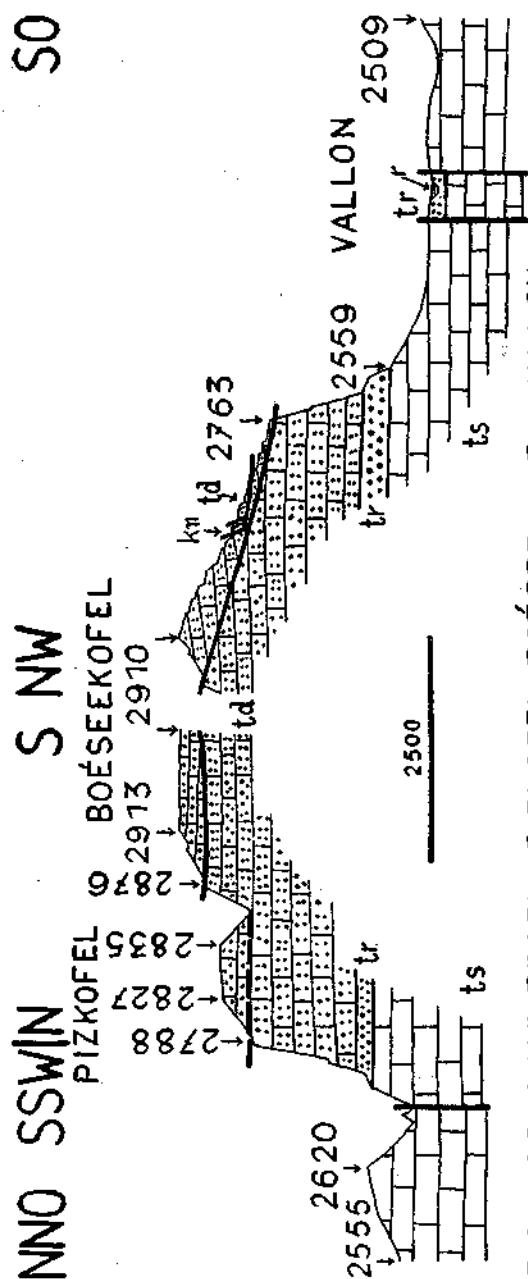


FIG. 11: SCHEMAT. PROFIL: PIZKOFEL-BOÉSEEKOFEL-VALLON.

gegen O zu, besonders dort, wo er so weit nach O reicht, immer steiler nach W ein (Prof. 2).

Besonders in der Westwand des Boéseekofels ist eine deutliche Fuge zu bemerken, die den liegenden vom überschobenen Dolomit trennt. Diese Fuge hebt sich auch in der Karte sehr gut heraus. Man sieht von der gegenüberliegenden Seite, daß die überschobenen Schichten ein wenig gegen S herunterbiegen (Fig. 11). Auf der Nord- und Ostseite ist diese Fuge noch ganz gut wahrnehmbar, auf der Südseite ist aber nichts von ihr zu bemerken.

Auf der Südseite des Boéseekofels, zwischen den Punkten 2763 und 2765, liegt, völlig diskordant über dem überschobenen Dachsteindolomit (Fig. 11), ein Schichtpaket von glaukonitischem Dolomit (im Liegenden), Neocom und Dachsteindolomit (im Hangenden). Letzterer streicht zirka $N 45^{\circ} W$ corr. und fällt $45^{\circ} S$. Die Schichten des überschobenen Schichtpaketes liegen ziemlich konkordant übereinander. Die Abgrenzung der obersten Dachsteindolomitscholle

gegen die darunterliegende, ebenfalls überschobene, ist wegen der stellenweisen Schuttbedeckung schwierig.

Auch hier handelt es sich um eine typische Reliefüberschiebung. Dies zeigt schon Prof. 2. Noch viel deutlicher tritt aber diese Erscheinung vor Augen, wenn man die Lage der alten Oberflächen des Boéseekofels und des Zehner miteinander vergleicht, über die hin ja die Überschiebungen erfolgten. Es zeigt sich hier nämlich, daß die alte Oberfläche am Südwestrande des Boéseekofels um etwa 25 m tiefer liegt als die am Zehner. Dabei beträgt die horizontale Entfernung höchstens 100 m. Die alte Oberfläche muß also zwischen den beiden Gipfeln, da eine so bedeutende Verwerfung wegen der ungestörten Verfolgbarkeit der Raibler Schichten ganz ausgeschlossen ist, einen Böschungswinkel von mindestens 14° gehabt haben.

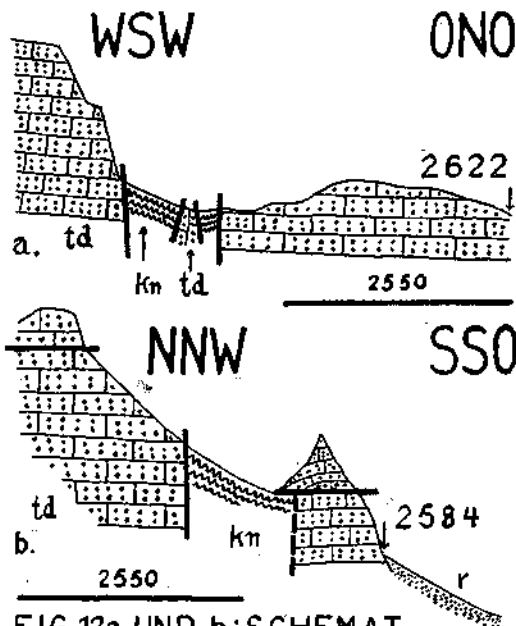


FIG. 12a UND b: SCHEMAT.
PROFILE DURCH DIE MULDE
AUF DER OSTSEITE DES BOE-
SEEKOFELS.

Am Ostabhange des Boéseekofels steht, wie schon erwähnt, in einer morphologischen Mulde (Fig. 12 a und b), tief unter der Überschiebungsfäche, von drei Seiten von ungestört liegendem Dachsteindolomit umgeben, glaukonitischer Dolomit und Neocom an. Diese Lagerungsweise ist nur durch die Annahme zu erklären, daß hier das Neocom und die dasselbe unterlagernden älteren Schichten eingestürzt sind. Die Schichten sind hier mindestens 120 m in die Tiefe gesunken. Dafür sprechen besonders die tektonischen Verhältnisse jenes Felsriegels über Punkt 2584, der die morphologische Mulde gegen O absperrt.

Das Neocom ist hier so stark gestört, daß die Schichtung nur schwer erkennbar ist. Auf der Westseite fallen die Schichten zuerst

flach, dann immer steiler nach O ein. Auf der Ostseite sind die Schichten z. T. konglomeratartig knollig geworden. An einigen Stellen ist hier NS-Streichen erkennbar. Die stark gefalteten Schichten stehen z. T. saiger. In der Nordwestecke der morphologischen Mulde ist mitten im Neocom ein ganz kleines Vorkommen von Dachsteindolomit zu beobachten. Diesem Dolomit (Fig. 12a, Größe sehr übertrieben), dessen Streichen und Fallen nicht ganz sicher erkennbar ist, sind auf seiner Südwest- und Nordostseite nur wenige Dezimeter mächtige grane Kalke (Lias) angelagert. Es sieht hier ganz so aus, als wenn die erwähnten Gesteine durch das Neocom hindurch gespießt worden wären. Die Abgrenzung des Neocoms nach W, N und O ist wegen des reichlich vorhandenen Schuttes sehr schwierig.

Der Dachsteindolomit des Felsriegels grenzt sowohl nach N als auch nach S mit einer Verwerfung an den nur wenig in seiner Lage veränderten liegenden Dachsteindolomit. Nördlich der nördlichen Verwerfung kommen unter letzterem in einem kleinen Aufschlusse auch noch Raibler Schichten zum Vorschein. Auch der Felsriegel besteht in seinem oberen Teil aus überschobenem Dachsteindolomit. Von O her ist nicht die geringste Verschiedenheit zwischen liegendem und überschobenem Dachsteindolomit zu bemerken, da beide auf der Ostseite ganz konkordant übereinanderliegen. Nicht einmal eine kleine Fuge ist hier zu beobachten. Nach W zu beginnt aber der überschobene Dolomit immer steiler nach N einzufallen. Am Innenrande der morphologischen Mulde streicht er zirka N 65° W corr. und fällt 45° N. Hier überlagert er auch den glaukonitischen Dolomit und das Neocom ein wenig (Fig. 12b).

Dieses Beispiel ist insofern sehr lehrreich als es zeigt, daß dort, wo gleichalterige Schichten konkordant übereinanderliegen, eine Überschiebung mitunter gar nicht wahrgenommen werden kann.

Besonders von O her hat es den Anschein, als ob der obere Teil des Pizkofels aus überschobenem Dachsteindolomit bestände. Eine diskordante Auflagerung der oberen Dachsteindolomitpartien wurde nicht beobachtet. Betrachtet man einen NS-Schnitt durch diesen Gipfel (Fig. 11), so verliert die vorhin erwähnte Annahme sehr viel an Wahrscheinlichkeit, da die horizontale Entfernung der beiden Schubmassen nur ungefähr 50 m beträgt, während der Höhenunterschied gegen 88 m groß ist. Es müßte also die alte Oberfläche zwischen den beiden Gipfeln einen Böschungswinkel von wenigstens etwas mehr als 60° gehabt haben. Dies ist aber sicher sehr unwahrscheinlich. Andererseits wäre es aber nicht ausgeschlossen, daß hier bei der Überschiebung obere Partien des liegenden Dachsteindolomits auch etwas mitbewegt wurden.

Auf der Westseite der Sella spielen die Gipfelüberschiebungen eine ganz geringe Rolle. Sicher waren sie auch hier einst in viel größerem Ausmaße vorhanden, sind aber schon längst der Erosion zum Opfer gefallen.

Überschobener Dachsteindolomit findet sich auf der Bamberger Spitze, am Dent de Mesdi, am Pisciadu und ein ganz geringes Vorkommen nach Mitteilung von Prof. Klebelsberg auch am Pisciadurturm. Die Überschiebung am Pisciadu wurde von Amort festgestellt.

Jüngere Schichten kommen hier, im Gegensatz zu den Verhältnissen auf der Osthälfte der Sella, unter den Schubmassen nicht vor. Der liegende Dolomit liegt hier fast söhlig. Der überschobene, der vielfach sehr gestört ist, fällt am Pisciadu und Dent de Mesdi flach nach SO ein, auf der Bamberger Spitze etwas steiler gegen SW. Besonders bei dieser zeigt es sich deutlich, daß die Überschiebung eine Reliefüberschiebung ist, da der Ausstrich der alten Oberfläche auf der Ostseite der Bamberger Spitze ausgezeichnet zu erkennen ist. Diese Linie biegt ziemlich tief gegen N zu herunter. Der liegende Dachsteindolomit reicht auf der Südseite fast bis zum Gipfel hinauf, während auf der Nordseite schon viel tiefer unten der überschobene beginnt.

In der Sellagruppe spielen, ähnlich wie in der Puezgruppe, hauptsächlich nur zweierlei Erscheinungen für die Erklärung der heutigen Lagerungsverhältnisse eine Rolle. Die eine ist der Fazieswechsel (Cornelius und Furlani, 5, S. 68), der hier in der ladinischen Stufe tatsächlich vorhanden ist und hauptsächlich auf vulkanische Erscheinungen zurückgeführt werden muß. Hierher gehört auch noch das Auskeilen des Schlerndolomits nach O bis auf 0 m, die dolomitische Entwicklung der Raibler Schichten und die ungestörte, konkordante Auflagerung dieser auf Cassianer Schichten auf der Ostseite der Sella. Vulkanische Erscheinungen sind in der engeren Sellagruppe nicht sicher nachweisbar aktiv an der Tektonik mitbeteiligt. Eruptivmassen haben hier nur eine ganz geringe Verbreitung. In großen Massen gelangten besonders in den südlichen Teilen des Gebietes die von anderwärts stammenden Sedimentär-, Eruptiv- und Explosivtuffe

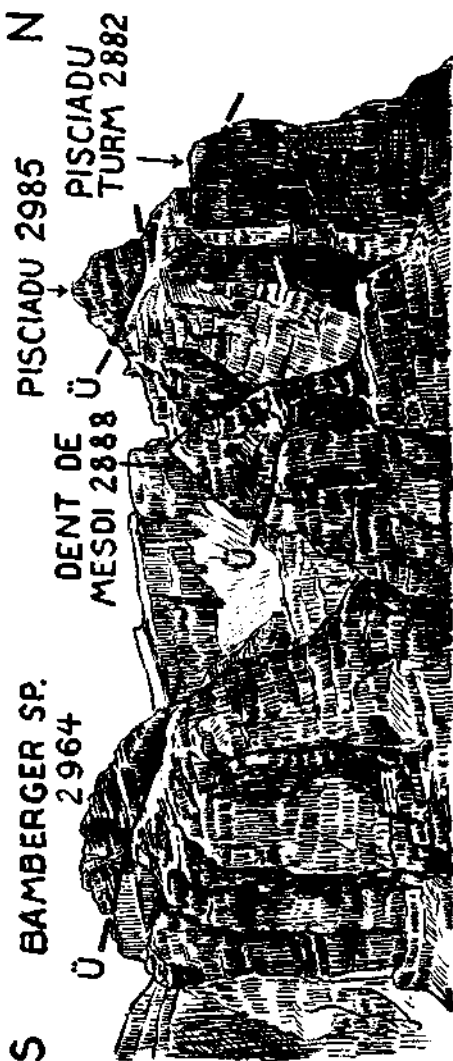


FIG. 13: DIE RELIEFÜBERSCHIEBUNGEN AUF DER WESTSEITE DER SELLA, GESEHEN VOM BOESEKOFEL AUS.

zur Ablagerung. Sichere, das Gestein durchsetzende Gänge konnten in der Sellagruppe nirgends festgestellt werden.

Als zweite wichtige Erscheinung sind die alpinen Gebirgsbildungen zu nennen, auf deren Bedeutung besonders Ogilvie Gordon hingewiesen hat.

Auch in der Sellagruppe ist in erster Linie die Faltung maßgebend für die Struktur des Gebirges. Von dieser wurden aber hauptsächlich nur die Schichten von oberem Perm bis mittlerer Trias und die Jura- und Kreideablagerungen betroffen, während das Schichtpaket von Schlern-dolomit, Raibler Schichten und Dachsteindolomit fast ganz verschont blieb, da es nur zu einer ganz flachen Synklinale gefaltet wurde. Deshalb fehlen hier auch größtenteils die Unstättigkeitsflächen. Für dieses Schichtpaket kommt allerdings bei weitem keine so bedeutende Belastung in Frage wie für den Marmolatakalk (Cornelius und Furlani, 5, S. 71).

Von Brüchen wurde das Schichtpaket dafür ziemlich stark durchsetzt. Besonders die Sella-Ostseite ist reich an solchen, die die Schlern-dolomitmasse geradezu zertrümmert haben. Ihre Sprunghöhe ist zum Teil nicht unbedeutend, besonders die der Störungen in der Val Lasties ist sehr groß. Für den Großteil der übrigen Verwerfungen, besonders die morphologisch so deutlich erkennbaren, gelten die Ausführungen von Cornelius und Furlani (5, S. 72) vollkommen.

Die tektonischen Bewegungen erfolgten in der N-S-Richtung, da die Grödner Joch-Antiklinale und die Sella-Synklinale ungefähr O-W, nicht WNW—OSO (Ogilvie Gordon, 34, S. 315 usw.) streichen. Wahrscheinlich verliefen sie von N nach S, in tertiärer Zeit (34, S. 318 usw.).

Die nach Ogilvie Gordon (34, S. 318) ein Verbindungsglied zwischen der vorhin erwähnten Faltung und den späteren Überschiebungen darstellenden O-W-Verwerfungen haben in der Sella kaum eine Bedeutung.

Wohl aber wurde hier von Ogilvie Gordon (a. a. O.) eine aus dem O kommende Überschiebung von Dachsteindolomit auf Jura- und Kreideablagerungen nachgewiesen. Daß die Gipfelfaltungen wenigstens in der Sellagruppe keine solchen sind, wurde durch den Nachweis von Raibler Schichten an der Basis des überschobenen Dachsteindolomits von Ogilvie Gordon (a. a. O.) festgestellt. Es handelt sich hier um typische Relieffüberschiebungen. Warum gerade der überschobene Dachsteindolomit der Eisseespitze scheinbar von S nach N beziehungsweise NW überschoben sein soll, ist nicht einzusehen.

Die Hauptzüge der Umformung, die Ogilvie Gordon (34, S. 320) angibt: „1. die Zerlegung der Schichtfolgen innerhalb der Schubmasse in eine Reihe übereinanderliegender Gruppen, welche verschieden bewegt wurden und unabhängige Schubkeile bildeten, und 2. die Verfrachtung von Gruppen jüngerer Gesteine als Schubmassen über ältere Gesteine“ kommen für das engere Gebiet der Sellagruppe nicht in Frage.

Das Alter der Brüche und der O-W-Überschiebungen und eventuelle anders gerichtete Faltungen lassen sich im untersuchten Gebiete nicht nachweisen.

Nachtrag.

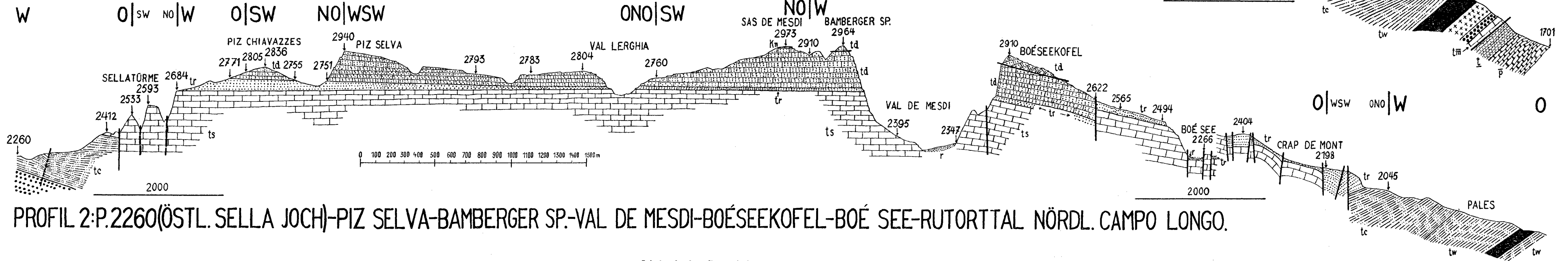
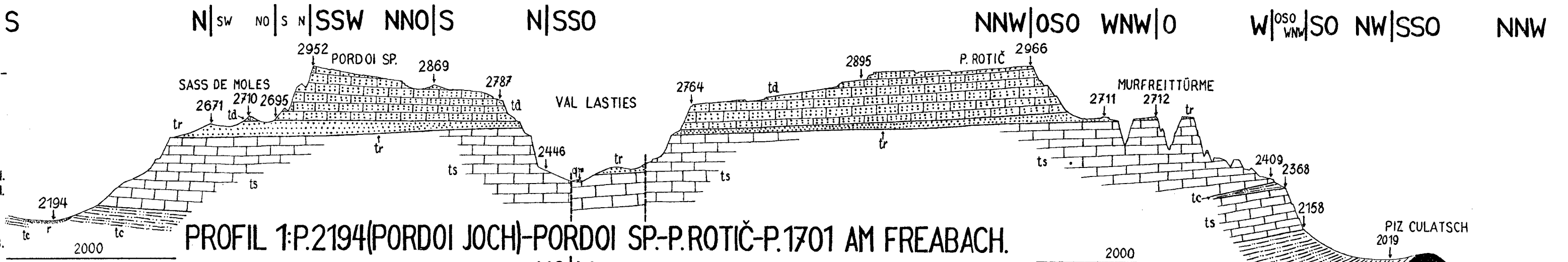
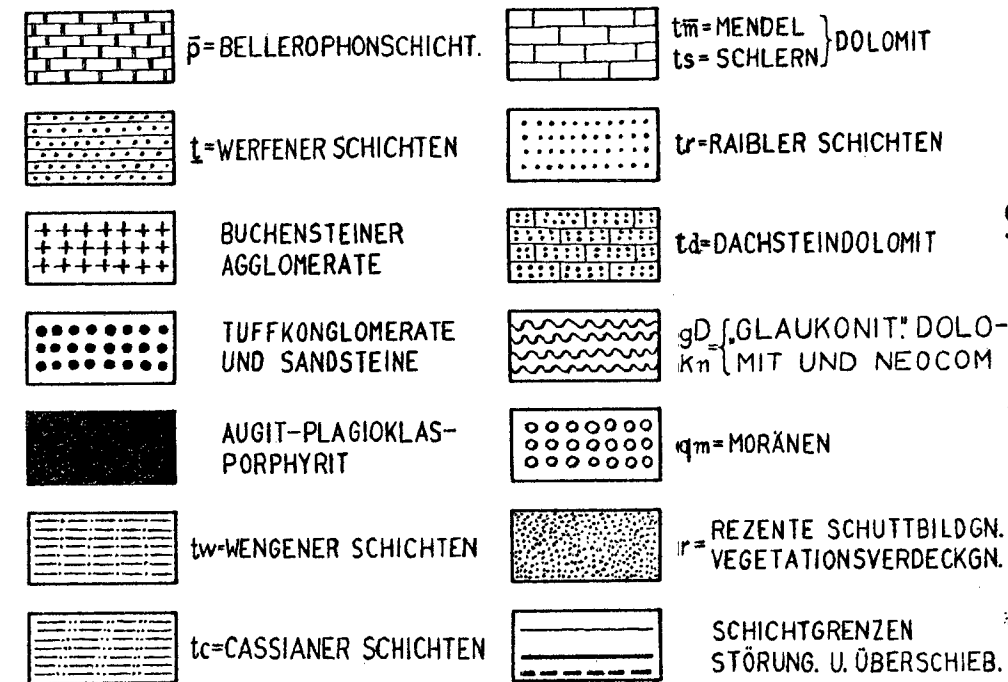
Die neue Darstellung des Aufbaues der Sellagruppe in dem gerade erschienenen Wanderbuch der westlichen Dolomiten von Dr. Maria M. Ogilvie Gordon (Verlag von Freytag u. Berndt-Wien) konnte hier nicht mehr berücksichtigt werden.

In der beiliegenden Karte der Sellagruppe sind folgende Druckfehler verblieben:

In der Val Lasties fehlt bei den Raibler Sch. von Pian de roche der Aufdruck der roten Punkte, im Val Gralba und bei La Parvača ist der Schutt nicht rein ausgeschieden.

Weiter sind bei den Textprofilen aus Versehen die Größenangaben weggeblieben. Sie können aber aus der Karte unschwer abgelesen werden.

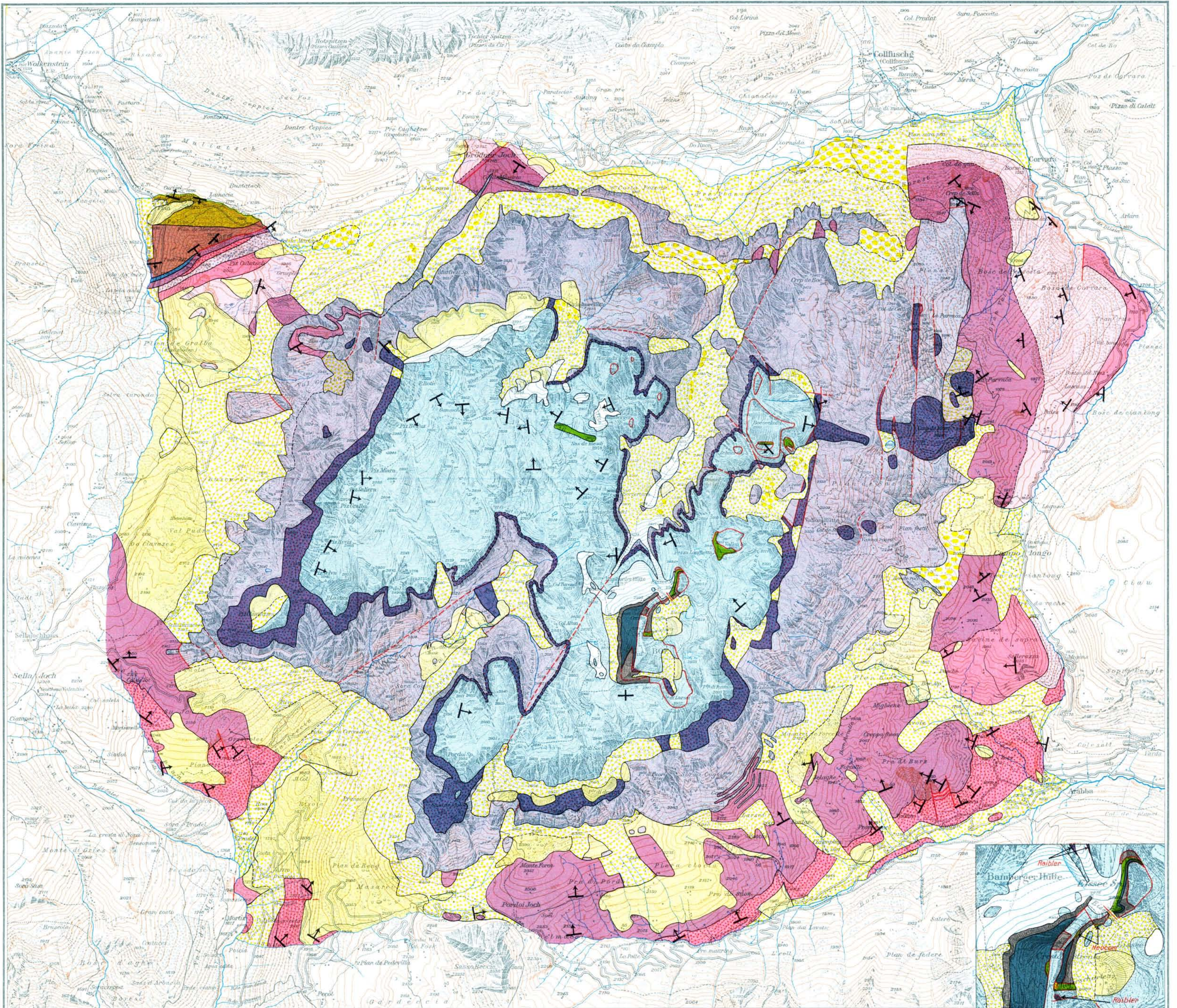
PROFILE ZUR GEOLOG. KARTE DER SELLAGRUPPE.



aufgenommen von Otto Reithofer 1926—1927

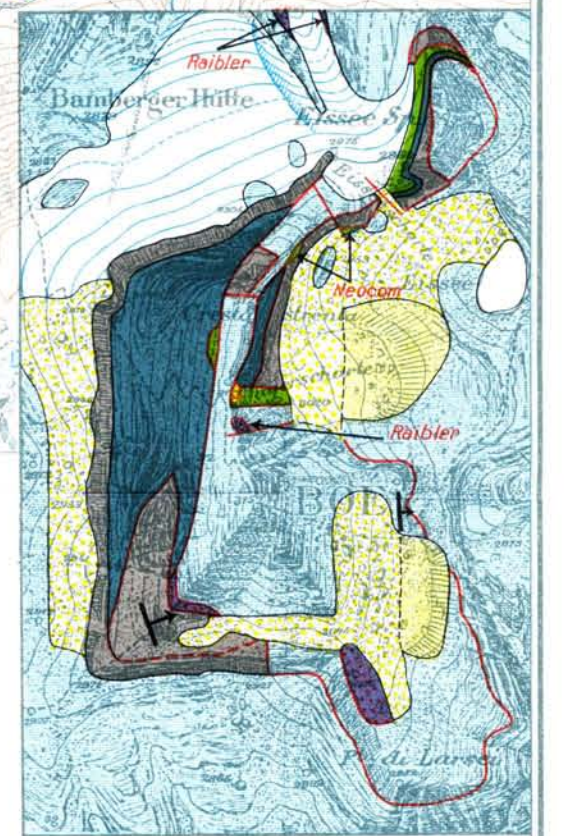
1:25.000

Gedruckt mit Unterstützung durch die Sektion Bamberg des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins.



ZEICHENERKLÄRUNG.

- | | | |
|----------------------------------|---|--|
| Bellerophonschichten | Cassianer Schichten | Moränen |
| Werfener Schichten | Mendel- und Schlerndolomit | Bergsturzmassen |
| Unterer Muschelkalk | Raibler Schichten | Rezente Schuttbildungen, Vegetationsverdeckungen |
| Buchensteiner Agglomerate | Dachsteindolomit | Schichtgrenzen |
| Tuffkonglomerate und -Sandsteine | Grauer Kalk (Lias) | Schichtübergänge |
| Augit-Plagioklas-Porphyr | Acanthicusschichten (Ammonitico rosso) | Störungslinien |
| Wengener Schichten | „Glaukonitischer“ Dolomit u. Neocom (am Sas de mesdi u. a. d. Vallon Sp. ersterer allein) | 60—90° |
| | | 30—60° |
| | | 0—30° |



Geolog. Detailkarte der Boé 1:12.500