

Ueber Gebirgsbildungshypothesen.

Von Dr. Walter Schmidt, Leoben.

Mit 2 Textfiguren.

Unter den Anschauungsgegensätzen, die zwischen den westalpinen und einem Großteil der ostalpinen Geologen herrschen, spielt der über den Vorgang der Gebirgsbildung selbst eine nicht geringe Rolle.

Schon bei der geologischen Einzelbeschreibung ist es unvermeidlich, daß zu diesen Gedankenreihen gehörige Vorstellungen in das Bild hineingeraten, da die auch im Hochgebirge noch beschränkte Aufschlußgröße eine Ergänzung des Bildes durch persönliche Vorstellungen bedarf.

Zu je umfassenderen Darstellungen man schreitet, desto größer ist der Anteil solcher Grundanschauungen an dem Bilde, bis sie zuletzt, wie in Kobers „Bau der Erde“ derart vortreten, daß alle Ergebnisse eigentlich von der Richtigkeit dieser Grundlagen abhängen.

Es ist der Kampf um die Kontraktionshypothese, der sich hier abspielt.

Von den meisten westalpinen Geologen wird an ihr festgehalten, in jüngster Zeit noch findet sie in Alb. Heims Geologie der Schweiz begeisterte Vertretung.

Wir sehen demgegenüber von verschiedener Seite, darunter besonders von ostalpinen Geologen bewußte Ablehnung und das Streben anderes an ihre Stelle zu setzen, ich nenne hier nur die Namen Ampferer, Andree, Daqué, Schwinner. Ist letzteres Streben auch nicht zu einer einheitlichen Anschauung gekommen, so erfolgt doch die Ablehnung der Kontraktionslehre unter demselben Gesichtspunkte, nämlich aus der Ueberzeugung von der mechanischen Unzulänglichkeit der Hypothese.

In Ampferers Arbeit „Ueber das Bewegungsbild der Faltengebirge“, Jahrb. d. Geol. R.-A. 1906, haben die Gründe dieser Ablehnung eine überaus anschauliche Darstellung gefunden.

Wenn ich im folgenden versuche, nochmals diese Beweisführung darzulegen, so geschieht dies deshalb, weil gerade die vorhin genannten Werke von Heim und Kober den unmittelbaren Anlaß gaben, und um zugleich zu versuchen, unsere in hezug auf die Ablehnung gemeinsamen Anschauungen in noch schärfere Form zu bringen.

An der Darstellung Ampferers ist auszusetzen, daß er einen zu speziellen Fall herangezogen hat, indem er durch seine Unter-

suchungen am Erdgewölbe sich gegen die Kontraktionshypothese selbst wandte. Zu leicht gewinnt dabei der Leser den Eindruck, als ob die Gewölbeform dabei ein Hauptpunkt sei.

Es läßt sich die Sache viel allgemeiner so fassen:

Es ist unmöglich, daß eine Scholle von einigermaßen tektonisch brauchbarer Länge durch eine Einzelkraft in einer solchen Weise bewegt wird, wie sie die Tektonik eines Ueherschiebungsgebirges fordert. Um so mehr gilt dies natürlich für die Kontraktionshypothese, die ja Schollenlängen vom halben Erdumfang fordert. Es ist diese Problemstellung nicht neu, sie findet sich bei Ampferer und den anderen genannten, aber meist in etwas verhüllter Form, so daß es gut tun wird, gerade diese einmal besonders zu beleuchten.

Der gemeinsame Ablehnungsgrund ist gegeben mit der „Unmöglichkeit der Summierung von Druckkräften“. Wir wollen gerade diese Vorstellungsguppe im folgenden genauer untersuchen und uns zunächst die Folgen klarmachen, die entstehen, wenn an einer ausgedehnteren Scholle eine von außen wirkende Kraft an einer engbegrenzten Fläche angreift. Wir stellen uns die Kraft als den Druck der seitlich an die Scholle anschließenden Gesteinsmasse vor; wir sehen dabei zunächst, daß die Abgrenzung dieser Scholle willkürlich ist, wir könnten die Grenze mit selbem Recht anderswohin legen.

Jedenfalls wirkt aber für unsere abgegrenzte Scholle die Kraft als Einzelkraft. Wir wollen ihr horizontale Richtung zuschreiben.

Ferner greift noch an der Unterlage der Scholle die Reibung an. Es ist nun zunächst ersichtlich, daß, wenn es zu einem Gleiten der Scholle auf der Unterlage kommen soll, die Außenkraft gleich sein muß der Summe der Reibungskräfte.

Je größer die Länge der Schubscholle ist, desto größer wird die Summe der Reibungskräfte, die durch die Außenkraft überwunden werden muß. Dies ist die Summierung der Druckkräfte.

Diese Druckkräfte müssen im Endquerschnitt übertragen werden, und nun lautet der Einwand: Bei dem beschränkten Flächeninhalt entstehen dabei solche Beanspruchungen, daß die Festigkeit des Gesteines überschritten wird, das Gestein, die Schubscholle wird an der Wurzel zertrümmert.

Das Ungünstige an dieser Darstellungsform ist, daß in der Gleichung den Reibungswerten einerseits die Gesteinsfestigkeit andererseits gegenübergestellt erscheint und nirgends auf den nahen Zusammenhang beider Werte hingewiesen ist; dadurch kann immer die gegnerische Anschauung die Beweisführung entkräften, indem sie die Reibung als beliebig klein gegenüber der Festigkeit hinstellt, wie dies zum Beispiel von Heim in der Kritik der Ampferer'schen Anschauungen, Geol. d. Schweiz, II, Heft 9, geschehen ist.

Wir müssen den Beanspruchungszustand einer derartigen Scholle noch schärfer untersuchen.

Zu den schon besprochenen Kräften treten noch Normaldrücke seitens des Untergrundes und die Schwerkraft dazu.

Die Wirkung der letzteren allein können wir durch einen Spannungszustand beschreiben, der sich von einem hydrostatischen sehr wenig unterscheidet, können also von ihm vollkommen absehen, wollen

seinen Einfluß nur darin sehen, daß Zugspannungen, nicht zu beachten sind, da sie von den hydrostatischen Druckspannungen überlagert werden.

Ich muß hier auf einen inneren Widerspruch in den Anschauungen Alb. Heims hinweisen. Es entspricht einer vollkommen richtigen Anschauungsweise, daß er die Schwerkraft schon in verhältnismäßig geringer Tiefe ein allseitiges Beanspruchungsfeld erzeugen läßt. In derselben und noch weit größerer Tiefe läßt er durch tektonische Kräfte gerichtete Spannungen entstehen. Das geht doch nicht. Denn welcher Art die Beanspruchung ausfällt, hängt nur von der Art des Körpers ab und von der Größe der Kräfte, und in letzter Beziehung ist gegen die tektonischen Kräfte, wie Heim sie verlangt, wahrlich nichts einzuwenden. Welcher Ursache eine Kraft entspringt, weiß ein Gesteinsteilchen nicht, kann daher auf die eine nicht anders antworten, als auf die andere. Also wenn die Schwerkraft hydrostatisch wirkt, wirkt auch die tektonische Kraft so.

Damit ist die Beweisführung gegen die Kontraktionshypothese eigentlich schon erledigt.

Da ich mir aber vorgenommen habe, die weiteren Folgerungen aus den Darstellungen zu ziehen, bin ich genötigt, dem inneren Widerspruch dadurch zu entgehen, daß ich die Schwerkraft als hydrostatisch weglasse. Ich könnte höchstens die Untersuchung für eine Scholle in so geringer Tiefe vornehmen, daß die Gewichtsbeanspruchung noch nicht allseitig wirkt, wäre mir dabei aber bewußt, nicht die für die Großtektonik zutreffenden Verhältnisse gewählt zu haben, bin auch der Ueberzeugung, daß die Gewichtsbeanspruchungen dabei so gering ausfallen, daß sie gegen die anderen wieder unbedeutend erscheinen.

Wenn ich im folgenden mich bemühe, den Spannungszustand in einer derartigen Scholle genauer zu bestimmen, so tue ich dies deshalb, um nicht auf Grund unzulässiger Vereinfachungen etwa den Vorstellungen der Kontraktionshypothese zu ungünstige Verhältnisse zugrunde zu legen.

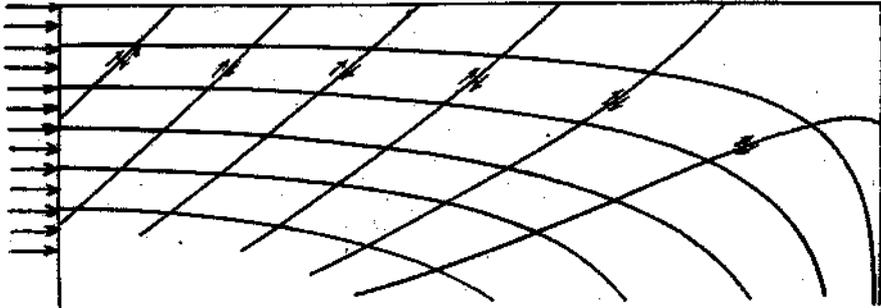
Allerdings muß ich eine Reihe von Hypothesen mitheranziehen, bin aber sicher, daß durch keine derselben eine Verschiebung der Ergebnisse zu meinen Gunsten hervorgebracht wird.

Zur Bestimmung der örtlichen Kraftverteilung in einem beanspruchten Körper ist die Ermittlung einer derartigen Anzahl von Unbekannten erforderlich, daß die Angabe der äußeren Kräfte nicht genug Gleichungen liefert. Die Technik ist hier in den meisten Fällen, wo eine Berechnung sie interessiert, gut daran, indem sie noch eine Reihe Gesetze mitheranzieht, um die nötige Gleichungsanzahl zu erhalten, insbesondere das Elastizitätsgesetz. Auch ich will zunächst diesen Weg beschreiten, also die Grundannahme machen, daß das Gestein eine Elastizitätsgrenze besitzt, daß es einer Minimalkraft bedarf, um eine bleibende Umformung zu erzielen. Ich kann auf Grund dieser Annahme den Spannungszustand erschließen, den der Gesteinskörper besitzt, wenn die Außenkraft diese Größe übersteigt, und daraus die Art der ersten Formänderung, die ja durch ihre Anlage alle weiteren bedingt.

Wenn man unter Zugrundelegung dieser Annahmen an die Aufgabe herantritt, sieht man zunächst, daß der Fall der Scholle, die noch am Untergrund klebt, mit seitlichem Angriff der äußeren Kräfte eigentlich den Fall eines einseitig eingemauerten Balkens darstellt, eines Pfahles, der in der Erde steckt und durch seitliche Kräfte auf Biegung beansprucht wird, nur ist in diesem Falle der Pfahl außerordentlich dick im Vergleich zu seiner Höhe.

Nach den Methoden der Biegungslehre wurden denn auch die Druckkraftlinien in der Fig. 1 ermittelt.

Fig. 1.



Die Ermittlung geschah durch Berechnung der Neigungen der Kurve an den einzelnen Punkten, nicht durch Berechnung der Kurven selbst, da die Differentialgleichungen nicht integrierbar waren. Die Kurven wurden dann freihändig durchgezogen. Es sind daher Ungenauigkeiten nicht vermeidbar gewesen, insbesondere kann aus dem Abstand der Kurven kein Schluß auf die Größe der Kraft gezogen werden.

Die Figur sagt nur über die Richtung der Kraft an jedem Punkte aus, nichts über deren Größe. Diese nimmt von der Wurzel nach rechts allmählich ab.

Die Hauptdruckkräfte haben aber für uns weniger Bedeutung. Die Deformationen von durch Druck beanspruchten Körpern werden ja durch Gleitung hervorgebracht, die Verteilung der Scherkräfte geht uns also vornehmlich an. Es sind daher in die Figur auch die Flächen größter Scherspannung eingetragen, jene, die die Hauptdruckspannungen unter 45° schneiden; von diesen hat wieder, was in der Figur nicht zum Ausdruck kommt, die dem Kraftangriff zunächst gelegene die größte Scherkraft.

Wird daher die Festigkeit überschritten, so kann es nur an dieser steil in der Richtung des Kraftangriffes aufsteigenden Fläche sein. Nicht die geforderte horizontale Gleitfläche ist es also, an der die erste Deformation erfolgt, sondern eine steile kurze an der Wurzel.

Bei der Anwendung der gewöhnlichen Biegungslehre wurde allerdings eine Vereinfachung gemacht, die hier sicher nicht zutrifft. Sie nimmt nämlich an, daß Querschnitte senkrecht zur Stabachse, also in unserem Falle Horizontalschnitte, bei der elastischen Deformation eben bleiben. Es folgt daraus auch, daß die neutrale Faser ohne

axiale Beanspruchung durch die Mitte des Querschnittes geht. Daß diese Annahme hier nicht zutreffen kann, sieht man schon daraus, daß wir die Mitte des Querschnittes gar nicht bestimmen können, da, wie oben erwähnt, die Abgrenzung der Scholle durchaus nicht feststeht. Demgemäß kann dieser Querschnitt nach der Belastung keine Gerade sein, sondern etwa eine Potentialkurve, sie muß auf Seite des Kraftangriffes viel stärker hinaufgehoben sein als im übrigen Teile. Es ergibt sich daraus eine Verzerrung des Kräftebildes in dem Sinne, daß der rechte Teil des Bildes gegenüber dem linken sich ausdehnt, dafür werden in ihm die Kraftlinien viel lockerer, die Größe der Beanspruchung sinkt in ihm, das heißt die in Wurzelnähe gelegenen Teile nehmen größeren Anteil an der Beanspruchung, als es nach unserer Berechnung erscheint. Ich habe daher keine unzulässige Vereinfachung gemacht, als ich die gewöhnliche Biegungslehre anwandte.

Wenn wir aber die Möglichkeit einer rein elastischen Beanspruchung nicht anerkennen, wie steht die Sache dann? Wie ist zunächst die Spannungsverteilung in unserer Scholle? Das Wesentliche ist, daß sie sich in den allgemeinen Zügen nicht viel von der bei elastischer Beanspruchung unterscheiden kann. Denn die Druckkraftlinien müssen vom Kraftangriff in horizontaler Richtung ausgehen, sie müssen wieder an einer Grenze einmünden, die Druckkräfte übernehmen kann, das ist in unserem Falle nur mehr die Unterlage; es ist ferner kein Anlaß vorhanden, für diese Kraftlinien eine ungeschlichte Form anzunehmen, wir werden also auch hier die sich nach unten krümmenden Kurven haben.

Früher haben wir nur eine mögliche Scherfläche gehabt, die der maximalen Scherspannung, an der die Scherfestigkeit überschritten war. Jetzt sind aber alle Flächen, an denen überhaupt Scherkräfte auftreten, „mögliche Scherflächen“, auch die horizontale, die von der Hypothese geforderte Gleitfläche erscheint als mögliche Scherfläche. Sie verläuft zwar an der Wurzel gleich mit den Druckkraftlinien, steht am anderen Schollenende normal zu ihnen, hat also an diesen Punkten sicher keine Spannung, wir wollen dies aber nur als Schönheitsfehler bezeichnen, da sie an allen anderen Punkten die Kraftlinien schräg schneidet, wenn gleich sie dies nur an einem Punkte unter 45° tut, dem Winkel, wo sie dann die für den betreffenden Punkt größtmögliche Scherspannung aufweist.

Wir haben also die Aufgabe, unter all diesen möglichen Gleitflächen die zu wählen, die die wahrscheinliche ist, diejenige, die tatsächlich in Tätigkeit tritt.

Im allgemeinen sind in einem beanspruchten Körper eine Unzahl Gleitflächen möglich. Ich habe mich in meiner Arbeit „Mechanische Probleme der Gebirgsbildung“ (Mitteil. d. Geol. Gesellsch., Wien 1915) mit der Frage beschäftigt, welcher von diesen die größte Wahrscheinlichkeit zukomme. Ich kam damals zu einem Kriterium, das sich auf die äußeren Kräfte bezog. Es kommt die Gleitfläche zur Ausbildung, die den Körper so in 2 Teile teilt, daß der Bewegung des einen Teiles möglichst wenig Reaktionskräfte entgegenstehen. Reaktionskräfte sind in diesem Falle solche, deren Größe bei Verschiebung

des Angriffspunktes gegen ihren Sinn zunimmt. Es ergibt sich daraus für jeden Augenblick die größtmögliche äußere Arbeitsleistung.

Ich erkenne jetzt, daß dieses Kriterium aber die Frage nicht erschöpft, denn es gibt Fälle, wo eine große Anzahl von Flächen dieser Bedingung genügt, wie gerade unser Fall. Sämtliche Flächen, die, von der Horizontalen beginnend, im Sinne der äußeren Kraft ansteigen, zerlegen den Körper in 2 Teile, an deren oberem außer der Druckkraft nur noch die Schwerkraft angreift, die keine Reaktionskraft ist. Flächen dagegen, die im Sinne der geforderten Bewegung nach rechts abfallen, schneiden in den Untergrund ein; an dem Teile, der die aktive Schubkraft enthält, greifen also noch die Kräfte der Unterlage an, die wir als Reaktionskräfte bezeichnen müssen.

Wir müssen also unter den Gleitflächen der ersten Gruppe noch auswählen, und dazu unser Kriterium erweitern.

Wir wollen wieder den Satz anwenden, daß die erzielten äußeren Arbeiten möglichst groß werden sollen.

An den verschiedenen möglichen Gleitflächen ist im allgemeinen die Summe der die Verschiebung fordernden Kräfte, die Summe der Scherkräfte verschieden groß, verschieden groß ist auch der Widerstand gegen die Verschiebung, die Summe der Reibungskräfte.

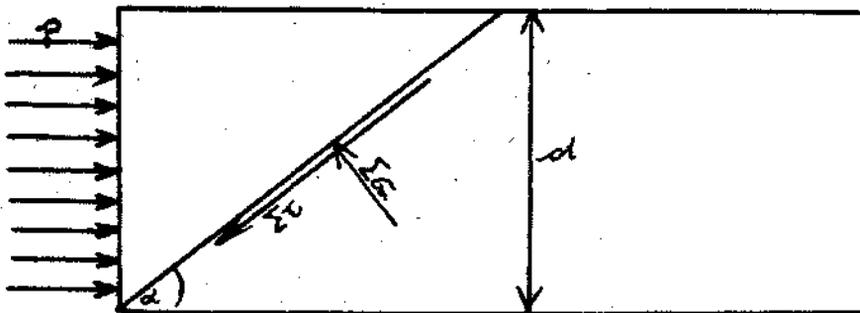
Diejenige Fläche, bei der die Scherkraftsumme am meisten die Reibungssumme übersteigt, wird die wahrscheinlichste Gleitfläche sein.

Wir wollen uns zunächst eine Uebersicht über die Summen der an den einzelnen Flächen wirkenden Scherkräfte verschaffen.

Jedenfalls werden Flächen in der Nähe der Wurzel hier anderen Flächen vorausgehen, da dort die Absolutwerte der Spannungen größer sind.

Wir untersuchen daher Flächen verschiedener Neigung an dieser Stelle, wobei wir der Einfachheit halber die Kraftlinien als gerade und horizontal voraussetzen wollen. Fig. 2. Betrachten wir nun den durch eine derartige Fläche abgetrennten Teil der Scholle, so greifen

Fig. 2.



an seinen Begrenzungsflächen an: die äußere Kraft, die wir uns über die Seitenfläche gleichförmig verteilt denken, anderseits die Reibungen und die Normaldrücke an der Gleitfläche.

Es ist daraus ersichtlich, daß im Gleichgewicht die Summe der Scherkräfte gleich $dp \cos \alpha$ ist, wobei d die Mächtigkeit, p die Außen-

kraft auf die Flächeneinheit und α der Neigungswinkel der Fläche gegen die Horizontale ist.

Man ersieht daraus, daß die größte Scherkraftsumme die horizontale Fläche besitzt, obwohl an ihr die Scherkräfte nicht das Maximum darstellen.

Alle steileren Flächen haben geringere Scherkraftsummen, die Abnahme erfolgt nach dem \cos des Neigungswinkels.

Wenn wir nun im Gegensatz dazu die Summe der Reibungen für die einzelnen Flächen bestimmen wollen, so wollen wir zunächst das Gestein als richtungslos ansehen. Nehmen wir einmal die Reibung auf der Flächeneinheit als unveränderlich an. Danu ist die Reibungssumme von der Länge der Fläche abhängig. Die Fläche ist aber gleich $d / \sin \alpha$, die Reibungssumme daher $= d \cdot r / \sin \alpha$.

Wir sehen daher, daß die Reibungssumme mit wachsendem Neigungswinkel auch abnimmt, aber viel rascher als die Scherkraftsumme; denn der \cos sinkt von 0 bis 90° von 1 bis 0, $1 / \sin$ aber sinkt im selben Bereich von unendlich bis 1.

Daher wird, trotz der größten Scherkraftsumme, nicht die Horizontale die wahrscheinliche Gleitfläche sein, sondern eine steilere. Um deren Lage zu bestimmen, stellen wir uns p allmählich wachsend vor und suchen, für welchen Neigungswinkel zuerst die Scherkraftsumme die Reibungssumme erreicht. Es ist dies also dort, wo zuerst $pd \cos \alpha = rd / \sin \alpha$ wird, oder $\sin \alpha \cos \alpha = r/p$.

Es wird dies beim Maximum dieser Funktion eintreten, dies ist für $\alpha = 45^\circ$. Dabei wird $p = 2r$.

Es ist diese Untersuchung für eine unendlich lange Scholle gemacht. Dabei ist es ja eigentlich klar, daß die unendlich lange Gleitfläche eine unendliche Reibung besitzen muß, daß sie daher als Gleitfläche nicht in Betracht kommt. Wir wollen aber noch sehen, wie kurz die Scholle sein darf, daß noch immer die 45° -Ebene den Vorzug vor der horizontalen Gleitfläche hat, oder wie kurz die Horizontale sein muß, damit für $p = 2r$ an ihr Gleiten eintritt. Es ist daun $dp = rl$ oder $2rd = lr$ oder $1 = 2d$. Also, wenn die Schollenlänge die doppelte Dicke übersteigt, dann ist die Gleitfläche unter 45° wahrscheinlicher als die horizontale Gleitfläche.

Es sind das allerdings unter sehr starken Vereinfachungen gewonnene Resultate.

Ich habe die Reibung an der Flächeneinheit als unveränderlich angenommen. Es ist dies nicht richtig, sie ist auch eine Funktion des Normaldruckes. Doch haben die Versuche Karmans (Zeitschr. d. Ver. d. Ing., 1911, Nr. 42) gezeigt, daß diese Abhängigkeit bei Beanspruchungen tektonischer Größe gering ist, ich habe mich daher für berechtigt gehalten, diese Vereinfachung einzuführen.

Der Punkt, wo der Widerspruch gegen meine Ableitungen einsetzen wird, ist, daß ich das Gestein als richtungslos angenommen habe, ihm in jeder Richtung die gleichen Reibungseigenschaften zugeschrieben habe, wo wir doch geneigt sind, gerade kristallinen Schiefen ausgezeichnete Reibungsrichtungen zuzuschreiben.

Doch möchte ich hierauf folgendes erwidern:-

Wir wollen doch ein Gedankengebilde schaffen, das uns die Vorstellung ermöglicht, daß auch aus einem ungerichteten Granit eine Schubdecke werden kann.

Ferner sind die meisten geschieferten Gesteine gefaltet, ihre Richtungen kleinster Reibung liegen durchschnittlich durchaus nicht in der Lage, daß gerade die horizontale Gleitfläche begünstigt wird.

Ferner möchte ich doch einer zu großen Ueberschätzung des Einflusses dieser Schieferung warnen. Ich glaube, daß gerade im Bereich kristallinischer Mobilisierung, den wir für die Geburtsstätte der Decken voraussetzen dürfen, bei der allgemein geringen Reibung der Unterschied der verschiedenen Richtungen durchaus nicht so groß ist, um wesentliche Verschiebungen in den Größenordnungen hervorzurufen. Denn wenn selbst die Horizontale 10mal begünstigt ist, kommen wir erst zu einer Schublänge von $l = 20d$, womit wir tektonisch immer noch nichts anfangen können.

Ich glaube in der Anschauung, daß die Beanspruchung sich weitaus mehr im Wurzelgebiet entwickelt, daß die ferneren Teile daran bedeutend weniger Anteil nehmen, als es zum Beispiel uns bei unserer Berechnung erschien, einen solchen Sicherheitsfaktor in der Aufstellung zu haben, daß dieser Einwand mir nicht berechtigt erscheint.

Fassen wir die Ergebnisse zusammen, so haben wir: Schon bei einer verhältnismäßig geringen Länge der Schubscholle findet, wenn nur eine horizontale Kraft auf sie einwirkt, kein Gleiten auf der Unterlage mehr statt, sondern ein Gleiten an annähernd unter 45° ansteigenden Gleitflächen, die sich besonders in der Nähe der Wurzel entwickeln. Fast immer wird dieses Gleiten nicht an einer einzigen Fläche vor sich gehen, sondern an einer ganzen Schar gleichlaufender, es wird eine Differentialbewegung eintreten, die Folge davon ist ein Schwellen der Schubscholle an der Wurzel.

Der Vorgang, den ich hier geschildert habe, ist nun nichts anderes als die Erscheinung, die früher mit den Worten geschildert wurde, die Festigkeit der Decke wird an der Wurzel überschritten, es tritt dort Zertrümmerung ein. Hier wurde aber noch die Anschauung aufgenommen, daß die Druckfestigkeit nichts anderes ist als der Widerstand gegen Gleiten, da bei jeder Ueberschreitung der Druckfestigkeit Deformation durch Gleitflächen erfolgt. (Siehe Schmidt l. c.) Es steht daher hier beim Vergleich verschiedener Flächen Reibung gegen Reibung, diese Größe hebt sich bei richtungslosem Gestein aus der Gleichung fort und es ergibt sich die Ueberlegenheit der kurzen steilstehenden Gleitflächen im Wurzelgebiet vor weitgreifenden flachen Ueberschiebungen.

Es ist Heim im Unrecht mit seinem temperamentvollen Angriff auf Ampferer (Geol. d. Schweiz II, Heft 9), wenn er der Oelfarbenhaut auf dem Globus eine sehr geringe Reibung auf der Unterflache im Vergleich zur Festigkeit beimessen will, ihre Festigkeit ist wieder genau dieselbe Reibung, und Ampferer hat sicher recht mit seiner Behauptung, daß die Haut sich runzeln und nicht an einer einzigen Stelle ein Faltengebirgsmodell erzeugen wird.

Die Natur hat einige sehr schöne Experimente gemacht, um diese Verhältnisse zu zeigen.

Das schönste sind die berühmten Profile der nordschottischen Ueberschiebung. Dieses Bild ist mit seiner fortwährenden Ablösung der Schubflächen ersten Grades durch steiler stehende Flächen zweiten Grades, diese wieder durch steilere derart verschieden vom Bilde einer normalen alpinen Ueberschiebung, daß dieser Endzustand sicher auf Mitwirken eines anderen Vorganges zurückzuführen ist.

Es ist das ein Bau aus dem Absterben einer auf andere Weise entstandenen Schollenueberschiebung, wo zum Schluß nur mehr von der Wurzel her eine Kraft wirkte, auf die die Scholle sogleich durch Ausbildung steilstehender Gleitflächen antwortete. Und da ein jeder dadurch abgetrennte Schollenteil wieder gleich von außen beansprucht wurde, entstanden wieder neue noch steilere Gleitflächen usw. Im übrigen ist die Schottische Ueberschiebung unter Umständen entstanden, wo die Bewegung nur zum Teil sich in Differentialbewegung auslöste, der größte Teil als Einzelbewegung.

Ganz ähnliche Beispiele, aber mit stetigerer Verteilung der Déformation sind die Bilder aus der Brandungsregion von Decken in den Alpen.

Säntis, Pilatus etc. sind Teile von Schubdecken, in denen nur mehr Druck von der Wurzel her wirkte, da in den wahrscheinlich ansteigenden Ausläufern der Deckenbahnen andere Kräfte nicht mehr wirksam sein konnten.

Und auch hier wieder das Auftreten nach vorn steil auffahrender Gleitflächen, die aber hier andere Bilder erzeugten infolge der stetigen, aber ungleichförmigen Verteilung der Deformation auf viele gleichlaufende Flächen, nämlich einen ungleichseitigen Faltenbau. Ich habe (Verh. d. Geol. R.-A. 1913) gezeigt, daß liegende Falten in der Regel nicht als „Gewölbe“ aufzufassen sind, sondern als Er-

Sie muß frei sein von der Summierung der Druckkräfte, die Kraft, die die Reibungswiderstände überwinden soll, darf nicht in der Ferne angreifen.

So wie die Reibungswiderstände differentiell über die Schubbahn verteilt sind, müssen es auch die aktiven Kräfte sein; wenn jedes Reibungsdifferential sich an Ort und Stelle mit einem Scherkraft-differential ins Gleichgewicht setzen kann, fehlt jeder Anlaß einer Kräfteinwirkung auf vorliegende oder rückliegende Querschnitte.

Es gibt Kräfte, die derart wirken.

Als erste solche nenne ich wieder die Reibung, aber als aktive Kraft, die an der Oberseite der Scholle angreift, die Reibung einer darübergelassenen anderen Scholle. Diese erfüllt natürlich gut die Bedingungen, da ihre Verteilung eben denselben Gesetzen folgt wie die hemmende Reibung an der Schollenunterseite. Dieser Vorgang ist der der Entstehung „passiver Decken“, eine Bildungsweise, die so klar ist, daß weitere Erörterungen wohl überflüssig sind.

Ich möchte hier zufügen, daß scheinbar mit Reibung als Kraftübertragung noch bei anderen Hypothesen gearbeitet wird, gewisse Fassungen der Unterströmungshypothesen (Ampferer und Schwinner) scheinen diese Art im Auge zu haben, daß nämlich Strömungen des Untergrundes die Schollen des oberen „Stockwerkes“ durch Reibung mit sich nehmen und auf das Vorland aufschieben.

Aktiv sind also Reibungen an der Unterfläche der Scholle, Widerstand gleichfalls Reibung an der Unterfläche, aber das eine im „Wurzelgebiet“, das andere im „Aufschiebungsgebiet“. Es ist klar, daß auch hier Summierung der Spannungen eintreten muß. Diese Fassung der Hypothese unterliegt für mich dabei auch denselben begrifflichen Schwierigkeiten wie die Kontraktionshypothese.

Die „Kristallokinetischen Theorien“, Lachmann etc., hier auf ihren Kräfteplan zu untersuchen bin ich nicht in der Lage, da sie bis jetzt noch nicht in Formen vorliegen, die ein Eingehen in die Mechanik gestatten.

Eine andere Kraft, die ausgezeichnet die Forderungen, die wir oben aufgestellt haben, erfüllt, ist die Schwerkraft oder besser gesagt Massenkraft.

Sie greift ja an den einzelnen Massenteilchen selber an, die Forderung nach differentieller Verteilung des Kraftangriffes ist also auf das vollkommenste erfüllt.

Wir kommen damit zu den Gleithypothesen, die von Mellard Reade und Reyer aufgestellt, von Schardt, Ampferer und anderen in ihre Vorstellungen aufgenommen wurden.

All diese Vorstellungen laufen darauf hinaus, daß ein Gefälle vorausgesetzt wird, eine Neigung der Erdoberfläche gegen die Niveaufläche, so daß die Komponente der Schwerkraft entlang der Erdoberfläche genügt, um die Reibung zu überwinden.

Wir sehen auf diese Weise derzeit die größten Massenbewegungen vor sich gehen, die des Wassers und die der Gletscher. Besonders die Bewegung der letzteren ist ein weitgehendes Gleichnis für die Deckenbewegung, ein Experiment der Natur, das in der Größenordnung, wenn wir zum Beispiel an die Inlandeismassen

denken, Deckenschübe sicher übertreffen wird. Dabei möchte ich noch darauf hinweisen, daß beide Vorgänge zum großen Teil bei homologen Temperaturen vor sich gehen (Ludwik), Temperaturen, die zur absoluten Schmelztemperatur im gleichen Verhältnis stehen, so daß weitgehende technologische Aehnlichkeit der Bewegungsvorgänge vorausgesetzt werden kann.

Der Punkt, in welchem die Gleithypothesen angegriffen werden, ist der: Wo nehme ich das zum Gleiten nötige Gefälle her? Im Unterbewußtsein spielen dabei immer Vorstellungen über Gefälle an der Erdoberfläche mit, wie sie zum Beispiel von Bergstürzen, Bergschlipfen etc. bekannt sind.

Es kommt hier darauf an, welchen Wert man der inneren Reibung zuzuschreiben hat.

Es ist sicher, daß die innere Reibung von der Geschwindigkeit abhängt, derart, daß sie bei kleinen Deformationsgeschwindigkeiten geringer ist als bei großen.

In dieser Beziehung sind die Untersuchungen Ludwiks an Zinn und Zink („Elemente der technologischen Mechanik“) von großer Bedeutung. Es kommt besonders darauf an, ob in der Formel der Reibung nach der Deformationsgeschwindigkeit ein konstantes Glied enthalten ist oder nicht. Im ersteren Falle haben wir bei der Deformationsgeschwindigkeit 0 eine endliche innere Reibung, im anderen Falle ist diese 0-Reibung, wie wir sie nennen können, selbst 0.

Ludwiks Versuche bei gewöhnlichen Verhältnissen haben durch Extrapolierung allerdings einen positiven Reibungswert bei der Deformationsgeschwindigkeit 0 ergeben, er hatte aber nur einen Bruchteil der Größe bei höheren Geschwindigkeiten. Leider müssen wir noch einer größeren Reihe von Versuchen, insbesondere solcher bei hohen Temperaturen entbehren.

Gerade für die Verhältnisse der kristallinen Mobilisierung glaube ich aber mit sehr geringen Werten der 0-Reibung rechnen zu dürfen, da sich da immer Körner finden dürften, die, in Umlagerung begriffen, gern bereit sind, auch den leisesten Anstößen nachzugeben.

Wir wollen nun geradeso wie früher auch für die Gleithypothesen den Spannungszustand untersuchen.

Vorausgesetzt sei also eine Scholle auf der Erdoberfläche, letztere habe eine gewisse Neigung gegen die Niveaufläche, an jedem Teilchen der Scholle greift die Schwerkraft an, außerdem an der Unterfläche die Reaktionskräfte. Ferner entstehen bei jeder Bewegung Reibungskräfte.

Diese Kräfte erzeugen einen Spannungszustand in der Scholle, der besonders in den tieferen Teilen der Scholle von einem hydrostatischen nur wenig abweichen wird, abweichen im wesentlichen so weit, daß die Horizontale und Vertikale als Gleitfläche nicht in Betracht kommen.

Der Spannungszustand ist also um die Vertikalachse rotations-symmetrisch, alle Flächen mit Ausnahme der obengenannten zeigen Scherkräfte in der Richtung ihres Gefälles.

Welche Flächen können nun zum Gleiten kommen?

Wir können uns bei der Untersuchung auf den Vertikalschnitt beschränken, der durch die Richtung des größten Gefalles der Erdoberfläche gelegt ist. Alle Flächen, die steiler stehen als die Erdoberfläche, schneiden in den Erdkern ein. Bei Bewegung an ihnen muß also gegen die Reaktionskräfte des Untergrundes Arbeit geleistet werden; sie fallen daher nicht unter die möglichen Gleitflächen.

Es bleibt als möglich nur das Bündel Ebenen, das zwischen der Horizontalen und der Neigung der Erdoberfläche liegt.

Von diesen ist die Horizontale die Fläche mit der geringsten Scherkraft, nämlich von der Größe 0, mit wachsender Neigung wächst die Scherkraft, da wir immerhin eine kleine Abweichung vom hydrostatischen Zustand angenommen haben. Die parallel zur Erdoberfläche laufende Gleitfläche wird daher die größte Scherkraft aufweisen. Diese Fläche ist also die wahrscheinliche Scherfläche.

Es ist ein Vorzug der Gleithypothesen vor den anderen, daß die Länge der Gleitfläche keine Rolle spielt. Natürlich ist die Parallele zur Erdoberfläche auch hier die längste Fläche, die Reibungssumme an ihr die größte. Aber im selben Maße wachsen auch die aktiven Kräfte, da ja ober der längeren Fläche mehr schwere Masse liegt als über einer kürzeren.

Es ist also auf diesem Wege möglich, sich die Massenbewegung vorzustellen unter einem Beanspruchungszustand, der kein anderer ist als der, unter dem die Erdkruste immer steht. Die Verhältnisse in der Natur werden von diesem idealen Bilde natürlich abweichen. Wir können nicht überall gleiche Gefällsverhältnisse voraussetzen, auch werden die Reibungen an der Unterlage nicht überall gleich sein. Es werden daher Beanspruchungszustände auftreten, die von dem skizzierten abweichen, insbesondere werden Längsspannungen auftreten, die die Unterschiede ausgleichen, die in den einzelnen Stellen zwischen Reibung und der Längskomponente der Schwerkraft vorhanden sind. Doch sind diese Größen in dem Falle Differenzen, sie sind also klein im Vergleich zu den Längsspannungen, wie sie die Kontraktionshypothese fordert.

Für die Untersuchung, wie sich die Geschichte des Spannungszustandes beim Auftreten solcher Unregelmäßigkeiten gestaltet, wollen wir zunächst annehmen, daß die O-Reibung den Wert 0 hat. Dann ergibt sich die bemerkenswerte Tatsache, daß der weitere Vorgang ein selbstregulierender ist. Ein jedes Auftreten von solchen „abnormalen“ Längsspannungen führt sofort zu der Ausbildung steilstehender Gleitflächen, nach denselben Grundsätzen, wie wir sie eingangs abgeleitet haben, der Gesteinskörper schwillt an, so lange, bis die Gewichtsbeanspruchung an der Stelle die Größe erlangt hat, daß jene Längsbeanspruchung sich ihm normal einfügt. Nach dieser Anschauung kann es in einem derartigen Gestein auf die Dauer überhaupt keinen anderen Beanspruchungszustand geben als den durch das Gewicht bedingten, eben weil sich das Gewicht anpaßt. Es sind das Zustände, wie sie zum Beispiel in einem Gletscher verwirklicht sein dürften.

Es ist dies die Anschauung vom vollkommenen „Fließen des Gesteins“. Wenn wir auch nur für Gesteine, für welche die O-Reibung verschwindet, annehmen können, daß sich der Beanspruchungs-

zustand einer Flüssigkeit in ihnen einstellt, so weicht der Bewegungszustand eines Gesteines, in dem diese Forderung nicht vollkommen erfüllt ist, doch nicht weit vom Bewegungszustand einer Flüssigkeit ab. Denn wenn in einem derartigen Gesteinskörper eine Längsspannung auftritt, die mit seiner Gewichtsbeanspruchung nicht im Einklang steht, so ist diese entweder klein und tritt nicht in Erscheinung, oder sie ist größer, dann treten aber wahrscheinlich wieder die steilen Gleitflächen auf, es kommt wieder zu einem Schwellen und dadurch zu einem wenigstens teilweisen Angleich an den Schwerebeanspruchungszustand, wir haben also auch dann im wesentlichen denselben Bewegungsvorgang, den wir für ein reibungsloses Gestein gezeichnet haben. Nur in Grenzfällen kann eine solche Längsspannung eine Gleitbewegung selbst hervorrufen. Wenn nämlich die Unterlage der Scholle nahezu die Neigung hat, die zu einem Gleiten genügt, dann kann es sein, daß durch das Hinzutreten geringer Längsbeanspruchungen diese Gleitfläche zur wahrscheinlichen wird. Leider ist es aber ganz aussichtslos, diese Fälle von solchen unterscheiden zu wollen, bei denen schon von vornherein die nötige Neigung vorhanden war.

Diese Ueberlegung ist aufgestellt für solche Längsspannungen, die durch Unregelmäßigkeiten der Reibung und des Gefälles entstanden sind. Natürlich gilt sie aber auch für Fälle, wo eine Kraft von außen einwirkt, wie zum Beispiel in neuerer Zeit von dem Einfluß eindringender Magmenkörper behauptet wird. (Walter Penck.) Wenn wir einem solchen Eruptivkörper die Fähigkeit zur Kraftausübung zuschreiben, so ist höchst wahrscheinlich, daß der daraus entstehende Bewegungsvorgang derart sein wird, daß zunächst in der Umgebung des Herdes ein Anschwellen des Gesteines erfolgen wird, bis das Gefälle soweit gewachsen ist, daß ein Abfließen erfolgen kann. Es wird daher ein Hauptkriterium einer solchen Krafteinwirkung eines Magmas sein, daß in seiner Umgebung eine Zone der Schwellung zu finden ist.

Ich stehe also weitgehend auf dem Standpunkt, daß der Bewegungsvorgang der Gesteine ein „Fließen“ sei, selbst wenn der Spannungszustand sich mehr oder weniger von dem einer Flüssigkeit unterscheidet.

So wäre die Ansicht vom Gleiten der Gesteine eine ideale Vorstellung für die Bildung eines Gebirges, es bleibt aber immer, auch wenn man die Reibungsgröße als sehr niedrig annimmt, die Frage nach der Ursache der Entstehung des nötigen Gefälles bestehen.

Die Versuche, diese Ursache aufzudecken, sind mannigfach, sie zeigen bisher alle den gemeinsamen Zug, das Gefälle durch Deformation des Erdkörpers zu erstellen, entweder durch tektonische Deformation oder durch thermische Ausdehnung.

Ich möchte hier darauf hinweisen, daß auch der andere Weg gangbar ist, ein Gefälle kann auch entstehen durch Deformation der Niveauflächen bei ungeänderter Gestalt der Oberfläche, eine Deformation, die man sich zum Beispiel durch Verlagerung von Massen im Erdinnern erklären könnte.

Allerdings ist man auf Grund der derzeitigen Messungen geneigt, dem Geoid recht schlichte Formen zuzuschreiben.

Ich möchte hier aber auf eine Bedingung hinweisen, die, gleichgültig ob es sich um Deformation der Erdkruste oder des Geoids handelt, erfüllt sein muß. Die Neuangleichung der Erdoberfläche an die Niveaufäche muß, wenn Gebirgsbildung stattfinden soll, lieber durch Horizontalverlagerung als durch Vertikalverlagerung erfolgen. Also muß entweder das isostatische Verhalten der beteiligten Teile der Erdkruste ein sehr träges sein, die Gebirgsbildung wäre dann mit zwei Forderungen belastet, erstens die Verstellung und zweitens die Forderung der isostatischen Trägheit, oder die Entstehung des Gefälles muß derart sein, daß ein isostatischer Angleich überhaupt nicht eintreten kann. Letzteres ist zum Beispiel der Fall bei den Erklärungen, welche das Gefälle durch thermische oder kristalloblastische Ausdehnungen entstehen lassen.

So gut die einfachen Gleitbypothesen die Einzelercheinungen erklären können, so erwecken sie doch aus verschiedenen Ursachen, deren wir später noch kennen lernen werden, ein unbefriedigendes Gefühl mangelnder Leistungsfähigkeit.

In ganz ähnlicher Ueberlegungsweise wie Ampferer (Mitt. d. Geol. Gesellsch., Wien, 1920, S. 150) kommt man daher zu den Vorstellungen, die Notwendigkeit einer „Landtrift“ anzunehmen, Vorstellungen, wie sie insbesondere von Wegener in seiner Hypothese über Kontinentalwanderungen ausgebaut sind.

Wenn ich im folgenden für diese Hypothesen eintrete, so möchte ich von vornherein meine Zustimmung zu ihnen abgrenzen. Eine wesentliche Vorstellung erscheint mir der Gegensatz zwischen mächtigen salischen Kontinentalmassen und den Ozeanen mit Salmangel. Ich halte es aber für eine überflüssige Belastung der Hypothese, völlige Freiheit der Urozeane von salischer Bedeckung zu verlangen, meiner Ansicht nach dürften im Ausgangszustand alle Uebergänge von der Mächtigkeit der damaligen Kontinentalscholle zu der Mächtigkeit 0 oder einer Minimalmächtigkeit vorhanden gewesen sein. Auch für die Sekundärozeane kann eine salische Bedeckung von wechselnder Mächtigkeit ganz ruhig angenommen werden, ohne den Vorstellungswert zu ändern, diese dürfte dann aus dem Sockel der darübergeglittenen salischen Scholle stammen.

Die zweite wichtige Vorstellung ist die Möglichkeit der Wanderung dieser Kontinentalschollen mit ihrer Bedeutung für die Gebirgsbildung.

Es ist die Behandlung der Wegenerschen Hypothese im Rahmen dieser Studien allerdings dadurch erschwert, daß sie bis jetzt hauptsächlich kinematisch durchgearbeitet ist, ihre Dynamik ist sehr unentwickelt.

Welche Leistungen hat die Anschauung von der Landtrift vor den übrigen voraus?

Sie liefert einmal die Möglichkeit eines außerordentlich leistungsfähigen Vorganges.

Eine Gebirgsbildung ist im allgemeinen ein Arbeitsvorgang, Kraft mal Weg.

Nun haben sich die meisten Gebirgsbildungshypothesen mit der Beschaffung der Kraft befaßt, weniger mit der des Weges, sind haupt-

sächlich dynamisch vorgegangen nicht kinematisch. Nur die Kontraktionshypothese hat den umgekehrten Weg beschritten, sie hat die Bewegungsvorgänge untersucht, ohne sich genauer mit der Möglichkeit der Kraftwirkung auseinanderzusetzen.

Nun stehe ich nach dem vorhergegangenen auf dem Standpunkt, daß die zu einer Gebirgsbildung gehörige Kraft im entsprechenden Maßstab gemessen, durchaus nicht so groß ist, daß es schwierig ist, sich Vorgänge vorzustellen, die solche Kräfte hervorbringen; schwierig ist es aber, solche Kräfte ausfindig zu machen, die auch die nötige Arbeitsfähigkeit haben, also solche, die auch bei einer bedeutenden Bewegung des von ihnen betroffenen Körpers aufrecht bleiben.

Im allgemeinen verändern Kräfte ihre Größe, wenn ihr Angriffspunkt sich verschiebt; sehr häufig tritt der Fall ein, daß sie kleiner werden, bei einer Verschiebung des Angriffspunktes in ihrem Sinne. Es gibt nun in diesem Verhalten der Kräfte außerordentlich viele Abstufungen, man denke nur einerseits an die Schwerkraftfelder, die auf Verschiebungen des Angriffspunktes auf hunderte von Kilometern nicht mit wesentlicher Aenderung der Kraft antworten, andererseits an die sogenannten Reaktionskräfte, wie zum Beispiel den Druck eines Widerlagers, der schon bei einer Bewegung, die nach Millimetern gemessen wird, auf 0 sinkt.

Wenn man nun aus der kinematischen Erkenntnis der Fernüberschiebungen unter den zur Verfügung stehenden Kräften zu wählen hat, wird man zu solchen greifen, die genügende Arbeitsfähigkeit haben.

Hierin zeigen die verschiedenen Hypothesen ganz verschiedene Eignung.

Als kinematisch durchgearbeitete Hypothese steht da die Kontraktionslehre recht gut da. So unmöglich uns die Kraftwirkung selbst erscheint, ein genügender Wirkungsbereich läßt sich recht ansprechend erweisen. Denn die Kraft sinkt erst auf 0, wenn die Verkürzung des Erdumfanges das der Verkürzung des Erdradius entsprechende Maß erreicht hat, etwa das 6fache desselben. Und da die Annahme einer genügenden Verkürzung des Erdradius in der Größenordnung 100 *km* scheinbar keine Gedankenschwierigkeiten macht, erscheint eine genügende Reichweite der Kraft gesichert.

Schlechter sind hierin die anderen Hypothesen daran, die sich hauptsächlich mit der dynamischen Seite befaßten, so insbesondere die Gleithypothesen, so ansprechend sie in ihrem Kräfteplan sind.

Der Arbeitsbereich der Kraft, die Schubweite ist hier vollkommen von der Länge der Gefällsstrecke abhängig; sobald die Schuhscholle den Gefällsbereich verlassen hat, ist auch die Kraft auf 0 gesunken. Nun ist die Vorstellungsmöglichkeit einer Gefällsstrecke, aus der ein Gehirge hervorgehen soll, immerhin beschränkt, da man sonst zu Abweichungen der Erdoberfläche vom Geoid kommt, die besonders im Hinblick auf die Isostasie schwer haltbar sein dürften. Die normalen Gleithypothesen leiden also unter mangelhafter Arbeitsfähigkeit.

Demgegenüber hat die Vorstellung von der Landtrift den Vorteil außerordentlich großer Arbeitsfähigkeit.

Als kinematisch entstandene Hypothese hat sie ja die Vorstellungen der Wanderung der Schollen unter ihren Grundlagen, Wanderungen, die über wesentliche Teile des Erdumfanges hinweggehen. Es ist außer jeder Frage, daß diese Bewegungen weitaus ausreichend sind, alle Schübe, die wir zur Erklärung des Baues unserer Gebirge benötigen, ausreichend zu decken.

So steht diese Hypothese kinematisch günstig da. Ueber ihre Dynamik ist bis jetzt noch nicht viel festgelegt. Wir können hier im wesentlichen 2 Kraftgruppen erkennen, die zur Erklärung der Landtrift herangezogen werden, Unterströmungen und Kräfte, die aus der Erdrotation entstammen.

Ich habe gegen die Unterströmungshypothesen schon meine Bedenken vorgebracht und werde mich hier also mit der letzteren Gruppe beschäftigen. Es sind jedenfalls Kräfte, die ihre Ursache im Unterschied zwischen salischer Scholle und dem Gebiete des Salmangels haben, genauer gesagt darin, daß die leichtere Scholle über die schwerere hinausragt. Die Kräfte können daher nur in diesem Ueberstande der salischen Scholle angreifen, ihr Angriffsbereich ist allseitig unstetig gegen die Umgebung abgegrenzt.

Die Folge davon ist, daß diese Kräfte sich nicht im Kraftfeld der Umgebung ausdrücken, sie können daher auch nicht durch eine isostatische Deformation ausgeglichen werden. Die Schwierigkeit, die aus dem betreffenden Absatz für die Gleithypothesen herauszulesen ist, gilt also für diese Hypothese nicht.

Dadurch, daß die horizontalen Kräfte nur im „Ueberstande“ angreifen, erklärt sich vielleicht auch noch eine andere Eigenart der Gebirge, daß so häufig der Erdkruste gleichsam die Haut abgezogen und zum Gebirge zusammengefaltet erscheint, eine Erscheinung, die vielleicht doch nicht bloß in der verschiedenen Festigkeit der höheren und tieferen Krustenschichten begründet ist, sondern darin, daß auch die Kraft nur an den höheren Schichten angriff, die tieferen nur durch Reibung mitnahm.

Dabei ist für diese Kräfte unsere aufgestellte Forderung des differentiellen Angriffes erfüllt, die Bewegungsformen werden sich so abspielen, wie sie für die Gleitungen aufgestellt wurden.

Es sei aber nochmals darauf hingewiesen, daß diese Darlegung nur für die Annahme gelten, daß es aus der Erdrotation stammende Kräfte sind, die die Bewegungen hervorrufen, daß sie für die Unterströmungshypothese also nicht in dem Sinne gelten.

Ueber die Art dieser Kräfte ist noch nicht viel gearbeitet worden, grundsätzlich möchte ich über deren Wirkung soviel aussagen, daß wir in der Erdgeschichte scheinbar 2 Phasen unterscheiden müssen: Eine der Sammlung der salischen Kruste auf einer Seite der Erde mit weitgehender Verdünnung bis vielleicht zum vollkommenen Schwund auf der Gegenseite. Auf diese Erscheinung scheint mir insbesondere die allgemeine Faltung der ältesten Schichten der salischen Scholle hinzuweisen. Eine zweite Phase scheint wiederum auf gleichmäßige Verteilung des Sals hinzustreben, wenn dies auch bis jetzt nur unvollkommen erreicht ist.

Mit Hinblick auf diese Erscheinung stehe ich der Pickering'schen Ansicht durchaus nahe, daß diese Erscheinungen vielleicht mit der Geschichte des Erdmondes in Zusammenhang stehen, daß die Salansammlung auf einer Erdseite aus der Zeit stammt, wo die Erde Birnenform hatte, aus deren Uebertreibung die Ablösung des Mondes stammt. Die entstandene Umlaufsdifferenz hatte nun die Folge, daß der Mond später nicht mehr als ein wenn auch abgetrennter Teil der Birne wirkte, damit verlor auch die Birnengestalt der Erde ihre Bestandfähigkeit. Da infolge der großen Umdrehungsgeschwindigkeit der Erde ihre Lage zu den Einflüssen des Mondes sehr rasch wechselt, läßt sich erschließen, daß derzeit nur eine rotationsymmetrische Gestalt der Erde den Gleichgewichtsbedingungen genügt, nämlich eine, bei der auch alle Dichtigkeitsgrenzen Rotationskörper, Rotationsellipsoide sind. Dies fordert aber auch eine gleichmäßige Verteilung des Sals über die ganze Erde. Und die Annäherung an diesen Gleichgewichtszustand begreifen wir eben als die „tektonische Geschichte“.

Daß dieser Vorgang sich un stetig abspielt, ist in den Ungleichmäßigkeiten des Sals, vielleicht auch noch in anderen Ursachen, wie Polschwankungen, begründet.

Eine andere Leistung der Landtrift ist, daß sie auch Vorstellungen über die tektonischen Entblösungen gibt. Ampferer hat auf die notwendige Forderung hingewiesen, daß für jede tektonische Verlagerung eines höheren Teils der Erdkruste auch der entsprechende Untergrund zu „versorgen“ ist, daß über seinen Verbleib Vorstellungen gemacht werden müssen. Besonders empfindlich dagegen sind die reinen Gleithypothesen, bei denen ein jeder Abschub eine Entblösung von der Weite des Schubes schafft, die nachzuweisen wohl in den meisten Fällen unmöglich ist. In der Anschauung von der Landtrift finden wir diese Entblösungen versorgt, sie erscheinen gesammelt als Sekundärozean hinter der wandernden Scholle.

Rechnet man dazu die anderen Leistungen der Hypothese, insbesondere die Befreiung von den Landbrücken, die, aus zoogeographischen Gründen gefordert, immer das Kopfschütteln der Tektoniker erregten, so sehen wir eine Vorstellungswelt, die gerade den Bedürfnissen der Forscher, deren Aufgabe es ist, die Vorstellung von Fernüberschiebungen zu vertreten, in einer Weise entgegenkommt, daß sie unbedingt ihre größte Teilnahme verdiente.

Von einer derartigen Anteilnahme ist aber bis jetzt wenig zu sehen. Und selbst dort, wo, wie es zum Beispiel Kossmat in seiner Arbeit über Schweremessungen und junge Faltengebirge tat, Schollenwanderungen angenommen werden, wird die andere notwendige Voraussetzung, die Vorstellung isolierter Salschollen in einer Umgebung mit Salmangel, doch nicht anerkannt. Diese Forderung ist aber unerläßlich, da sich sonst die „Stoffbilanz“ des Vorganges nicht aufstellen läßt, die Gebirge viel größer ausfallen müßten. Es müßte ja das Gebirgsvolum dann gleich sein dem ganzen Querschnitt der Salscholle mal der Verschiebungsweite, eine kleine Verschiebung müßte schon zu einem ansehnlichen Gebirge führen.

Die Beachtung, die diese Hypothese bis jetzt erfuhr, beschränkte sich auf der Seite der Geologen hauptsächlich auf eine Bekämpfung.

Mich erinnert diese Behandlung sehr an die Zeit, da es galt, zur Frage der Fernüberschiebungen Stellung zu nehmen. Auch wir brachten gegen sie eine große Anzahl Gründe vor, von denen ein jeder genügt hätte, um diese Hypothese zu erledigen, und doch mußten wir erkennen, daß entweder diese Gegen Gründe sich nicht gegen den Kern der Anschauung wandten oder daß wir das Gewicht der Gründe falsch eingeschätzt hatten.

Dabei war ein Großteil unserer Argumente durchaus nicht falsch, es zeigte sich aber, daß die Widersprüche sich durch größere oder kleinere Aenderungen der Hypothese aufheben ließen; diese Arbeit hat ja eigentlich auch den Zweck, einen derartigen Ausgleich zu bewirken.

So wird derzeit die Hypothese Wegeners von vielen Geologen mit schwerem Geschütz angegangen, doch möchte ich darauf hinweisen, daß die meisten dieser Gegen Gründe die Anwendungseinzelheiten betreffen, und hier hat Wegener in seiner Erklärungsfreudigkeit vielleicht zu reichlich Anlaß gegeben.

Und so schwer diese Gründe auch sind, so weiß ich nicht, ob sie ausreichen, die Hypothese zu stürzen.

Denn die Belege Wegeners, die Höhenverhältnisse der Erdkruste, die magnetischen Erscheinungen, die Ergebnisse der Untersuchungen über die Erdbebenwellen sprechen doch eine gewichtige Sprache. Die auffallenden Züge in der Begrenzung der Kontinentalmassen fordern eine Erklärung. Und der Gedanke, daß ein paar genaue Gradmessungen genügen können, um alle Gegen Gründe zu werfen, hätte doch Kober hindern sollen, die Hypothese in einer derartigen Weise zu behandeln, wie er es im „Bau der Erde“ tat.

Recht schwerwiegend erscheint mir auch, daß die meisten Geophysiker diesen Anschauungen recht wohlwollend gegenüberstehen.

Derzeit gewinnt man bei diesem Kampf die Anschauung, daß weder die Hypothese selbst, noch die Gegen Gründe genügend durchgearbeitet sind, um eine Abwägung zuzulassen. In einem solchen Zeitpunkt kann die Beachtbarkeit einer Hypothese nur nach ihrer heuristischen Leistung bemessen werden und diese ist hier für die Tektonik, wie ich mich im Vorhergehenden zu zeigen bemüht habe, wirklich eine ganz bedeutende.

Es ist ja der Zweck der Arbeit, zu zeigen, daß die bisherigen Anschauungen über Gebirgsbildung unzulänglich sind, daß insbesondere ein Beharren bei der Kontraktionslehre unmöglich ist. Vielleicht bietet die Lehre von der Landtrift einen Weg, um zu befriedigenden Vorstellungen auch des Großvorganges der Gebirgsbildung zu gelangen.

Geomorphologische Studien im mittleren Isonzo- und im unteren Idricatale.

Von Dr. Artur Winkler.

Mit 3 Textfiguren.

Einleitung.

Die Idrica, der bedeutendste Zufluß des Isonzos (slow. Soča), trennt in seinem Unterlauf in tief eingeschnittenem, meist von steilen Hängen eingesäumtem Tal die Hochfläche von Veitsberg im Nordosten, von dem viel ausgedehnteren Plateau des Ternowaner Waldes im Südwesten.

Die Grundzüge in der geomorphologischen Entwicklung beider Gebiete wurden zuerst kurz von Ed. Brückner in den „Alpen im Eiszeitalter“¹⁾, dann eingehend von F. Kossmat²⁾ im Anschluß an die Darlegung seiner geologischen Aufnahmsergebnisse im Jahre 1909, neuerdings in einer großzügigen Arbeit „Die morphologische Entwicklung der Gebirge im Isonzo- und oberen Savegebiet“³⁾ betitelt, beschrieben⁴⁾.

In eindrucksvoller Weise entwirft Kossmat in letztgenannter Studie ein klares Bild der postmiocänen Entwicklungsgeschichte des krainisch-görzischen Karstes und seiner Umrandung.

Um nur von Kossmats Ergebnissen die wichtigsten herauszugreifen, sei auf den Nachweis einer von der Save bis zum Meer, von Ostkrain bis an den Isonzo sich ansdehnenden, gleichzeitig entstandenen Rumpfebene (Einebnung) hingewiesen, deren pliocänes (pontisches) Alter erwiesen wird; dann auf die Entdeckung weitverbreiteter, jüngerer, reifer Talbodenreste, die eine vorwiegend oberflächliche Entwässerung des Karstes im Pliocän andeuten, ferner auf die Ableitung des gegenwärtigen Karsterosionszyklus, schließlich auf

¹⁾ (A. Penck und) E. Brückner, Alpen im Eiszeitalter. 3. Bd., pag. 1036 bis 1037.

²⁾ Der küstenländische Hochkarst und seine tektonische Stellung. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1909. Nr. 4 u. 5.

³⁾ Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1916, Nr. 9 u. 10.

⁴⁾ Ueber meine eigenen morphologischen Ergebnisse habe ich im Jahre 1919 einen Vortrag in der Geograph. Gesellschaft in Wien (Fachsitzung) gehalten, über welchen ein Auszug in den Mitt. der Geograph. Gesellschaft zu Wien, Bd. 62, Nr. 2/8, Wien 1919, erschienen ist.

die Erkenntnis bedeutender zum Teil an Brüchen erfolgter Hebungen und Senkungen nach Entstehung der Einebnung in diesem Raume aufmerksam gemacht.

Durch diese Gebirgsbewegungen wurde nach Kossmat in spätpliocäner Zeit eine Verlegung der adriatischen Wasserscheide hervorgerufen. Gebiete, die ursprünglich sich zur Save entwässert hatten, wurden dem Einzugsbereich des Isonzos und hierdurch der Adria angegliedert.

Mit nachstehenden Zeilen wird beabsichtigt, in den von Kossmat entworfenen Rahmen der küstenländischen Karstmorphologie die Darstellung eines enger begrenzten Gebietes, wie es die Hochflächen beiderseits der Idrica repräsentieren, einzufügen; insbesondere aber durch Beschreibung der von mir auf der Rumpffläche aufgefundenen zahlreichen Reste alter Flußschotter auch den handgreiflichen Beleg für die von Kossmat aus der Oberflächengestalt des Gebirges gewonnene Annahme des Vorhandenseins einer durch fluviatile Erosion entstandenen „alten Landschaft“ zu liefern.

Ein 3jähriger Aufenthalt an der Isonzofront gewährte mir hinreichend Einblick in die Oberflächengestaltung der das untere Idricaltal begrenzenden Hochflächen. Die reichlichen Aufschlüsse, welche in der Kriegszeit besonders durch Straßenbau hier entstanden sind, erleichterten wesentlich die Auffindung der Schotter und „Augensteinfelder“. Ein kurzer Abriß des geologischen Aufbaues des zu beschreibenden Gebiets sei der Darstellung der Morphologie vorangestellt.

Geologischer Bau der Plateaulandschaft¹⁾.

Die Hochflächen an der unteren Idrica, die in das kleinere Veitsberger Plateau im Nordosten und in die ausgedehntere Hochfläche des Ternowaner Karstes im Süden zerfallen, bilden im großen und ganzen eine tektonische Einheit. Nur die Idrianer Störungslinie, welche dem unteren Laufe des Idricaflusses (zwischen Tribuša und St. Luzia) parallel geht, bildet eine untergeordnete Trennung der ähnlich gebanten Schollen.

Eine spezielle Eigentümlichkeit des Veitsberger Plateaus bildet jedoch der Rest einer von Norden her aufgeschobenen, von Kossmat nachgewiesenen Deckscholle, die den Denudationsrelikt der hinaufbewegten Basis der Julischen Alpen darstellt. Die Unterlage der Schubmasse ist zu einer weitreichenden Antiklinale (= Fortsetzung der Kolowratantiklinale) gestaut, an welche sich südwärts sekundäre Falten anschließen²⁾. Letztere verlaufen am Nordgehänge des unteren Idricaltals (zwischen Idria di Bača und Tribuša).

¹⁾ Siehe Fig. 1 und die geologische Kartenskizze in F. Kossmat: Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitt. der geol. Gesellsch. Wien 1913; ferner F. Kossmat: Das küstenländische Hochkarst und seine tektonische Stellung (mit Kartenskizze) in Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1909 und dessen Kartenblatt Tolmein 1:75 000 der geol. Staatsanstalt.

²⁾ Näheres über den Bau des mittleren Isonzogebietes ist auch aus meiner vorläufigen Mitteilung in Verhandl. der Geolog. Staatsanstalt Wien 1920, Nr. 3, und meiner ausführlichen Studie „Das mittlere Isonzogebiet“ im Jahrbuch der Geolog. Staatsanstalt 1920, pag. 1—124 zu entnehmen.

Die Rumpfebene greift über die Schubdecke und über deren Unterlage in gleicher Weise hinweg und erweist sich dadurch als unzweifelhaft jünger als der Gebirgsschub.

Das Ternowaner Plateau entspricht einer gegen Westen und Südwesten absinkenden Schichtplatte, welche an ihrer westlichen, gegen den Isonzo zugewendeten Abdachung jüngere Sedimente (eocäne Flyschsandsteine und Mergel, Oberkreidekalke und Mergel, unterkretazische Kalke) hervortreten läßt, während gegen Osten und Nordosten hin die älteren Schichtglieder (Jura, Dachsteinkalk und Hauptdolomit der Obertrias, tiefere Trias) auftauchen. Die Faltung äußert sich hier in untergeordneter Weise in der Ausbildung einiger flacher Antiklinalen und Synklinalen, welche sich besonders am Nordwestrande der Hochfläche einstellen. (Lomsynklinale, Antiklinale von Doblar etc.) Im Ternowaner Walde schneidet die „Einebnung“, wie Kossmat gezeigt hat, die Dachsteinkalke der Obertrias, die Liasgesteine (Kalke, Oolithe etc.), die Jurasedimente (Korallen und Breccienkalk), die unterkretazischen Woltschacher Hornsteinplattenkalke, die mittelkretazischen Rudistenkalke, die oberkretazischen Karstkalke, flyschähnlichen Mergel und Sandsteine und schließlich den transgredierenden Eocänflysch ab.

Sie ist daher jünger als jene Störungen, welche die Schrägstellung und faltige Verbiegung der Ternowaner Scholle erzeugt hatten.

Die speziellen Ergebnisse der bisherigen geomorphologischen Untersuchungen.

In wenigen Worten müssen noch Brückners und Kossmats Resultate, soweit sie sich speziell auf die Plateauflächen an der unteren Idrica beziehen, angeführt werden.

Die Hochflächen sind ein Ausschnitt aus der obenerwähnten „Einebnung“ des krainisch-görzischen Karstes und entsprechen einem Stadium weitgehender fluviatiler Abtragung des Gebirges, ohne daß sie indessen bei dem Vorhandensein zahlreicher, aufgesetzter Kuppenlandschaften (Mosore) als Fastebene (peneplain) bezeichnet werden könnten.

Als jüngerer Einschnitt in dem Plateau des Ternowaner Waldes tritt das zirka 20 km lange Trockental von Čepovan (Chiapovano) hervor¹⁾, durch welches nach Brückner (bereits) in pliozäner Zeit, nach Kossmat²⁾ in postpontischer (levantinischer) Zeit vermutlich die Wässer des mit der Idrica vereinigten Isonzos abgeleitet wurden.

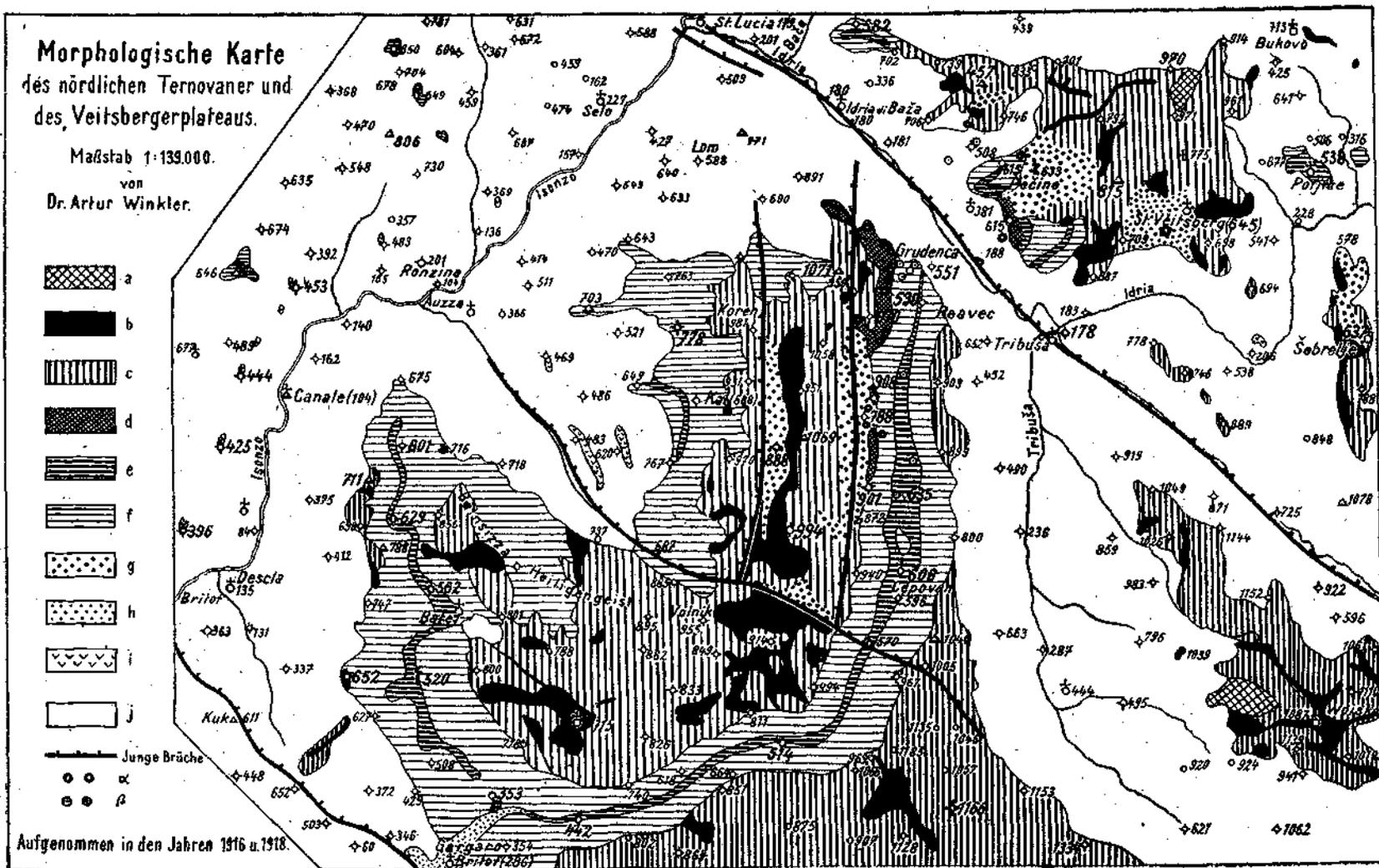
Kossmat legt weiters dar, daß eine Hebung die Zertalung der pontischen Einebnung und die Bildung des Čepovaner Trockentals bedingt habe. Jüngere Bewegungen haben auch noch die Rinne von Čepovan zu einer flach gespannten Wölbung verbogen.

Die weitreichende Idrianer Dislokation scheidet die gegenwärtig zirka 900—1000 m hoch gelegene „Einebnung“ des Ternowaner

¹⁾ Schon von T. Taramelli (Risposte ad alcuni Quesiti della Città di Gorizia, Pavia 1903 u. Atti del III. Congresso Geogr. ital. 1899) als alter Isonzolauf angesprochen.

²⁾ F. Kossmat, Zeitschrift der Ges. f. Erdkunde, Berlin 1916, pag. 52—54.

Fig. 1.



Erklärung zu Fig. 1.

- | | | |
|---|---|--|
| a) Reste einer hochgelegenen Landoberfläche. | } | Miocän (?)
des Altpliozäns. |
| b) Stark verebnete Teile der Landoberfläche und Seitentäler | | |
| c) Hügellandschaft (mit spätreifen — reifen Formen) | | |
| d) Zugehörige Felsterrassen mit Schotterresten | | |
| e) Talböden (gegenwärtig Trockentäler) | } | des höherpliozänen
Čepovaner Niveaus. |
| f) Reife Landschaftsformen | | |
| g) Größere (wahrscheinlich zeitlich zugehörige) Karstformen (Uvalen) | | |
| h) Junge Karstmulde von Gargaro. | | |
| i) Jüngere, vorglaziale Terrassenreste. | | |
| j) Räume mit vorherrschend postpliozän ausgebildeten Erosionsformen. | | |
| α) Quarzschotter (z. T. Augensteine) an oder nahe der primären Lagerstätte. | | |
| β) Quarzschotter (z. T. Augensteine) auf sekundärer Lagerstätte. | | |

Waldes von der 300—400 m tiefer gelegenen, gleichaltrigen Niveaufläche des Veitsberger Plateaus. Dadurch sei die Andauer der Schoollenbewegung auch am Idrianer Bruch bis in sehr jugendliche Zeiten erwiesen. Unter dem Einfluß der Gebirgsstörungen wurde sodann in spätpliocäner Zeit der Isonzo (und die Idrica) aus der Čepovanner Talrinne westwärts abgelenkt und in das gegenwärtige Bett übergeleitet, welches von einer in dem leicht zerstörbaren Flyschgebiet arbeitenden sekundären Wasserader erodiert worden war.

Die Ergebnisse der eigenen morphologischen Studien.

Die Hochflächen beiderseits der Idrica sind seit ihrer Entstehung den nivellierenden Angriffen der Erosion ausgesetzt gewesen.

Dort, wo die eocänen Flyschgesteine am Aufbau des Gebirges namhaften Anteil nehmen (am Abfall des Ternowaner Waldes gegen den Isonzo) oder wo größere Partien leicht zerstörbarer Oberkreidemergel den harten Rudistenkalken eingeschaltet sind (zum Beispiel Gegend zwischen Ponikve und Pečine am Veitsberger Plateau), treten naturgemäß die Erscheinungen normaler, rückschreitender Erosion in einer oft sehr weitgehenden Zerschneidung der alten Hochfläche und in einer durch das Hervortreten widerstandsfähiger Gesteinsbänke bedingten Stufenbildung an ihrem stark gehöschten Abfall zutage. Soweit aber die Höhen beiderseits der unteren Idrica — und dies ist zum überwiegenden Teil der Fall — aus mesozoischen Kalken aufgebaut sind, beschränkt sich die Abtragung auf die mit dem Karstphänomen in Zusammenhang stehenden Erosionsvorgänge. Es wird unsere Aufgabe sein, aus den von der Abtragung zurückgelassenen Resten der alten Landschaft ein klares Bild von der geomorphologischen Entwicklungsgeschichte dieser Gebiete zu gewinnen.

1. Die morphologische Ausgangsform ¹⁾.

Ueber die Ausgangsform, aus welcher im Unterpliocän (nach Kossmat) die Einebnung des Ternowaner Hochkarstes herausmodelliert wurde, lassen sich nur Mutmaßungen anstellen. Die der Rumpfebene aufgesetzten Kuppenlandschaften (Mosore) sind derart stark zerschnitten und aufgelöst, daß die Reste einer noch älteren Landoberfläche an ihnen kaum mehr wahrzunehmen sind. Nur in dem nordöstlichen Winkel des Veitsberger Plateaus (und ähnlich in der Hochfläche von Woiska) möchte ich den dort auftretenden Ebenheiten, die die pliocäne Rumpffläche um zirka 200 m überragen, den Rest einer älteren Landoberfläche vermuten. Sie liegen am Veitsberger Plateau in zirka 900 m, am Plateau von Woiska in zirka 1150 m Seehöhe.

¹⁾ Sie kann nicht als Urform im Sinne Davis' bezeichnet werden, da sie nicht die durch die Gebirgsbildung erzeugte oder durch Hebung aus dem Meere geschaffene erste Landoberfläche darstellt. Sie ist vielmehr, wie sich aus weiter ausgreifenden Untersuchungen ergibt, wieder aus einer älteren Landschaft (vielleicht der Urform?) entstanden, welche aber in dem betrachteten Gebiet fast vollständig abgetragen ist. Die Ausgangsform ist hier daher die älteste, allerdings nur mehr in Spuren, erkennbare Landoberfläche. In den Julischen Alpen ist sie noch in breiten Flächen erhalten.

Jedenfalls ist diese alte Landschaft in dem auf Fig. 1 dargestellten Raum bis auf ganz unbedeutende Reste schon in pliocäner Zeit der Abtragung zum Opfer gefallen gewesen. Das Alter der Ausgangsform läßt sich, da die aus ihr geformte Rumpfebene nach Kossmat unterpliocänes Alter besitzt, nur als miocän deuten.

2. Die pliocäne alte Landschaft.

a) Verbreitung.

Die pliocäne Landschaft ist das markanteste Oberflächenmerkmal des Ternowaner Hochkarstes.

Wenn man von der Einkerbung bei Lokve (Kote 969) das Landschaftsbild betrachtet, ist das Auge des Geomorphologen von dem prächtigen Anblicke entzückt, der sich ihm hier darbietet. Wie eine Platte, der markant sich abhebende Kuppen aufgesetzt sind, tritt die pliocäne Landfläche mit scharfem Rand an das tief eingekerbte Čepovaner Trockental heran. Auf dem Plateau fügt sich ein unabsehbares Gewirr von Hügeln, die sich hie und da zu kleinen Berggruppen zusammenschließen, und zwischengelagerten, flachen Mulden in so klarer Weise zu einem einheitlichen System zusammen, daß an ihrer Zugehörigkeit zu einem großzügigen morphologischen Bild nicht gezweifelt werden kann.

Die Ebenheit zeigt westlich des Čepovaner Tales ihre deutlichste Ausdehnung in der als Lokovec bezeichneten Kalkhochfläche. (Trias—Unt. Kreidekalke.) Ihre Höhenlage ist im nördlichen Teile 950—1000 m, im südlichen Teile (südwestlich Čepovan) 850—750 m. In den noch weiter westlich anschließenden Gebieten ist die Hochfläche im allgemeinen viel stärker zerschnitten und gegen den Isonzo hin nur mehr in spärlichen Resten erhalten. Die Ursache liegt darin, daß bei der allgemeinen Abdachung der Schichtplatte gegen Westen die jüngeren Flyschgesteine herrschend werden, welche durch die vom Isonzo her wirksame rückschreitende Erosion in ein starkgegliedertes Bergland aufgelöst erscheinen. So ist in dem dreieckigen Raum zwischen Kal, Auzza (Avše) und St. Luzia nur wenig mehr von der alten Landschaft wahrzunehmen. Die Höhe der Ebenheiten ist hier um 800 m.

Anders verhält es sich mit dem Eocänflyschgebiet der Bainsizza-hochfläche (Heiligengeist), die eine Seehöhe von 700—750 m aufweist. Diese auch aus leicht zerstörbarem Material aufgebaute Scholle ist von den benachbarten tiefen Erosionsfurchen fast allseitig durch eine Umwallung von Kreidekalken von den Angriffen der Erosion geschützt gewesen. Sie hat daher die alten Züge in reiner Form bewahrt. Denn da die aus dem Flyschgebiete dort abfließenden Wasser in den Kreidekalken auf unterirdischem Wege abgeführt wurden, konnte keine namhafte rückschreitende Erosion zur Entwicklung kommen. Die Südwestecke des Ternowaner Plateaus, der Raum von Britof—Gargaro, zeigt infolge des Eindringens der „Eocänbucht“ von Ravnica wieder eine stärkere Zerschneidung der alten Landformen. (Höhenlage der Reste der Ebenheit nun 600 m.)

Der östlich und südöstlich der Čepovaner Talrinne gelegene Teil der Hochfläche, die als eigentlicher Ternowaner Hochkarst zu bezeich-

nen ist, hat bei ausschließlichem Vorhandensein „karstfähiger“ Kalke (Dachsteinkalke, Liaskalke, Oberjurakalke, Karstkalke der Unter-Oberkreide) die alten Landformen sehr ausgeprägt bewahrt. Die Hochfläche steigt hier von etwa 600 m bei Ravnica im Südwesten rasch gegen Norden und Nordosten auf 800—1000 m Seehöhe an.

Wie Kossmat¹⁾ gezeigt hat, ist ihr hier im Raume östlich Lokve eine ausgedehnte Kuppenlandschaft aufgesetzt, welche im Goljak 1496 m, im Mrzavce 1406 m Höhe erreicht und die alte Landoberfläche um 300—400 m überhöht.

Gegen Norden spitzt dieser östliche Teil des Ternowaner Hochkarstes zwischen der Čepovaner Furche und der tief eingeschnittenen jungen Erosionsrinne des Tribušatals (linkes Seitental des Idricatals) aus und erscheint als schmales Relikt am Kamme, der beide Tiefenlinien trennt, erhalten. Seine Seehöhe beträgt hier beiläufig 900 m.

Oestlich des Tribušatälchens breitet sich in rund 1000 m Höhe das zugehörige Plateau von Woiska ans.

Das jenseits der Idrica gelegene Veitsberger Plateau ist eine prächtige Ebenheit, die die verschiedensten mesozoischen Schichtglieder und deren Störungen glatt überschneidet. Im westlichen Teile bei Ponikve ist ihre Seehöhe beiläufig mit 700 m, im mittleren bei Pečine und im östlichen Teile bei Veitsberg mit 650 m anzusetzen.

In der nordöstlichen Partie steigt hier über die Rumpffläche, wie schon Kossmat erwähnt hat, eine Kuppenlandschaft auf, welche bis an den jugendlichen Steilrand des Bačafusses heranreicht. Sie kulminiert in K. 971 m und überhöht somit die pliocäne Landform um etwa 200 m. Von dieser Erhebung ziehen auf die Rumpfebene einige kleine Trockentälchen herab, welche in ihrem mehrere Kilometer langen Verlaufe prächtig erhalten geblieben sind. Sie stammen zweifelsohne aus der Bildungszeit der altpliocänen „Verebnung“. Die Gesteine, in welche sie eingeschnitten sind (Woltschacher Kalke der Unt. Kreide) waren ihrer Konservierung besonders günstig. Ihre Einfügung in die alten Landformen, ihre Wasserlosigkeit und Dolinenführung, ihr plötzlicher Abbruch gegen die jüngeren Erosionsformen (teils normale Gräben, teils Uvalen) beweist ihr hohes Alter. Man erkennt in diesen Tälchen die alte Topographie in noch fast ungetrübtter Ausbildung.

Als östliche Fortsetzung der Veitsberger Fläche ist, durch den Idricafluß getrennt, das Plateau von Šrebelje zu betrachten, welches von 650 m Seehöhe im Norden bis 800 m im Süden ansteigt.

b) Flußterrassen im Ternowaner Wald.

Die Bildung der so ausgeprägten Rumpffläche des Ternowaner Karstes weist auf eine langandauernde und tiefgehende Abtragung des Gebirges hin. Hierbei muß eine Anpassung des gesamten hydrographischen Systems — mag dieses nun ober- oder unterirdisch zirkuliert sein — an eine nahegelegene, durch lange Zeiten nahezu gleichbleibende Erosionsbasis sich vollzogen haben.

¹⁾ Loc. cit. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde 1916, pag. 34.)

Letztere war wohl in der allerdings noch weiter als gegenwärtig entfernten Adriaküste¹⁾, und wenn man das feinere Geäder des Isonzogeirges betrachtet, in den dem Meere zuströmenden größeren Flußtälern gegeben.

Mein Augenmerk war daher in erster Linie auf die Auffindung von Talboden und Ablagerungsresten größerer Flußläufe auf der alten Landschaft gerichtet, die gewissermaßen als Stamm für den um dieses Niveau sich gruppierenden morphologischen Formenschatz gelten konnten. Der Versuch war von Erfolg begleitet.

Das Čepovaner Tal wird in seinem nördlichen Teil (an der Westseite) von einigen gegenüber der angrenzenden alten Landfläche nur wenig tiefer gelegenen Absätzen begleitet, welche trotz reichlicher Dolinenbildung stellenweise noch deutlich den Charakter einer Talterrasse oder eines „Schemels“²⁾ tragen.

Bei Grudenca befindet sich eine breite „Terrasse“, in Dolinenreihen aufgelöst, in 850—870 *m* Seehöhe.

Am Nordabfall des Veli vrh (K. 1671 *m*) ist eine breite, auffällige und wenig veränderte Terrasse dem hier bereits zur Idrica abfallenden Gehänge vorgelagert (Seehöhe um 900 *m*).

Südlich Grudenca findet die Flur in einem über 1 *km* langen prächtigen Gesimse am Ostabfall von K. 970 ihre Fortsetzung. Das Niveau steigt von 860 *m* im Süden bis zu 900 *m* bei Spilenca an. Seine weitere Verlängerung ist in einer ähnlich hoch gelegenen, auffälligen Kuppenreihe zu suchen, welche die schon von Kossmat erwähnte talähnliche Dolinendepression (Uvala!) Spilenca—Cercek—Na Prevalu von der Čepovaner Furche trennt.

Diese „Fensterterrasse“ ist um zirka 50 *m* in die alte Landoberfläche eingekerbt. Zweifelsohne handelt es sich hier um eine Flur jenes Flusses, welcher als Vorläufer des später das Čepovaner Tal durchströmenden Gewässers die pliocäne Rumpffläche gequert hat.

Daß es sich hier tatsächlich um alte Flußbauen handelt, ergab die Auffindung von Resten einer ausgedehnten Schotterdecke. Die beschriebene Terrasse wird fast überall von Flußschottern begleitet.

Sie beginnen an der in eine Dolinenlandschaft umgewandelten Flur von Grudenca (schon bei den nördlichsten Häusern dieses Weilers) und reichen von hier 1 *km* südwärts.

Bei Draga und Spilenca sind ausgedehnte Reste von Schotter erhalten. In dem anschließenden Raum von Cercek (K. 788) ist das südliche Verbreitungsgebiet der Schotterlager. Die enge Verknüpfung der Schotter mit der „Terrasse“ und ihr Fehlen auf den angrenzenden ausgedehnten Teilen der alten Landschaft erweist ihre Zugehörigkeit zu ersterer.

Die Schotter befinden sich nach den örtlichen Verhältnissen im allgemeinen noch in demselben Raum, in welchem sie zur Ablagerung gelangt sind. Sie erscheinen jedoch insofern auf sekundärer Lager-

¹⁾ Vergleiche hierzu die Bemerkungen von F. Kossmat in „Die morphologische Entwicklung etc.“, pag 29.

²⁾ Im Sinne v. Hilbers, Die Taltreppe. Graz 1912.

stätte, als sie in die nachträglich auf der Kalkfelsterrasse zur Ausbildung gelangten Dolinen einsackten und dort vor der Abtragung bewahrt wurden. Dies gilt wenigstens für den Hauptteil des Schotters.

Fast jede der zahlreichen Dolinen im Raume zwischen Grudenca und Cercek erweist sich bei genauer Untersuchung erfüllt von Schotterlinsen, die stellenweise (so bei Cercek NO, bei Draga Ost und Grudenca Süd) Mächtigkeiten von mehreren Metern aufweisen. Die neue Straße — im Kriege Boroevicstraße benannt. — welche von Reavec nach Draga erbaut wurde, zeigt östlich letzteren Ortes, wo sie den Rand einer großen Doline anschneidet, die schönsten Aufschlüsse.

An dem Anriß^{1b)} ist hier eine über 2 m mächtige Flußschottermasse erkennbar, welche deutlich an der Karstwandung der Doline in abwärts gleitender Bewegung begriffen ist. Ihre gegenwärtige Höhenlage ist 850 m, ihre ursprüngliche noch etwas höher, mindestens in etwa 880 m Seehöhe anzunehmen¹⁾.

c) Die Geröllzusammensetzung der Schotter.

Die Gerölluntersuchung ergab, daß nachstehende Gesteine am Aufbau der Schottermasse Anteil nehmen:

- | | |
|---|---|
| 1. graue Hornsteingerölle ²⁾ . | 6. Gerölle von hellgrauem Sandstein (permisch-tiefertriadisch). |
| 2. rötliche Hornsteingerölle. | 7. Geröll von konglomeratischem Sandstein vom Aussehen der karnisch-ladinischen Sandsteine. |
| 3. helle, weiße Quarzgerölle (Gangquarze) ²⁾ | 8. Geröll von dunklen Tonschiefern. |
| 4. graue Quarzgerölle. ²⁾ | 9. Quarzgerölle mit eingewachsenen Mineralstengeln (vermutlich Karpholith). |
| 5. Gerölle von rotem Grödener Sandstein ²⁾ . | |

Außer den genannten sind noch ganz ausgelaugte Gerölle, die wohl von tonreichen Mergeln abstammen, zahlreich vorhanden.

Sehr auffällig ist das vorwiegend feine Korn der Ablagerung, besonders im Hinblick auf die grobe Beschaffenheit der Gerölmassen des gegenwärtigen Idricafusses. Im übrigen bestehen lokale Unterschiede in der Geröllgröße. An manchen Stellen liegt eine sandige Masse mit bis linsengroßen und selteneren haselnußgroßen Geröllen vor, an anderen erreichen die Geschiebe durchschnittlich Haselnußgröße, wobei in die Schottermasse einzelne bis nußgroße Gerölle eingebacken sind. Ueber nußgroße Gerölle sind aber äußerst selten. Die größte Schotterlage fand ich an der Straße östlich Draga³⁾ (große Grödener Sandsteingerölle!). Die Gerölle sind fast durchwegs sehr gut abgerundet, was auf einen längeren Transport hindeutet. Der Fluß, welcher diese Schotter gebildet hat, muß ein sehr geringes Gefälle und eine schwache Transportkraft besessen haben. Die große Feinkörnigkeit

^{1b)} Die Wiedergabe der Photographie dieses Aufschlusses muß leider unterbleiben.

¹⁾ Nach der benachbarten Terrassenhöhe zu urteilen.

²⁾ Sehr zahlreich vorhanden.

³⁾ Südl. Grudenca.

des Sediments bestätigt somit vollständig die Annahme, daß der Landschaft zu ihrer Bildungszeit der Charakter einer Einebnung (spätreifen Landschaft) zukam.

Die Schotterdecke kann als Quarz-Hornsteinschotter bezeichnet werden.

Vielfach sind die Gerölle, besonders wenn der Schotter feinkörnig ist, in einen gelbbraunen, sandigen Lehm eingebettet, welcher gegen die rezenten Verwitterungsböden kontrastiert. Der Lehm ist wohl aus dem Zersetzungsrückstand und aus der mechanischen Zerreibung der leichter zerstörbaren Geröllkomponenten hervorgegangen. Die Gerölle, speziell jene aus härterem Material, sind häufig in „Augensteine“ mit mehr oder minder deutlicher Politur umgewandelt worden. Man kann die Ablagerungen nach ihrem Aussehen als „Augensteinschotter“ bezeichnen.

Fürs erste ist die Tatsache überraschend, daß keine Gerölle karbonatischer Gesteine in der Ablagerung anzutreffen sind; dies um so mehr, als doch die Schottermasse einer ausgedehnten Kalktafel eingelagert ist. Die Erklärung hierfür ist zweifelsohne darin zu suchen, daß die jedenfalls in größerer Anzahl in der Schottermasse ursprünglich vorhandenen Karbonatgesteine aufgelöst und weggeführt wurden¹⁾. Dieser Vorgang fand meiner Ansicht nach hauptsächlich bei der mit der Dolinenbildung im Untergrunde in Zusammenhang stehenden sekundären Umlagerung der Schotter statt.

Die Quarz-Hornstein- und Sandsteingerölle können daher gewissermaßen nur als „Lösungsrückstand“ der ursprünglichen Schotter gelten, welche daher nach ihrer Ablagerung noch beträchtlichen Veränderungen unterworfen waren.

Für die morphologische Forschung ist die Frage nach der Herkunft der Schotter von Bedeutung. Auch hier gehen die Gerölle, wenigstens teilweise, Aufschlüsse.

Die im Schotter massenhaft vorkommenden Geschiebe von Grödener Sandstein und von hellen Quarzen (Gangquarzen) lassen es mit Sicherheit aussprechen, daß der Fluß einen beträchtlichen Teil der Geschiebe aus dem Einzugsbereich der Idrica herbeigeschafft hat.

Denn nur dort sind permische Sandsteine und quarzführende Schiefergesteine (Schiefergebiet des Blegas!), und zwar in beträchtlicher Ausdehnung verbreitet.

Weniger sicher ist die Frage zu beantworten, ob die Idrica allein oder vereinigt mit dem Isonzo die alte Landschaft durchflossen hat.

Da im Isonzogebiet keine markanten (karbonatfreien) Gesteine vorkommen, die in den Schottern wiederzuerkennen wären, lassen die Gerölle keine sichere Entscheidung zu.

Die in den Schottern so überaus zahlreichen Hornsteingerölle weisen aber eher auf eine Herkunft aus dem Isonzogebiet, als aus dem Einzugsbereiche der Idrica hin. Denn in ersterem sind hornstein-

¹⁾ Dieselbe Erscheinung beobachtete Göttinger (Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östl. Kalkhochalpen Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. Wien 1913) in den Augensteinfeldern des nordalpinen Kalkplateaus und gab eine analoge Deutung.

führende Schichtmassen in viel größerer Verbreitung als in letzterem entwickelt, obgleich sie auch dort nicht fehlen. Die schon erwähnte Terrasse nordwestlich Grudenca scheint durch ihr in der Richtung zum Isonzo gelegenes Auftreten auch einen alten Isonzotalboden anzuzeigen. Diese Umstände und die Gründe, welche Kossmat für den jugendlichen Charakter des heutigen Isonzotals zwischen Tolmein und Görz beigebracht hat¹⁾, sprechen zugunsten der Annahme, daß die hochgelegene Schotterterrasse im Čepovaner Tal durch einen Fluß aufgeschüttet wurde, der die vereinigten Wässer des Isonzos und der Idrica in altpliocäner Zeit durch das Ternowaner Hochplateau geführt hat.

d) Flußterrassen im Veitsberger Plateau.

Auch im Veitsberger Plateau sind, wenn auch durch jüngere Erosionsformen verdeckt, Reste einer alten Flußterrasse erhalten. In der früher erwähnten Mosorlandschaft, welche den nördlichen Teil des Plateaus einnimmt, senken sich Tälchen mit sanftem Gefälle ab. Sie münden auf eine südlich vorgelagerte, teils terrassenartig, teils infolge jüngerer Dolinen und Uvalaen muldenartig ausgebildete Fläche.

Dieses Niveau beginnt im Osten mit der Ebenheit von Prapetuo brdo. Hier ist die alte Landoberfläche in voller Unversehrtheit erhalten. Sie findet ihre Fortsetzung über die seichte Karstmulde von Pečine (K. 635, K. 633) und, durch den tief einschneidenden Kostanjevicagraben getrennt, in einer Ebenheit unmittelbar südlich Ponikve.

Auch hier gelang es mir wieder, die zugehörigen Flußschotterreste nachzuweisen. Im Uvala von Polje (südwestlich Veitsberg) fand ich lose Gerölle von „Hornsteinaugensteinen“; desgleichen an einem Punkte südöstlich von Pečine (östlich K. 615). Bei dem großen Gehöfte nördlich Pečine (nördlich K. 633) traf ich eine stärkere Schotterlage von ähnlicher Zusammensetzung, wie wir sie am Ternowaner Plateau kennengelernt haben, an. Südlich Ponikve entdeckte bereits Kossmat Schottergerölle. Ich halte die hier etwa 50 m unterhalb der Rumpfebene auftretenden Geschiebe schon nach Art ihrer Lagerung für von ihrer primären Lagerstätte abgerutscht²⁾.

Einen deutlich als abgeglitten erkennbaren Schotterrest (Quarz- und Hornsteingerölle führende Augensteinschotter) mit bis nußgroßen Geschieben fand ich ferner an zwei Punkten am Gehänge des Kostanjevicagrabens oberhalb Slap. (Siehe Fig. 1.)

Auch diese stammen zweifelsohne von der Terrasse von Ponikve ab. All diese Schotterreste betrachte ich als Aufschüttungen eines alten Idricalaufs, welcher den südlichen Teil des Veitsberger Plateaus mit einem Schwemmantel überzogen hat. Die junge Erosion hat die Flußterrasse wieder der Hauptsache nach ihrer Schotterverkleidung beraubt.

¹⁾ F. Kossmat loc. cit. (Ges. f. Erdkunde. Berlin 1916), pag. 25.

²⁾ F. Kossmat hält die Gerölle nach ihrer Höhenlage dem Niveau des Trockentals von Čepovan zugehörig. („Die morphologische Entwicklung etc.“, pag. 36.)

e) Die Entstehung der altpliocänen Landschaft und ihre Beziehung zu den Flußterrassen.

Die weitgehende Abtragung, welche die Hochfläche des Ternowaner Waldes und das Veitsberger Plateau erkennen läßt, die breitsohligen Talböden mit ihrer feinkörnigen Schotterdecke und die darüber sanft aufsteigenden Kuppenlandschaften (Mosore) zeigen an, daß die Gebiete im allgemeinen das Stadium der Spätstufe erreicht hatten¹⁾. Als spätstufende Landschaft soll die alte Oberfläche des Ternowaner Waldes im folgenden stets bezeichnet werden.

Es erhebt sich nun die Frage, ob ihre Entstehung durch normale Erosion oder durch karsthydrographische Vorgänge (etwa im Sinne der Ableitung von Grund)²⁾ zu erklären ist.

Gewisse Teile der Landschaft sind zweifelsohne durch die gewöhnlichen, formgebenden Kräfte geschaffen worden. Die aus Flyschgesteinen aufgebauten Teile des Bainsizza-Plateaus bieten überwiegend das Bild einer normalen Erosionslandschaft dar. Niedere, langgestreckte Wellen fügen sich hier aneinander. Auch die erwähnten Trockentälchen in der Mosorlandschaft des Veitsberger Plateaus zeigen schon durch ihre Existenz das Vorhandensein oberflächlicher Entwässerung im Pliocän an. Sie liegen in einem vorwiegend aus den unterkretazischen Woltschacher Plattenkalken gebildeten Terrain, welche Gesteine wohl infolge der reichlichen Einschaltung mergeliger Zwischenlagen der Verkarstung nicht so sehr zuneigen, wie die Karstkalke oder Dachsteinkalke.

Daß der vereinigte Isonzo-Idricafuß auf der vorbeschriebenen Flur die Kalkplatte des Ternowaner Waldes auf oberirdischem Wege durchflossen hat, kann keineswegs wundernehmen, zumal bekanntlich auch in der Gegenwart größere Gewässer in vollständig verkarsteten Gebieten ihren Lauf an der Oberfläche zu halten vermögen (zum Beispiel die Narenta).

Die abseits der Flußterrasse gelegenen, ausgedehnten Plateauteile besitzen dagegen meist ein anderes Aussehen. Ein Gewirr von kleinen, rundlichen oder elliptischen Kuppen häuft sich in großer Anzahl auf der alten Landfläche. Manchmal vereinigen sie sich zu Kuppenreihen, welchen langgestreckte Mulden zwischengeschaltet sind. Nirgends lassen sich hier Anzeichen eines Talsystems erkennen oder auch nur kurzläufige Talbodenreste rekonstruieren. Ich kann mich angesichts dieser Tatsachen nicht vor der Ansicht verschließen, daß hier eine Landschaft vorliegt, die sich in einem weit vorgeschrittenen Stadium des Verkarstungsprozesses befindet.

In sehr charakteristischer Form tritt dieser Oberflächentypus in der Kegelberglandschaft am Plateauteil südöstlich von Čepovan (Lokovec) zutage. Ueber flachen, ausgedehnten und mit Dolinen besetzten Mnden erheben sich die Kegel des Volnik (K. 955), des Rojcev vrh (K. 994) und ihre Nachbarn. Das Landschaftsbild entspricht dem spätstufenden Stadium des Karsterosionszyklus nach der Terminologie von

¹⁾ Davis-Braun, Grundzüge der Physiogeographie.

²⁾ A. Grund, Der geographische Zyklus im Karst. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1914, pag. 621 ff.

Grund¹⁾, wobei die charakteristischen Cockpitts den Oberflächencharakter kennzeichnen. Die Entstehung dieser Kuppen kann nicht aus einem einheitlichen, von der Pliocänzeit bis zur Gegenwart wirkenden Korrosionszyklus abgeleitet werden. Denn die Kegelberge erscheinen einem Niveau von breiten, flachen Mulden, die sich der Höhenlage nach den angrenzenden Flußebenen einfügen, aufgesetzt. Es erscheint unmöglich, daß die Korrosion, die im Bereiche der altpliocänen Flußterrassen höchstens eine „reife“ Landschaft erzeugt hat, im Gebiete der angrenzenden Kalkhochflächen in gleichen oder ähnlichen Gesteinen ein Karstrelief von spätreifem Alter hätte schaffen können, wie es in der Cockpittlandschaft zum Ausdruck kommt.

Die in den zwischen den Cockpitts gelegenen Mulden auftretenden Dolinen und Uvalaen sind dagegen zweifelsohne jüngerer Entstehung und stellen eine nachträgliche Modifikation der spätreifen Karstlandschaft durch die Einwirkung der im wiederbelebten, bis zur Gegenwart andauernden Korrosionszyklus ununterbrochen tätigen, chemischen Lösungskräfte dar.

Die Ternowaner Hochfläche entspricht demnach einem altpliocänen, spätreifen Karst, der im höheren Pliocän und Quartär eine durchgreifende Verjüngung erfahren hat, die in der Einenkung eines frühreifen bis reifen Karstes in seine alten Züge besteht.

Aus diesen Darlegungen ergibt sich, daß auch schon im Pliocän, abseits von den größeren Flußläufen, je nach der Beschaffenheit des Untergrundes oberirdische Entwässerung oder Karsthydrographie entwickelt war. Allerdings war letztere, wie manche Anzeichen erkennen lassen (Trockental von Cepovan, Trockentälchen im Veitsberger Plateau etc.), noch nicht in dem Maße, wie in der Gegenwart zur Geltung gelangt.

Die Aufschotterung des pliocänen Isonzo-Idricafusses betrachte ich als normale Folgeerscheinung im Entwicklungsgang des geographischen Zyklus. Im Sinne Lehmanns²⁾ interessanten Ausführungen erscheint die Aufschotterung in der ausgeweiteten Talsohle bei Herannahen des spätreifen Stadiums eines Flußtals als normaler Vorgang. Der Fluß ist bei dem geringen Gefälle und gelegentlicher, seitlicher Behinderung (durch Gehängeschutt etc.) nicht mehr befähigt, seine Schuttmenge weiterzutransportieren. Er ist vielmehr genötigt, aufschüttend seine Talsohle zu erhöhen und schließlich durch Lateralerosion (bei abnehmender Akkumulation) sich zu einem breiteren Sohlental umzugestalten.

Während hierdurch die Talsohle ständig wächst, wird naturgemäß in der angrenzenden Landschaft die Oberfläche durch weitere Abtragung fortdauernd erniedrigt. Am Ende des Zyklus, woselbst die Aufschüttung ihr höchstes Ausmaß erreicht hat, muß auch die Denudation der benachbarten Plateauteile am weitesten vorgeschritten sein.

¹⁾ Loc. cit.

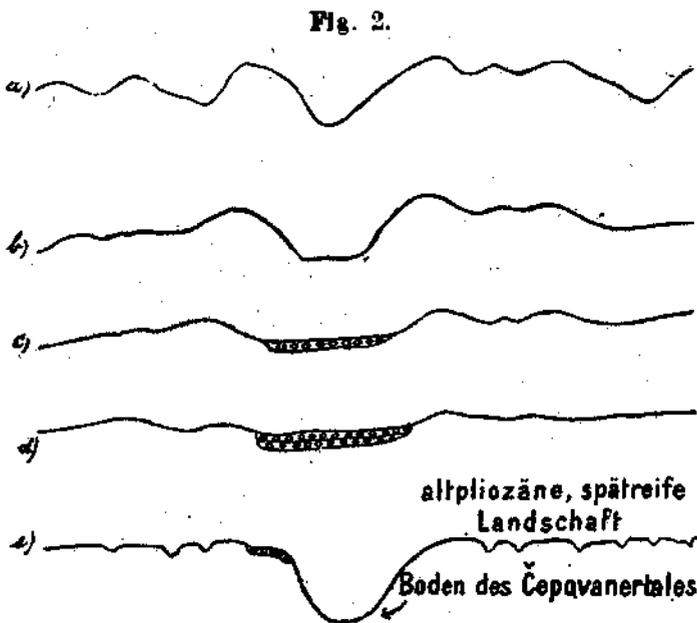
²⁾ Dr. O. Lehmann, Tal- und Flußwindungen und die Lehre vom geographischen Zyklus. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde. Berlin 1915.

Die Ebenleiten, Tälchen und Karstmulden in der angrenzenden, spätreifen Landschaft werden am meisten der Sohle des Haupttales sich angepaßt haben.

Bedenkt man, daß die auf der Terrasse sichtbaren, oft bis mehrere Meter mächtigen Schotterbänke schon nach ihrer Geröllzusammensetzung (Fehlen der Karbonatgesteine!) nur einen geringen Teil der einstigen Schotterbedeckung darstellen können, so ist die Annahme einer ursprünglichen 30–50 m betragenden Mächtigkeit der Schottermasse nicht von der Hand zu weisen.

Tragen wir eine Schotterschicht von solcher Stärke auf der früher erwähnten, 50 m in die Landfläche eingekerbte Felsterrasse auf, dann paßt sich der obere Rand der Aufschüttung vollkommen dem allgemeinen Niveau der spätreifen Landschaft ein.

Die schematische Fig. 2 zeigt, wie sich meiner Auffassung nach die Beziehung zwischen Schotterdecke und spätreifer Landschaft darstellt. (Schema ohne Rücksicht auf den Karstzyklus.)



a–d Lateralerosion, Abtragung und Akkumulation des altpliozänen Zyklus.

e Tieferosion des höherpliozänen (Čepovaner) Zyklus.

Die das Čepovaner Tal 300 m über seiner Sohle begleitenden Terrassengesimse sind demnach als der bloßgelegte Felskern einer einst mächtigen Schotterterrasse, die ihrer Entstehungszeit und ihrem Wesen nach eng mit der Ausbildung der spätreifen pliocänen Landschaft in Verbindung steht, anzusehen. Letztere ist teilweise durch normale Erosion, teilweise auf dem Wege der Karsthydrographie entstanden.

3. Störungen und Verbiegungen der altpliocänen spätreifen Landschaft.

Die alte Landoberfläche zeigt in dem betrachteten Gebiet sehr große Niveauunterschiede. Ihre größte Höhenlage erreicht sie mit über 1000 m im Woiskaplateau, die tiefste mit etwa 500—600 m in der Umgebung von Britof.

Durch das unvermittelte Aneinandertreten der gleichartig ausgebildeten, spätreifen Landformen in so verschiedener Höhenlage und durch die Tatsache, daß gerade an diesen Linien im geologischen Bau des Gebirges Bruchstörungen nachweisbar sind, ergibt sich eine jüngere, schollenförmige Zerstücklung der Oberfläche. Da ferner die Talbildungen des nächstjüngeren, vermutlich oberpliocänen Niveaus (= Čepovaner Niveau) von der Schollenzerteilung nur in geringerem Maße betroffen wurden, fällt ein beträchtlicher Teil dieser Gebirgsbewegungen in die Zeit vor dessen Entstehung.

Die markanteste Störungslinie, welche die Plateauflächen durchstreicht, ist der Idrianer Bruch. Wie Kossmat erwiesen hat, ist das nordöstlich gelegene Veitsberger Plateau gegenüber dem Ternowaner Hochkarst um zirka 250—300 m abgesunken oder besser ausgedrückt, letzterer um diesen Betrag stärker als ersteres emporgewölbt. Hierdurch ist der Nachweis für Gebirgsbewegungen am Idrianer Bruch, die nach Aushildung der unterpliocänen Landschaft eingetreten sind, gegeben.

Dies Verhältnis der jüngeren, oberpliocänen Talböden zur spätreifen Landschaft in beiden Plateauflächen zeigt, daß die Bewegungen am Idrianer Bruch ganz (oder wenigstens fast ganz) vor Bildung ersterer erloschen waren.

Gegen Osten hin nimmt nach Kossmat die Sprunghöhe des Idrianer Bruches ab. Hier hebt sich am Plateau von Srebeļje die alte Landschaft, wie man von Veitsberg aus deutlich erkennen kann, in steilem Anstieg bei flexurartiger Aufbiegung zu der jenseits des Idrianer Bruches gelegenen Hochfläche von Woiska empor.

An der Bruchstörung Globna-Gargaro, welche die Südwestbegrenzung des Ternowaner Hochkarstes bildet, ist die Plateaufäche flexurartig hinabgebeugt.

Die Bewegungen an dieser Störungslinie sind jedoch noch jünger als das „Čepovaner Niveau“¹⁾.

Der zwischen dem Idrianer Bruch und der Störung Globna-Gargaro gelegene Plateauteil wird von mehreren, von Kossmat²⁾ nachgewiesenen Brüchen durchschnitten, die teils NW- (WNW-) Richtung, teils einen nordsüdlichen Verlauf aufweisen. (Siehe Fig. 1.) Kossmat nahm an, daß die Bewegungen an diesen Störungen zur Gänze bereits vor Ausbildung der altpliocänen Landschaft erloschen gewesen seien, da durch die Brüche keinerlei Niveauverschiebung der Plateanteile erzeugt werde.

¹⁾ F. Kossmat, loc. cit. pag. 37.

²⁾ Der küstenländische Hochkarst etc. Verh. d. k. k. geolog. R.-A. 1909, pag. 108—110.

Eine genauere Betrachtung des Landschaftsbildes konnte mich jedoch von der Richtigkeit dieser Annahme nicht bei allen Störungen überzeugen.

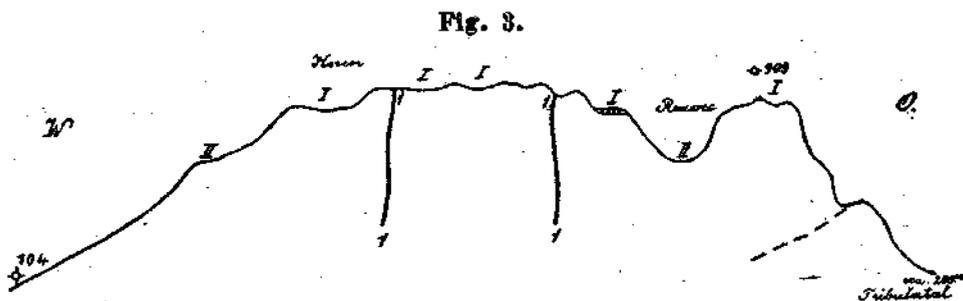
Vielmehr beobachtete ich an einigen Brüchen ein Absetzen der Plateaulandschaft, die an einem allerdings nicht sehr namhaften Höhenunterschiede der angrenzenden Flächenteile wahrzunehmen ist.

a) Westlich Čepovan quert ein deutlicher westnordwestlicher Sprung die Landplatte, welche auf der Spezialkarte als Lokovecplateau bezeichnet ist. Während die Plateaufläche im Süden der Störung etwa 850 m Seehöhe aufweist, tritt sie nordwärts des Bruches in einem Niveau von 950—1000 m zutage, eine Sprunghöhe von etwa 100 bis 150 m anzeigend.

Die Senkung des Südfüßels (nach dem morphologischen Bild) stimmt mit den von Kossmat geschilderten geologischen Verhältnissen (Aneinandergrenzen von Hauptdolomit [Obertrias] im Norden an Megalodontenkalk [oberste Trias] im Süden) gut überein.

b) Ein dem Verlaufe der Čepovaner Rinne paralleler Sprung durchsetzt, N—S verlaufend die Plateaufläche. (F. Kossmat, loc. cit., pag. 109.) Ich habe den Eindruck, daß die östlich gelegene Landfläche, die allerdings nur mehr in spärlichen Resten erhalten ist, um zirka 50 m tiefer gelegen ist, als der westliche Plattenteil. Hierdurch wäre eine Senkung des östlichen Flügels an der Störung angezeigt, was mit dem von Kossmat erwiesenen geologischen Bild (Abstoßen der Hauptdolomitschichten im Westen, an obertriadische Megalodontenkalke im Osten) harmoniert. Westlich Grudenca scheidet dieser Bruch die östliche, tiefergelegene, schotterführende Terrasse von Grudenca (Seehöhe um 856 m) von dem etwa 40 m höher gelegenen, schon früher erwähnten Terrassenrest am Nordabfall des Veli vrh. Auch hierdurch ist eine jüngere Verschiebung nahegelegt¹⁾.

c) Eine dritte Störung, die durch Kossmats Studien festgelegt wurde, zieht zur vorigen parallel und dann 2 km westwärts von ihr durch die Plateaufläche.



Anmerkung bei K. 104: Isonzotal: Bei Reavec: Čepovaner Talboden
 — — — harte Kalkstufe.

¹⁾ Im nördlichen Teil des Bruches ist nach dem geologischen Bild allerdings die westliche Scholle die gesenkte. Es ist aber zu berücksichtigen, daß die Hauptbewegung an der Störung älter als die pliocäne Landschaft ist und daß bei dem jungen Aufleben der Bewegung, wie es häufig der Fall ist, ein verschiedenes relatives Verhalten der beiden aneinander bewegten Schollen eingetreten sein kann.

Auch hier gewann ich den Eindruck einer jungen (nach Ausbildung der spätreifen Landschaft eingetretenen) Verschiebung an der Störung, und zwar einer Senkung des westlichen Flügels um 100—150 m. Die Bruchlinie, welche in ihrem Verlaufe durch eine Reihe von Uvalen markiert wird, scheidet die östliche, etwa 1000 m hoch gelegene Landfläche von der westlichen, etwa 850 m hohen Landschaft im Raume von Kal. In letzterem Gebiete ist die Niveaufläche infolge des Auftretens des für ihre Erhaltung ungünstigen Eocänflysches nur mehr in einzelnen Resten wahrzunehmen. (Fig. 1.)

Ich gelange so zum Resultat, daß an den erwähnten Brüchen noch in höherpliocäner Zeit Schollenbewegungen in allerdings nicht sehr bedeutendem Ausmaße sich vollzogen haben, die aber, wie wenigstens an den NW streichenden Brüchen mit Sicherheit zu erkennen ist, bei Ausreifen des Čepovaner Tales zur völligen Ruhe gekommen waren. Denn sein prächtiger Talboden erfährt durch diese Störungen keinerlei Niveauverschiebung¹⁾. (Fig. 3.)

An den genannten Verwerfungen ist aber, ähnlich wie am Idrianer Bruch, ein wesentlicher Teil der durch das geologische Bild erkennbaren Sprunghöhe schon auf Bewegungen, die in die Zeit vor Bildung der Hochfläche fallen, zurückzuführen.

Die Hebung der Ternowaner Platte war auch innerhalb der von den Brüchen umgrenzten Schollen keine gleichförmige. In dem Plateauteil zwischen Britof und Čepovan ist ein Ansteigen der Landfläche von 600 m im Südwesten bis zu 850 m im Nordosten wahrzunehmen.

Aus der Tatsache, daß das Čepovaner Tal an seinem Nordende um zirka 100 m tiefer in die Plateaufläche eingesenkt ist, als im mittleren Teil bei Čepovan, folgt eine stärkere Aufbiegung der Ternowaner Platte an ihrem Nordrande, zu der Zeit, als das Čepovaner Tal in Ausarbeitung begriffen war. Die Erscheinung ist wohl als eine flexurartige Schleppung der Scholle an der dort durchziehenden sich weiterbildenden Idrianer Bruchlinie aufzufassen.

Die Bewegungen an den Störungen, die die Schrägstellung der alten Landschaft erzeugt haben, gehen auf Gebirgshebungen, nicht aber auf ungleichförmige Schollensenkungen zurück. Kossmat hat die Argumente, die für diese Auffassung sprechen, bereits in unzweideutiger Weise hervorgehoben²⁾.

4. Das Niveau des Trockentals von Čepovan.

a) Allgemeines über das Čepovaner Tal.

In wunderbarer Klarheit ist das Trockental von Čepovan in die verkarstete, spätreife Landschaft eingesenkt. Es ist der deutlichste der höherpliocänen Talböden, welche in zahlreichen breitsohligen Resten im Görzer und Krainer Karst wahrzunehmen sind.

¹⁾ Die Störung Globna-Gargačo ausgenommen.

²⁾ F. Kossmat, Der küstenländische Hochkarst, pag. 124.

Ich will noch einige Ergänzungen zu Taramelli's, Brückner's und Kossmat's Darstellung hinzufügen:

Der Charakter der Čepovaner Furche ist der einer reifen Talform. 300—400 m tief eingesenkt in die Landfläche zieht das wasserlose Tal quer durch die Platte des Ternowaner Karstes, als wäre es mit einem scharfen Werkzeug in die harte Tafel eingekerbt worden. Es beschreibt einen gegen Südosten konvexen Bogen und ist in seinem nördlichen Teil gegenüber der Flußschotterterrasse der altpliocänen Landschaft etwas mehr gegen Osten geschohen.

Seine hogenförmige Anlage geht schon auf jene Zeit zurück, in welcher der Fluß noch auf der spätreifen Landschaft dahinflöß. Denn hätte der Fluß nicht senkrecht in seine Unterlage eingeschnitten, so müßten sich unbedingt Terrassenreste an seinem Rande nachweisen lassen. Nachdem aber die Kalkplatte überall bis an den messerscharfen Rand des Čepovaner Tales herantritt, ist eine nennenswerte Verschiebung der Talsohle seit Ausreifen der altpliocänen Einebnung ausgeschlossen.

Man hat daher in diesem Falle, wenn man den Gesamtverlauf des Čepovaner Tales in Betracht zieht, das Recht, von einer eingesenkten Flußkrümmung zu sprechen.

Das Čepovaner Tal hat sich, wie bereits angedeutet wurde, in die ansteigende Scholle des Ternowaner Hochkarstes während dessen Hebung eingeschnitten, ist daher als antezedentes Durchbruchstal zu bezeichnen. Die Bewegung der Platte muß so langsam vor sich gegangen sein, daß die Erosion des Flusses damit gleichen Schritt halten konnte.

Da, wie erwähnt, das Tal an seinem Nordrande um zirka 100 m tiefer eingesenkt ist als in der übrigen Strecke, so war die Hebung an ersterer Stelle bedeutender. In Zusammenhang damit ist die Tatsache von Interesse, daß gerade dieser nördlichste Teil der Čepovaner Furche fast jeglicher Talsohle entbehrt und somit bei steilen, seitlichen Hängen einen V-förmigen Querschnitt aufweist. Im Gegensatze hierzu ist es in seinem übrigen Teil meist durch eine breitere, stellenweise sogar bis über 1 km breite Talsohle ausgezeichnet. Nördlich des Ortes Čepovan ist sogar ein Umlaufberg in Gestalt einer niederen Kuppe erhalten.

Im Sinne der von Lehmann jüngst aufgestellten Terminologie ist das Čepovaner Tal in seinem nördlichen Teil daher als enges V-förmiges Sohlental, in seinem mittleren (und südlichen Teil) als offenes V-förmiges Sohlental und als breiteres Sohlental zu bezeichnen.

Der Unterschied findet wohl in Nachstehendem seine Erklärung: Während der Fluß in seiner nördlichen Strecke in der dort stärker ansteigenden Platte seine ganze Kraft zur Bewältigung der Tiefenerosion entfalten mußte und daher eine scharfe Kerbe erzeugte, fand er in dem südlich anschließenden, etwas langsamer ansteigenden Teil Gelegenheit zur Lateralerosion, zur Entwicklung einer breiten Talsohle und sogar zur Mäanderbildung (Umlaufberg!) ¹⁾

¹⁾ Nennenswerte Festigkeitsunterschiede im Gestein sind nicht vorhanden.

b) Karsthydrographie und Gehängelehmbildung.

Daß das Čepovaner Tal auf dem Wege normaler Erosion durch fließendes Wasser geformt wurde, ist selbstverständlich. Daß es, ähnlich wie wir es bei dem älteren, altpliocänen Talboden angenommen haben, sehr wahrscheinlich von den vereinigten Wässern des Isonzos und der Idria erodiert wurde, ist einleuchtend. Die verkarstete Platte des Ternowaner Waldes wurde also im höheren Pliocän (Mittel-, Oberpliocän?) noch von einem großen Fluß durchquert. Dagegen hatten, wie ich mit Bestimmtheit angeben kann, die angrenzenden Plateauteile damals bereits vollständigen Karstcharakter.

Denn es wäre sonst unerklärlich, daß auf dem zirka 20 km langen Laufe des Čepovaner Tales zwischen Reavec im Norden und Fobca im Süden keine einzige, auch nur unbedeutende Seitenfurche in dessen Talboden einmündet. Die Niederschlagwässer der Plateauflächen müssen daher unbedingt auf unterirdischem Wege dem Čepovaner Flusse zugeführt worden sein.

Ich erachte hierdurch das Vorhandensein der Karsthydrographie, in den Kalkplateaus, die ich für das ältere Pliocän vermutet hatte, im höheren Pliocän als unbedingt erwiesen¹⁾. Die Gehänge des Čepovaner Tales und teilweise auch dessen Talboden sind stellenweise von einem gelblichen, sandigen Lehm erfüllt, welcher oft eine mehrere Meter starke Verkleidung der Böschungen bildet.

Die Hauptverbreitung dieser Gehängelehme liegt im Nordteil des Čepovaner Tales, und zwar an dessen Westgehänge. Der Lehm ist von den andersfarbigen, rezenten Erden deutlich zu unterscheiden. Fast allerorts enthält er zahllose kleine und größere Augensteingerölle. Stellenweise ist durch Feinerwerden des Korns ein Uebergang den sandig-schottrigen Lagen zu feinsandigem Lehm zu erkennen.

Aus diesen an den schönen, neuen Straßenaufschlüssen gewonnenen Erfahrungen schließe ich, daß der Gehängelehm im wesentlichen aus der Verwitterung, Zersetzung und Umlagerung der die Terrasse bedeckenden, altpliocänen Schotterdecke hervorgegangen ist. Es ist der kriechende Gehängeschutt und der Schwemmschutt, der, von der Terrasse abstammend, im Laufe langer Zeiträume während und hauptsächlich wohl auch nach Erosion der Čepovaner Furche talwärts gewandert ist.

Durch die Regenbäche gelangten seine feineren Partikelchen stellenweise bis in den trockengelegten Čepovaner Talboden und bildeten eine diesen lokal überziehende Decke von sandigem Lehm. Auf diese Weise erklärt sich die Tatsache, daß die gröberen Geröllager — abgesehen von ihrer primären Lagerstätte an der Terrassenkante — in den oberen Teilen des Gehänges anzutreffen sind, während die

¹⁾ Ein Hinweis auf das alte, unterirdische Entwässerungsnetz kann vielleicht in der Quelle östlich von Čepovan gesehen werden, wo nahe der Talsohle aus einem Schlund eine Wasserader zutage tritt, um unweit davon wieder im Boden zu versinken. Anzeichen rückschreitender Quellerosion sind an der Austrittsstelle zu erkennen. Hier und an einer ähnlichen Stelle oberhalb Reavec sind vielleicht Reste jenes alten, subterranean Rinnensystems erhalten, welches dem Niveaues Čepovaner Tales angepaßt war.

feinkörnigeren Lagen vorwiegend am tieferen Abhang und an der Talsohle wahrzunehmen sind. An mehreren Stellen konnte mit Sicherheit erkannt werden, daß die Augensteinschotter und Lehme nicht etwa eine primäre Anlagerung an die Talwand darstellen, sondern nach Art ihrer unteren Begrenzung am Gehänge abwärtsgeglitten sind.

c) Die Entstehung der Augensteine.

Auf Grund dieser Darlegungen glaube ich auch der Frage der Augensteinbildung näherzutreten zu können.

Die Augensteine führender Schotter erscheinen mir gewissermaßen als der Lösungsrückstand der altpliocänen Schotterdecke, welche durch Auflösung und Wegführung aller karbonatischen Bestandteile, durch Zersetzung und Verlehmung ihrer sonstigen verwitterbaren Komponenten beraubt wurde, während die aus Quarz, Hornstein und Quarzsandstein bestehenden Gerölle allen Angriffen zum Trotz erhalten geblieben sind. Im gleitenden Gehängelehm durch lange Zeiträume abwärts rutschend, in dessen sandiger Masse wie durch ein Schleifmittel geglättet und poliert, erlangten sie jenes eigentümliche Aussehen, welches in der Literatur unter der Bezeichnung „Augenstein“ bekannt ist.

Daß die Gerölle mit Annäherung an die Talsohle (des Čepovaner Tales) im zunehmenden Maße als Augensteine ausgebildet sind und daß eben dort kleinere Gerölle vorherrschen, kann nach dem Vorerwähnten kaum wundernehmen.

Die hier über die Entstehung der Augensteinschotter gewonnenen Erfahrungen stehen in schöner Uebereinstimmung mit den grundlegenden Resultaten Götzingers¹⁾ über die Bildung der Augensteine auf den Kalkhochflächen der Nordalpen. Auch Götzinger führt das Fehlen der karbonatischen Bestandteile auf sekundäre Auflösung der Kalkgerölle zurück.

Für das Problem der Augensteinbildung scheint sich aus meinen Studien noch das Resultat zu ergeben, daß der tatsächliche Fundort der Gerölle nicht der Stelle entspricht, an welcher sie abgelagert wurden, sondern schon ihre Existenz auf einen längeren oder kürzeren Transport im sandigen Gehängelehm hinweist, sei es, daß die Gerölle im Trichter einer Doline oder Karstmulde, sei es, daß sie an einem Berggehänge anftreten. Sicherlich befinden sie sich vielfach schon einige 100 m unterhalb ihrer ursprünglichen Ablagerungsstelle (auch in Karstmulden).

Ich habe für das Gebiet des Ternowaner Karstes die Ueberzeugung gewonnen, daß hier nicht eine Vielheit von Augensteinniveaus vorhanden ist, sondern nur eine einzige, altpliocäne, mächtige Schotteraufschüttung, von welcher aus in jüngerer Zeit durch kriechenden Gehängeschutt und durch Schwemmschutt Hänge und Karstmulden mit sandig-lehmigen Schotterresten überzogen wurden.

¹⁾ G. Götzinger, Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen. Mitt. d. k. k. Geogr. Gesellschaft in Wien 1913, pag. 52.

d) Die Bildung der Uvalen und Dolinen im Ternowaner Hochkarst.

Welche Karstformen in der Landschaft, die die Ternowaner Hochfläche gegenwärtig aufweist, reichen in die Bildungszeit des Čepovaner Tales zurück?

Für diese Frage ist es von Bedeutung, daß die breite Talsohle des Čepovaner Tales bedeutend geringere Verkarstungserscheinungen (Dolinenbildung etc.) aufweist, als die angrenzenden Hochflächen.

Wohl sind hier und da seichte Dolinen von meist geringem Umriß in die Sohle dieses Tals eingesenkt. Jene tiefen Karstmulden (Uvalen) und jene großen Dolinen, wie sie allerorts auf der Plateaufläche auftreten, sind hier nicht wahrzunehmen. Ich glaube daraus schließen zu dürfen, daß ein Teil der Verkarstung der Ternowaner Fläche bereits in die Zeit vor Entstehung des Čepovaner Tales zu setzen ist.

Der nördliche Teil des Ternowaner Plateaus wird von 2 tiefen Karstmulden durchzogen, welche eine ausgesprochene Nord-Südrichtung aufzeigen. Die östliche Mulde ist durch die Senke Draga-Spilencak-Cercek-Na Prevalu gegeben und besitzt bei einer Breite von nur wenigen 100 Metern eine Länge von zirka 5 km. Ihr tiefster Punkt liegt bei K. 788.

Die westliche Mulde beginnt bei K. 981 (östlich Koren), führt ostlich K. 931 vorbei und geht im Süden über Na Levpah hinaus. Sie zeigt bei K. 888 ihre tiefste Lage. (Siehe Fig. 1, punktierte Fläche.) Diese abflußlosen Mulden sind bis 200 m in die Oberfläche eingesenkt. In sehr auffälliger Weise stimmt der Verlauf dieser Depressionen mit den bereits früher erwähnten Störungen überein, deren Aufleben auch in der der Bildung der alten Landschaft nachfolgenden Zeit angenommen wurde.

Es liegt daher die Annahme nahe, daß an Stellen stärkerer Lockerung des Gesteinsgefüges eine besonders intensive Karsterosion wirksam war und die Bildung dieser langgestreckten, in ihrer Richtung von den Störungen abhängigen Uvalen hervorgerufen hat. Die östliche Karstmulde birgt an mehreren Stellen im Schoß ihrer Dolinen Reste einer Augensteinschotterdecke, die nach den höher gelegenen Terrassenresten zu urteilen bis über 100 m tief nachträglich eingesunken sind. Es liegt hier das Gegenstück zu den am Gehänge des Čepovaner Tales abwärts gleitenden, Augenstein führenden Gehängeschuttbildungen vor.

Ich vermute, daß der Beginn in der Ausbildung dieser großen Karstmulden wie überhaupt der tieferen und ausgedehnteren Dolinen in jene Zeiten zurückreicht, in welchen die reife Talform von „Čepovan“ in Entstehung begriffen war.

In den breitsohligen Karstmulden mit ihren weitausladenden Gehängekurven erblicke ich die karsthydrographischen Äquivalente der „fluviatilen“ Erosion, die das Čepovaner Tal und die tiefer eingeschnittenen, rezenten Täler geschaffen hat.

Ich vermute, daß solch ausgedehnte Wannen nur in sehr langen Zeiträumen entstehen konnten, wobei eine seitliche Ausweitung der auf dem Wege der Karsterosion entstandenen Oberflächenformen und ein Zusammenwachsen der sich bildenden Dolinen zu kleinen oder

größeren Mulden Platz gegriffen hat. Die an den jüngeren Flächen (zum Beispiel Talsoble des Čepovaner Tales) später einsetzende Karst-erosion schafft nicht mehr so tiefe und große Karstformen (Uvalen und Trichter), wie sie uns im Bereiche der altpliocänen Hochfläche entgegentreten.

Die beiden erwähnten großen Uvalen sind nicht bis zur selben Tiefe wie das „fluviatile“ Čepovaner Tal eingetieft worden, und zwar das diesem jungpliocänen Talboden näheregelegene tiefer, als das entferntere (Senke Na Levpah).

Aus meinen Angaben erhellt, daß sich im Ternowaner Karst neben dem reifen, fluviatilen Čepovaner Tal auch die Anzeichen eines frühreifen Karstes bemerkbar machen, welcher der spätreifen Landschaft (zum Teil Karstlandschaft im Cockpittstadium) der vorangehenden Epoche seine jüngeren Züge aufgeprägt hat. Diese treten in besonders markanter Weise entlang von Bruchstörungen zutage.

e) Ein höherpliocäner Talbodenrest am Westrande des Ternowaner Hochkarstes (Bate-Tal).

Im westlichen Teil des Ternowanerplateaus gelang es mir, den Verlauf eines zirka 6—7 km langen Trockentals nachzuweisen, welches von der Ortschaft Vrb über Bate und Ravne bis gegen Zabrado zu verfolgen ist, wo es in den hier flexurartig abgelenkten Rand des Čepovaner Tales einmündet.

Es ist durch einen Seitenhach des Čepovaner Flusses erzeugt worden, welcher wohl den westlichen Teil des Bainsizza-plateaus und den Kuk-Jelenikrücken entwässert hat. Da sein Einzugsgebiet zum beträchtlichen Teil in Fels gelegen war, welcher namhafte Wassermassen lieferte, war der Bach imstande, seinen längeren oberflächlichen Lauf zu behaupten. Auch dieses Tal zeigt, speziell bei Bate und Ravne durch seine breite Sohle den „reifen“ Charakter an. Die Plateaufläche fällt mit steilem Rande gegen dasselbe ab. Seine Höhenlage ist bei Vrb und östlich Jelenik über 600 m (K. 601, 629 m), bei Bate 589 m, bei Ravne (infolge Verbiegung) 520 m; Höhen, welche mit jenen des Čepovaner Tales übereinstimmen.

Wie aus der Karte zu ersehen ist, betrachte ich auch die Talböden, beziehungsweise Terrassenreste südwestlich Kal demselben Niveau zugehörig.

f) Terrassenreste des Čepovaner Niveaus im Isonzotal.

Am Isonzoknie bei St. Luzia sind prächtige, zweifelsohne dem Čepovaner Niveau angehörige Talbodenreste auf der Kuppe K. 509 (Tolmein Süd) und am Nordabhang von K. 588 wahrzunehmen. Erstere zeigt einen prächtigen Terrassenboden, letzterer bildet ein deutliches Eck¹⁾. Es sind zweifelsohne alte Isonzotalböden, welche noch jenem Laufstück dieses Flusses angehören, welches oberhalb des damals vom Isonzo durchströmten Čepovaner Talboden gelegen war.

¹⁾ Bezeichnung nach J. Šolc in „Eine Frage der Talbildung“. Bibliothek geogr. Handbücher. Festband. Albrecht Penck. Stuttgart 1918.

Aus dem im leichter erodierbaren Flyschgebiet gelegenen Isonzotal unterhalb St. Luzia sind mir keine deutlichen Terrassenreste, die diesem Niveau zuzuzählen wären, bekannt geworden. Uebrigens floß der Isonzo damals sehr wahrscheinlich nicht auf dieser Strecke, sondern durch die östlich gelegene Čepovaner Rinne.

Am Kamm des Kolowrat sah ich bei Kostanjevica (Δ 646) eine den Rücken quereude Trockenrinne, die nach ihrer Höhenlage dem Čepovaner Niveau zuzuzählen ist.

g) Terrassen vom Alter des Čepovaner Tales im Veitsberger Plateau und im Idricatal.

Am Veitsberger Plateau fand ich zwischen Pečine und Veitsberg eine Anzahl von Trockentälchen auf, welche in die altpliocäne Oberfläche eingesenkt erscheinen und eine noch teilweise oberirdische Entwässerung des Gebietes zu ihrer Bildungszeit anzeigen.

Ihr Niveau (von 600 m auf zirka 580 m sich absenkend) stimmt mit jenem des gegenüberliegenden Čepovaner Tales überein. Die Tälchen sind durch diesem zustrebende Seitenbäche gebildet worden. Auch die karsthydrographischen Aequivalente dieser und der jüngeren Talböden konnten hier aufgefunden werden. Sie sind besonders in dem Uvala von Ponikve und jenem von „Polje“ (bei Veitsberg) erkennbar. Diese Karstmulden sind 30—50 m in die altpliocäne Landschaft wannenförmig eingesenkt.

An ihren Rändern konnten abgerutschte Reste der alten Schotterdecke nachgewiesen werden. (Siehe pag. 30.)

Das Veitsberger Plateau zeigt daher in etwas verkleinertem Maßstab dasselbe Bild wie die Ternowaner Platte.

Ein Unterschied macht sich jedoch in folgendem geltend:

Zur Ausbildungszeit des Čepovaner Tales wurde die Ternowaner Fläche auf dem Wege normaler Erosion und insbesondere auf jenem der Karsthydrographie vermöge einer starken Hebung abgetragen; das Veitsberger Plateau hingegen änderte während dieser Zeit nur wenig seine Niveaulage. Deshalb sind in ersterem ältere und jüngere Erosionsformen schärfer voneinander geschieden und durch große Niveauunterschiede getrennt, in letzterem hingegen nahe einander gerückt, stellenweise sogar ineinander verfließend.

Der Formenschatz des Veitsberger Plateaus bestätigt somit die Auffassung, daß diese Scholle an der Hebung des Ternowaner Plateaus damals nur in geringem Maße teilgenommen hat und daß daher der beide Plateauflächen trennende Idrianer Bruch noch in pliocäner Zeit in Wirksamkeit gewesen ist.

Eine sehr auffällige Terrasse, schon von Kossmat erwähnt, ist am Ostrande des Veitsberger Plateaus bei Poljice wahrzunehmen. Ihre Seehöhe ist 533 m. Sie ist zweifelsohne von der Idria gebildet worden. Seither hat eine Abdrängung des Flusses gegen Süden stattgefunden, was wohl auf den Einfluß der von Norden her einmündenden Seitenbäche zurückzuführen ist.

Interessant ist die Frage nach dem Alter der eigentümlichen, hogenförmigen Schleifen des Idricaflusses zwischen Tribuša und Straža (Reka). Mag auch seither an diesen eine seitliche Verschiebung der Krümmung stattgefunden haben¹⁾, so reicht doch ihre Anlage im wesentlichen bereits in das Unterpliocän zurück. Denn die den Idricafluß einsäumenden Plateauflächen von Veitsberg und Šrebelje, welche meist mit scharfem Rand an den Fluß herantreten, lassen nur wenig Raum für die Verschiebung der Flußwindungen seit dem Beginn ihrer Eintiefung zwischen sich.

Ihre erste Anlage ist daher ebenso wie die Krümmung des Čepovaner Tales mindestens in die Zeit der altpliocänen Landschaft zu setzen. Es liegen demnach eingesenkte Flußkrümmungen vor.

5. Störungsphase nach Ausbildung des Čepovaner Talniveaus.

Die sicher nachweisbaren Störungen, welche nach der Bildung des Čepovaner Tales eingetreten sind, finden, wie schon Kossmat gezeigt hat²⁾, ihren Ausdruck in einer sattelförmigen Aufwölbung der Ternowaner Platte und in einem flexurähnlichen Abbruch derselben gegen SW am Bruch von Globna-Gargaro³⁾. Die Flexur beginnt bei Fohca und senkt den Čepovaner Talboden rasch ab. Meiner Auffassung nach ist der in der streichenden nordwestlichen Verlängerung der Flexur von Fohca gelegene rasche Abfall des Batetales eine Fortsetzung dieser jugendlichen Abbiegung. Bei diesen jungen Bewegungen wurde der Ternowaner Hochkarst und das Veitsberger Plateau in gleicher Weise emporgewölbt und hierdurch die Erosionstätigkeit der Flüsse neu belebt.

Mit mancherlei Unterbrechungen (in präglazialer Zeit, im älteren und jüngeren Diluvium) dauert die Tiefenerosion des Isonzos bis auf den heutigen Tag fort.

Das wichtigste Ergebnis der letzten Erosionsphase ist die Verlegung des Isonzolaufes aus dem Čepovaner Tal in seine heutige Rinne. Wie schon Kossmat wahrscheinlich gemacht hat, ist diese Erscheinung durch Anzapfung des Isonzolaufes oberhalb Tolmein von seiten einer im leicht erodierbaren Flysch arbeitenden Wasserader erfolgt. Hierbei spielt wohl noch der Umstand mit, daß der Isonzo durch die stärkere Hebung der Ternowaner Platte im Osten gegen Westen hin abgedrängt wurde, da in seinem alten Bette die Tiefenerosion mit der aufsteigenden Schollenbewegung nicht mehr gleichen Schritt halten konnte.

Im Flyschgebiete erzeugte die postpliocäne (und spätpliocäne) Erosion eine tiefgreifende Gliederung der Berghänge und eine meist sehr weitgehende Zerstörung der älteren Landformen.

Im Kalkgebiet dagegen beschränkt sie sich auf die Weiterausbildung der Karsthydrographie und auf ein Verschwinden auch der

¹⁾ Die ebenerwähnte Terrasse von Poljice deutet auf eine solche.

²⁾ Die morphologische Entwicklung etc. pag. 37.

³⁾ Ein beträchtlicher Teil dieser Bewegungen ist noch jünger als das präglaziale Niveau.

letzten Spuren oberflächlicher Entwässerung (mit Ausnahme des Isonzolaufs zwischen Piava und Görz, der auch heute noch im Kalkgestein oberflächlich fließt).

Wie sonst im Karste, bildete sich auch hier in der Landoberfläche, speziell an den Ebenheiten und den weniger steil geneigten Hängen, das stark verzweigte Dolinensystem weiter aus, ergriff Gebiets- teile, die davon bisher noch verschont geblieben waren, vergrößerte die vorhandenen Karsttrichter und erzeugte sekundäre, parasitäre Dolinen in letzteren.

Die allmähliche Ausgestaltung dieser Karstformen führte durch Erniedrigung der die einzelnen Dolinen trennenden Kämme auch zu einer geringen Abtragung des allgemeinen Landniveaus. Ueberall, wo Flyschgesteine in das Kalkgebiet eindringen, greift auch die normale Erosion zerstörend in das Plateauland ein. Der tiefe Avšekgraben (der bei Auza in das Isonzotal mündet) und das Kostanjevicatälchen (nördlich Slap) sind hierfür die besten Beispiele.

Am großartigsten ist aber die zerstörende Wirkung der jungen Erosion am Westhange des Tribušatals wahrzunehmen (Seitental der Idrica). Gewaltige Anrisse am Gehänge haben hier bedeutende Gesteinsmassen noch in jüngster Zeit zum Absturz gebracht. Man kann in klarer Weise erkennen, wie die von dem tiefgelegenen Tribušatal ausgehende, rückschreitende Erosion den kleinen Rest der alten Hochfläche, der diese Furche noch vom Čepovaner Tal trennt, auflöst und abträgt. An der Westseite des Tribušatals entstand dadurch ein Schichtstufenbau. Die gegen Westen absinkende Schichtplatte besteht aus triadischen Kalken mit Zwischenlagen weicherer Schiefer und Sandsteine des „Raibler Niveaus“. Die härteren Kalkbänke treten hier als Absätze im Terrain deutlich hervor und werden von obsequenten Seitenbächen zergliedert, während die sanfter geneigten Ostgehänge von resequenten Wasseradern durchschnitten sind. (Fig. 3.)

Als eine dieser jüngeren Erosionsphase angehörige, den früher erwähnten Uvalen vergleichbare Karstform betrachte ich das Becken von Britof-Gargaro, welches an der noch nach Ausbildung des Čepovaner Tales aufliebenden Bruchstörung Globna-Gargaro entstanden ist. Es hat unter der Mitwirkung der aus dem angrenzenden Flyschgebiet eindringenden Wasser seine tiefe Auswaschung und unterirdische Ausräumung erfahren. In den randlichen Ponoren sinken auch gegenwärtig noch bedeutende Wassermassen hinab. Vgl. Taramelli loc. cit.

6. Der präglaziale Talboden.

Penck und Brückner haben in weiter Verbreitung in den Südalpen die Existenz eines „präglazialen“ Talbodens erwiesen. Im Isonzotal zwischen Karfreit und Görz unterschied Brückner¹⁾ die Reste eines höheren und eines tieferen Terrassenniveaus, von welchem er ersterem mutmaßlich pliocänes Alter zuschreiben möchte, während er letzteres als mögliches Aequivalent des präglazialen Niveaus ansieht.

¹⁾ Alpen im Eiszeitalter.

Die tiefere Terrasse zeigt nach Brückner ein Absinken von 500 *m* bei Karfreit auf 300 *m* bei Tolmein. Talabwärts ist dieses untere Niveau nicht mehr entwickelt¹⁾. Die höhere Terrasse besitzt nach demselben Forscher im Isonzotal zwischen Karfreit und Tolmein eine Seehöhe von 700 *m*, beziehungsweise 500 *m*. Zwischen Tolmein und Görz sind nach Brückner die zugehörigen Terrassen in Seehöhen von 450 *m* (bei Auzza) bis 400 *m* (bei Britof-Descla) anzutreffen.

Gründe bestimmen mich jedoch zu einer etwas abgeänderten Parallelisierung der Terrassenniveaus.

Im Isonzotal zwischen St. Luzia und Görz (Descla) unterscheide ich folgende, vorquartäre Niveauflächen:

- I. Die altplocäne, spätreife Landschaft (700—900 *m* Seehöhe).
- II. Den jüngeren (höherplocänen) Talhoden (= Čepovaner Talniveau) 450—650 *m* hoch.
- III. Eine oberplocäne oder präglaziale Talterrasse (= Brückners höheres Terrassenniveau) 300—450 *m* hoch.

Im Isonzotal zwischen Tolmein und Karfreit fand ich folgende, gegen Westen ansteigende Niveaus auf:

- I. Die altplocäne, spätreife Landschaft (700—1000 *m*).
- II. Das jüngere, höherplocäne Niveau in 520—700 *m* Seehöhe (= Brückners obere Terrasse).
- III. Eine oberplocäne-präglaziale Talterrasse in 430 *m* bis über 500 *m* Seehöhe (= Brückners untere, vermutlich präglaziale Terrasse).

Angesichts der gleichartigen Uebereinanderschaltung von drei Niveaus in beiden Strecken des Isonzotals möchte ich die mit gleichen Ziffern (I—III) bezeichneten Terrassen auch zeitlich aneinander gleichstellen. Niveau II würde dem Čepovaner Talboden, Niveau III den präglazialen Talresten entsprechen. Allerdings zeigt Niveau III bei Tolmein nur eine Höhenlage von etwa 430 *m*, talabwärts hiervon bei Auzza eine solche von 450 *m*.

Ich glaube aber, daß die größere Höhenlage der Terrassen in letzterer Gegend auf jüngere Krustenbewegungen zurückzuführen ist. In dieser Ansicht werde ich dadurch bestärkt, daß die parallel zur Isonzotalstrecke Auzza—Descla verlaufende Čepovaner Rinne eine ähnliche Verbiegung erkennen läßt. Die 450 *m* hoch gelegenen Talhodenreste bei Auzza liegen in der streichenden, westnordwestlichen Fortsetzung der stärksten Aufwölbung des Čepovaner Tales. Die Verbiegung der „Čepovaner“ Talsohle ist aller Wahrscheinlichkeit nach während jener Zeit entstanden, als im Gefolge dieser Aufwölbung der Terno- waner Platte der Isonzo bis beiläufig zur gegenwärtigen Talsohle²⁾ in spätplocäner und altquartärer Zeit in die Tiefe erodiert hat. Der größere Teil dieser Erosionsleistung, etwa fast zwei Drittel des Gesamteffektes, fällt in die Zeit nach Ausbildung des mit II bezeichneten,

¹⁾ Angenommen Riedel bei Auzza in 220 *m* Höhe, die aber jünger sein dürften.

²⁾ Diese liegt nur wenig tiefer als die Sohle des Isonzo unmittelbar vor Entstehung der „interglazialen“ Konglomerataufschüttung.

„präglazialen“ Terrassenniveaus. Es ist daher nur sehr wahrscheinlich, daß auch ein entsprechender größerer Anteil der korrelaten tektonischen Verbiegungen erst in der Zeit nach Entstehung des präglazialen Terrassenniveaus II stattgefunden hat.

Im Bereiche des studierten Raumes rechne ich folgende Terrassenreste zum „präglazialen“ Niveau:

Nördlich Tolmein erhebt sich, aus härterem Dolomit erbaut, der Tolmeiner Schloßberg, als ein durch glaziale Erosion isolierter Rest eines alten Niveaus. Seine Seehöhe ist 428 *m*.

Dagegen halte ich den Felskern der Terrasse von St. Mareo, nördlich Tolmein (K. 298) für eine jüngere, quartäre Terrasse, zumal er im Niveau der älteren, quartären Konglomerataufschüttung gelegen ist.

Als ein aus präglazialer Zeit stammendes Seitentälchen des Isonzos betrachte ich jene Trockenfurche, welche durch den Ort Lubino (K. 384—424) gekennzeichnet ist. Das ehemalige (präglaziale) zugehörige obere Talstück wurde vermutlich von der Bachfurche gebildet, die von der Kobilina glava (K. 1474—1481) sich herabzieht. Gegenwärtig setzt sich letztere unmittelbar zur Bača fort. Das Landschaftsbild läßt es aber äußerst wahrscheinlich erscheinen, daß der Bach in präglazialer Zeit noch über die Senke von Lubino direkt dem Isonzo zugeflossen ist und erst später durch Zerschneidung des trennenden Rückens zur Bača abgelenkt wurde.

Im Tale des Knežabaches (Seitenbach der Bača) sind deutliche Terrassen als Gehängeleisten in einer Seehöhe von 445—430 *m* entwickelt¹⁾.

Im Isonzotal zwischen St. Luzia und Plava steigen die schon von Brückner beschriebenen deutlichen Riedel von 383 *m* (bei Plava) bis 450 *m* bei Ajba (westlich Auzza) an, von wo an das als präglaziale angesehene Niveau als scheinbar rückläufige Terrasse in stark zerschnittenen Resten bis ins Tolmeiner Becken zu verfolgen ist. (Seehöhe 400—430 *m*.)

Sehr deutliche Terrassenreste sind im Avsčegraben, der bei Auzza ins Isonzotal mündet, als breite Gehängeleisten (K. 483, K. 469 Levpa) entwickelt.

Die breiten Gesimse, welche dem präglazialen Talniveau zugehören, zeigen an, daß damals ausgereifte Talformen vorherrschend waren.

Diesem Entwicklungsstadium entsprechend muß das ursprüngliche Gefälle ein geringeres gewesen sein, als es gegenwärtig die präglazialen Talböden streckenweise erkennen lassen (Auzza-Plava, Tolmein-Karfreit). Es ist durch jüngere Verbiegung verstärkt worden.

Störungsphase nach Entstehung des präglazialen Niveaus.

Schon in den vorigen Kapiteln wurde auf die Anzeichen beträchtlicher Vertikalbewegungen und Verbiegungen, welche die Scholle am Isonzo und an der Idrica in jugendlicher Zeit betroffen haben,

¹⁾ Außerhalb des auf Fig. 1 dargestellten Bereichs.

hingewiesen. Die gewölbeartige Aufbiegung der Ternowaner Platte mit der Linie Auzza—Čepovan als Achse, ist, wie erwähnt, vermutlich zum größeren Teil erst in die Zeit nach Ausbildung des präglazialen Niveaus zu setzen. Der Isonzo und die Idrica schneiden sich in die ungleichmäßig gehobene Platte 200—300 m tief ein.

Ältere, interglaziale, älterquartäre Aufschüttung:

Die Quartärgeschichte des Isonzogebiets soll in dieser Arbeit nicht weiter besprochen werden, da ihre Darstellung einer separaten Publikation vorbehalten bleibt. Nur ganz kurz sei darauf hingewiesen, daß im Becken von Tolmein und St. Luzia bis gegen Auzza Reste einer älteren interglazialen (älterquartären) Talverschüttung nachzuweisen sind. Bestimmte Gründe beweisen klar, daß diese Ablagerungen nicht glaziale Bildungen darstellen, sondern zu einer Zeit entstanden sein müssen, als das Isonzogebirge unvergletschert war. Die Annahme eines interglazialen Alters dieser Bildungen hält auch Brückner¹⁾ für begründet.

Jüngere, eiszeitliche Geschichte.

Die ältere, quartäre Verschüttung im Isonzotal (Idricatal) wird noch vor Eintritt der jüngeren Eiszeiten durch neuerliches Einschneiden der Flüsse der Hauptsache nach wieder ausgeräumt.

Der Zeit der älterquartären (interglazialen) Aufschüttung folgt also eine neuerliche Erosionsphase nach.

Die jüngeren, glazialen, fluvioglazialen und limnischen Sedimente schließen sich eng an die Geschehnisse der Würmzeit an, deren Darstellung außerhalb des Rahmens vorliegender Studie steht.

Zusammenfassung.

Als spezielle Resultate dieser Studie betrachte ich:

1. Den Nachweis einer im nördlichen Ternowaner Wald verbreiteten Flußschotterdecke und ihre Einfügung in das Bild der Landschaftsentwicklung. (Flußterrasse!)

2. Die Erklärung der Bildungsweise der Augensteinschotter. Sie werden als Lösungs- und Verwitterungsrückstand einer fluviatilen Ablagerung angesehen und ihre Entstehung wird durch Abgleiten an den Talhängen und durch Einsacken (bis einige 100 m) in die unter der Schottermasse zur Ausbildung gelangenden Dolinen gedeutet.

3. Den Nachweis einer vermutlich schon im Altpliocän, zweifelsohne aber im höheren Pliocän (Čepovauer Niveau!) vorhandenen Verkarstung der Kalkhochfläche. (Uvalen als karsthydrographische Äquivalente der jüngeren fluviatilen Erosionsformen.)

4. Den Beweis für das hohe Alter der Talkrümmungen des Čepovauer Tales und des Idricatales (eingesenkte Talwindungen).

¹⁾ Loc. cit.

5. Den Nachweis für die sehr wahrscheinlich noch im älteren Quartär andauernde Aufwölbung des Ternowaner Karstes, welche ich auch als Ursache für die Verbiegung der präglazialen Isonzotal im Niveaus betrachte.

Man kann die Entwicklung der Plateaugebiete beiderseits der unteren Idrica in ihrem Entwicklungsgange nachstehend charakterisieren:

Aus einer nicht näher zu definierenden Ausgangsform hat sich im Altpliocän eine spätreife Landschaft herausgebildet, die teils auf dem Wege normaler Erosion, teils unter der Herrschaft der Karsthydrographie geschaffen wurde. Ein mächtiger Fluß, der die Wasser der Idrica und sehr wahrscheinlich auch jene des Isonzos mit sich geführt hat, querte damals in breitsohligem Tal die Ternowaner Platte, bei deren spätem Ausreifen eine ausgedehnte Schotterbasis anlegend.

Eine intensive Hebung leitet einen zweiten geographischen Zyklus ein, wobei alte Bruchstörungen zu neuer Tätigkeit erwachen. Der reife Talboden der Čepovaner Furche, das Batetal und verschiedene kleine Rinnen im Veitsberger Plateau deuten auf eine erste, das präglaziale Niveau auf eine zweite, länger andauernde Unterbrechung der Tiefenerosion hin. Die Uvalen und größeren Dolinenzüge betrachte ich als karsthydrographische Korrosionsäquivalente der jungen Erosionsformen. Das Quartär bedeutet einen vielfachen Wechsel von Lateralerosion, Aufschüttung und Einschneiden in die Tiefe. Für die Andauer stärkerer Verbiegungen auch noch im älteren Quartär konnte Beweise beigebracht werden¹⁾.

In dem Aufsteigen des Plateaugebirges und in der Anpassung des Flußsystems daran, offenbart sich jenes wunderbare Wechselspiel zwischen den zerstörenden und nenschaffenden Kräften der Natur, welche letztere trotz der gewaltigen Abtragung siegreich aus dem Streite hervorgegangen sind. Sie haben jenes Gebirgsland erzeugt, an dessen Kämmen und Hängen durch drei Jahre hindurch der Boden mit dem Blute tausender Kämpfer getränkt wurde.

Abgeschlossen zu Kapfenstein im Jänner 1920.

¹⁾ Auf geringfügige, mutmaßliche Verbiegungen in jungquartärer Zeit wird an anderer Stelle hingewiesen werden.

Der Flysch in der Umgebung von Oberstdorf im Allgäu.

Von Dr. Max Richter.

Mit 8 Textfiguren.

Im vergangenen Sommer setzte ich meine 1919 begonnenen Beobachtungen im Flysch der Allgäuer Alpen weiter fort. Während ich früher mein Hauptaugenmerk auf den Wildflysch richtete, dehnte ich im letzten Sommer meine Untersuchungen auf den ganzen Flysch aus.

Eingebendere Forschungen nahm ich in dem Gebiet um Oberstdorf herum vor, in einem Gebiet, das als Eckpunkte etwa den Bolgen, 1712 m, im NW, Mittelberg im Breitachtal im SW und die Gaisalpe im NO hat. Oestlich und südlich wird das Gebiet durch den Erosionsrand der oberostalpinen Allgäudecke begrenzt.

Ferner zog ich in den Kreis meiner Beobachtungen die Umgebung von Hindelang, dann das Gebiet um den Grünten und den Flysch beiderseits der oberen Iller.

Es sind das Gebiete, die bisher sehr stiefmütterlich behandelt wurden; gerade im Allgäu lag die Flyschforschung bis heute im Argen. Die meisten Forscher, die sich bis jetzt damit im Bregenzerwald oder im Allgäu befaßten, schildern den Flysch als einen einförmigen Komplex, in dem regellos miteinander wechsellagern „Ton- und Mergelschiefer, Kalke, Kieselkalke, Sandsteine, Breccien und Konglomerate“. (Mylius.⁷*)

Daß von einer solchen Wechsellagerung nicht die Rede sein kann, sondern daß es sich um ziemlich scharf gegeneinander abgrenzbare Schichtfolgen handelt, werden meine Ausführungen zeigen.

A. Stratigraphische Verhältnisse.

Folgende Hauptgliederung des Flysches läßt sich in der Umgebung von Oberstdorf durchführen (von oben nach unten):

IV. Sandsteinzone. (Oberzollbrücker Sandsteine.)

III. Quarzitzzone.

II. Kalkzone.

I. Wildflysch.

Auf das Alter der einzelnen Zonen werde ich später in einem besonderen Abschnitt näher eingehen.

*) Die Zahlen beziehen sich auf das Literaturverzeichnis am Schluß der Arbeit.

I. Der Wildfysch.

Seine Zusammensetzung ist, wie schon der Name sagt, eine sehr wilde, das heißt also bunte, und die verschiedensten Gesteinsarten sind in ihm enthalten. Der Hauptsache nach besteht er aus bräunlichgrauen sandigen Mergeln mit mehr oder minder großem Kalkgehalt. Dünnschliffe zeigen, daß in einer bräunlichen Kalkgrundmasse viele eckige Quarzkörner liegen bis zu 0.4 mm Größe, ebenso viele Glaukonitkörner bis 0.2 mm groß.

Diese sandigen Mergelschiefer sind sehr reich an Foraminiferen, folgende Arten konnte ich bestimmen:

Globigerina cretacea d'Orb.

Oligostegina laevigata Kaufm.

Textularia globulosa Ehrenbg.

Rotalia sp.

Cristellaria sp.

Diese Mergel bilden den charakteristischsten Bestandteil des Wildfysches und sind fast überall vorhanden.

Daneben treten noch andere Sedimente auf, wie graue karbonatreiche Schiefer von sehr feiner Beschaffenheit, die kaum Einschlüsse enthalten. Sie finden sich nur lokal, so zum Beispiel am Weg, der von Oberstdorf durch die Trettachanlagen zum Moorbad führt, ziemlich am Anfang des Weges.

Ferner finden sich, aber auch nur lokal, ziemlich grobe Sandsteine, so zum Beispiel wenig oberhalb der Breitachbrücke (Straße Oberstdorf—Langenwang) auf der rechten Bachseite. Der Sandstein ist karbonatreich und enthält in großen Mengen Glimmer (hauptsächlich Muskovit, wenig Biotit). Beim Verwittern werden die grauen Sandsteine braun. Weiter stehen an diesem Aufschluß glatte ebenspaltende Kalkschiefer von dunkelgrauer Farbe an.

Verfolgen wir an der Breitach das Profil bachaufwärts, so stellt sich bald typischer Wildfysch ein mit exotischen Blöcken.

Als weiterer Bestandteil des Wildfysches finden sich rote und grüne Schiefer, und zwar sind sie an den oberen Teil desselben gebunden und schließen den Wildfysch nach oben hin ab. Die Schiefer sind sehr bröcklig und weich und zerfallen meist zu kleinem Grus. Ihre Mächtigkeit ist großen Schwankungen unterworfen. So sind sie am Weg Oberstdorf—Gruben (westliche Trettachseite) nur zirka 2 m mächtig. (Sie sind aufgeschlossen gleich nach der Abzweigung des Weges, der zum Moorbad hinauf führt. Schon vor der Wegabzweigung sind an einer Stelle rote und grüne Schiefer aufgeschlossen, die ich bereits früher beschrieben habe.)¹⁰⁾ Weit mächtiger sind sie dagegen im unteren Reichenbachtobel und am Edmund Probstweg. (Freibergsee-Höllwiesen.) Dann auch bei Hindelang.

Primäre Breccien sind im Wildfysch gar nicht oder nur selten vorhanden.

Was den Wildfysch aber eigentlich als solchen charakterisiert, sind seine merkwürdigen Einschlüsse an fremden Bestandteilen, die

ja als „exotische Blöcke“ hinreichend bekannt sind. Die exotischen Blöcke finden sich überall im Wildflysch des Allgäus und des Bregenzer Waldes mindestens ebenso zahlreich wie in der Schweiz. Nachdem ich letztes Jahr bereits auf ein neues Vorkommen aufmerksam machte, haben sich nach meinen neuen Beobachtungen im Sommer 1921 die Vorkommen dutzendweise vermehrt, denn überall, wo Wildflysch auftritt, finden sich auch die exotischen Blöcke. Sie zeigen damit sogleich, welche große Verbreitung der Wildflysch im Allgäu besitzt, eine Verbreitung, die bis jetzt nahezu unbekannt war.

Die besten Aufschlüsse in der Umgehung von Oberstdorf sind folgende: Längs der Trettach von der Dummelsmooser Brücke an (auf der östlichen Bachseite) aufwärts bis zum Faltenbach; dann am Kühberg und auf der gegenüberliegenden Bachseite längs des Weges zum Moorbad. Von Oberstdorf etwas weiter entfernt liegen gute Aufschlüsse am Wege ins Robrmooser Tal (besonders unten am Bach); an der Breitach direkt unterhalb Wasach (auf beiden Talseiten), dann bei der Walserschanz in den Tobeln, die zum Söllereck hinaufführen. Weitere Aufschlüsse sind ferner im unteren Reichenhachtobel und im Tal der Schönberger Ach auf der Südseite des Bolgen.

Bei Hindelang steht typischer Wildflysch mit exotischen Blöcken im Wildbachtobel an, ebenso findet er sich am Schachtobelweg, der von Vorderbindelang nach Gailenberg führt.

Was nun die exotischen Blöcke selbst betrifft, so ist ihre Zahl Legion und die Spezialbeschreibung derselben würde eine Arbeit für sich bilden; nur einige will ich aus der großen Zahl herausgreifen. Vorher sei aber noch folgendes bemerkt:

Die kristallinen Blöcke überwiegen bei weitem über die sedimentären, es finden sich also vorwiegend Blöcke von Glimmerschiefern, Gneisen und auch Graniten. Die Glimmerschiefer vom Kühberg bei Oberstdorf habe ich ja bereits beschrieben¹⁰⁾.

Von sedimentären Blöcken finden sich besonders Oelquarzite, dichte graue Kalke, Sandkalke, Sandsteine und Breccien.

Sämtliche Blöcke sind meist mehr oder weniger metamorph verändert, die Metamorphose ist aber älter als die Einsedimentierung in den Wildflysch, denn dieser ist nicht metamorph.

Die Größe der Blöcke ist außerordentlich variabel, von großen meterlangen Platten geht sie herab bis zu nußgroßen oder noch kleineren Fragmenten. Die Blöcke sind nie oder nur höchst selten gerundet, niemals aber so gerundet, wie Gerölle durch Flußtransport gerundet werden. Meist sind sie von plattiger oder regellos eckiger Gestalt. So ist ein solcher exotischer Sandkalkblock von über 1 m³ Größe in den Trettachanlagen am Wege von Oberstdorf zum Moorbad gut aufgeschlossen.

Die Blockführung ist im Wildflysch nicht auf bestimmte Zonen beschränkt, sondern geht in regelloser Verteilung durch den ganzen Wildflysch hindurch. Sie ist an der einen Stelle größer als an der anderen, so daß es Stellen gibt, die fast blockleer sind, während nicht weit davon eine Häufung von Blöcken vorhanden ist.

Im folgenden seien nun einige Blöcke näher beschrieben:

1. Quarzporphyr. Trettachanlagen unterhalb Inselhaus. Sehr frisches Gestein mit dichter grauer Grundmasse, außen mit brauner Rinde überzogen. Als Einsprenglinge weißer Orthoklas in tafeligen Kristallen, bis 6 mm groß. Ferner grauer glasiger Quarz bis 3 mm groß. Kleine Putzen von Schwefelkies.

2. Quarzdiorit. Weg an der Breitach unterhalb Wasach. Gestein stark zersetzt, von grünlicher Farbe. Bestandteile: Saurer Plagioklas, massenhaft, mit spärlichen Ausnahmen vollkommen zersetzt. Quarz, xenomorph, nicht so häufig wie Plagioklas, mit diesem schichtgranitähnlich verwachsen. Glimmer vollkommen in Chlorit und Eisenerz umgewandelt. Apatit, häufig, in Nadeln und kleinen Kristallen. Zirkon, nicht selten in kleinen Kristallen. Kalkspat, sekundär auf Klüften und Rissen.

3. Sandkalk. Trettachanlagen. In dichter Kalkgrundmasse liegen kleine eckige Körnchen von Quarz, 0.05—1.1 mm groß. Ferner Muskovit in einzelnen kleinen Fetzen, dann wenig Glaukonit und Putzen von Schwefelkies. Das ganze Gestein ist durchsetzt von Foraminiferen, leider sind aber alle Schälchen mehr oder weniger zerbrochen, so daß eine Bestimmung unmöglich ist.

Im Schliff zeigt sich, daß das Gestein eine streifenförmige Struktur besitzt, indem Streifen, die mehr Einstreulinge von Quarz euthalten, mit solchen von weniger Einstreulingen abwechseln. Diese Streifen liegen nicht horizontal, sondern sind gefaltet, was eine Verpressung des Gesteins anzeigt.

4. Feinkörniger karbonatischer Sandstein. Böden bei Mittelberg im kleinen Walsertal. Bindemittel Kalkspat. Einstreulinge: Quarzkörner, eckig, 0.2—0.5 mm groß. Muskovit in Fetzen, häufig. Apatit in kleinen runden Körnern. Chlorit, sehr wenig. Kalkbrocken, bis 0.3 mm groß. Schwefelkies in einzelnen Putzen.

5. Grobkörniger Glaukonitsandstein. Trettachanlagen unterhalb Inselhaus. Bindemittel amorphe Kieselsäure. Auf Klüften und Hohlräumen Kalkspat. Einstreulinge: Quarzkörner, eckig, bis 2 mm groß, stark zerbrochen. Glaukonitkörner, bis 4 mm groß. Muskovit, in einzelnen Fetzen. Biotit, ebenso. Apatit in kleinen runden Körnern. Eisenerz.

6. Dichter grauer Kalk. Trettachanlagen gegenüber Inselhaus. Hornsteinartig mit muscheligen Bruch, durchsetzt von Kalkspatadern. Auf Rissen und Klüften haben sich kleine würfelige Kristalle von Schwefelkies abgesetzt.

7. Dichter grauer Kalk. Böden bei Mittelberg im kleinen Walsertal. Mit Nr. 6 hat das Gestein nichts zu tun. Es ist stark zerquetscht und flasrig, von schwarzen Tonhäuten durchzogen. Risse sind durch Kalkspat verkittet. Dieses Gestein erinnert stark an Seewenkalk (oder unterostalpinen Malm?), doch konnte ich im Dünnschliff keine Foraminiferen finden.

8. Oelquarzit. Trettachanlagen oberhalb Inselhaus. Bindemittel (spärlich vorhanden) an den meisten Stellen amorphe Kieselsäure, an

manchen Stellen Kalkspat. Einstreulinge: Quarz, teils eckig, teils gerundet, bis 0.5 mm groß. Glaukonit, bis 0.3 mm groß. Turmalin von brauner Farbe. Zirkon. Eisenerz.

Die grüne Farbe des Gesteins rührt her von den zahlreichen Glaukonitkörnern; diese sind am Rande meist mehr oder weniger ausgefranst und gehen in das Bindemittel über.

9. Grüne polygene Breccie. Walserschanz und Rohrmöoser Tal. Diese Breccie besitzt eine außerordentlich bunte Zusammensetzung. Ihre Bestandteile sind:

- a) Grüne Granite, bis über 1 cm große Brocken.
- b) Grüne und graue Hornsteine, bis über 3 cm groß.
- c) Weißer Quarz, teils rund, teils eckig, bis 1 cm groß, besonders häufig.
- d) Glimmerschiefer, über 1 cm groß, selten.
- e) Schwarze Tonschieferbrocken, bis über 2 cm groß.
- f) Quarzitbrocken von brauner bis rötlicher Farbe, bis 2 cm groß; nicht häufig.
- g) Dichter grauer Kalk mit schlecht erhaltenen Foraminiferen in Brocken, bis 0.4 cm groß.
- h) Bruchstücke von Inoceramenschalen (oder Pinna?), bis 0.6 cm groß.

Die Grundmasse der Breccie ist ein bräunlicher kalkreicher Mergelsand, in dem große, aber schlecht erhaltene Foraminiferen liegen. Ferner enthält das Bindemittel Glaukonitkörner in großer Menge.

Die Breccie hat eine auffallende Ähnlichkeit mit der Falknisbreccie der Falknisdecke, doch machte mich Herr Geheimrat Steinmann darauf aufmerksam, daß die Grundmasse bei der Falknisbreccie ein reiner dichter Foraminiferenkalk von grauer Farbe ist, ohne Sandgehalt und Glaukonit. Die grünen polygenen Breccienblöcke im Wildflysch dürften also jünger als Oberjura sein.

Dagegen liegen im Bonner Institut lithologisch völlig identische Stücke einer Breccie, die O. Welter aus dem Futschöltal im Unterengadin mitbrachte.

Die Mächtigkeit des Wildflysches ist schwankend, im Durchschnitt beträgt sie 200—300 m.

Ich kann die Beschreibung des Wildflysches nicht abschließen, ohne zuvor noch auf die Diabasporphyrite eingegangen zu sein.

Sämtliche im Allgäu bis jetzt bekannt gewordenen Vorkommen liegen im Wildflysch, wie meine Untersuchungen ergaben, und zwar sind sie immer an den ostalpinen Deckenrand gebunden. Sie finden sich besonders häufig in der Umgebung von Hindelang, dann bei der Gaisalpe und im Warmatsgundtobel in der Umgebung von Oberstdorf.

Zur Erklärung des Vorkommens der Porphyrite gab es bis jetzt folgende drei Möglichkeiten:

1. Die Diabasporphyrite setzen gangförmig im (Wild-) Flysch auf.
2. Sie liegen als exotische Blöcke im Wildflysch.

3. Sie sind als Schubschollen von der Allgäudecke herbeigeschleppt.

Keine dieser drei Möglichkeiten konnte bisher positive Beweise für sich beibringen.

1. Daß die Diabasporphyrite gangförmig im Flysch aufsetzen, wurde von Reiser⁸⁾ und später von Mylius⁷⁾ behauptet. Bekannt ist ja das Schürffresultat des ersteren auf der Gaisalpe, doch beweisen die aufgefundenen Kontakterscheinungen nichts für ein gangförmiges Aufsetzen im Flysch, wie ich nachher auseinandersetzen werde.

2. Es könnte die Möglichkeit bestehen, daß die Porphyrite als exotische Blöcke im Wildflysch liegen. Das wäre nicht ausgeschlossen, nachdem ich nachgewiesen habe, daß diese immer im Wildflysch auftreten. Doch ist es dann sehr merkwürdig, daß man immer so große und ausgedehnte Massen dieser Eruptiva findet, nie aber kleinere Blöcke und daß die Eruptiva immer gerade an den ostalpinen Deckenrand gebunden sind. Man müßte doch auch an anderen Stellen im Wildflysch Stücke davon finden. Das trifft aber nicht zu; es ist deshalb mehr wie unwahrscheinlich, daß die Porphyrite exotische Blöcke darstellen.

3. Es besteht die Möglichkeit, daß die Diabasporphyrite als Schubschollen einer tieferen tektonischen Einheit von der Allgäudecke herbeigeschleppt wurden, wie das zuerst von Steinmann¹⁴⁾ klar ausgesprochen wurde, der in den basischen Eruptivgesteinen ausgequetschte und verschleppte Reste der „rhätischen Decke“ sah. Doch konnten für diese Ansicht bisher keine Beweise geliefert werden.

Im letzten Sommer gelang es mir nun, bei Hindelang im Wildhachtobel beim zweiten mittleren Porphyritvorkommen (nach der Karte von Reiser⁸⁾) unmittelbar neben dem Eruptiv (es war gerade ein neuer Aufschluß am Weg vorhanden) Hornsteine von dunkelroter Farbe aufzufinden. Diese Hornsteine sind nun keineswegs Kontaktprodukte, sondern sie erwiesen sich bei der mikroskopischen Untersuchung als Radiolarite, die eine große Zahl leidlich erhaltener *Radiolarien* und *Lithocampen* enthalten.

Die Hornsteine sind also typische Radiolarite, die in ihrer engen Vergesellschaftung mit Diabasporphyrit als unzweifelhafte Reste der „rhätischen Decke“ (im Sinne von Steinmann!) bezeichnet werden müssen.

Verknüpft mit den Porphyriten und Radiolariten treten rote, ziemlich weiche Tonschiefer auf und rote dichte Kalke, die ebenfalls *Radiolarien* und *Lithocampen* enthalten. Die roten Tonschiefer sind ihrer Beschaffenheit nach völlig von den Rotschiefern des Wildflysches verschieden.

Die „rhätische Decke“ ist also mit ziemlichem Gesteinsreichtum vertreten.

Die von Reiser auf der Gaisalpe beobachtete Kontaktmetamorphose gehört also gar nicht dem (Wild-) Flysch selbst an, sondern den roten Tonschiefern und Kalken der „rhätischen Decke“. Durch meine Funde dürfte der Streit um das Auftreten und die Herkunft

der Diabasporphyrite endgültig erledigt und zugunsten der Deckenlehre entschieden sein.

In jüngster Zeit wiesen R. Staub und J. Cadisch zum erstenmal Radiolarite im Unterengadiner Fenster nach, und zwar in der Zone Piz Cotschen—Clavigliadas—Fuorcla d'Urschai, wo die Radiolarite in der gleichen Position wie im Allgäu unter der Silvretta-decke auftreten.

Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß die Radiolarite im Unterengadin und die einzelnen Fetzen von Radiolarit und Porphyrit im Rhätikon und im Allgäu zusammengehören zur gleichen tektonischen Einheit, die heute von den Schweizer Geologen als „Aroser Schuppenzone“ bezeichnet wird (unterostalpin).¹⁾

Auf der Gaisalpe machte ich die Beobachtung, daß es sich um zwei voneinander getrennte Vorkommen von Diabasporphyrit handelt, um ein kleineres nördliches und ein größeres südliches. Beide sind voneinander getrennt durch eine ziemlich tief eingeschnittene Wasser-runse und liegen etwa 200 m auseinander. Das südliche Vorkommen enthält die Hauptmasse des Porphyrits. Zwischen beiden Vorkommen ist Wildflysch mit exotischen Blöcken von Sandkalk und dichtem grauem Kalk.

Bei der Gaisalpe sind die Verhältnisse insofern etwas gestört, als der Wildflysch über die Flyschkalkzone ein Stück weit verschleppt erscheint und die letztere daher nur in geringer Mächtigkeit auftritt.

Aehnlich, nur noch komplizierter, liegen die Verhältnisse im unteren Warmatsgundtobel. Hier sind miteinander verschuppt: Diabasporphyrit, Wildflysch, Flyschkalkzone, Seewerkalk und Leistmergel (letztere mit einzelnen rotgefleckten Lagen wie beim Elektrizitätswerk Oberstdorf).

Jedesmal da, wo Fetzen der „Aroser Schuppenzone“ auftreten, sind sie mitsamt dem Untergrund aufs heftigste zerquetscht.

II. Die Kalkzone.

Ueber dem Wildflysch folgt, von ihm wahrscheinlich durch eine Schichtlücke getrennt, die Kalkzone mit einer Mächtigkeit von etwa 300 m. Die Grenze der Kalkzone gegen den Wildflysch ist sehr scharf, über den Rotschiefern des obersten Wildflysches folgen sofort ohne jeden vermittelnden Uebergang dicke Kalkbänke.

Beim Sprunghügel an der Hoffmannsruhe liegt an der Basis der Kalkzone eine zirka 5 cm mächtige brecciöse Bank, die von einer bis 2 cm dicken braunen Eisenrinde umgeben ist. Das Streichen dieser Bank beträgt N 80° W, das Fallen ist 30° S. Im Dünnschliff gewahrt man folgendes Bild:

Grundmasse: Dichte Kalksubstanz, zum Teil Kalkspat. Stellenweise schlechterhaltene Foraminiferen darin.

Einstreulinge: 1. Quarzkörner, bis 5 mm groß, unregelmäßig, eckig und stark zerbrochen, Risse durch Kalkspat wieder verkittet. 2. Glaukonit in unregelmäßigen Körnern, bis 0.5 mm groß. 3. Muskovit, in Fetzen bis 1 cm groß. 4. Biotit in kleinen Fetzen. 5. Schwefelkies

¹⁾ Alb. Heim, Geol. d. Schweiz. Bd. II, Lief. 10, pag. 761, Leipzig 1921.

in einzelnen Putzen. 6. Brocken von dichtem grauem Kalk mit schlechterhaltenen Foraminiferen, bis 5 mm groß. Erinnt an Seewenkalk.

Die Sedimente der Kalkzone sind zu 60% reine organogene Kalke. Diese sind dicht und von bellgrauer bis blaugrauer Farbe. Die Kalke sind hart, splittrig und meist von muscheligen Bruch. Mitunter finden sich auch, besonders im unteren Teil der Kalkzone, hellgraue, dünnplattige, klingendharte Kalke.

Die zuerst erwähnten Kalke treten meist in dicken Bänken auf. Dünnschliffe davon zeigen eine dichte graue Grundmasse, in der zahlreiche Spongiennadeln (?) und eine Unmasse von kleinen Schälchen einer einkammerigen Foraminifere liegen, die meist gut erhalten und in Längs- und Querschnitten vorhanden sind. Sie gehören alle der Gattung *Pithonella* an. Im Querschnitt sind diese Schälchen kreisrund, im Längsschnitt oval mit einer, mitunter je nach dem Schnitt mit zwei Öffnungen.

Daneben finden sich noch schlechterhaltene Globigerinen und Textularien.

Zwischen den einzelnen Kalkbänken eingelagert sind mehr oder weniger dicke blaugraue Schieferpacken.

Stellenweise treten zwischen den reinen Kalkbänken auch Bänke von Sandkalk auf, deren Bestandteile manchmal so groß werden, daß das Gestein ein feindreccioses Aussehen dadurch erhält. Besonders gut ist das im Stillachtal am Gschlif zu beobachten. Ein Dünnschliff aus einer derartigen zirka 30 cm mächtigen Bank zeigt folgendes:

Grundmasse: Dichte Kalksubstanz. Darin Reste von Echinodermen. Ferner darin *Miliola* sp. und *Operculina* sp.

Einstreulinge: 1. Quarz, meist eckig, bis 2 mm groß. 2. Plagioklas, selten. 3. Glaukonit in einzelnen Körnern, bis 0.3 mm groß. 4. Muskovit, häufig. 5. Biotit in spärlichen Blättchen. 6. Schwefelkies in einzelnen Putzen. 7. Brocken von dichtem grauem Kalk, bis 1.5 mm groß mit *Calpionella alpina* Lor.!

Die Einschaltung dieser Bank inmitten der sonst von terrigenen Bestandteilen freien Kalke zeigt eine plötzliche Einschwemmung klastischen Materials an.

Sehr viel klastische Bestandteile enthält die Kalkzone (besonders im unteren Teil) nördlich vom Freibergsee, indem hier zahlreiche Sandkalke, ja auch karbonatische Sandsteine auftreten. Weiter nach SW verschwinden diese grobklastischen Sedimente wieder, ebenso fehlen sie nordöstlich davon. Es scheint hier gerade in der Umgebung des Freibergsees eine Zone stärkerer klastischer Sedimentation vorhanden gewesen zu sein; man kann dabei an eine im Süden gelegene Flußmündung denken.

In der Kalkzone treten reichlich die bekannten Algenarten auf, die aber natürlich zu keinerlei Altersbestimmung zu gebrauchen sind.

Gute Aufschlüsse in der Kalkzone finden sich an der Hoffmannsruhe, im Faltenbachtobel beim unteren Fall und aufwärts bis gegen den oberen Fall hin; dann zu beiden Seiten der Trettach an den Wegen, die von Oberstdorf nach Gruben führen. (Es folgt hier die Kalkzone im Hangenden des Wildfysesches vom Kühberg und des

nördlichen Teils der Hoffmannsrube.) Auf der östlichen Trettachseite sind mehrere Spezialfalten aufgeschlossen. Weiterhin ist die Kalkzone gut aufgeschlossen am Gschlif im Stillachtal und beim Lippenbichl am Ausgang des Warmatgunder Tales.

(Am Gschlif ist auf der westlichen Seite der Stillach eine prachtvolle, nach NW überkippte Spezialmulde in der Kalkzone aufgeschlossen.)

Die Felswände der Freiberghöhe gehören ebenfalls der Kalkzone an, von hier zieht dieselbe zum Söllereck empor und den Kamm weiter, der zum Feilhoru führt.

Im kleinen Walsertal ist die Kalkzone sichtbar zwischen Mittelberg und Hirschegg, hier fällt eine starke Schieferung auf.

Bei Hindelang finden sich Aufschlüsse am Weg Hindelang—Steinköpfel, gleich nach der Abzweigung des Weges nach Gailenberg. Dann auch an dem letzteren bei der Brücke 200 m vor Gailenberg.

Ueber der Kalkzone liegt bei Oberstdorf eine etwa 50 m mächtige Zone von meist graugrünen splittrigen Schiefen, die sich allmählich aus der Kalkzone entwickeln. Diese Zone konnte ich nur bei Oberstdorf selbst heobachten; sie ist aufgeschlossen in den Trettachanlagen auf dem linken Trettachufer am Wege Oberstdorf—Gruben, ferner im Faltenbachtobel beim oheren Fall.

III. Die Quarzitzone.

Nach oben zu stellen sich in den ebenerwähnten Schiefen Quarzithänke ein, die in die „Quarzitzone“ überleiten. Auf der Karte habe ich diese mit der nächstfolgenden „Sandsteinzone“ zusammengefaßt.

In der Quarzitzone finden sich graue Quarzite, auch solche von graugrüner bis grüner Farbe, dann graue Sandkalke und vereinzelte Sandsteinbänke, doch machen die Quarzite die Hauptmasse dieser Zone aus. Zwischen den einzelnen, ziemlich dicken Quarzitbänken sind Lagen von blättrigen, graublauen, mitunter auch grünlichen Schiefen eingeschaltet.

Ein Quarzit aus dem oberen Faltenbachtobel zeigt im Dünnschliff folgendes Bild:

Grundmasse: amorphe Kieselsäure, nur spärlich vorhanden.
Einstreulinge: 1. Quarzkörner, massenhaft, eckig, bis 0.5 mm groß.
2. Muskovit in spärlichen Blättchen. 3. Zirkon in einzelnen Körnern.
4. Schwefelkies in Putzen. Auf Spalten und Rissen Kalkspat.

In der Quarzitzone scheint insofern ein Fazieswechsel vorzuliegen, daß nach NO zu die reinen Quarzite zunehmen, nach SW dagegen abnehmen und dafür mehr Sandkalke auftreten; zwischen beiden Gesteinen dürfte wohl ein genetischer Zusammenhang bestehen. So sind südlich vom Freibergsee in der Umgebung von Schwand fast nur noch Sandkalke entwickelt, während schon im oberen Faltenbachtobel fast nur Quarzite vorhanden sind und die Sandkalke ganz zurücktreten.

Mächtig entwickelt sind dann die Quarzite im mittleren Reichenbachtobel zwischen Reichenbach und der Gaisalpe. Die besten Aufschlüsse bietet der Arbeiter- und Bautenkontrollweg, der allerdings etwas mühsamer wie der andere Weg zu begehen ist.

Zuunterst im Tobel ist Wildfysch aufgeschlossen, besonders dessen rote und grüne Schiefer (150 m oberhalb der Bachumbiegung nach SW). Die Schichten fallen durchschnittlich 30° nach SW ein und streichen N 20° O.

Weiter oben kommt man durch die Kalkzone, dann in die Quarzitzone, in der man bis über die Gaisalpe hinaus bleibt. Die Quarzite sind außerordentlich fest und von grauer, auch grünlicher Farbe. Sie bilden bis zu 2 m dicke Bänke, über die der Bach in größeren und kleineren Wasserfällen herabstürzt.

Zwischen den Quarzithänken treten schwarze, braune und grüne Schiefer auf, die leicht zu einer krümeligen Masse zerfallen.

Die große Mächtigkeit der Quarzitzone hier im Reichenbachtobel ist nur scheinbar und rührt davon her, daß sie hier im nach NW überkippten Muldenkern liegt und so eine doppelte Mächtigkeit vortäuscht.

v. Seidlitz¹⁹⁾ hat früher diese Quarzite im mittleren Reichenbachtobel als dem Wildfysch zugehörig betrachtet, er dürfte dabei aber die grünlichen Quarzitbänke mit dem im Wildfysch vorkommenden Oelquarzit verwechselt haben. Letzterer tritt aber nie in Bänken, sondern immer nur in einzelnen Brocken oder Blöcken auf.

Die Quarzitzone besitzt eine durchschnittliche Mächtigkeit von 100—150 m.

IV. Die Sandsteinzone (Oberzollbrücker Sandsteine).

Sie bildet das oberste und jüngste Glied des Flysches im Allgäu und Bregenzer Wald und ist daher als solches nicht mehr überall vorhanden.

Bei Oberstdorf selbst kommt sie nur noch an zwei Stellen vor: das einmal am oberen Ende des Faltenbachtobels (bei P. 1086) und das anderemal am Grat südlich vom Fellhorn.

In der Sandsteinzone sind, wie schon der Name sagt, Sandsteine in dicken Bänken weitaus vorherrschend; Schiefer sind zwar auch vorhanden, treten aber völlig zurück. In frischem Zustand sind die Sandsteine von grauer, beziehungsweise hlaugrauer Farbe, die bei der Verwitterung in braun umschlägt. Die Sandsteine besitzen einen beträchtlichen Karbonatgehalt.

Weiter von Oberstdorf entfernt finden sich solche Sandsteine in der Umgebung von Sonthofen bei Oberzollbrücke (hier besonders typisch) und Altstätten, dann zwischen Hindelang und Gailenberg, und noch weiter nördlich, beziehungsweise nordöstlich davon links und rechts der Wertach. (Hörnleköpfe, Edelsberg.)

Hierher gehören wahrscheinlich auch die Sandsteine, die am Bolgengipfel und weiter nördlich davon auf den Kämmen auftreten (auch am Riedbergerhorn).

Von den Sandsteinen habe ich zwei Dünnschliffe untersucht. Sie zeigen folgendes Bild:

a) Sandstein vom oberen Faltenbachtobel bei P. 1086. Bindemittel Kalksubstanz.

Einstreulinge: 1. Quarz in mehr oder weniger runden Körnern, bis 2 mm groß. 2. Muskovit in Fetzen. 3. Biotit, ebenso. 4. Chlorit in einzelnen Schuppen. 5. Eisenerz. 6. Feinkörniger grauer Kalk in einzelnen Brocken, bis 1 mm groß.

b) Sandstein von Oberzollbrücke. Bindemittel Kalksubstanz.

Einstreulinge: 1. Quarz in eckigen Körnern bis 1.5 mm groß. 2. Muskovit in Fetzen. 3. Biotit, ebenso. 4. Plagioklas in einzelnen unregelmäßig gestalteten Fragmenten. 5. Eisenerz. 6. Feinkörniger grauer Kalk in einzelnen Brocken, bis 2 mm groß.

Die Schichtflächen der Sandsteine sind häufig (besonders bei Oberzollbrücke) mit kohligem schwarzen Pflanzenhäcksel überstreut.

Die Schiefer sind meist von blaugrauer oder auch grünlicher Farbe, dünn ebenspaltend und treten in Lagen von 10—15 cm Mächtigkeit zwischen den Sandsteinen auf.

Da die Oberzollbrücker Sandsteine die jüngsten Flyschsedimente sind, so läßt sich ihre Mächtigkeit heute nicht mehr bestimmen. Im oberen Illertal beträgt sie 100 + x m.

Bevor ich auf die Altersbestimmung der einzelnen Zonen näher eingehe, will ich zuerst noch einmal eine spezielle Gliederung des Flysches bei Oberstdorf geben, die aber natürlich nur Gültigkeit für Oberstdorf selbst besitzt, weiter von diesem Ort entfernt gilt nur die oben abgehandelte Gliederung.

Es folgen bei Oberstdorf von oben nach unten:

Sandsteinzone,
mindestens 100 m (graue und braune karbonat. Sandsteine, blaugraue bis grünliche Schiefer).

Quarzitzone,
etwa 100 m (graue und grüne Quarzite; Sandkalke, Sandsteine).

Schieferzone,
etwa 50 m (vorwiegend graugrüne splittrige Schiefer).

Kalkzone,
etwa 300 m (dicke Kalkbänke von hellgrauer und blaugrauer Farbe mit zwischengelagerten Schieferpacken von schwarzer und grauer, auch grüner Farbe; Sandkalke und spärliche Sandsteine).

Scharfe Grenze.

Rote und grüne Schiefer 2—30 m.

Wildflysch gegen 300 m.

Senone Leistmergel etwa 150 m.

Ist diese Gliederung speziell für Oberstdorf, so gilt aber folgende für weitere Gebiete (kleines Walsertal, Illertal, Hindelang, östlicher Bregenzerwald):

Sandsteinzone,
 Quarzitzzone,
 Kalkzone,
 Wildflysch,
 Leistmergel.

Halten wir in der allerdings sehr spärlichen Literatur Umschau, ob diese Gliederung im ganzen Allgäu und Bregenzer Wald Gültigkeit besitzt, so finden wir in den Arbeiten von Tornquist¹⁵⁾ und Wepfer¹⁶⁾, die allein hierfür in Betracht kommen, folgendes: Nach den Angaben von Tornquist, der allerdings keine Gliederung aufstellt, lassen sich folgende Zonen von oben nach unten zusammenstellen: Sandsteine, Verkieselter Flysch (Quarzitzzone?), Kalkflysch, Konglomerate (Wildflysch!). Wepfer gibt ungefähr folgende Gliederung: Sandsteine, Mergelkalke, Sandig-tonige Schiefer, Mergelkalke (Kalkzone!), Flysch mit Urgebirgsbrocken (Wildflysch!).

Man sieht hieraus, daß meine Flyschgliederung auf größere Gebiete paßt, und es dürfte hiernach möglich sein, an Hand dieser Gliederung den gesamten Flysch vom Rhein ab im Westen gegen Osten bis zum Lech hin zu gliedern, um endlich einmal zu einem Verständnis der Flyschtektonik zu gelangen.

Während Wepfer eine ungefähre Gliederung angibt, ist dasselbe bei der Arbeit von Tornquist nicht der Fall. Das kommt daher, weil dieser zweierlei Flyschgesteine unterscheidet: „erstens Flyschgesteine von primärer Beschaffenheit, wie sie vor der jüngeren Faltung der gesamten Zone (im Obermiocän) schon vorhanden gewesen sein mögen“ und „zweitens solche Gesteine, welche durch die direkten oder wohl meistens indirekten Wirkungen der späteren Faltung und des Aufschubes auf die Molasse noch verändert und in ihre heutige Beschaffenheit übergeführt worden sind“.

Eine solche Zweiteilung der Flyschsedimente konnte ich nirgendwo beobachten, sondern meine Beobachtungen überzeugten mich davon, daß sämtliche Flyschgesteine immer schon ungefähr so aussahen, wie sie heute aussehen. Von der Metamorphose eines Teiles der Flyschgesteine war nichts wahrzunehmen. Es ist deshalb verständlich, daß Tornquist mit seiner Meinung von zweierlei Flyschgesteinen zu keiner Gliederung kommen konnte.

Ferner spricht er davon, da er den Wildflysch nicht kennt, hezw. als solchen erkennt, daß in dem Allgäu-Vorarlberger Flyschzug zwei „Konglomerathorizonte“ vorhanden seien: einmal ein „Basalkonglomerat“ über den Seewenmergeln und ferner eine stratigraphisch höher gelegene „Konglomeratzone“ in der Mitte des Flyschzuges.

Das trifft nicht zu; sämtliche „Konglomeratzonen“ gehören dem Wildflysch an, sowohl das „Basalkonglomerat“ wie auch die „stratigraphisch höher gelegene Konglomeratzone“. Als letztere führt Tornquist die Umgebung der Allgäuer Klippenzone an. Hier gerade handelt

es sich aber um typischen Wildflysch. Ich werde später noch einmal darauf zurückkommen.

B. Altersfolge.

Den Wildflysch stelle ich aus folgenden Gründen zur obersten Kreide:

Er entwickelt sich stratigraphisch aus den oberen Leistmergeln, die ja dem Senon angehören. Aus den Aufschlüssen bei der Walserschanz im Breitachtal geht das klar hervor. Es stellen sich nämlich hier bereits in den Leistmergeln, noch ziemlich weit von der Flyschgrenze entfernt, die ersten exotischen Blöcke ein (Breccien, Glimmerschiefer, Sandkalk). Nach oben zu nehmen die Blöcke an Häufigkeit zu, zugleich damit werden die Leistmergel sandiger und dunkler, bis zuletzt typischer Wildflysch resultiert. Eine Grenze zwischen Leistmergel und Wildflysch läßt sich gar nicht finden. Es ist hier also zweifelsohne ein allmählicher stratigraphischer Uebergang vorhanden.

Von einer tektonischen Grenze ist keine Spur zu sehen.

Das beweist, daß der Wildflysch als solcher nicht als exotisch, sondern als helvetisch zu betrachten ist.

Das beweist ferner, daß zwischen Leistmergel und Wildflysch keine Schichtlücke liegen kann, sondern daß beide zusammengehören.

Da nun aber im Untereocän in den Alpen Festland war oder wenigstens keine marine Sedimentation erfolgte, soweit bis jetzt feststeht, und deshalb zwischen oberer Kreide und den darauffolgenden Ablagerungen des Mitteleocäns eine Schichtlücke, nämlich die des Untereocäns, liegt, so ist diese überall vorhandene Schichtlücke nicht zwischen Leistmergel und Wildflysch zu suchen, denn beide gehen ja allmählich ineinander über.

Die untereocäne Schichtlücke muß also höher liegen, das heißt über dem Wildflysch. Daraus ergibt sich wieder, daß der Wildflysch in das oberste Senon gehören muß und er vertritt demnach die oberen Leistmergel samt den Hachauer Schichten.

Für diese Auffassung scheint auch folgende auffällige Erscheinung zu sprechen: Ueberall wo Wildflysch auftritt, sind die Leistmergel nur 150—200 m mächtig, Hachauer Schichten fehlen völlig. Wo dagegen der Wildflysch primär fehlt, was zum Beispiel am Grünten der Fall ist (abgesehen von einer Ausnahme an der Verquetschungszone von Grüntenkreide und Molasse), sind die Leistmergel 300—400 m mächtig und die Hachauer Schichten wohlentwickelt. Es schließen sich also gegenseitig aus: Untere Leistmergel + Wildflysch und untere + obere Leistmergel + Hachauer Schichten. Auf diese interessante Erscheinung werde ich später bei Besprechung der Faziesverhältnisse noch einmal zurückkommen.

Genau so wie im Allgäu liegen die Verhältnisse auch in der Schweiz am Säntis und an den Churfirten. Hier schreibt zum Beispiel Arn. Heim an verschiedenen Stellen seines schönen Werkes über die Churfirten-Mattstockgruppe⁴⁾, daß sich eine sichere Grenze zwischen Leistmergel und Wildflysch nicht finden lasse, die Kreide-Eocängrenze

sei daher an solchen Stellen noch problematisch. Dasselbe gilt auch für die Amden-Wildhauser Mulde zwischen Säntis und Churfürsten.

Es finden sich auch dort überall schon in den oberen Leistmergeln weit unter der Grenze gegen den Wildflysch exotische Blöcke stratigraphisch (nicht tektonisch!) eingelagert und vermitteln so den Uebergang, ja es finden sich ganze Wildflyschlagen in den Leistmergeln.

Auch im Bregenzer Wald liegen exotische Blöcke bereits in den oberen Leistmergeln, so zum Beispiel am Schmidlebach bei Egg und beiderseits der Bregenzer Ache zwischen Andelsbuch und Schwarzenberg und leiten dort in den Wildflysch über. (Ueberschiebungsbreccie nach Wepfer!)

Die Bänke von Nummulitenkalk, die in der Schweiz im Wildflysch manchenorts eingelagert sind, wurden früher für primär-sedimentäre Einschaltungen und daher der Wildflysch für Eocän gehalten. Neuerdings entpuppen sich aber diese Nummulitenkalke mehr und mehr als tektonische Einschaltungen und Repetitionen, wobei natürlich auch das Eocänalter des Wildflysches ins Wanken gerät. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß auch der Wildflysch in der Schweiz der oberen Kreide angehört, zumal die Kreide-Eocängrenze nach Arn. Heim nirgends zwischen Leistmergel und Wildflysch festzustellen ist.

Die untereocäne Schichtlücke liegt also zwischen Wildflysch und der Flyschkalkzone. Letztere dürfte deshalb mit dem Mitteleocän beginnen, mit welchem Horizont desselben, läßt sich mangels geeigneter Fossilien nicht feststellen.

Die Grenze zwischen Wildflysch und Kalkzone ist, einer raschen Transgression entsprechend, messerscharf und stellt sicher die wichtigste Diskontinuität dar innerhalb der ganzen Flyschfolge; Uebergänge fehlen. Ueber den Wildflysch legen sich mit scharfer Grenze die ersten Kalkbänke der Kalkzone. Nur auf der Westseite der Hoffmannsruhe bei Oberstdorf konnte ich die im stratigraphischen Teil erwähnte Breccie beobachten.

Die Kalkzone dürfte das Mitteleocän sowohl wie auch das Obereocän, zum Teil wenigstens, noch umfassen.

Sie vertritt demnach die Nummulitenkalke und die über denselben folgenden obereocänen Fleckenmergel des Grüntengebietes (Stadschiefer der Schweiz, obereocäne Stockletten).

Und wieder sehen wir, daß sich gegenseitig ausschließen die Kalkzone einerseits und die Nummulitenkalke + Stadschiefer des Grüntengebietes andererseits. Ebenso schließen sich aus die Kalkzone und der Assilinengrünsand + Stadschiefer des Gebietes vom Hüttenberg (westlich Sonthofen) und von Agatbazell (am Nordfuß des Grünten). Auch auf diese Beobachtung muß ich später noch einmal zurückgreifen.

Die Quarzit- + Sandsteinzone halte ich für obereocän bis unteroligocän. Sie liegt über der Kalkzone, die, wie wir eben gesehen haben, mittel- und obereocänes Alter haben dürfte.

Das Alter der Sandsteinzone läßt sich aber noch genauer fixieren. Der Sandsteinzone zugehörige Sandsteine finden sich auch westlich von Sonthofen bei Oberzollbrücke.

Hier wurde dieser Sandstein von Gumbel¹⁾ und später von Rösch¹¹⁾ für oberoligocänen Molassesandstein gehalten. Dem tritt Arn. Heim in seiner Grüntearbeit⁶⁾ entgegen und stellt diesen Sandstein zum Flysch, wie das ja auch zutrifft. Heim war aber nicht der erste, der den Sandstein als zum Flysch gehörig erkannte und wie er das wohl annahm. Bereits im Jahre 1915 hat ihn Rothpletz¹²⁾ zum Flysch gestellt. Er schreibt in dieser Arbeit (S. 147): „Es kann also gar keinem Zweifel mehr unterliegen, daß die sogenannte Oberzollbrücke Molasse älter ist (nämlich als Oligocän) und dem Flysch zugehört.“ Heim hat anscheinend von dieser Arbeit keine Kenntnis gehabt.

Die Sandsteine von Oberzollbrücke folgen im Hangenden der als sicher obereocän bekannten Stadschiefer. Er gehört also entweder in das oberste Eocän oder in das Unteroligocän. Das gleiche trifft dann auch für die Sandsteine der Sandsteinzone bei Oberstdorf usw. zu, und daraus kann man umgekehrt wieder auf das ober- und mittlereocäne Alter der unter der Sandsteinzone liegenden Kalkzone schließen.

C. Faziesverhältnisse.

Im folgenden will ich nun auf die faziellen Verhältnisse eingehen, wie sie sich aus meinen Beobachtungen ergeben. Bei verschiedenen Punkten dieses, besonders aber auch des nächsten Abschnittes über die Tektonik kann ich mich aber auf die Wiedergabe meiner Beobachtungen allein nicht beschränken, sondern muß auch darüber hinaus kombinieren und manchmal werden dabei Probleme angeschnitten, deren Lösung heute noch nicht erfolgen kann. Manche meiner Anschauungen halten vielleicht der vorwärtsdrängenden Forschung in späteren Zeiten nicht stand und werden durch andere, besser begründete Ansichten ersetzt. Doch lassen sich aus dem vorhandenen Tatsachenmaterial schon jetzt eine Reihe von Gesichtspunkten gewinnen, die für den Fortschritt der weiteren Erforschung vielleicht von Wichtigkeit sein werden.

Eines der größten Probleme der Alpengeologie ist das Problem der exotischen Blöcke, das heißt also das Wildflyschproblem.

Wie ich schon oben im stratigraphischen Teil erwähnt habe, ist der Wildflysch eine Zone stärkster Sedimentation. Große Mengen von klastischem Material sind auf einmal fast unvermittelt in das Oberkreidemeer eingeschwemmt worden. Es finden sich ja an vielen Stellen bereits in den Leistmergen selbst die exotischen Blöcke. Die Einschwemmung dieser in das Oberkreidemeer sowie der jähe Sedimentationswechsel überhaupt lassen sich nur durch eine orogenetische Bewegung erklären, die im Süden der helvetischen Zone vor sich ging, denn nur von Süden ist das klastische Material gekommen.

Sehen wir uns nach einer solchen Gebirgsbewegung um, so finden wir, allerdings weit südlich vom helvetischen Gebiet entfernt, die Gosaubewegungen im Oberostalpinen; und wenn diese im allgemeinen auch älter sind als die Bewegungen zur Wildflyschzeit, so

¹⁾ Geognost. Beschreibung des bayr. Alpengebirges. Gotha 1861, pag. 735.

erhebt sich doch immerhin die Frage, ob heide Bewegungen nicht doch in irgendeinem Zusammenhang stehen.

Die Frage nach der Herkunft der exotischen Blöcke ist außerordentlich schwierig. Nur soviel steht für das Allgäu fest: Oherostalpin Material fehlt im Wildflysch!

Es kann sich also nur um unterostalpinen und penninischen Material handeln, das aber nicht weit transportiert sein kann, denn metergroße Blöcke mit völlig eckigen Kanten sind nicht weit transportiert worden. Und auch die kleinen Blöcke und Fragmente besitzen immer eckige Gestalt. Normaler Flußtransport kommt also nicht in Frage.

Zur Zeit der Wildflyschbildung muß unmittelbar am Südrand des Wildflyschmeeres eine penninische, beziehungsweise unterostalpine Steilküste bestanden haben, eine Flachküste ist wegen der Größe der Blöcke ausgeschlossen, die eine steile Kontinentalböschung verlangt.

Damit ist aber noch nicht die breite Zone erklärt, in der so große Blöcke vorkommen. Man muß deshalb zu der Vorstellung greifen, daß sich dieser Küstenrand allmählich meerwärts verschoben hat, in Richtung auf das Wildflyschmeer zu. So konnten die großen Blöcke auf eine immer breitere Zone verstreut werden.

Oh sich an die nach Norden vorrückende Steilküste ein Festland weiter südlich anschloß, ist unsicher und unwahrscheinlich, es sind keine Anzeichen davon bis jetzt bekannt.

Wahrscheinlich gehörte diese Steilküste dem Kopf einer nach Norden langsam vordringenden Geantiklinale an.

Bei dieser Vorstellung denkt man unwillkürlich an einen beginnenden Deckenschub, doch bezweifle ich, ob dieser Ausdruck der passende ist für eine geantiklinale Bewegung.

Bei den jüngeren großen Deckenschüben können Teile der Geantiklinale, die Material zum Wildflysch geliefert hat, als Decke über den fertigen Wildflysch geschoben sein. So erklärte es sich, weshalb gleiche Gesteine sowohl im Wildflysch als exotische Blöcke wie auch auf dem Wildflysch als Klippen vorkommen. (Zum Beispiel in der Nordschweiz.)

Für die Allgäuer Alpen trifft das allerdings nicht zu; denn die Allgäuer Klippen (Feuerstätter Kopf, Schelpen, Ränktobel usw.) schwimmen nicht wie die Schweizer Klippen auf dem Flysch, sondern liegen in ihn eingesedimentiert. Sie dürften nichts weiter sein wie große exotische Blöcke, die wie die anderen Blöcke auch im Wildflysch liegen.

Zur Erklärung so ungeheurer Blöcke kann meiner Ansicht nach auch nur eine langsam vorrückende Geantiklinale, von deren Stirnrand die Blöcke stammen, verantwortlich gemacht werden¹⁾.

Das Material der Klippen wurde bisher für oherostalpin gehalten; ob das zutrifft, ist mir zweifelhaft. Es scheint mir den typisch oherostalpinen Aptychenschichten nicht sonderlich zu gleichen.

¹⁾ Zu vergleichen etwa den geantiklinalen Inselkränzen von Timor—Tenimber—Ceram und Flores—Wetter—Banda Inseln—Api, die mit Vertiefen versehen gegen Australien und Neu-Guinea vorrücken.

Da von Herrn Dr. H. P. Cornelius in absehbarer Zeit eine Spezialarbeit über die Allgäu-Vorarlberger Klippen zu erwarten ist, will ich nicht weiter auf dieselben eingehen.¹⁾

Arn. Heim hat zur Erklärung der exotischen Blöcke die Treib-eishypothese aufgestellt²⁾. Doch setzt diese Hypothese eine Landmasse voraus, die größeren Umfang gehabt haben muß, um vergletschert zu sein. Diese Landmasse müßte im Süden gelegen haben, doch sind dort für eine größere Landmasse keine Beweise vorhanden. Ich lehne deshalb und aus anderen Gründen diese Hypothese ab.

Während im Süden des Oberkreidemeeres die Wildflyschbildung vor sich ging, war im Norden die Sedimentation ruhiger, bis dahin gelangte das grobe Material nicht. Der Absatz der Leistmergel wurde weiter im Norden nicht unterbrochen, und als oberstes Kreideglied konnten sich hier noch die Hachauer Schichten absetzen.

Der Wildflysch fehlt in diesem Bezirk. Dafür sind aber die Leistmergel 300–400 m mächtig, während sie weiter südlich, wo Wildflysch vorkommt, nur 100–150 m mächtig sind.

Ich möchte hier auf ein weiteres im Illertal vorkommendes Schichtglied der oberen Kreide aufmerksam machen, nämlich auf die Wangschichten.

Es sind das bräunlich-sandige, meist sehr glaukonitische rauhschiefrige Mergel oder dünnbankige Kalke.

Arn. Heim hat in seiner Grüntenarbeit³⁾ das erstmal diese Schichten aus dem Allgäu erwähnt, und zwar fand er sie NW von Oberstdorf an dem Hügelchen südwestlich der Eisenbahnbrücke über die Stillach.

Ferner fand ich neuerdings typische Wangschichten an der alten Straße Rubi—Reichenbach, wo sie in größeren Aufschlüssen auftreten. Die Karten verzeichnen hier bisher immer nur Flysch.

Arn. Heim ließ in seiner Arbeit die Frage offen, ob die von ihm gefundenen Wangschichten normal zu der unter den Flysch tauchenden Kreide gehören.

Nach meinen Beobachtungen muß ich die Frage bejahen. Es geben nämlich die Leistmergel der Schöllanger Burg (südöstlich Fischen) nach oben in typische Wangschichten über, indem der Sand- und Glaukonitgehalt allmählich zunimmt. Ein Dünnschliff zeigt folgendes Bild:

In bräunlicher Kalkgrundmasse liegen eine Unmenge von meist eckigen Quarz- und Glaukonitkörnern, bis 2 mm groß. Darin liegen Foraminiferen in ziemlicher Häufigkeit. Folgende Formen konnte ich erkennen:

Globigerina cretacea d'Orb.

Oligostegina laevigata Kaufm.

Noniona globulosa? Kaufm.

Miliola sp.

Rotalia sp.

Textularien.

¹⁾ Siehe den Nachtrag am Ende der Arbeit.

Putzen von Schwefelkies sind da und dort im Gestein verteilt. Uebergangsschichten zwischen Leistmergel und Wangschichten habe ich auch in den Trettanlagen aufgefunden, wo sie einen nach NW überkippten Sattel im Wildflysch bilden. Dieser ist aufgeschlossen am Weg vom Elektrizitätswerk zur Dummelmooser Brücke beim Wehr (östliche Talseite). C. A. Haniel hat auf seiner Karte⁹⁾ hier Flysch verzeichnet. Ueberhaupt weist seine Karte gerade hier einige Ungenauigkeiten auf. So sind die Leistmergel gegenüber dem Elektrizitätswerk unrichtig abgegrenzt, sie reichen noch weiter fußabwärts. Dann reicht weiter nördlich der Flysch (typischer Wildflysch!) noch weiter fußabwärts bis fast zur Dummelmooser Brücke (im Bachbett). Auf seiner Karte hört er bereits viel früher auf. Ebenso hat er den Kreidesattel beim Wehr übersehen.

Diese neu aufgefundenen Kreideschichten sind dunkler und sandiger als die Leistmergel gegenüber dem Elektrizitätswerk. Der Dünnschliff zeigt eine bräunlichgrüne Kalkgrundmasse, in der eckige Quarzkörner bis 0.2 mm und Glaukonitkörner bis 0.1 mm Größe liegen. An Foraminiferen gewahrt man *Globigerina cretacea* und *Oligostegina laevigata*.

Auf folgende merkwürdige Tatsache möchte ich noch hinweisen: Die Schiefer der Wangschichten sehen den Schiefern, die ich oben als für den Wildflysch charakteristisch geschildert habe, verblüffend ähnlich. Beides sind bräunliche Mergel mit gleichem Sand- und Glaukonitgehalt und den gleichen Foraminiferen. Beide zeigen die gleiche Spaltbarkeit und sind kaum voneinander zu unterscheiden.

Merkwürdig ist auch das Auftreten der Wangschichten, sie finden sich in geringer Mächtigkeit (zirka 50 m) nur ganz im Osten der untertauchenden Kreide an der Grenze gegen den Wildflysch, von dem sie sich nur durch das Fehlen der exotischen Blöcke unterscheiden.

Ich neige deshalb zu der Ansicht, daß Wangschichten und Wildflysch (im oberen Illertal wenigstens) gleichaltrige Bildungen sind und auch unter gleichen Verhältnissen entstanden, wofür die Aehnlichkeit beider Sedimente spricht.

Wo die Wangschichten auftreten, scheint der Wildflysch eine geringere Mächtigkeit wie sonst zu besitzen.

Die Flyschkalkzone ist eine Zone von im großen und ganzen gleichmäßiger und ruhig verlaufender Sedimentation. Sie ist zum großen Teil eine fast rein organogene Bildung.

Unterbrochen wird sie nur durch zeitweise Einschwemmung von Ton- und Sandmaterial.

Mit den Fazieszonen, die wir im Wildflysch fanden, zeigt sich eine auffallende Uebereinstimmung. Wo der Wildflysch vorhanden ist, findet sich über ihm die Flyschkalkzone, wo er fehlt, d. b. wo obere Leistmergel und Hachauer Schichten statt seiner entwickelt sind, ist auch die Kalkzone nicht vorhanden, statt dessen finden sich Nummulitenkalke und obereocäne Stadschiefer (Fleckenmergel). Die Stadschiefer sind am nördlichsten, sie gehen nach Süden in die Fleckenmergel des Grüntengebietes über, diese ihrerseits wieder in die Kalkzone.

Wie zur Wildflyschzeit findet sich auch hier ein nördlicher und ein südlicher Faziesbezirk.

Doch greifen die Nummulitenkalke vereinzelt auch bis in Kalkzone über, so zum Beispiel südlich vom Hoben Freschen im Bregenzer Wald, von wo ein isoliertes Vorkommen von Nummulitenkalk schon lange bekannt ist.

Dann muß noch ein Vorkommen südwestlich von Oberstdorf im hinteren Breitachtal vorhanden sein. Anstehend wurde hier zwar noch nie Nummulitenkalk gefunden, doch ist solcher stellenweise im Moränenmaterial vorhanden, was auf weiter südlich anstehenden Nummulitenkalk schließen läßt. So liegt ein großer Block im Breitachtal am Weg Breitachklamm—Waldhaus (bei Riezlern) bei der Einmündung des Hörnlebaches. Der Kalk ist sehr eisenreich, in kalkiger Grundmasse liegen unregelmäßig gestaltete Quarzkörner bis 2 mm groß, dann Glaukonit, besonders als Hohlräumeausfüllung von Foraminiferen und oft zu Brauneisen zersetzt. An Fossilien finden sich: Orbitoiden, Globigerinen, *Globigerina conglobata* Brady, Rotalien, Textularien, Orthophragminen, Echinodermenreste und megasphärische Nummuliten.

Einen anderen Block fand ich im Rohrmooser Tal, hier handelt es sich um einen Nummuliten-Lithotamnienkalk mit Orbitoiden.

Hoffentlich gelingt es in absehbarer Zeit, den bisher anstehend unbekanntem Nummulitenkalk aufzufinden. Er dürfte eine Einlagerung in der Kalkzone bilden.

In der Sandsteinzone finden sich zum erstmalig ausgeglichene Verhältnisse: die Sandsteine sind überall vorhanden.

Durch die Bildung der Sandsteine zeigt sich wieder eine, wenn auch nur geringe, gebirgsbildende Bewegung an, die die plötzliche Einschwemmung einer so großen Menge grobklastischen Materials hervorrief, das natürlich nur von Süden gekommen sein kann wie sämtliche Flyschsedimente. Die Sandsteine treten im ganzen Bregenzer Wald hindurch auf und weit über Hindelang hinaus nach Osten.

Auf Grund der von mir geschilderten Faziesverhältnisse lassen sich so für das Allgäu und den östlichen Bregenzer Wald drei Faziesbezirke unterscheiden, die sich wohl auch auf drei Decken verteilen.

Die nördliche Fazieszone umfaßt die Gegend von Agathazell östlich der Iller (nördlich vom Grünten) und das Gebiet des Hüttenbergs westlich dieses Flusses. Für sie ist folgende Schichtentwicklung charakteristisch: Seewerschiefer (Turon), Leistmergel?, Hachauer Schichten, Assilinengrünsand, obereocäne Stadschiefer, Oberzollbrücker Sandsteine.

Die mittlere Fazieszone umfaßt das Grüntengebiet samt den Nummulitenschichten im Sinne von Gumbel. Für dieses Gebiet ist charakteristisch: Untere und obere Leistmergel mit Burghberggrünsand in stratigraphisch repetierten Lagen, Hachauer Schichten, Nummulitenkalk, obereocäne Fleckenmergel, Oberzollbrücker Sandsteine. Die Fleckenmergel stehen in ihrer Entwicklung zwischen Stadschiefer und der Kalkzone.

Die südliche Fazieszone umfaßt die Kreide und den Flysch bei Fischen und Oberstdorf und die Kreide samt Flysch des ganzen

mittleren und südlichen Bregenzer Waldes bis Feldkirch. Charakteristisch für diese Fazieszone sind: Untere Leistmergel mit Burgberggrünsand (bei Oberstdorf), Wildflysch, Kalkzone, Oberzollbrücker Sandsteine.

Auch die Schichten der tieferen Kreide sind in den einzelnen Zonen voneinander verschieden, doch komme ich darauf bei der Besprechung der tektonischen Stellung des Grüntens zu sprechen.

D. Tektonik.

Auf Grund der Faziesverhältnisse lassen sich so im Allgäu und Bregenzer Wald drei große Decken herausgliedern:

1. Die Hüttenbergdecke. (Hüttenberg westlich Sonthofen.)
2. Die Grüntendecke.
3. Die Bregenzerwalddecke.

Auf die Hüttenbergdecke, die selbst der Molasse aufliegt, ist die Grüntendecke geschoben, auf diese wieder die Bregenzerwalddecke.

Die Grüntendecke beginnt erst östlich der Iller mit dem Grüntem selbst, sie stellt die oben erwähnte mittlere Fazieszone dar. Südlich Agathazell ist die Grüntendecke der Hüttenbergdecke aufgeschoben; letztere keilt nach O bald aus, so daß die Grüntendecke dann unmittelbar an die Molasse stößt.

An der Iller hört die Grüntendecke auf. Hier taucht die Hüttenbergdecke unter ihr hervor und setzt gegen Westen weiter fort, sich dabei immer mehr verschmälernd; am Schmidlebach bei Egg dürfte sie zwischen Molasse im Norden und der Bregenzerwalddecke im Süden auseinandergehen.

Letztere liegt also vom Schmidlebach an bis zur Iller unmittelbar auf der Hüttenbergdecke. Erst von der Iller ab nach NO fährt sie auf die Grüntendecke auf. Die Ueberschiebung kommt aus der Gegend des Schmidlebachs von Westen herüber, verläuft nördlich der Allgäuer Klippenzone, dann nördlich von Fischen durch das Illertal und weiter über Imberg, Liebenstein, Roßkopf weiter nach Osten bis Unterjoch. Hier verschwindet die Bregenzerwalddecke unter der ostalpinen Allgäudecke, sie taucht nirgends mehr weiter östlich auf. Die südbayerische helvetische Kreide gehört der Grüntendecke an.

Längs der Ueberschiebungslinie auf die Grüntendecke liegen eine Reihe von Schubschollen, so die roten und grauen Seewenkalke und Leistmergel von Liebenstein, der Seewenkalk nördlich von Gailenberg und die Leistmergel und Seewenkalke vom Roßkopf nördlich Hindelang. Diese Schollen von Oberkreide dürfte die Bregenzerwalddecke bei ihrem Vormarsch dem Bestand der unterliegenden Grüntendecke entnommen haben. Ebenso dürfte die Bregenzerwalddecke bei ihrem Vormarsch die Nummulitenschichten und Fleckenmergel des südlichen Grüntengebietes von ihrer Unterlage abgeschürft und vor sich aufgehäuft und zusammengeschoben haben. Eine andere Decke kommt für diesen Zusammenschub nicht in Frage.

Die roten Seewenkalke von Liebenstein wurden früher als „lepontinische Couches rouges“ aufgefaßt und samt den „Couches

rouges“ vom Elektrizitätswerk bei Oberstdorf der Falknisdecke zugewiesen.

Daß es sich bei den Leistmergeln vom Elektrizitätswerk bei Oberstdorf nicht um „Couches rouges“ der Falknisdecke handelt, habe ich bereits früher betont¹⁰⁾. Arn. Heim schreibt von bis 10 m dicken roten Lagen⁶⁾, doch ist davon nichts zu sehen. Eine einzige rote Bank von 30 cm Mächtigkeit ist zu beobachten, und außerdem stellenweise noch rote und grüne Flecken, aber ganz untergeordnet und auch nicht häufiger, wie sie zum Beispiel im Breitachtal oberhalb der Walserschanz in ebenfalls typischem Leistmergel zu beobachten sind.

Aber auch die roten Seewenkalke von Liebenstein sind nicht als „Couches rouges“ anzusprechen, trotz ihrer roten Farbe. Sie sind mit grauen Seewenkalken und auch mit normalen Leistmergeln aufs engste verknüpft. Die rote Farbe ist nichts besonderes, sie findet sich auch in der Schweiz in den südlicheren helvetischen Faziesgebieten. Am benachbarten Grünten enthält der Seewenkalk mächtige rote Lagen (zum Beispiel am Grüntenhaus). Der rote Seewenkalk von Liebenstein dürfte also dem Faziesgebiet des Grünten zugehören. Tektonisch ist es eine Unmöglichkeit, diese Liebensteiner Seewenkalke als „Couches rouges“ aufzufassen. Denn sie liegen mehrere Kilometer außerhalb des ostalpinen Deckenrandes, von dem nicht erwiesen ist, ob er jemals bis hierher gereicht hat. Träfe das aber zu, dann wäre die Allgäu- decke infolge des Gefalles ihrer Schubfläche nach SSO und ihres Axialgefalles nach O in einer Höhe von mindestens 1800—2000 m in der Gegend von Liebenstein gelegen, während die „Couches rouges“ in 800 m Höhe liegen. Um ihre heutige Lage zu erklären, müßten wir also Verwerfungen von wenigstens 1000 m Sprunghöhe zu Hilfe nehmen. Von solchen Verwerfungen ist aber im ganzen Allgäu keine Spur zu sehen.

Die roten Seewenkalke von Liebenstein sind also helvetisch! An fremden Deckenkörpern zwischen helvetisch und oberostalpin bleiben also nur noch die verschürften Fetzen der „Aroser Schuppezone“ übrig.

Arn. Heim läßt in seiner Arbeit⁶⁾ den Grünten weiter im Süden wurzeln als die Bregenzerwaldkreide, das heißt also nach meiner Einteilung: Die Grüntendecke wurzelt weiter im Süden als die Bregenzerwalddecke. Ich glaube aber, daß der Grünten, also die Grüntendecke, schon immer nördlicher gelegen war als die Bregenzerwalddecke. Für diese Ansicht führe ich folgendes an:

Der Wildflysch ist eine Bildung, die auf den südlichsten Teil der helvetischen Decken beschränkt ist. Das Material kommt ja von Süden, dort liegt es also zu großer Mächtigkeit angehäuft, während es im mittleren Teil und im Norden der helvetischen Zone naturgemäß stratigraphisch fehlen muß, beziehungsweise durch andere Sedimente ersetzt sein muß.

Alle die Gebiete aber, die primär von Wildflysch frei sind, müssen demnach ursprünglich nördlicher gelegen sein als die Gebiete, die primär Wildflysch enthalten.

Ein solches Gebiet, das primär frei von Wildflysch ist, ist das Grüntengebiet, es muß also einer nördlicheren Fazies angehören als der mittlere und südliche Bregenzer Wald.

Das einzige Positive, was für eine südlichere Abkunft der Grüntendecke spricht, ist die gute Entwicklung des Gargasien, besonders des unteren (Gamser Schichten usw.), das zwischen Oberstdorf und der Bregenzer Ach der Kreide der Bregenzerwalddecke fehlt oder nur schwach entwickelt ist. Gegen Feldkirch zu stellt es sich dann aber wieder ein.

Vergleichen wir im einzelnen die Entwicklung der Kreide der Grüntendecke mit der der Bregenzerwalddecke, um so die Stellung der ersteren erkennen zu können.

Falls der Grünten südlicheren Faziestypus wie die Bregenzerwaldkreide hat, so müßte in Analogie mit den Schweizer Alpen folgendes der Fall sein:

1. Die Drushergschichten (Barrême) müßten am Grünten weit mächtiger sein als im Bregenzer Wald.

Sie haben ungefähr dieselbe Mächtigkeit.

2. Der Schrättkalk sollte eine viel geringere Mächtigkeit als im Bregenzer Wald besitzen.

Er ist aber annähernd ebenso mächtig wie dort.

3. Der Brisisandstein (oberes Gargasien) müßte von geringerer Mächtigkeit als im Bregenzer Wald sein.

Er ist doppelt so mächtig am Grünten.

4. Das Albien müßte ebenfalls am Grünten weniger mächtig sein; das gleiche gilt auch für den Seewerkalk.

Beide sind mächtiger als im Bregenzer Wald.

5. Im südlichsten helvetischen Faziestypus fehlen die Leistmergel oder haben nur eine verschwindend geringe Mächtigkeit.

Im Grüntengebiet sind sie von außerordentlicher Mächtigkeit, sie sind mehr wie doppelt so mächtig als in der Kreide des Bregenzer Waldes.

6. Die für den südlichen helvetischen Faziestypus so ungemein charakteristischen Wangschichten fehlen dem Grünten, sind dagegen in der Kreide des Bregenzer Waldes stellenweise vorhanden.

Ich glaube an Hand dieser Zusammenstellung gezeigt zu haben, daß es keineswegs erwiesen ist, daß der Grünten von südlicherer Herkunft wie die Bregenzerwalddecke ist. Alle Faziesvergleiche mit der Schweiz sprechen, mit der einzigen Ausnahme des unteren Gargasien, gerade für das Gegenteil. Dagegen spricht auch die Bildung des Wildflysches.

Nach Arn. Heim ist die Ausbildung der Grüntenkreide auffallend ähnlich der Ausbildung der Kreide in der südlichen Illschlucht bei Feldkirch, das heißt der südlichsten Vorarlberger Kreide.

Dazu ist zu bemerken, daß die Kreide bei Feldkirch allerdings die südlichste Vorarlberger Kreide darstellt; die Kreide bei Feldkirch ist aber aufs engste mit der Kreide des Bregenzer Waldes verknüpft und weder tektonisch noch sonst irgendwie von dieser getrennt; sie gehört zur Bregenzerwalddecke.

Ist nun der Grünten, wie Arn. Heim meint, in ein Loch der vorher erodierten Speernagelfluh geschoben?

Der Grünten wohl kaum, denn er liegt ja auf der Hüttenbergdecke und nicht auf der Molasse selbst. Wohl aber dürfte die Hüttenbergdecke bei Agathazell, wo sie östlich der Iller plötzlich nach Norden vorstößt, in einem solchen Loch liegen. Die Molasse streicht hier unter die Hüttenbergdecke und die dieser aufliegenden Grüntendecke hinein.

Am Schmidlebach bei Egg treten nach Westen zu das letzte Mal verquetschte Linsen und Fetzen von Nummulitenkalk auf, die Tornquist beschrieben hat¹⁵⁾. Hier dürfte die Hüttenbergdecke unter der Bregenzerwaldecke verschwinden.

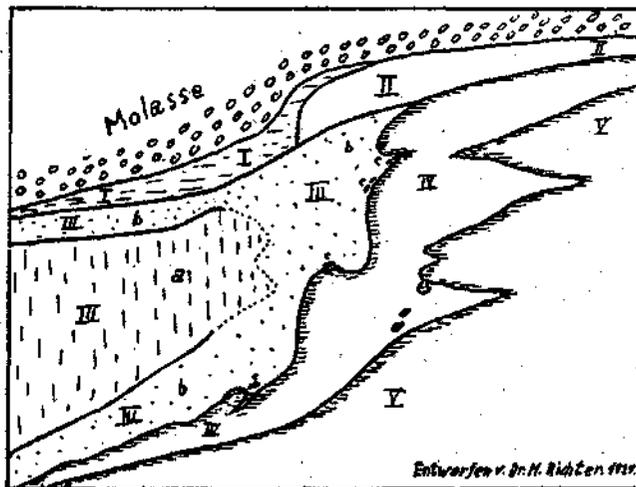
Eocäne Grünsande treten dann erst wieder weiter westlich an dem Abfall der Vorarlberger Kreide gegen das Rheintal auf, bei Dornbirn, Hohenems und Fraxern. Wildflysch fehlt diesen Gebieten; wo er auftritt, wie zum Beispiel an der Hohen Kugel, sind Grünsande nicht vorhanden.

Es ist wahrscheinlich, daß die Hüttenbergdecke hier wieder auftaucht. Möglicherweise tritt auch die Grüntendecke hier auf.

Typischer Wildflysch der Bregenzerwaldecke tritt auch zwischen Rheintal und Bregenzer Ach am Hochälpele, in der Umgebung von Andelsbuch und am Prühlbach auf.

E. Wepfer war der Ansicht¹⁶⁾, daß dieser Wildflysch, den er als solchen nicht erkannte, eine „Ueberschiebungsbreccie“ des Flysch über die Seewenmergel sei. Daß er bei dieser Ansicht zu ganz merk-

Fig. 1.



Strukturkarte vom Allgäu.

- | | |
|-------------------------------|----------------------------------|
| I. Hüttenbergdecke. | a) Kreide der Bregenzerwaldecke. |
| II. Grüntendecke. | b) Flysch der Bregenzerwaldecke. |
| III. Bregenzerwaldecke. | c) „Rhätische“ Schubschollen. |
| IV. Allgäu- und Lechtaldecke. | |
| V. Lechtaldecke. | |

würdigen tektonischen Vorstellungen kam, ist nicht verwunderlich, seine Profile geben ein Bild davon. Sie lassen sich aber ohne weiteres verstehen und richtig deuten, wenn man sie so umzeichnet, daß der Wildflysch (beziehungsweise die „Ueberschiebungsbreccie“) das normale Hangende der Seewenmergel (Leistmergel) bildet, wie das Ampferer¹⁾ bereits früher getan hat.

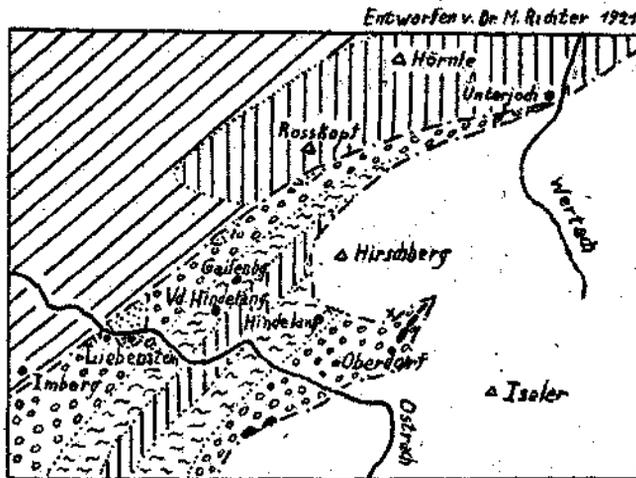
Durch die Ueberschiebung der Bregenzerwaldecke auf die Hüttenbergdecke westlich der Iller wird der sogenannte nördliche Flyschzug in zwei Teile geteilt; der nördliche Teil gehört zur Hüttenbergdecke, der südliche zur Bregenzerwaldecke.

In Fig. 1 gebe ich eine schematische Strukturkarte der Allgäuer Alpen, auf der die einzelnen Decken und ihre Verbreitung eingetragen sind, soweit sich das heute schon aus meinen Beobachtungen ergibt. Im einzelnen wird sich ja im Laufe der weiteren Forschung das Bild wohl noch ändern. Die Karte verfolgt auch nur den Zweck, in großen Zügen eine Synthese der helvetischen Zone im Allgäu zu geben.

Im folgenden will ich nun noch auf die Tektonik des Flysches (beziehungsweise auch der Kreide) in der Umgebung von Oberstdorf und Hindelang näher eingehen, soweit sich das nicht schon aus den beiden beigegebenen Kärtchen unmittelbar ergibt.

Das wichtigste Resultat meiner Beobachtungen war das, daß der südliche Flyschzug zwischen Bregenzer Ach und Hindelang eine nach NW überkippte Mulde ist. Auf diese Mulde ist die Allgäudecke aufgeschoben. Mitunter geht dieser Aufschub bis zum Kern der Flyschmulde. Der südliche Muldenflügel hestehet meist aus Wildflysch und

Fig. 2.



Geologische Kartenskizze der Umgebung von Hindelang im Allgäu.

Maßstab 1 : 130.000.

× Neues Cenomanvorkommen.

Zeichenerklärung wie bei der geol. Uebersichtskarte der Umgebung von Oberstdorf. (Fig. 8.)

zum Teil auch aus Leistmergel (auch Seewerkalk). Im Kern der Mulde liegt die Kalk- und die Quarzitzzone, an manchen Stellen auch noch die Sandsteinzone.

Der nördliche Muldenflügel besteht aus der Kalkzone und dann wieder dem Wildflysch.

Der Verlauf der Mulde, beziehungsweise ihrer Flügel geht aus den beiden beigegebenen Karten hervor. Zu erwähnen ist nur, daß der südliche Muldenflügel meist unvollständig ist; nur an den Stellen zeigt sich dessen Wildflysch, wo sich der Erosionsrand der Allgäu- decke in Tälern usw. etwas nach rückwärts einbiegt (zum Beispiel Warmatsgundtobel, Gaisalpe usw.). An solchen Stellen tritt er dann halbfensterartig zutage.

Zwischen Hindelang und Unterjoch an der Wertach verschwindet die ganze Flyschmulde unter dem Cenoman der Allgäu- decke. Damit verschwindet die Bregenzerwalddecke völlig unter dem Oberostalpinen, um weiter im Osten nicht mehr aufzutauchen.

(Das ostalpine Cenoman sieht mitunter recht flyschähnlich aus, besonders dessen graue karbonatische Schiefer. Im Gegensatz zu den exotischen Blöcken und Fragmenten des Wildflysch sind aber die exotischen Komponenten des ostalpinen Cenomans typische „Gerölle“, die alle wohlgerundet sind, eckige habe ich nie beobachtet. Dann bestehen die Cenomangerölle auch aus einem ganz anderen Material als die exotischen Elemente im Wildflysch. Außerdem treten die Cenomangerölle fast immer in richtigen Konglomeratbänken auf.

Ich habe im vergangenen Sommer ein neues Cenomanvorkommen aufgefunden, das auf der schönen Karte von Reiser⁶⁾ nicht verzeichnet ist. Es befindet sich im Wildbachtobel an dem Fußweg, der von „In der Hölle“ zur Straße nach Oberjoch abzweigt (nicht durch den Tobel!), und zwar östlich vom Punkt 961.7. [Genau bei der Zahl 7 auf der Reiserschen Karte.] Genau unter diesem Cenomanvorkommen steht im Bachbett selbst bereits typischer Wildflysch mit Fragmenten von Oelquarzit usw. an.)

Eine wichtige Frage besteht noch hinsichtlich der Vereinigung der beiden Flyschzüge, das heißt der Vereinigung des südlichen Teiles des nördlichen Flyschzuges (dessen nördlicher Teil gehört ja zu einer anderen tektonischen Einheit) mit dem ganzen südlichen Flyschzug.

Hierfür maßgebend ist allein der Wildflysch des nördlichen Muldenflügels im südlichen Flyschzug. Betrachten wir daher zunächst den Verlauf desselben.

Er streicht von Hirschegg über Riezlern längs der Breitach, dann an der Walserschanz vorbei und über Oberstdorf nach Reichenbach, von da östlich an der Schöllanger Burg vorbei gegen Schöllauog.

Hier streicht von Westen her aus dem Bregenzer Wald die Wildflyschzone der Klippen und vereinigt sich bei Schöllang normal mit dem Wildflysch der nördlichen Muldenflügel des südlichen Flyschzuges. Beide vereinigen sich also da, wo die belvetische Kreide von Maiselstein und der Schöllanger Burg infolge ihres östlichen Axial- gefalles unter den Flysch untertaucht.

Infolge dieser Vereinigung ist von hier ab eine einheitliche Flyschzone der Bregenzerwalddecke vorhanden, die nichts anderes als die Fortsetzung des südlichen Flyschzuges ist. Es stellt also auch nach der Vereinigung der beiden Flyschzonen (der der Bregenzerwalddecke angehörige Flysch eine nach NW überkippte Mulde dar,

die bis Hindelang, beziehungsweise Unterjoch ungestört weiterstreicht. Dann verschwindet die Bregenzerwalddecke unter der Allgäudecke.

Es bleibt jetzt nur noch übrig, kurz die Tektonik der Kreide in der Umgebung von Oberstdorf zu besprechen, soweit sie mit dem Flysch in Zusammenhang steht. Das meiste hierüber ist ja bekannt. Ich möchte hier gleich vorwegnehmen, daß die Uebersichtskarte 1:75.000 von Mylius ein völlig falsches Bild von der Tektonik und damit der einzelnen Kreidebezirke gibt. Nicht besser ist der Text, den er dazu gibt⁷⁾.

Nach Mylius wird das östliche Vorarlberger Kreidegebirge durch sechs Ueberschiebungslinien in drei ungleich große Bezirke geteilt, die jedesmal durch eine schmale Flyschzone voneinander getrennt sind. Man kann diese Flyschzonen als Quetschzonen bezeichnen.

Sie durchsetzen aber nicht das ganze östliche Kreidegebirge, wie Mylius meint, sondern nach Osten zu hören sie alle auf, und die ungestörte normale Schichtfolge stellt sich allmählich ein. Am besten ist das zu beobachten im unteren Rohrmooser Tal. Mylius zeichnet hier auf seiner Karte eine Quetschzone von Flysch, die durch das Rohrmooser Tal und weiter in nordöstlicher Richtung durch das Breitachtal in einem fortzieht.

Diese Darstellung ist unzutreffend; die Quetschzone des Rohrmooser Tales hört unterhalb vom letzten Hans „In der Flinche“ auf. Vorher stellen sich auf der südlichen Bachseite bereits die Leistmergel zwischen Gault und Wildflysch normal ein. Letzterer hört dagegen auf. Von der Quetschzone bleibt nur noch eine in den Gault steil eingefaltete Mulde von Leistmergeln übrig. Die Wildflyschquetschzone des Rohrmooser Tales war also in ihrer ersten Anlage eine steil eingefaltete Mulde, die dann von Süden her von Schrattekalk, beziehungsweise Gault überschoben wurde, zugleich damit wurde der Wildflysch nach Norden auf den Gault aufgeschoben.

Weiter westlich hebt eine neue Mulde aus, sie wird von Leistmergeln und Wildflysch aufgebaut. Nur in ihrem ersten Anfang im Rohrmooser Tal steckt der Wildflysch als Quetschmulde im Gault. Letzterer trennt die beiden Mulden voneinander, wie die Aufschlüsse am Bach gut erkennen lassen.

Verfolgen wir die Mulde das Breitachtal abwärts. Eine Unregelmäßigkeit besteht da, wo die Breitach unterhalb Bachtel das erste Gaultgewölbe durchbricht. Hier weisen auf der östlichen Talseite die Leistmergel eine zu geringe Mächtigkeit auf, und Seewenkalk fehlt fast völlig. Wahrscheinlich sind hier lokal die Leistmergel und der Wildflysch ein kurzes Stück auf den Gault aufgeschoben.

Unterhalb Wasach trifft die Breitach da, wo sie plötzlich aus der SW—NO-Richtung mehr nach Osten umschwenkt, auf eine Verwerfung. Längs dieser sind die Leistmergel der Mulde von Tiefenbach—Wasach und der Wildflysch der unteren Breitach an Schrattekalk und Gault abgesunken.

Um eine Ueberschiebung dürfte es sich kaum handeln; dafür ist das Aushalten der Störung im Verhältnis zur Sprunghöhe ein zu

geringes, abgesehen davon, daß sie aus der Richtung und dem Verlauf der sonstigen Ueberschiebungen herausfällt.

Ich bin absichtlich auf die Verhältnisse an der unteren Breitach und im Rohrmooser Tal etwas ausführlicher eingegangen aus dem Grunde, weil erstlich gute Aufschlüsse hier liegen, die von Vielen besucht werden und weil zweitens ein richtiges Bild von der Sachlage der Dinge gerade im unteren Rohrmooser Tal von der Haniel'schen Karte sich nicht gewinnen läßt.

Neben den bisher behandelten Störungen sind nur noch zwei von Bedeutung. Beide sind in der Literatur bereits bekannt.

Die eine ist die Schönebachüberschiebung (= der Längsbruch Langenwang—Dornbirn von Rothpletz). Sie ist noch bedeutender wie die Ueberschiebung im Rohrmooser Tal, längs ihr sind Schrackenkalk und Gault auf den Wildflysch des nördlichen Flyschzuges aufgeschoben. Wenig westlich der Iller stellt sich die normale Schichtfolge ein und die Störung verschwindet.

Die mächtige Anhäufung des Wildflysches in der Allgäuer „Klippenregion“ ist wahrscheinlich durch diese Ueberschiebung bedingt, die den Wildflysch von seiner Unterlage abgeschürft und vor sich angehäuft hat.

Die zweite große Störung (die größte von allen internen Störungen der Bregenzerwalddecke) ist die des südlichen Flyschzuges, der auf weite Strecken hin der Kreide aufgeschoben ist. (Von Riezlern ab nach SW bis über den Hohen Freschen hinaus. Doch sind nicht allein die Schichten des Flysches der älteren Kreide aufgeschoben, sondern auch die Leistmergel überschoben zusammen mit dem Flysch ältere Kreide.)

Bei Mittelberg, Hirschegg und Riezlern im Breitachtal fehlen die Leistmergel zwischen Gault (beziehungsweise Schrackenkalk) und Wildflysch. Von Riezlern an nach NW zu stellen sich diese aber rasch ein und südwestlich von der Walserschanze ist von der großen Störung nichts mehr zu sehen.

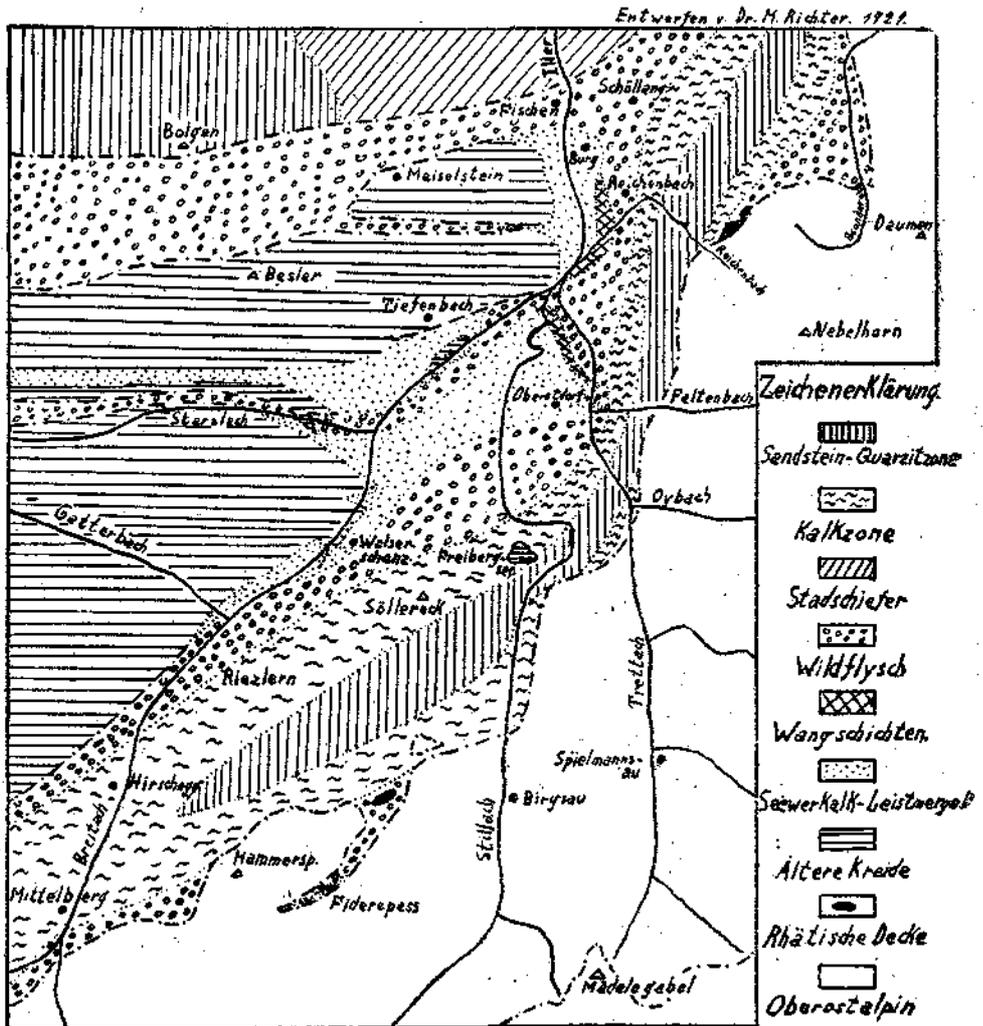
Es zeigt sich so die merkwürdige Erscheinung, daß sämtliche Störungen des östlichen helvetischen Gebietes gegen das Illertal zu aufhören. Mylius hat diese Erscheinung durch einen Ost-Westschub des östlich der Iller gelegenen Flysches zu erklären versucht, durch den diese Störungen abgeschnitten werden sollen. Ein solcher Ost-Westschub ist aber nicht vorhanden; dagegen spricht vor allem das ungestörte Untertauchen der Kreide nach Osten unter den Flysch sowie die einheitliche Tektonik des ganzen Flyschgebietes (der Bregenzerwalddecke). Die Ueberschiebungen erreichen eben als solche nach Osten hin ihr natürliches Ende.

Ich möchte den Abschnitt über die Tektonik nicht abschließen, ohne zuvor noch auf folgende Erscheinung hingewiesen zu haben: Am Rande der Allgäudecke zeigen die Flyschschichten, gleich welcher Stufe, eine Anpassung im Streichen an das Streichen der Ueberschiebungslinie. Streicht diese zum Beispiel Ost—West, dann streichen die Schichten des Flysches in ähnlicher Richtung; streicht jene Nord—Süd, dann streicht der Flysch auch annähernd Nord—Süd.

Diese randliche Anpassung zeigt sich zum Beispiel schon bei den Fallzeichen der alten Karte von Gumbel*) (wenn auch manche verkehrt sind), dann wieder auf der Karte von Ampferer²⁾.

So streicht da, wo die Allgäudecke zwischen der Gaisalpe und dem Trettach-, beziehungsweise dem Stillachtal in Nord—Südrichtung:

Fig. 3.



Geologische Uebersichtskarte der Umgebung von Oberstdorf im Allgäu.
Maßstab 1:105 000.

sich zurückbiegt, der Ueberschiebungsrand also nordstüdtlich streicht, der Flysch in annähernd derselben Richtung. Weiter vom Schubrand entfernt verwischt sich allmählich diese enge randliche Anpassung.

Die plötzliche Abbiegung der Allgäudecke nach Norden in der Umgebung von Oberstdorf zeigt sich aber doch deutlich auch in der

*) Blatt Sonthofen.

ihr unter-, beziehungsweise vorliegenden Mulde des südlichen Flyschzuges, indem diese ebenfalls vom Stillachtal ab zusammen mit der Allgäudecke plötzlich in eine mehr nördliche Richtung umschwenkt, wie das aus der Karte (Fig. 3) deutlich hervorgeht. (Die Lechtaldecke beschreibt ja den gleichen Bogen nach Norden. Desgleichen die drei helvetischen Decken zwischen Fischen und Immenstadt.)

Sollte zwischen der Abbiegung der oberostalpinen Decken und derjenigen der südlichen Flyschmulde nach NNO nicht ein innerer Zusammenhang bestehen, vielleicht infolge einer Druckrichtung mehr aus SO oder OSO? Oder sollte kein innerer Zusammenhang hestehen und dieses Abbiegen beider, sonst tektonisch so verschieden gebauter Zonen ein rein zufällig entstandenes Bild sein?

E. Zeitliche Gliederung der tektonischen Vorgänge.

Tornquist hat seiner Arbeit¹⁵⁾ ein Schema beigegeben, in dem er die tektonischen Vorgänge, die im Allgäu und Bregenzer Wald stattgefunden haben, zeitlich gliedert. Im folgenden gebe ich dieses Schema wieder:

- Oberes Miocän: Molassefaltung — Ueberschiebung des Flysch auf die Molasse — Quersprünge.
- Aelteres Miocän: Auffaltung der Kreideketten und der Flyschzone — Ueberschiebung der Kreide auf den Flysch.
- Oberes Oligocän: Ende der Deckenschübe — Einschub der Kalkklippe.
- Aelteres Oligocän: Deckenschübe — Ablagerung des jüngeren Flysches außerhalb der Decken.
- Eocän: Ablagerung des Nummulitenkalkes und älteren Flysches außerhalb der Decken und der Flyschkonglomerate auf den späteren Deckenschollen.

In diesem Schema ist verschiedenes nicht ganz richtig. Tornquist verlegt das Ende der (oberostalpinen) Deckenschübe in das obere Oligocän und die Auffaltung der helvetischen Kreide in das ältere Miocän. Es lagen also nach seiner Ansicht die ostalpinen Decken schon über oder besser auf der helvetischen Zone, bevor diese aufgefaltet wurde.

Das ist unrichtig, denn träte das zu, dann müßte ja die oberostalpine Ueberschiebungsfäche bei der späteren Faltung mitgefaltet sein! Sie liegt aber vollständig flach, wovon man sich bei Oberstdorf leicht überzeugen kann.

Die helvetische Zone war also bereits gefaltet, als die (ober)ostalpinen Decken ankamen. Nun hört die Flyschbildung im Unteroligocän auf, die Faltung der helvetischen Zone kann also frühestens im obersten Unteroligocän erfolgt sein. Daraus wiederum geht eindeutig hervor, daß die oberostalpinen Decken frühestens im Mitteloligocän die helvetische Region überfahren haben können.

Deshalb können die Allgäuer „Klippen“ auch nicht von oberostalpinen Decken abgeleitet werden, denn sie liegen ja noch in den

Flysch (Wildflysch) eingesedimentiert. Nach Tornquist sind sie von der Oberfläche der Allgäudecke durch die Lechtaldecke abgeschürft und so in das Flyschmeer geraten. Das ist aber unmöglich, weil ja die oberostalpinen Decken erst herankamen, als der Flysch längst zu Ende sedimentiert und bereits aufgefaltete war. Außerdem hat die Lechtaldecke auch wohl nie bis zu den Allgäuer „Klippen“ gereicht.

Im folgenden wage ich auf Grund meiner Untersuchungen die verschiedenen tektonischen Vorgänge zeitlich zu gliedern und hoffe, den wirklichen und zu beobachtenden Verhältnissen und Tatsachen dabei einigermaßen gerecht zu werden.

- Pliocän—Obermiocän: Letzte helvetische Deckenbewegungen — Erosion und Durchtalung der Molasse — Molassefaltung.
- Mittel- u. Untermiocän: Ablagerung der Molasse — Ende der oberostalpinen Deckenbewegungen.
- Oberoligocän: Ablagerung der Molasse — Oberostalpine Deckenbewegungen.
- Mitteloligocän: Faltung und Deckenbildung in der helvetischen Region — Beginn der oberostalpinen Deckenbewegungen.
- Unteroligocän: Jüngste Flyschbildungen (Sandsteinzone) — Gebirgsbewegung im Süden.
- Ober- u. Mitteleocän: Ablagerung von Stadschiefer, Nummulitenkalk im N, Flyschkalkzone im S. — Transgressionen.
- Untereocän: Keine Sedimentation.
- Obersenon: Ablagerung von Hachauer Schichten und ob. Leistmergel im N, Wildflysch im S. — Geantiklinale Bewegungen weiter im S.

Mit der vorliegenden Arbeit hoffe ich einen Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik des Allgäuer Flysches geliefert zu haben, einen Beitrag, der vielleicht deshalb schon vielen erwünscht sein dürfte, weil doch jedes Jahr das obere Allgäu, insbesondere aber Oberstdorf und dessen herrliche Umgebung, von vielen Forschern besucht wird, denen diese Zeilen von einigem Wert sein dürften, zmal in der Literatur bis jetzt keine brauchbaren Angaben über den Flysch in der Umgebung von Oberstdorf enthalten waren.

Bonn a. Rhein, 10. Jänner 1922.

Zitierte Literatur.

- 1) Ampferer, O. Referat über die Arbeit von E. Wepfer: „Die nördliche Flyschzone im Bregenzer Wald.“ Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1909. Nr. 9.
- 2) Ampferer, O. Geolog. Spezialkarte von Oesterreich-Ungarn. Blatt Lechtal. 1914. Zone 16. Kol. III.

- 5) Haniel, C. A. Geolog. Führer durch die Allgäuer Alpen südlich von Oberstdorf. München 1914.
- 6) Heim, Arn. Monographie der Churfirsten-Mattstockgruppe. Teil I. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Lief. 50. N. F. 20, 1910.
- 7) Heim, Arn. Zur Frage der exotischen Blöcke im Flysch. Ecl. geolog. Helvetiae. Vol. IX. Nr. 3. 1907.
- 8) Heim, Arn. Der Grünten im Allgäu. Festschrift Alb. Heim. Zürich 1919.
- 9) Mylius, H. Geolog. Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen. Bd. I. München 1912.
- 10) Reiser, K. Ueber die Eruptivgesteine des Allgäu. Tschermak, Mineral- u. Petrogr. Mitteil. Bd. X. 1889.
- 11) Reiser, K. Geolog. Karte der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. Veröffentlicht von d. geognost. Abt. d. bayr. Oberbergamts. München.
- 12) Richter, M. Die exotischen Blöcke im Flysch bei Oberstdorf. Zentralbl. f. Min. etc. 1921. Nr. 11.
- 13) Rösch, A. Der Kontakt zwischen dem Flysch und der Molasse im Allgäu. Diss. München. 1905.
- 14) Rothpletz A. Der Kontakt zwischen dem Flysch und der Molasse im Allgäu. Ein Nachtrag zu Dr. A. Rösch' Arbeit von 1905. Jahresber. u. Mitteil. d. Oberrhein. geol. Ver. Bd. 5. 1915/16.
- 15) v. Seidlitz, W. Schollenfenster im Vorarlberger Rhätikon und im Fürstentum Liechtenstein. Mitt. d. geol. Ges. in Wien. Bd. IV. 1911.
- 16) Steinmann, G. Geolog. Beobachtungen in den Alpen. Teil II. Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg. 1905.
- 17) Tornquist, A. Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Beziehung zu den ostalpinen Deckenschüben. N. Jb. f. Min. etc. Bd. I 1908.
- 18) Wepfer, E. Die nördliche Flyschzone im Bregenzer Wald. N. Jb. f. Min. etc. Beil.-Bd. 1909.

Inhaltsverzeichnis.

A. Stratigraphische Verhältnisse	49 [1]
I. Der Wildflysch	50 [2]
II. Die Kalkzone	55 [7]
III. Die Quarzitzzone	57 [9]
IV. Die Sandsteinzone	58 [10]
B. Altersfolge	61 [13]
C. Faziesverhältnisse	63 [15]
D. Tektonik	68 [20]
E. Zeitliche Gliederung der tektonischen Vorgänge	77 [29]
Zitierte Literatur	78 [30]

Nachtrag.

Während der Drucklegung dieser Arbeit erschien in den Verhandlungen der Geol. Staatsanstalt (1921, Nr. 11, 12) von Herrn Dr. H. P. Cornelius ein „Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen in der Allgäuer und Vorarlberger Klippenzone“. Cornelius ist darin zu interessanten und wichtigen Ergebnissen gekommen, die, wenn sie richtig sind, von großer Bedeutung für die helvetische Zone im Allgäu-Vorarlberg sind. Doch vermag ich mich seinen Deutungen nicht anzuschließen. Während meiner Ansicht nach die Klippenzone hauptsächlich aus Wildflysch besteht (in dem auch die Gneise des Bolgen liegen), hält Cornelius diese Gesteine mit den exotischen Blöcken für Unterkreide der Falknisdecke, die hier als Tauchdecke tief in die helvetische Zone eingefaltet sein soll. Er teilt den Wildflysch der Klippenzone in zwei Unterkreideserien: 1. die Junghansenschichten und 2. die Scheienalpmergel. Fossilien, aus denen das Unterkreidealter dieser Schichten hervorgehen könnte, fehlen. Ist die Deutung von Cornelius dieser Schichten richtig, dann gibt es im ganzen Allgäu-Vorarlberg keinen Wildflysch; und da dieser Wildflysch von den anderen Flyschzonen überlagert wird, wie ich in meiner Arbeit geschildert habe, so gibt es im ganzen Allgäu-Vorarlberg auch keinen helvetischen Flysch, die helvetische Schichtfolge würde dann mit den Leistmergeln abschließen.

Dagegen sprechen aber alle Beobachtungen.

Möglicherweise wären die fraglichen Gesteine der Klippenzone vom Wildflysch abzutrennen, doch spricht dagegen wieder, daß typischer Wildflysch bei Fischen und im Rohrmooser Tal direkt in die „Junghansenschichten“, bzw. „Scheienalpmergel“ übergeht. Danach gehört entweder aller Wildflysch zu den Junghansenschichten oder Scheienalpmergeln, oder die beiden letzteren sind nichts anderes wie Wildflysch.

So große exotische Blöcke, wie sie in den Gesteinen der Klippenzone vorkommen, sind mir aus keinem anderen Horizont als dem Wildflysch hekannt, und sind ja gerade für den Wildflysch bezeichnend.

Cornelius nimmt die Gneise vom „Großen Grahen“ (nördl. vom Hohen Ifen) aus den „Junghansenschichten“ heraus wegen der Größe; die Bolgengneise aber, die doch auch eine respektable Größe besitzen, verbleihen den „Junghansenschichten“.

Beide Gneisvorkommen rechne ich zum Wildflysch.

Weiter auf diese interessanten Fragen einzugehen, verbietet mir leider der zur Verfügung stehende knappe Raum.

Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone im niederösterreichischen Waldviertel.

Von Leopold Kölbl.

Mit 6 Textfiguren.

Einleitung.

In sigmoidaler Krümmung durchzieht die moravisch-moldanubische Grenze als eine tektonische Linie erster Ordnung das Grundgebirge des niederösterreichischen Waldviertels.

Sie quert, aus dem mährischen Grundgebirge kommend, südwestlich von Frain die niederösterreichische Grenze und streicht von Riegersburg an ziemlich gleichmäßig nach SW. Bei Wappoltenreith ändert sie plötzlich ihre Richtung. In einem flach über Messern vorspringenden Bogen vollzieht sich ein allmähliches Umschwenken gegen SO und von Poigen an bis in die Gegend nördlich von Horn ist ihr Verlauf nahezu OW. Westlich von Rodingersdorf erfolgt eine abermalige Aenderung im Streichen. Die moravisch-moldanubische Grenze biegt nach S um und von Stockern an läßt sie sich fast geradlinig in südsüdwestlicher Richtung bis an die Querstörung von Diendorf verfolgen.

F. E. Sney hat das Verdienst, die Verschiedenheit der Gebirgsteile zuerst festgestellt zu haben (13). Zwei Gebiete kristalliner Schiefer, die sich in Bau und Zusammensetzung völlig voneinander unterscheiden, grenzen hier gänzlich unvermittelt aneinander.

Im Osten, die moravischen Gesteine, eine Serie kristalliner Schiefer, die unter starkem Druck ausgewalzt und gestreckt wurde und in gewölbeartiger Lagerung die Gneiskerne in ihrem Liegenden überdeckt. Längs der ganzen moravisch-moldanubischen Grenze fällt diese Gesteinsfolge unter die moldanubische Scholle im Westen ein. Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer, die sich am Aufbau der moldanubischen Scholle beteiligen, zeigen deutlich, daß ihre Bildung nicht in einer tektonischen Lage über den moravischen Decken, sondern in größerer Rindentiefe und bei höherer Temperatur vor sich gegangen sein muß. Diese Lagerungsverhältnisse finden ihre Deutung in der Erkenntnis, daß die moldanubische Scholle als Ganzes längs einer Ueberschiebungsfäche über das moravische Gebirge hinwegbewegt worden ist. (13 e).

An der Grenze dieser beiden Gebiete verläuft mit großer Regelmäßigkeit, bald breiter, bald schmaler werdend, ein Zug von Glimmerschiefer, der der moldanubischen Gesteinsserie angehört und sich aus deren Gneisen bei Annäherung an die moravische Grenze allmählich entwickelt.

Eine Reihe von Beobachtungen veranlaßten F. E. Sueß, diese Glimmerschiefer als eine tektonische Fazies der moldanubischen Katagneise anzusprechen. Das Verhalten der Marmor- und Amphibolitzüge bei ihrem Verlauf in den Gneisen und Glimmerschiefern dieser Zone, besonders bei Annäherung an die moravisch-moldanubische Grenze, befestigten die Auffassung der Glimmerschiefer als Tektonite.

F. E. Sueß hatte im nördlichen Teil des Spezialkartenblattes Drosendorf diese Verhältnisse in den Einzelheiten studiert (13c) und es war zu erwarten, daß sich die Erscheinungen am klarsten in dem Gebiet zeigen würden, in dem das Umschwenken der moravisch-moldanubischen Grenze aus der SW-Richtung in die SO-Richtung erfolgt.

Die Schilderung der Verhältnisse in diesem bogenförmigen Stück der Glimmerschieferzone auf Grund einer genauen geologischen Kartenaufnahme bildet den Inhalt der vorliegenden Arbeit.

Die Anregung hierzu erhielt ich von meinem hochverehrten Lehrer Herrn Prof. F. E. Sueß und ich erfülle nur eine Pflicht der Dankbarkeit, wenn ich ihm auch an dieser Stelle für das Wohlwollen, mit dem er die Arbeit in jeder Hinsicht förderte, meinen ergebensten Dank ausspreche. Gleichfalls fühle ich mich der Direktion der Geologischen Staatsanstalt gegenüber verpflichtet, für die Erlaubnis, die Kartensammlung benutzen zu dürfen und ich danke auch Frk. Dr. H. Gerhard, die mir die Einsichtnahme in den von ihr kartierten Teil des Blattes Drosendorf, der noch nicht veröffentlicht wurde, bereitwilligst gestattete.

Die älteren Arbeiten.

Wie manches andere Stück des niederösterreichischen Grundgebirges, so ist auch das Gebiet des moravisch-moldanubischen Bogens von Messern in der Literatur außerordentlich stiefmütterlich behandelt.

Einzelne Notizen finden sich in den Mineralverzeichnissen von Stütz und Sigmund (11), eine eingehendere geologische Bearbeitung dieses Teiles des Waldviertels liegt aber seit der Arbeit Lipolds (8) nicht mehr vor. Die neueren Detailuntersuchungen Beckes und seiner Mitarbeiter (1) reichen nicht soweit nach Norden und die weitausgreifende regionale Arbeit von F. E. Sueß (13e), die die Grundlage für die moderne Auffassung dieses Gebietes bildet, konnte naturgemäß nur die Hauptzüge zur Darstellung bringen und sich auf die Schilderung von Einzelheiten nicht einlassen.

Der gleiche Mangel an neueren Arbeiten macht sich bei der kartographischen Grundlage fühlbar.

Die der Arbeit von F. E. Sueß (13e) beigegebene Karte kann als Uebersichtskarte nur die Hauptlinien zur Darstellung bringen und die Neuaufnahmen der Geologischen Staatsanstalt liegen, allerdings

noch nicht veröffentlicht, nur für den nördlichsten Streifen vor, der zum Kartenblatt Drosendorf gehört. Für den ganzen übrigen Teil, der in das Gebiet des Blattes Horn der Spezialkarte fällt, ist die einzige Grundlage die alte Originalaufnahme der Geologischen Staatsanstalt, da auch die gute Karte Czjzeks (4) nicht mehr soweit nach Norden reicht.

Daß unter diesen Umständen das jetzige Kartenbild von der Originalaufnahme der Staatsanstalt beträchtlich abweicht, ist verständlich.

Die Haupttypen der Gesteinsfolge.

Die kristallinen Schiefer, die sich am Aufbau des niederösterreichischen Waldviertels beteiligen, waren schon wiederholt Gegenstand eingehender petrographischer Untersuchungen (1, 2, 9, 13). Da in dem auf der Karte dargestellten Gebiet mehr oder minder die gleichen Gesteine auftreten wie in den übrigen Teilen des Waldviertels, so wird von einer erschöpfenden petrographischen Beschreibung, die ja ohne chemische Analysen nicht möglich wäre, Abstand genommen.

Die Merkmale der Gesteine sollen nur insoweit beschrieben werden, als sie zu deren Kennzeichnung als Tektonite notwendig sind.

A. Moravische Gesteine.

I. Bittescher Gneis.

Das ganze Gebiet östlich der moravisch-moldanubischen Grenze, welches auf der Karte zur Darstellung gebracht wurde, besteht aus Bittescher Gneis.

F. E. Sueß bezeichnet mit diesem Namen Gesteine, die durch Auswalzung aus einem porphyrischen Granit entstanden sind. Er traf sie das erstmal bei Groß-Bittesch in Mähren an und die Merkmale, die er von dort beschreibt, sind in gleicher Weise bei den Gesteinen von Messern wiederzufinden (13 b).

Es offenbart sich derart eine auffallende Einförmigkeit in dem Gesteinskomplex, die im schroffen Gegensatz steht, zu dem mannigfaltigen Wechsel, der in der moldanubischen Serie anzutreffen ist.

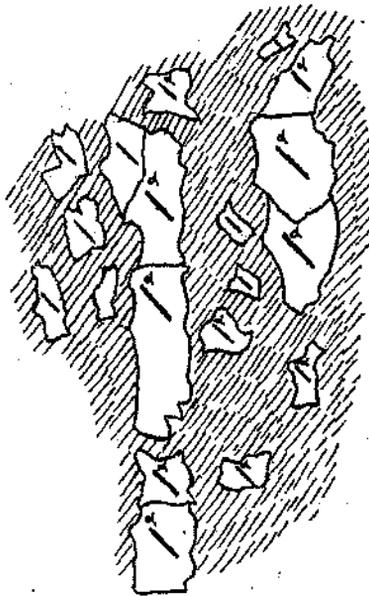
Die Gesteine sind durchwegs von heller Farbe, hellgrau, hellgelb bis fast rein weiß. Die Hauptmasse des Mineralbestandes bildet ein körniges Gemenge von Quarz und Feldspat. Bezeichnend ist die relative Armut an dunklen Gemengteilen. In diesem Grundgewebe treten Augen von Orthoklas auf, die im allgemeinen die Größe einer kleinen Erbse erreichen. Stellenweise können sie jedoch an Größe beträchtlich zunehmen und in mehreren Anfschlüssen sind Gesteine zu beobachten, in denen die Orthoklasaugen haselnußgroß werden. Am deutlichsten sind diese Feldspat-Augen im Querschnitt zu sehen. Es sind keine Porphyroblasten, sondern alte Einsprenglinge, die rhombisch oder linsenförmig ausgezogen sind und manches Mal noch die Spuren einer kristallographischen Begrenzung erkennen lassen.

Bei der Auswalzung des ehemals porphyrischen Granites wurden die knotigen Feldspataugeu klastisch zerdrückt und die Spuren dieser mechanischen Umformung lassen sich an ihnen noch allenthalben erkennen. Die Zerdrückung dieser Einsprenglinge kann so weit vorgeschritten sein, daß nur mehr eine lang ausgezogene flache Linse und schließlich ein feiner Streifen von Serizit den Platz des ursprünglichen Feldspatauges kennzeichnet.

Im Querbruch des Bittescher Gneises läßt sich ein streifenartiger Wechsel des Quarz-Feldspatgemenges mit fein zerstoßenen Biotitlagen beobachten, die sich an den Orthoklasaugen stauen und diese lidartig umfließen. Die Feldspataugeu können manches Mal bis zum gänzlichen Verschwinden zurücktreten und es entstehen dann verschiedene Abarten des Bittescher Gneises, die jedoch stets nur lokale Bedeutung haben.

Das mikroskopische Bild dieser Gesteine zeigt ein unversehrtes kristalloblastisches Gefüge. Die vorhandenen Plagioklase ergaben durch Vergleich der Lichtbrechung mit Quarz eine dem Oligoklas-Albit entsprechende Zusammensetzung. (Parallelstellung: $\alpha' < \omega$, $\gamma' < s$; Kreuzstellung: $\alpha' < s$, $\gamma' < \omega$.)

Fig. 1.



Regelung der Quarzkörner im Bittescher Gneis.

Der Quarz bildet oft längere Streifen, die sich aus einzelnen länglich auseinandergezogenen Körnern zusammensetzen. An einer Stelle konnte eine Tendenz zur Regelung der Quarzkörner beobachtet werden.

Die Richtung α der Quarze (Fig. 1) liegt jedoch nicht parallel der allgemeinen Schieferung des Bittescher Gneises, die sich im Schliiff

durch die oblongen Quarzkörner, die langgestreckten Quarzlagen, die auftretenden Muskovite usf. äußert, sondern sie schließt mit dieser Richtung einen Winkel von zirka 45° ein. Nun zeigt sich die bemerkenswerte Erscheinung, daß der Winkel, den die Streichrichtung der Streckung mit der Schieferung einschließt, gleichfalls 45° beträgt.

Als dunkler Gemengteil tritt Biotit auf. Er kommt keineswegs unregelmäßig verstreut im Gestein vor, sondern findet sich in eigentümlicher Weise zerstoßen in einzelnen Lagen angereichert. Durch diese zonenförmige Anordnung des zerstoßenen Biotitstaubes erhält das Gestein öfter ein bandstreifiges Aussehen. Die Biotite sind durch sehr starken Pleochroismus (lichtreihbraun, dunkelrotbraun) ausgezeichnet und zeigen außerdem schöne, groß entwickelte pleochroitische Höfe.

Bezeichnend ist ferner das Auftreten des Muskovits. Er bildet im Querschnitt lange, leistenförmige Durchschnitte, die in keinem Falle eine mechanische Beeinflussung erkennen lassen. Ihre Anordnung folgt durchwegs der Richtung der Schieferung und wenn sie sich an einem Feldspatauge stauen und dieses umfließen, so geschieht dies in Form polygonaler Bögen. Kein Muskovitsbüppchen wurde verhogen. Quergestellte Muskovite kommen vereinzelt vor, sind jedoch außerordentlich selten. Auch sie zeigen sich mechanisch unbeeinflusst. Auf den Schieferungsflächen bildet der Muskovit feinschuppige Häute, die dem Gestein einen leichten, seidenglänzenden Schimmer verleihen.

Außer diesen Muskovitschuppen, die stets von ziemlich gleicher Größe sind, treten noch bedeutend größere Porphyroblasten von weißem Glimmer auf, die sich auch stellenweise zu Flatschen vereinigen können. Diese Muskovitflatschen treten in besonderer Häufigkeit in jenen Teilen des Bittescher Gneises auf, die sich in unmittelbarer Nachbarschaft der moravisch-moldanubischen Grenze befinden.

Im großen zeigt der Bittescher Gneis durchgehends eine gute Bankung. In Aufschlüssen, die eine gewisse Uebersicht ermöglichen, zum Beispiel an der Straße von Messern nach Wappoltenreith, läßt sich beobachten, daß die Bänke eigentlich flach keilförmige Körper sind, die sich gegenseitig ablösen. Auf diese Erscheinung wurde übrigens von F. E. Sueß in den nördlichen Gebieten dieser Gesteinsvorkommnisse wiederholt hingewiesen.

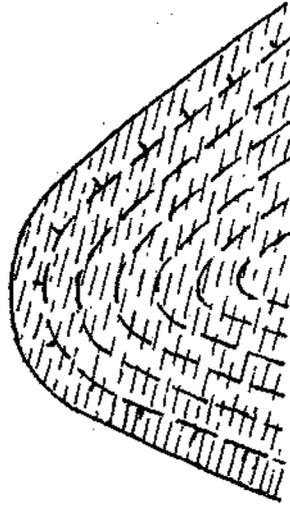
Die Schieferungsflächen selbst scheinen bei flüchtiger Betrachtung ganz ebenflächig zu sein. Bei genauerem Zusehen zeigt sich aber, daß auch sie weite, flachwellige Verbiegungen erlitten haben. Auch in kleinerem Maßstabe treten derartige Verbiegungen der Schieferungsflächen auf. So kann man in einem größeren Aufschluß an der Straße von Messern nach Wappoltenreith eigentümliche Wülste auf den Schieferungsflächen beobachten, die gerade oder etwas gebogen ungefähr senkrecht zum Streichen verlaufen. Sie treten alternierend in Abständen von 30—50 cm auf.

Der ganze Komplex des Bittescher Gneises läßt ferner eine deutliche Streckung erkennen.

Während die Gneisbänke den Wechsel in der Streichrichtung schrittweise verfolgen lassen und aus der NO-Richtung über NS all-

mählich in die NW-Richtung übergehen, durchsetzt die Streckung, unbekümmert um dieses Umschwenken, in gleichbleibender Streichungsrichtung (N 15° O) den ganzen Gneiskörper (Fig. 2). Hierdurch werden verschiedene Angaben in der Literatur, wonach die Streckung einmal dem Streichen, ein andermal dem Fallen folgt, verständlich.

Fig. 2.



Verlauf der Schieferung und der Streckung im Bittescher Gneis.

Schließlich mag noch erwähnt werden, daß im Bittescher Gneis zahlreiche Quarzgänge auftreten, weshalb der Verwitterungsboden sehr reich an weißen Quarzstückchen ist, die die Felder überall bedecken.

2. Einlagerungen im Bittescher Gneis.

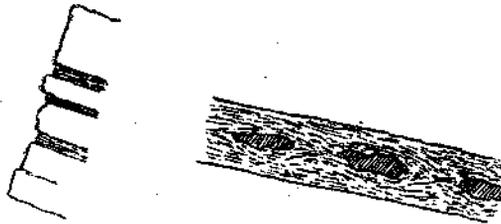
In den randlichen Partien des Bittescher Gneises finden sich Einschaltungen dünnschiefriger Amphibolite zwischen den Gneisbänken. Meist sind diese Amphibolitzwischenlagen nur wenige Zentimeter mächtig; an einzelnen Stellen können sie jedoch bis $\frac{1}{2}$ m stark werden. Infolge ihres geringen Ausmaßes und der oftmaligen Wiederholung konnte eine eigene Ausscheidung auf der Karte nicht erfolgen.

Das Hauptgestein dieser Einlagerungen bildet ein mürbes, schiefriges Gemenge von Hornblende, Chlorit und Biotit, wobei letzterer stellenweise weitaus vorherrschen kann. In diesen mürben, blätternden Biotitschiefern finden sich denn häufig einzelne Stücke eines harten, zum Teil fein flaserigen Amphibolits. Die Schiefer stauen sich an diesen harten Einlagerungen (Fig. 3), umfließen sie, schmiegen sich ihren Umrissen an und geben mechanisch das Bild, als ob eine einst zusammenhängende Bank von Amphibolit ausgewalzt, in einzelne Stücke und Linsen zerrissen und zerdrückt worden wäre. Diese Erkenntnis fügt sich zwanglos in die Vorstellung über die Umformung des Bittescher Gneises durch Kinetometamorphose.

Auch in dem Hauptverbreitungsgebiet des Bittescher Gneises, bei Groß-Bittesch in Mähren, und besonders bei Frain treten nach den Beschreibungen von F. E. Sueß derartige Einlagerungen in den randlichen Partien auf. F. E. Sueß deutet sie dort als veränderte basische Schlieren.

Ueberblickt man die Verhältnisse, unter denen die moravischen Gesteine des untersuchten Gebietes ihre heutigen Eigenschaften erworben haben, so zeigt sich, daß für die Umformung des Bittescher Gneises nicht statische, sondern kinetische Metamorphose maßgebend war. Mechanische Umformung unter gleichzeitiger Neubildung schieferholder Minerale (Muskovit) und kristalloblastischer Erneuerung des Gefüges sind die wesentlichsten Merkmale dieser Gesteinsgruppe.

Fig. 3.



Amphibolit-Zwischenlagen im Bittescher Gneis.

Die großen, neugebildeten Muskovit-Porphyroblasten stellen sich besonders gerne in unmittelbarer Nähe der moravisch-moldanubischen Grenze ein und die „Muskovitisierung“ scheint aus der moldanubischen Glimmerschieferzone auf die zunächstliegenden Partien des Bittescher Gneises überzugreifen. Die Untersuchung dieser Muskovit-Porphyroblasten zeigt, daß sie jünger sind als die Bewegung. Unmittelbar nach Aufhören der Bewegung folgte eine Periode regster Muskovitbildung, deren Ursache zwar noch nicht in allen Punkten klar zu erkennen ist, obgleich sich eine deutliche Abhängigkeit von tektonischen Beziehungen zeigt.

B. Sander betrachtet es als eine der Hauptaufgaben, beim Studium der Tektonite auf das Verhältnis der Deformationsphase zur Kristallisationsphase zu achten (10). Im vorliegenden Fall zeigt die Beobachtung, daß das Grundgewebe restlos kristalloblastisch erneuert wurde, während in den proterogenen Resten, den großen, klastisch zerdrückten Feldspatagen, die letzten Spuren der mechanischen Deformation durch die Kristalloblastese noch nicht getilgt werden konnten. Auch die Regelung der Quarze im Bittescher Gneis spricht für eine rein mechanische Deformation, die kristalloblastisch wieder ausgeheilt wurde.

Die Deformation des Bittescher Gneises erfolgte daher wahrscheinlich ziemlich gleichzeitig mit der Kristallisation, sie war parakristallin und die Ausprägung der Schieferung wurde, um mit Sander zu sprechen, durch tektonohlastische Deformation (Deformationskristalloblastese) verursacht (10).

B. Moldanubische Gesteine.

1. Schiefergneis-Glimmerschiefer.

An den Bittescher Gneis schließt sich mit scharfer Grenze gegen Westen die Schiefergneis-Glimmerschieferzone an. Sie bildet einen mehrere Kilometer breiten Streifen, der den ganzen Raum zwischen der Kuppel des Bittescher Gneises und dem Blumauer Granulit einnimmt. Einzelne Teile dieser Zone sind durch Bedeckung mit Löß der direkten Beobachtung unzugänglich und im Süden werden die Schiefergneise und Glimmerschiefer von den tertiären Sedimenten der Horner Bucht bedeckt. Inselartig ragen sie jedoch an einzelnen Stellen, so bei Neukirchen a. d. Wild, südlich des Ortes Poigen und westlich von St. Bernhard unter den tertiären Gehilden hervor.

Eine reiche Folge verschiedener Gesteine beteiligt sich an dem Aufbau dieser Zone. Echter Schiefergneis, grobschuppiger Granatglimmerschiefer, beide durch Uebergangsglieder von diaphoritischem Aussehen innig miteinander verbunden, Einlagerungen von Marmoren, Graphitquarziten, Amphiboliten, lichten Gneisen, kurz ein reicher Komplex sedimentärer und eruptiver Gesteine liegt hier, durch Metamorphose in kristalline Schiefer umgewandelt, vor.

Die Hauptverbreitung besitzen in diesem Streifen die Schiefergneise, die Granatglimmerschiefer und deren Uebergänge.

So sehr sich die typischen Endglieder voneinander unterscheiden, so schwer ist es, in der Natur eine trennende Linie zwischen beiden Gesteinsausbildungen zu ziehen. Diese Beobachtung wurde in gleicher Weise in allen übrigen Teilen des Waldviertels gemacht und Becke (1), Sueß (13), Himmelbauer (1) und Reinhold (1) weisen in ihren Arbeiten immer wieder auf dieses ganz allmähliche ineinander Uebergehen hin.

Die Schiefergneise herrschen im allgemeinen in den westlichen Teilen vor. Es sind sandig verwitternde Paragneise, die der Hauptsache nach aus einem körnigen Gemenge von Quarz, Feldspat und Biotit bestehen. Außer diesen Mineralen ist fast stets Granat vorhanden, dessen Körner in den Schiefergneisen jedoch keine besondere Größe erreichen. Apatit, Zirkon, Staurolith, Disthen, Turmalin konnten gleichfalls nachgewiesen werden.

Die Struktur der typischen moldanubischen Schiefergneise ist durch reine Kristalloblastese beherrscht. Jede Gefügedeformation, welche die Kristallisationsphase überdauert hätte, fehlt vollständig. Die Kristallisation ist daher durchwegs als posttektonisch anzusprechen. Nichtsdestoweniger weist eine Reihe von Beobachtungen der Lagerung im Großen sowohl wie der Strukturverhältnisse im Schriff (verlegte Reliktstruktur in den Granaten) darauf hin, daß der ganze moldanubische Gesteinskomplex eine wechselvolle tektonische Vergangenheit hinter sich hat. Die kristalloblastische Gefügeerneuerung bei herrschender hoher Temperatur und im Zusammenhang damit das Fehlen jener Minerale, deren Bildung von dem Volumgesetz beherrscht wird, mit einem Worte Umwandlung durch statische Metamorphose, bildet nur die letzte Phase in der reichen geologischen Geschichte dieser Tektonite.

In auffallendem Gegensatz hierzu steht das Verhalten dieser Gesteine beim Fortschreiten gegen Osten.

Ganz langsam und allmählich vollzieht sich die Umwandlung der Schiefergneise in richtige Granatglimmerschiefer, ein Vorgang, der in zahlreichen Querprofilen stets in gleicher eindeutiger Weise verfolgt werden konnte.

Gleichsam als Vorboten dieser Umwandlung stellen sich in den Schiefergneisen und auch in den anderen Gesteinen dieser Zone, soweit sie hierzu die chemische Eignung besitzen, kleine, neugebildete Schüppchen von Muskovit ein. Während der Biotit in kleinen, kurzen Fasern auftritt, zeigt sich der Muskovit in 1—2 mm großen Schüppchen unregelmäßig im Gestein verstreut. Becke (2) hat bereits auf diese vom Biotit verschiedene Art des Vorkommens hingewiesen.

Die sekundäre Entstehung des Muskovits aus Kalifeldspat oder aus Biotit konnte an mehreren Schliften dieser Gesteine und an Schliften von Schiefergneisen aus den nördlichen Gebieten, die mir Herr Professor F. E. S u e ß aus seiner reichen Sammlung zu Vergleichsstudien gütigst überließ, in ausgezeichneter Weise beobachtet werden. F. E. S u e ß hat diese Verhältnisse eingehend beschrieben (13 e). Der Muskovit greift fingerförmig in den Kalifeldspat ein und zehrt ihn allmählich auf. Bei dem aus dem Biotit hervorgegangenen lichten Glimmer sind blaßbraune, verschwommene, pleochroitische Flecken und Streifen zu beobachten, wobei sich auf den Spaltflächen Erzausscheidungen einstellen.

Bei weiterem Fortschreiten nach Osten bilden sich auf den Schieferungsflächen des Schiefergneises zunächst feine Muskovit-, beziehungsweise Serizithäutchen. Größere Muskovittafeln gelangen noch nicht zur Ausbildung. Himmelbauer (1) machte in dem südlichen Teil des Waldviertels in den Querprofilen des Stiefernbaches und Reithgrabens die gleiche Beobachtung und er betont ausdrücklich den diaphoritischen Eindruck, den diese Gesteine machen.

Im weiteren Verlauf der Umwandlung gelangen die feinen Muskovithäutchen auf den welligen Flächen zu immer stärkerer Ausbildung. Der Abstand dieser Flächen, der vorerst bis zu mehreren Zentimetern betragen konnte, verringert sich fortgesetzt, wobei Feldspat zurücktritt und die einzelnen Gemengteile gleichzeitig an Größe zunehmen. Das Gestein selbst wird immer grobschuppiger.

In den typischen Granatglimmerschiefern, die „nichts anderes sind als die der mittleren Umwandlungsstufe Grubenmanns entsprechende grob lepidoblastische Ausbildung der Sedimentgneise des moldanubischen Gneiskomplexes“ (F. E. S u e ß l. c. pag. 42), ist der Feldspat sehr stark zurückgetreten, ohne jedoch ganz zu fehlen. Die Granaten haben Erbsen- bis Haselnußgröße erreicht und die Muskovite bilden ein wirrflaseriges Geflecht, welches die Granaten lidartig umfließt. Turmaline mit dunklerem Kern und heller Hülle, Staurolith, Disthen, Apatit, Zirkon, Rutil, Erze treten gleichfalls auf.

Interessante Beobachtungen gestattet das Verhalten der Granaten. Einzelne lassen einen an Einschlüssen reichen Kern erkennen, der von einer einschlußarmen Hülle umgeben wird. Bei anderen, besonders

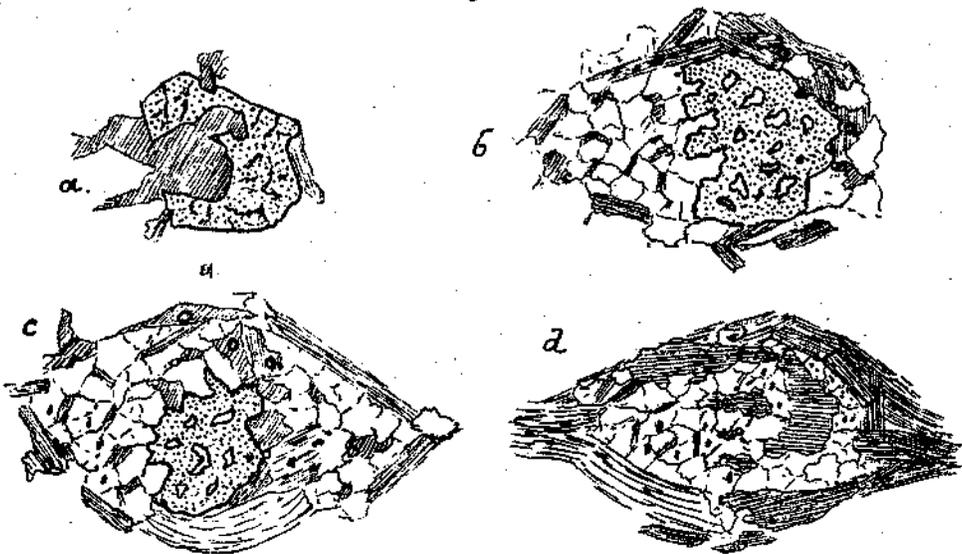
bei den erbsen- bis haselnußgroßen, sind die Einschlüsse annähernd parallel gelagert und lassen in randlichen Teilen des Granatkornes eine Umbiegung erkennen. Gegenüber der allgemeinen Anordnung der anderen Gesteinskomponenten lassen diese Einschlüsse eine Verlagerung bemerken. Eine derartige verlegte Reliktstruktur (verlegtes *si*, Sander) weist auf eine Differentialbewegung während des Wachstums hin.

Während diese Granaten ebenso wie die übrigen Gemengteile in den grobschuppigen Glimmerschiefern an Größe zugenommen haben, zeigen die Granaten anderer Glimmerschieferpartien gerade das Gegenteil.

Die Gesteine, an denen diese Beobachtungen gemacht werden konnten, stammen durchwegs aus der Zone, die unmittelbar an der moravisch-moldanubischen Grenze gelegen ist. Durch Diaphtorese werden die grobschuppigen Granatglimmerschiefer in dieser Zone brüchig, klein bröckelig und erhalten an einigen Stellen äußerlich das Aussehen phyllitischer Gesteine.

Die Granaten der diaphoritischen Glimmerschiefer nördlich von Grünberg, der anstehenden Gesteine an der Mündung des Taffa-Farrenbaches in das große Taffatal, ferner der Belegstücke, die aus den Aufschlüssen zwischen Messern und Sitzendorf stammen, lassen eine deutliche Auflösung erkennen. Die mikroskopische Untersuchung dieser Gesteine ermöglicht es, das Schwinden der Granaten in allen Stadien zu beobachten.

Fig. 4.



Allmähliches Verschwinden der Granaten in den diaphoritischen Glimmerschiefern.

Das an Einschlüssen meist reiche Granatkorn wird von einem dichten Muskovit-Biotit-Geflecht lidartig umflossen. Die Zerstörung der Granaten beginnt nun in der Regel damit, daß Biotit an Einbuchtungen fingerförmig in den Granat immer tiefer eindringt und

ihn so allmählich verdrängt. Einen extremen derartigen Fall, in dem ausschließlich Biotit gebildet wurde, zeigt Fig. 4a.

Die auf Kosten der Granaten gebildeten Biotite lassen sich auch in mehrfacher Hinsicht von jenen unterscheiden, die das ursprünglich unversehrte Korn augenlidförmig umflossen haben. Während die primär im Gestein enthaltenen Biotite ziemlich dunkel, scharf umgrenzt und öfter etwas gestreckt sind und außerdem einen starken Pleochroismus und große, schön ausgebildete pleochroitische Höfe erkennen lassen, ist dies bei den neu gebildeten Biotiten nicht der Fall. Sie sind im allgemeinen bedeutend lichter, unregelmäßig begrenzt, kleiner und arm an pleochroitischen Höfen, die in vielen Fällen überhaupt fehlen. Einschlüsse konnten in ihnen nicht gefunden werden.

Außer Biotit bildet sich meist auch noch Quarz und Feldspat. Das Granatkorn wird bei weiterem Fortschreiten der Umbildung immer kleiner, weist eine mannigfach zerlappte und zerschlitzte Umgrenzung auf, die deutlich erkennen läßt, wie die Aufzehrung von außen nach innen fortschreitet. (Fig. 4b, c.)

Schließlich sind die letzten Reste des Granatkornes vollständig verschwunden und es bleibt an seiner Stelle ein Gemenge von Biotit, Quarz, Feldspat und Erzausscheidungen übrig, welches von der ursprünglichen Umgrenzung des Granatkornes ebenso lidartig umflossen wird dieses selbst. (Fig. 4d.)

Auf diese Weise vollzieht sich die Anpassung der Granaten an die durch die rückschreitende Metamorphose geschaffenen neuen Gleichgewichtsverhältnisse.

Auch ans anderen Gebieten kristalliner Schiefer wurden analoge Anpassungserscheinungen von Granaten beschrieben. So erwähnt Gruhenmann (6) einen derartigen Fall ans Eklogiten und L. Hezner (7) schildert gleiche Erscheinungen aus den Eklogiten und Amphiboliten des mittleren Oetztals.

Während im südlichen Teil des niederösterreichischen Waldviertels aus den moldanubischen Schiefergneisen durch rückschreitende Metamorphose Glimmerschiefer geworden sind, schreitet die Umbildung in den nördlichen Teilen noch weiter fort. Bereits in dem Gebiet von Messern zeigen sich die ersten Anzeichen hievon. An der Grehze der Ueberschiebung wird der Glimmerschiefer klein bröckelig, brüchig, spaltig und an zwei Stellen (westlich von Wappoltenreith und an der Straße Klein-Haselberg-Messern) zeigen sich Uebergänge des Glimmerschiefers in äußerlich mehr phyllitartige Diaphtorite. Durch die Arbeiten von F. E. Sueß sind diese Gesteine dann in weiterer Verbreitung aus den nördlichen Gebieten bekannt geworden.

Der Gegensatz zwischen Schiefergneis und Glimmerschiefer wurde auch in anderer Weise zu deuten gesucht. Becke ist geneigt, diese Gesteine auf primär verschiedene Sedimente zurückzuführen und F. E. Sueß betont in seiner letzten Arbeit, daß bei der wechselvollen Zusammensetzung der Schiefergneis-Glimmerschieferzone die chemisch besonders geeigneten Glieder früher in Glimmerschiefer umgewandelt worden sind, als die anderen.

Eine Reihe von Feldbeobachtungen in dem untersuchten Gebiet sprechen für diese Auffassung.

Die Umwandlung der Schiefergneise in den Glimmerschiefer beginnt nämlich keineswegs in annähernd gleicher Entfernung, sondern sie erfolgt ziemlich unregelmäßig. In den südlichen Teilen, bei Brunn an der Wild, sind typische grobschuppige Glimmerschiefer mit schönen, großen Granaten (Tobelfeld) schon in größerer Entfernung von der moravisch-moldanubischen Grenze fertig ausgebildet, als zum Beispiel in der Gegend südlich von Wappoltenreith.

Auch der Grad der Umwandlung des Schiefergneises in den Glimmerschiefer ist nicht immer der gleiche. Die grobschuppigen Granatglimmerschiefer sind nur an einzelnen Stellen zu besonders schöner Ausbildung gelangt, während an anderen Orten die Umwandlung nicht soweit vorgeschritten ist und das Endprodukt eine Uebergangstellung zwischen Schiefergneis und Glimmerschiefer einnimmt.

In diesen lokalen Unregelmäßigkeiten der Umwandlung scheinen sich die primären chemischen Verschiedenheiten des Komplexes der sedimentären Gesteine zu äußern.

Es ist aber nicht unwahrscheinlich, daß bei den tektonischen Vorgängen, welche die Umwandlung der Schiefergneise in die Glimmerschiefer bewirkt haben, auch die chemische Zusammensetzung des Gesteins selbst geändert wurde.

Der Ueherschiebung der moldanubischen Scholle auf das moravische Gebirge war eine Differentialbewegung des Gefüges korrelat, die in jenen Gesteinen am stärksten sein mußte, die unmittelbar über die moravische Unterlage hinwegzugleiten hatten. In diesen Gesteinen, den jetzigen Glimmerschiefern, wurde durch die Gefügebewegung ein viel innigerer Molekelantausch ermöglicht, neue Bahnen wurden eröffnet und der ganze Molekularumsatz gefördert. Man kann sich leicht vorstellen, daß hierbei auch eine bestimmte Stoffmenge aus dem Gestein überhaupt weggeführt wurde, so daß das Endprodukt der kinetischen Metamorphose eine andere chemische Zusammensetzung aufweist als das Ausgangsprodukt.

Leider sind chemische Untersuchungen dieser Frage noch sehr spärlich. Es sei aber auf die interessanten Studien von Staub (12) und Cornelius (3) hingewiesen, die diese an Gesteinen des Berninagebietes angestellt haben. Staub untersuchte einen Granit und sein Quetschprodukt und Cornelius verglich einen Granit von Roccabella gleichfalls mit seinem Quetschprodukt.

In beiden Fällen zeigte die chemische Analyse eine Zunahme der Tonerde, eine Abnahme von Ca und eine Verschiebung des Alkalienverhältnisses derart, daß K im Quetschprodukt relativ vorherrscht.

Wenn auch diese Gesteine mit den Paragneisen und Glimmerschiefern des Waldviertels nicht unmittelbar zu vergleichen sind, so ist es immerhin sehr bemerkenswert, daß die chemische Zusammensetzung sich in der gleichen Weise ändert, wenn diese Änderung durch tektonische Bewegungsvorgänge bedingt ist. Auch bei den

Glimmerschiefern zeigt sich eine relative Zunahme der Tonerde und ein Vorherrschen des K.

Allerdings würde es noch einer genauen chemischen Untersuchung bedürfen, um die Beziehungen, die zwischen der Aenderung in der chemischen Zusammensetzung und der kinetischen Metamorphose zu bestehen scheinen, in diesem Gebiete wenigstens, klarzustellen.

Je nach der Tiefe, in welcher die Bewegung vor sich gegangen ist, findet eine verschieden starke Veränderung der Schiefergneise durch rückschreitende Metamorphose statt. In den südlichen Teilen, die in größerer Tiefe gelegen waren, kommen grobkristalline Granatglimmerschiefer zur Ausbildung und bei einer Wanderung von S nach N gelangen wir gleichzeitig in Gebiete, die die gleitende Bewegung über den Bittescher Gneis in immer höheren Zonen der Erdrinde mitgemacht haben. Dies äußert sich in dem Grad, bis zu welchen die rückschreitende Metamorphose die Gesteine verändert hat, wobei es schließlich zur Ausbildung echter Diaphorite kommt, wie sie zum Beispiel von F. E. Sueß von Oels und Swojanow beschrieben wurden.

Immer läßt sich hierbei die Tektonitnatur der Glimmerschiefer deutlich erkennen, bedingt durch die Lage an der Basis der moldanubischen Scholle. In welchem Maße bei diesen Vorgängen die Kristalloblastese durch Umwandlung von mechanischer Energie in chemische Energie und Wärme gefördert wurde, entzieht sich vorläufig der Beurteilung.

2. Einlagerungen in der Schiefergneis-Glimmerschieferzone.

Die überaus wechselvolle Zusammensetzung der Schiefergneis-Glimmerschieferzone wird besonders durch die zahlreichen Einlagerungen verschiedener Gesteine deutlich. Aber auch für die Frage nach der geologischen Stellung der Glimmerschieferzone liefern diese Einlagerungen eine Reihe wertvoller Beobachtungen. In auffälliger Weise ändern sie plötzlich ihr Verhalten, wenn sie aus den Schiefergneisen in den Bereich des tektonischen Horizontes der Glimmerschiefer kommen.

Lichte Biotitgneise, reine Quarzite, Graphitquarzite, Marmore und verschiedene Arten von Amphibolit sind in buntem Wechsel als Einlagerungen anzutreffen.

Die durch Graphit verunreinigten Quarzite gestatten eine schärfere Begrenzung und ein weiteres Verfolgen, da sich ihr Auftreten durch die bleigraue Farbe des Bodens verrät. Lokale Graphitanreicherungen veranlaßten in früherer Zeit Versuche zur bergmännischen Gewinnung und derartige Schürfe sind heute noch bei St. Marein, Dappach, Neukirchen a. d. Wild und im nördlichen Teil des auf der Karte dargestellten Gebietes bei Trabernreith und an manchen anderen Orten zu finden.

Eine weitere Art von Einschaltungen in der Glimmerschieferzone bildet das Vorkommen lichter Gneise. Besonders im nördlichen Teil

erlangt am Pleßberg südlich von Klein-Ullrichschlag ein weißer feinkörniger Biotitgneis eine größere Mächtigkeit.

Das mikroskopische Bild zeigt ein mittel- bis feinkörniges Gemenge von Quarz, Feldspat und Biotit. Der östlich anschließende Streifen lichten Biotitgneises ist stellenweise wie zum Beispiel nördlich von Trabernreith mit Granulitgneis vergesellschaftet, der schöne Granaten führt.

Auch im südlichen Teil sind Gneiseinlagerungen in den Schiefergneisen und Glimmerschiefern nicht selten zu beobachten. Im wesentlichen zeigen diese Vorkommnisse das gleiche Bild wie die Einlagerungen im Norden, nur lassen die schlechten Aufschlußverhältnisse selten eine genauere Untersuchung zu. Diese Gesteine sind meist hell, rein weiß bis gelblich und zeigen im Mikroskope ein feines Gemenge von Quarz, Feldspat (Oligoklas-Albit) und Biotit.

Bemerkenswert ist auch in diesen Gneisen das Auftreten von neugebildetem Muskovit in jenen Teilen, die der moravisch-moldanubischen Grenze genäbert sind. Das Auftreten dieses hellen Glimmers erfolgt in gleicher Weise wie in den Schiefergneisen. Kleine, im Gestein unregelmäßig verteilte Muskovitschüppchen stellen sich in analoger Weise wie im Schiefergneis zunächst auch hier ein und lassen im Gegensatz zu dem mehr regelmäßig angeordneten Biotit ihre nachträgliche Entstehung deutlich erkennen. Die gleichen feinen, seidenglänzenden Häutchen von lichtem Glimmer, welche die Flächen der Schiefergneise überzogen hatten, sind auch bei den eingeschalteten Gneisen wiederzufinden. Die Vorkommen südlich von Nonndorf und am Topelfeld zeigten außerdem Porphyroblasten von Muskovit, die in manchen Fällen nahezu Zentimetergröße erreichten.

Wenn auch die in der Schiefergneiszone eingelagerten lichten Gneise eine weitere Umbildung nicht erfahren mußten, so ist doch die Tatsache, daß auch sie im Dache des Bittescher Gneises, ebenso wie die Schiefergneise selbst, von der Muskovitisierung ergriffen wurden, ein Beweis dafür, daß tektonische Faktoren es waren, die die Umwandlung der an den Bittescher Gneis grenzenden Teile der moldanubischen Scholle verursachten.

Größere Wichtigkeit erhalten für die Beurteilung dieser Frage die Marmor- und Amphibolitzüge. In bezug auf die mineralogische Zusammensetzung der Marmorzüge scheint sich bei der Umprägung in die tektonische Fazies Tremolith häufiger einzustellen als in den westlicheren Gehieten. Bedeutend auffallender läßt aber das tektonische Verhalten der Marmorzüge, wie später noch gezeigt werden soll, die Anpassung an die bewegenden Kräfte bei der Ausbildung der Glimmerschieferzone erkennen.

Die Marmore sind meist grobkörnig kristallin und besitzen eine hläuliche, in seltenen Fällen eine rein weiße Farbe. Sie sind fast immer durch graphitische Ausscheidungen verunreinigt, die sich in einzelnen Lagen anreichern können. Hierdurch erhalten die Gesteine ein gestreiftes Aussehen und sind als Bändermarmore entwickelt.

An ihrer Zusammensetzung beteiligen sich verschiedene Mineralien. Akzessorisch treten Quarz, Plagioklas, Biotit, Tremolith, Skapolith,

Augit, Graphit, Pyrit auf. In einzelnen größeren Aufschlüssen konnte beobachtet werden, daß der Graphit randlich gelagerte schlierige Streifen bildet. In den Kalkbrüchen bei Brunn a. d. Wild ist diese Erscheinung wiederholt zu sehen und es scheint sich hierbei um die Ausscheidung des Bitumengehaltes des ehemaligen unreinen Kalksteines zu handeln.

Durch Zunahme der sonst nur akzessorisch auftretenden Gemengteile gehen die Marmore zunächst in unreine kristalline Kalke über und schließlich entstehen Gesteine, die im südlichen Teil des Waldviertels als kalzitreiche Augitgneise beschrieben wurde. (Becke.) Als weiterer Gemengteil tritt in diesen Augitgneisen noch Granat auf. Infolge der Unsicherheit der Abgrenzung der unreinen kristallinen Kalke von den kalzitreichen Augitgneisen konnte eine eigene Ausscheidung auf der Karte nicht erfolgen.

Den Marmoren kommen an Häufigkeit des Auftretens von allen anderen Einlagerungen nur noch die verschiedenen Arten der Amphibolite gleich.

Zwei Gruppen dieser Gesteine lassen sich im großen unterscheiden: die Amphibolite einerseits, die stets in inniger Vergesellschaftung und Wechsellagerung mit den kristallinen Kalken vorkommen und jene, die sich in ihrem Auftreten als selbständige, scharf begrenzte Körper erweisen.

Es würde aber eines eigenen Studiums, namentlich der chemischen Verhältnisse, bedürfen, um die verschiedenen Amphibolittypen ihrer Genesis nach scharf zu scheiden und außerdem gestatten die Aufschlußverhältnisse nur in einzelnen Fällen (Großes Taffatal, einige Kalkbrüche) ein genaueres Verfolgen der Amphibolitzüge und ihrer Verhältnisse zum Nebengestein.

Die mikroskopische Prüfung dieser Gesteine zeigte, daß Granat-amphibolite, Pyroxen, Epidot, Zoisit führende Arten vertreten sind; deren Struktur ebenfalls sehr verschieden sein kann. Feinkörnige Amphibolite treten neben faserigen, schiefrigen und körnig streifigen Typen auf.

Für die Beurteilung der tektonischen Verhältnisse dieser kristallinen Schiefer liefern gleichfalls die Amphibolite wichtige Anhaltspunkte.

Die schiefrigen Amphibolittypen enthalten öfter Linsen und Knollen von körnigen Amphiboliten, die allem Anscheine nach die ausgewalzten und zerdrückten Reste eines ursprünglich massigen Gesteines bilden, welches durch die Wirksamkeit der kinetischen Metamorphose die gegenwärtige Struktur erhalten hat.

Weitere Beweise für das Vorhandensein großer tektonischer Umfaltungen in dieser Zone liefern die gut aufgeschlossenen Amphibolitvorkommen im Großen Taffatal südlich der Hammerschmiede bei Messern.

Aus einiger Entfernung betrachtet, scheinen sie einfache, klotzartige Einlagerungen im Schiefergneis zu bilden. Bei genauerer Untersuchung offenbart sich jedoch ein bedeutend komplizierterer Bau. Der

ganze Amphibolitkörper besteht zur Gänze aus eng übereinander gepreßten liegenden Falten. Die Verfallung eines feinkörnigen Amphibolits mit einem körnig streifigen läßt sich hierbei in ausgezeichneter Weise verfolgen.

Bemerkenswert ist hierbei, daß dieser Amphibolit unmittelbar das Dach des Bittescher Gneises bildet. Kein Glimmerschiefer findet sich mehr zwischengeschaltet und bei der Bewegung der moldanubischen Scholle über die Bittescher Gneiskuppel war es in erster Linie der Amphibolit, der stark in Mitleidenschaft gezogen wurde. Das Streichen des Bittescher Gneises beträgt an dieser Stelle $N 45^{\circ} W$ und sein Fallen $25-30^{\circ} SW$. Das gleiche Streichen und dasselbe Fallen zeigen die übereinander getürmten Falten in seinem Dach.

Es ist wohl wahrscheinlich, daß in diesen liegenden Falten die Reste einer früheren Tektonik vorliegen, die beweisen, daß der moldanubische Gesteinskomplex eine reiche tektonische Geschichte mitgemacht hat, bevor er die heutige Metamorphose aufgeprägt erhielt.

Immerhin muß aber erwähnt werden, daß nur bei jenen Amphiboliten, die sich unmittelbar im Dach des Bittescher Gneises befinden, derartige Falten aufgefunden werden konnten. In größerer Entfernung vom Bittescher Gneis, zum Beispiel im NW von Grünberg, ist in den Amphiboliten nur hier und da eine kleine liegende Falte aufzufinden und noch weiter im Hangenden scheinen sie völlig zu fehlen.

Bei mikroskopischer Prüfung zeigen aber auch diese gefalteten Amphibolite ein unversehrtes kristalloblastisches Gefüge. Die tektonische Umformung, welche zur Bildung der liegenden Falten führte, erweist sich daher als präkristallin, wobei die Falten entweder Reste einer früheren Tektonik sein können, oder aber in Zusammenhang mit der moldanubischen Ueberschiebung gebracht werden müssen.

Da die Prüfung der Frage, ob die liegenden Falten nur unmittelbar im Dach des Bittescher Gneises auftreten, oder sich auch in den westlichen Teilen finden, infolge der fehlenden Anfschlüsse an den entscheidenden Punkten nicht möglich ist, muß auch die Zuordnung dieser Bewegungen zu einer korrelaten Tektonik vorläufig unterlassen werden.

3. Granulit.

Im Westen schließt sich an die Schiefergneis-Glimmerschieferzone das Granulitmassiv von Blumau an.

Prächtige Wälder bedecken das Gebiet und beim Durchwandern „der Wild“ gelingt es nur selten, ein Stück frisches, unverwittertes Gestein zu finden. Soweit demnach dieses Vorkommen beurteilt werden kann, handelt es sich um ein feinkörniges, schieferiges, helles bis rein weißes Gestein, welches der Hauptmasse nach aus einem Gemenge von Quarz und Feldspat besteht. Kleine Körner eines lichtrosa gefärbten Granaten mit Quarzeinschlüssen finden sich in der Grundmasse zerstreut. Hierzu gesellt sich manchenmal Muskovit. Dieses Mineral tritt in kleinen Schüppchen auf, die um die Granatkörner herum öfter etwas angereichert sind. Wenn Biotit auftritt, so

geschieht dies gleichfalls nur in Form von winzigen Schüppchen, die dann regellos im Gestein verstreut sind.

Das tektonische Verhalten der Gesteinskörper.

Das tektonische Bild, welches die moravisch-moldanubische Gesteinsserie in den allgemeinsten Umrissen darbietet, ist das einer einförmig gegen West fallenden Folge kristalliner Schiefer. Schon in den älteren Arbeiten finden sich immer wieder Angaben, welche diese Konkordanz betonen.

Der Bittescher Gneis ist das Dach eines knpelförmigen Gewölbes, der „Thaya-Kuppel“, wie es von F. E. Sueß genannt wurde, von dem die moldanubischen kristallinen Schiefer schalenartig nach allen Richtungen abfallen. Auf diese Art wird eine konkordante Folge kristalliner Gesteine vorgetäuscht, die jedoch, wie die Beobachtung lehrt, in Wirklichkeit eine „transportierte Konkordanz“ (Heim) und das Endergebnis einer komplizierten Tektonik darstellt.

Bei Wappoltenreith ist das Streichen des Bittescher Gneises NO—SW, bei einem Fallen von 25—30° gegen NW. Ganz allmählich und an den zahlreichen Aufschlüssen gut verfolgbar geht das Streichen aus der NO-Richtung in die NS-Richtung über, biegt dann ebenso allmählich gegen NNW um und erreicht schließlich nördlich von Grünberg N. 60—70 W. Das Fallen bleibt hierbei entsprechend dem kuppelförmigen Bau immer gegen außen gerichtet und beträgt durchschnittlich 25—30°.

An diese Kuppel von Bittescher Gneis schmiegen sich nun in scheinbar ungestörter konkordanter Folge die Gesteine der Glimmerschieferzone an.

Die Schiefergneise und Glimmerschiefer und besonders die beiden eingeschalteten Lagen von Marmor und Amphibolit erweisen sich in einer so strengen Abhängigkeit von der Gneiskuppel in ihrem Untergrund, wie sie nur durch eine Bewegung der moldanubischen Scholle über das moravische Gebirge erzeugt werden konnte. Anpassung aller neugebildeter Flächen der schmiegsamen Gesteine an die Umrisse der weniger schmiegsamen Granite im Liegenden ist der gestaltende Faktor für die tektonischen Züge dieses Gebietes. Kein anderes Merkmal läßt die tektonische Fazies der Glimmerschiefer und ihrer Einlagerungen so deutlich erkennen wie diese unter stärkster Bewegung erzwungene Konkordanz.

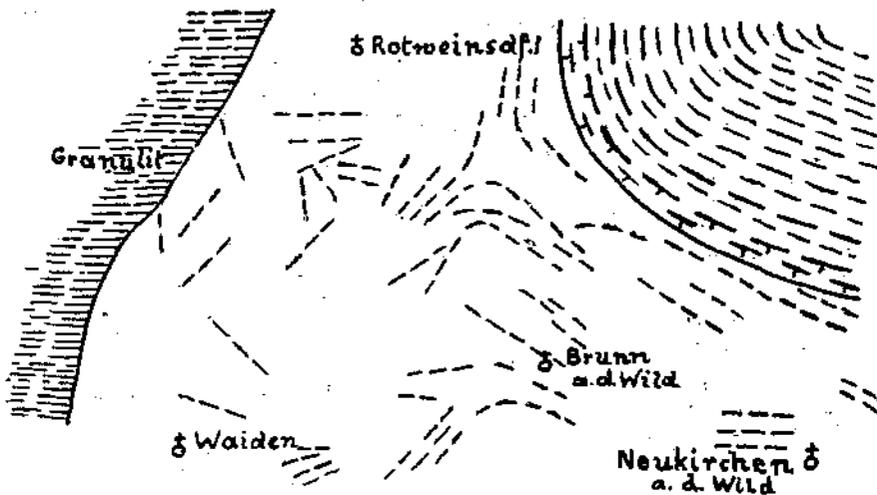
In den Schiefergneisen selbst läßt sich in größerer Entfernung von der moravisch-moldanubischen Grenze eine einheitliche Streichungsrichtung nicht mehr feststellen. In kleinen Entfernungen ist ein sprunghaftes Wechseln in der Streichrichtung zu beobachten und es ist infolge der mangelnden Aufschlüsse nicht möglich, den Uebergang aus dem einen Streichen in das andere oder die Beziehung, in welcher diese beiden Gebirgstteile stehen, zu verfolgen. Es hätte das Kartenbild nur unklar gemacht, wenn alle gemessenen Fallzeichen eingetragen worden wären. In Fig. 5 wurden daher die Streichrichtungen und ihr Umschwenken in der Nähe des Bittescher Gneises für den süd-

lichen Teil übersichtlich zur Darstellung gebracht. (Die einzelnen Striche stellen alle gemessenen Fallzeichen dar.)

Deutlich zeigt sich das wirre Streichen im Westen am Rand des Blumauer Granulits und in der Mitte der Glimmerschieferzone. Von N 60°—70° O bis N 60° W sind alle Arten von Streichrichtungen auf verhältnismäßig kleinem Raume zu messen. Aus den Arbeiten von F. E. Sueß ist deutlich zu ersehen, daß dieser von keiner sichtbaren Regel beherrschte vielfache Wechsel im Streichen sich in der ganzen Glimmerschieferzone in größerer Entfernung von der moravisch-moldanubischen Grenze einstellt.

Ganz anders gestaltet sich jedoch das tektonische Bild, wenn man sich der Grenze selbst nähert. Das allmähliche Umschwenken der Gesteinszüge läßt sich am besten an den Amphibolit- und Kalk-

Fig. 5.



Streichrichtungen der Schiefergneise und Glimmerschiefer, Marmore und Amphibolite.

einlagerungen verfolgen und wird auf der Skizze Fig. 5 für den südlichen Teil zur Darstellung gebracht. Von F. E. Sueß wurde die Anpassung dieser Züge an das moravische Streichen in dem nördlichen Teil des Spezialkartenblattes Drosendorf in ähnlicher Weise festgestellt. (13 c.)

Das Umschwenken oder „Umschleifen“ (13 c) erfolgt aber durchaus nicht immer allmählich. In den größeren Aufschlüssen zum Beispiel bei Reicharts, Nondorf, Grub, läßt sich wiederholt beobachten, daß ein Teil der Marmoreinlagerungen noch in der ursprünglichen Richtung weiterstreicht, während ein anderer Teil bereits die der Gneiskuppel entsprechende Richtung herumgedreht worden ist. Keilförmige Bänke, plötzliche Aufbiegungen und Stauchungen deuten darauf hin, daß das Umschleifen in die neue Richtung ein gewaltiger tektonischer Vorgang war, dem sich die Gesteinszüge nur widerstrebend fügten. Diese eigenartigen Drehungen in den scheinbar ungestörten parallelen Marmorbänken sind den Steinbrucharbeitern wohlbekannt, sind aber

bei ihnen sehr unbeliebt, da sie den Abbau der kristallinen Kalke sehr erschweren. Trotz dieser starken Störungen zeigt sich aber auch in diesen Gesteinen ein restlos kristalloblastisch erneutes Gefüge.

Ueberblickt man die Erscheinungen, so prägt sich die tektonische Natur der Glimmerschieferzone durch die unter Druck und Bewegung erzwungene Anpassung der einzelnen Einschaltungen an die Gneiskuppel im Liegenden am klarsten aus.

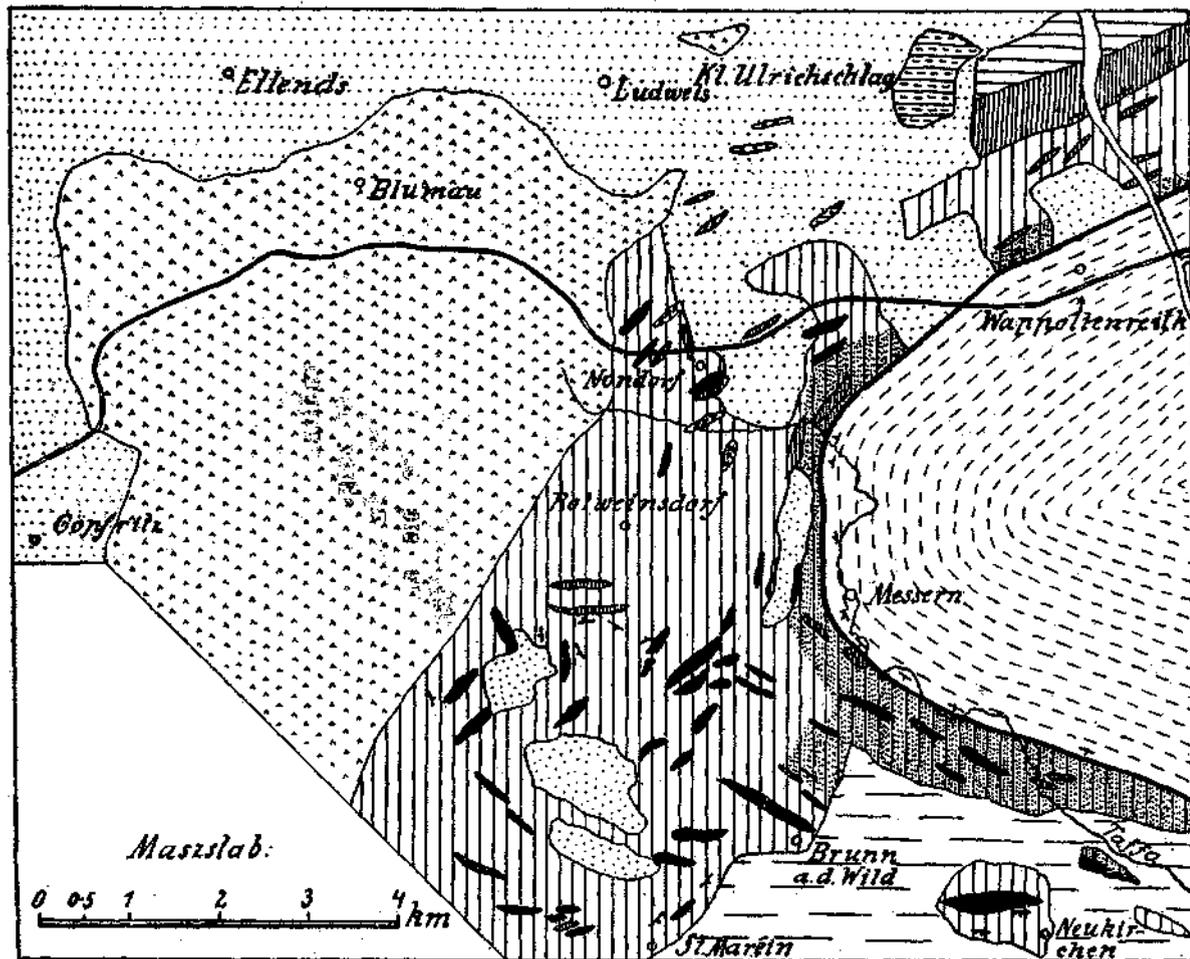
Eine besondere Stellung nimmt der Granulit von Blumau ein. Obzwar die Aufschlußverhältnisse in diesem waldreichen Teil die denkbar schlechtesten sind, so zeigt sich doch, daß die Schiefergneise den Granulit überall unterteufen. In schräger, wechselnder Richtung streichen die einzelnen Gneiszüge bis an die Granulitgrenze heran und lassen in ihrem Verlauf, auch in der Nähe, keinerlei Beeinflussung oder Störung durch den Granulit erkennen. Sie sinken unter dieses Gestein und scheinen im Liegenden die gleiche Richtung beizubehalten. Es ist schwer, diese eigenartigen Lagerungsverhältnisse mit einer Entstehung des Granulits an Ort und Stelle in Einklang zu bringen, wohl aber ist das Bild charakteristisch für das Auftreten als Deckscholle. Ohne jedoch eine endgültige Entscheidung treffen zu wollen, sei erwähnt, daß die Beobachtungen am Granulitrand die Auffassung dieses Gesteinskörpers als Deckscholle begünstigen. Ueber seine Herkunft, die tektonischen Vorgänge, durch welche er in seine jetzige Stellung gebracht wurde, kann billigerweise keinerlei Vermutung geäußert werden.

Zusammenfassung und regionale Bedeutung der Glimmerschiefer.

Die Detailstudien in den Glimmerschiefern bei Messern ließen den tektonischen Charakter dieser Zone in allen Einzelheiten erkennen.

Ganz allmählich, und die strenge Abhängigkeit von dem Gebirgsbau im großen zeigend, entwickeln sich die Glimmerschiefer als tektonische Fazies der moldanubischen Katagneise. Die Entstehung unter den Verhältnissen einer statischen Metamorphose war für die letzteren bezeichnend; während aus ihnen durch rückschreitende Metamorphose die Bildung der Glimmerschiefer erfolgte.

Gleitende Bewegung der moldanubischen Scholle über das Gewölbe des Bittescher Gneises veranlaßten an der Basis der Scholle eine korrelierte Differentialbewegung des Gesteinsgefüges, wodurch eine innigere Berührung der einzelnen Minerale, ein regerer Stoffaustausch auf neueröffneten Gleitbahnen, ein Umsatz mechanischer Energie in chemische Energie und Wärme bewirkt wurde. Neubildung von lichtem Glimmer zeigte sich in allen chemisch geeigneten Gesteinen dieser Zone und die Muskovitisierung ergriff auch die oberste Zone des Bittescher Gneises. Der regere Molekularumsatz, der, bedingt durch die tektonische Gebirgsfazies in den Gesteinen herrschte, äußerte sich in der Größenzunahme der einzelnen Gemengteile und führte zur Ausbildung grobschuppiger Glimmerschiefer in den südlichen Teilen. Erst unmittelbar im Dach des Bittescher Gneises und in den nördlichen Teilen zeigte sich ein so weitgehendes Rückschreiten



- Moravische Gesteine:**
-  Bittescher Gneis.
- Moldanubische Gesteine:**
-  Schiefergneis—Glimmerschiefer
 -  typischer Granatglimmerschiefer
 -  Marmore
 -  Amphibolite
 -  Graphitquarzit
 -  lichter glimmerarmer Biotitgneis
 -  feinkörniger Biotitgneis mit Granuliten vergesellschaftet
 -  weiße granulitartige Gneise ohne Granaten
- Granulit.**
-  Granulit.
- Jüngere Bildungen:**
-  Tertiär der Horner Bucht
 -  Eluviallehm und Löss.

der Metamorphose, daß es erst zur Bildung diaphtoritartiger Glimmerschiefer und schließlich zu echten phyllitartigen Diaphtoriten kam.

Trotz dieser deutlich erkennbaren Beziehungen zur Tektonik des Gebirges zeigte sich das Gefüge der Glimmerschiefer stets unverseht kristalloblastisch erneuert. Die einzelnen Muskovitporphyroblasten wurden nach ihrer Ausbildung nicht mehr von tektonischen Störungen betroffen und es war der Schluß naheliegend, daß die gerichtete Bewegung den Fortgang der Kristalloblastose in weitgehendem Maße zu fördern vermochte. Die Kristallisationsphase überdauert überall die Phase der Deformation.

Die gleiche Abhängigkeit der tektonischen Gesteinsfazies von der tektonischen Gebirgsfazies (13f) zeigte sich bei dem Verhalten der Gesteinskörper im Großen.

Dem regellosen Verlauf der einzelnen Gesteinszüge im Westen steht die unter Bewegung erzwungene Anpassung aller Richtungen an die Kuppel von Bittescher Gneis im Osten scharf gegenüber.

In gleicher Weise zeigt sich die tektonische Stellung der Glimmerschieferzone bei Betrachtung des regionalen Bildes. Von der Donau im Süden bis weit nach Mähren im Norden finden sich, abgesehen von örtlichen Störungen die Glimmerschiefer stets in der gleichen Position. Immer an der Basis der moldanubischen Scholle gelegen, ist die Grenze gegen den Bittescher Gneis sehr scharf ausgeprägt, während die Schiefergneise mit den Glimmerschiefern durch zahlreiche Uebergänge miteinander verbunden sind und eine scharfe Trennung sich nicht finden ließ.

Die zuerst von F. E. Sueß erkannte Entstehung der tektonischen Fazies der Glimmerschiefer durch Diaphtorese in bestimmter Tiefe, korrelat zu einer tektonischen Bewegung, ist aber geeignet, für die Tektonik des Grundgebirges überhaupt weittragende Bedeutung zu erlangen.

Während die Erkenntnis der Tektonitnatur der Pbyllonite (Sander) heute bereits weite Verbreitung gefunden hat, wurde eine Prüfung der verschiedenen Glimmerschiefer auf ihre tektonische Fazies hin noch nicht unternommen. Und doch scheint gerade hier der Weg zu sein, auf welchem die Erkenntnis tiefgelegener Bewegungs-, beziehungsweise Auswalgungszonen und eine tektonische Analyse des Gebirges reiche Förderung zu erwarten hätte.

Schon scheinen sich im ostalpinen Grundgebirge derartige Beziehungen zu zeigen. An der Basis der ostalpinen Scholle haben Glimmerschiefer eine sehr weite Verbreitung und zahlreiche Einzelheiten, wie zum Beispiel die überall auftretende Durchspickung aller Gesteine mit Muskovit an der Basis der Scholle, deuten auf ähnliche Umbildung in bestimmter Tiefe hin.

Interessante Einzelheiten sind den Untersuchungen Tornquists (14) über den Deckenbau der Murauer und Metnitzer Alpen zu entnehmen.

Tornquist unterscheidet in diesem Gebiet vier übereinandergeschobene Schollen. Die älteste aufgeschlossene Scholle bildet die Scholle der Granatglimmerschiefer. Auf diese wurde die Murauer

Kalkscholle geschoben, über welche mit stärkeren Komplikationen die Frauenalpe-Schieferscholle bewegt wurde. Beide wurden dann von der Grebenze-Scholle überschoben.

An der Ueberschiebungsfäche der Murauer Scholle auf die Granatglimmerschiefer konnte Tornquist wichtige Einzelheiten beobachten. Mehrere Schubspäne von Murauer Kalk wurden bei dieser Ueberschiebung in den Granatglimmerschiefer hineingespießt und unter dem Einfluß der gerichteten Bewegung in eine scheinbar konkordante Folge mit ihm gebracht. Während aber die Basis der Murauer Kalkscholle aus Kalkphylliten mit feinen Glimmerhäutchen besteht, wurden die in den Granatglimmerschiefer eingespießten Kalke in grobflaserige Muskovitkalkphyllite umgewandelt. Tornquist nimmt an, daß sie ihre metamorphe Umbildung während oder nach dem Einschub gemeinsam mit den Granatglimmerschiefern erlitten haben. Auch von dieser Ueberschiebungsfäche beschreibt Tornquist Uebergänge des Granatglimmerschiefers in diaphoritische Glimmerschiefer ohne Granaten.

Auch in den kristallinen Gebieten der Alpen erweisen sich demnach manche Glimmerschiefer als tektonische Fazies.

Literaturverzeichnis.

1. F. Becke, A. Himmelbauer, F. Reinhold, R. Görgöy:
Das niederösterreichische Waldviertel. Tscherm. Min.-Petr. Mitt. Wien. Bd. XXXII. 1913.
2. F. Becke:
 - a) Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tscherm. Min.-Petr. Mitt. Wien. Bd. IV. 1882.
 - b) Eruptivgesteine aus der Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tscherm. Min.-Petr. Mitt. Wien. Bd. V. 1883.
 - c) Zur Karte des niederösterreichischen Waldviertels. Tscherm. Min.-Petr. Mitt. Wien. Bd. XXXIII. 1915.
 - d) Ueber das Grundgebirge im niederösterreichischen Waldviertel. C. R. du XI^e Congrès Géol. Int. Stockholm 1910.
 - e) Ueber Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Denkschr. d. Akad. d. Wissensch. Wien. Math.-nat. Kl. Bd. 75.
3. H. P. Cornelius:
Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpaß. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 85. 1912.
4. J. Czjzek:
Geologische Karte der Umgehungen von Krems und von Manhartsberg. Beil. zn Bd. IV d. Sitzungsber. d. math.-nat. Kl. d. Akad. d. Wissensch. Wien 1883.
5. H. Gerhard:
 - a) Vorläufige Mitteilungen über die Aufnahmen des Kartenblattes Drosendorf (Westhälfte). Verh. d. Geol. R.-A. Wien 1911.
 - b) Vorläufige Mitteilungen usf. Verh. d. Geol. R.-A. Wien 1913.
6. N. Gruhenmann:
Die kristallinen Schiefer. Berlin 1910.
7. L. Hexner:
Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommnisse des mittleren Oetztales. Tscherm. Min.-Petr. Mitt. Wien. Bd. XXII. 1903.
8. M. V. Lipold:
Die kristallinen Schiefer und Massengesteine in Nieder- und Oberösterreich nördlich der Donau. Jahrb. d. Geol. R.-A. Bd. III. 1862.
9. F. Reinhold:
Pegmatite und Aplite aus den Liegendenschiefern des Gföblier Zentralgneises. Tscherm. Min.-Petr. Mitt. Wien. Bd. 29. 1910.
10. B. Sander:
 - a) Ueber Zusammenhänge zwischen Teilbewegung u. Gef. in Gest. Tscherm. Min.-Petr. Mitt. Bd. 30. 1911.
 - b) Ueber tektonische Gesteinsfazies. Verh. d. Geol. R.-A. 1912.
 - c) Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. Verh. d. Geol. R.-A. 1914.
11. Sigmund:
Die Minerale Niederösterreichs. Wien 1909.

12. R. Staub:

Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebiet. Vierteljahrsh. d. naturf. Ges. Zürich 1915.

18. F. E. Sneeß:

- a) Bau und Bild der böhmischen Masse. Wien 1903.
- b) Der Bau des Gneisgebietes von Namiest und Groß-Bittesch in Mähren. Jahrb. d. Geol. R.-A. Wien 1897.
- c) Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Grundgebirge in dem Gebiet von Frain und Geras. Verh. d. Geol. R.-A. Wien 1908.
- d) Beispiele plastischer und kristalloblastischer Gesteinsumformung. Mitt. d. Geol. Ges. Wien. Bd. II. 1909.
- e) Die moravischen Fenster und ihre Beziehungen zum Grundgebiet des hohen Gesenkes. Denkschr. d. Akad. d. Wissensch. math.-nat. Kl. Bd. 78. 1912.
- f) Bemerkungen zur neueren Literatur über die moravischen Fenster. Mitt. d. Geol. Ges. Wien. Bd. XI. 1918.

14. A. Tornquist:

Die Deckentektonik der Murauer und Metnitzer Alpen. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. XLI. 1916.

Zur Geologie des Unterinntaler Tertiärs.

Von Otto Ampferer.

Mit einem Beitrag von Bruno Sander.

Mit einer geologischen Karte 1:40.000 und 27 Zeichnungen.

Die geologische Erforschung des Unterinntales ist im wesentlichen durch eine Zusammenarbeit von Bayern und Oesterreichern zustande gekommen:

Ich nenne hier auf der einen Seite nur v. Gümbel, Leuchs, Schlosser, auf der anderen v. Pichler, v. Mojsisovics und den Verfasser. Die hier vorliegende Arbeit ist aus einer Verbindung von praktischer und kartierender Geologie in den letzten drei Jahren entstanden.

Es ist eine typische Arbeit aus den ersten Jahren nach dem unglücklichen Krieg, wo sich die öffentliche und private Meinung vielfach mit einer letzten Hoffnung auf die Hebung von bisher unbekanntem oder unbenützten Bodenschätzen warf, ein Zustand, zu vergleichen mit dem verlorenen Spieler, der noch einmal seine leeren Taschen um und um kehrt, vielleicht im früheren Uebermut übersehene Geldstücke zu entdecken.

Die Rolle der Geologen war in dieser Zeit keine angenehme.

Von der Aussichtslosigkeit eines solchen Beginns zumeist auf Grund früher gewonnener Einsichten überzeugt, waren sie gezwungen, solche Hoffnungen einzuschränken, die außerdem von verantwortungslosen Wünschelrutnern noch fort und fort mehr weniger geschickt aufgemuntert wurden.

Auch die breite Schuttsohle des Inntales sollte mächtige angehobene Koblenfelder verhüllen, von denen leider alle bisherigen Bohrungen nichts zu entdecken vermochten.

So bleibt hier als Gewinn von sehr viel Arbeit und Geld nur ein genauerer Einblick in die Geologie dieses Tales und scharfes Mißtrauen gegen die weitere geologische Verwendbarkeit der Wünschelrute.

Ich wende mich meiner Aufgabe zu.

Das zu beschreibende Gebiet wird durch die beiliegende Karte veranschaulicht, deren Drucklegung nur durch das freundliche Interesse und die tätige Unterstützung von Herrn Sektionschef O. Rotky, Herrn Oberhergrat A. Rochelt und F. Kieslinger sowie Herrn Direktor F. Ortner zustande gekommen ist. In Dankbarkeit halte ich dies fest.

Außerdem habe ich Herrn Generaldirektor Suchy für eine Subvention zur Herausgabe dieser Arbeit, den Herren Oberbergräten H. Senft und K. Ponesch sowie Herrn Bergrat F. Mathes für manches Entgegenkommen beim Studium des Häringer Berghaues noch besonders zu danken.

Unvergessen bleibt mir die getrene und stets auskunftsbereite Führung von Herrn Bergkontrollor J. Hechenberger, dem die Kohlengrube zur zweiten Heimat geworden ist.

Aus Rücksicht auf die hohen Kosten habe ich den Umfang der Karte und die Mannigfaltigkeit der Farben soweit als tunlich eingeschränkt.

Manches darauf fehlende Detail soll in der Arbeit durch Beschreibung und Profil ergänzt werden.

Unterlage und Rahmen der Tertiärbucht.

Die Tertiärablagerungen des Unterinntales kommen, soweit unsere Erfahrungen reichen, nirgends mit paläozoischen Ablagerungen in Berührung.

Das älteste Gestein, auf dem sie liegen, ist der Buntsandstein.

Die Auflagerung ist nur auf eine kurze Strecke zu beiden Seiten des Längerertales im Süden von Häring erschlossen. Das Tertiär beginnt hier mit einer Basalbreccie, deren unterste Lage aus Brocken des aufgearbeiteten Buntsandsteins besteht.

Sonst bildet Wettersteinkalk und Dolomit sowie Hauptdolomit hauptsächlich Untergrund und Rahmen. Die jüngsten Schichten des Untergrundes sind die Gosauergel der Eiberger Bucht, auf denen südöstlich von Schwoich die Nummulitenbreccien deutlich transgredieren.

Was unter dem breiten Inntalboden den Untergrund des Tertiärs bildet, ist auch durch die bisherigen Bohrungen nicht aufgebellt worden. Wir können nur aus den wichtigen Anfschlüssen des Erbstollens ableiten, daß die Basis des Tertiärs bei Kirchbichl im Inntal jedenfalls mehr als 1000 m tief unter der heutigen Innsohle zu suchen ist.

Der Rahmen unserer Tertiärbucht besteht heute aus Stücken, die ursprünglich nicht zusammengehörig waren.

Es sind dies einerseits die beiden langen Rahmenstücke, welche das Unterinntal hier begleiten, also im Norden der Kamm vom Voldöppberg bis zum Maistallerberg, im Süden jener vom Rattenberger Schloßberg bis zum Achleitenberg.

Gegen Westen ist für unsere Tertiärbucht kein Rahmenquerstück vorhanden. Die Konglomeratbänke des Oberangerbergs tauchen nördlich von Voldöpp mit ostwestlichem Streichen und mäßigem Nordfallen unter die Terrassenschotter von Achenrain unter.

Dann verhüllt der große Bergsturz des Pletzackkopfes fast die ganze Inntalbreite.

Weiter westlich sind bisher im Inntal nirgends mehr Spuren von Tertiärablagerungen aufgefunden worden. Gegen Osten zu bildet das Kaisergebirge für das Unterinntaler Tertiär einen Querrahmen, allerdings keinen geschlossenen, da sich an seiner Nordseite ein

schmaler Streifen desselben aus dem Inntal wohl ununterbrochen in das Becken von Kössen-Reit im Winkel verfolgen läßt.

Wie ich bereits in einer kleinen Arbeit (Regionale Stellung des Kaisergebirges, Jahrbuch 1921) gezeigt habe, bildet das Kaisergebirge hier keinen ursprünglichen Rahmenteil, sondern eine erst nach Ablagerung des Tertiärs darüber hereingeschobene Gesteinsdecke.

Es hat sich also ursprünglich das Unterinntaler Tertiär in voller Breite in die Bucht von Kössen-Reit im Winkel fortgesetzt und die Abschnürung ist erst durch den späteren Einschub der Kaisergebirgsdecke entstanden.

Trotzdem enthält die Kaisergebirgsdecke an mehreren Stellen Auflagerungen von Tertiär, welche uns beweisen, daß diese Ablagerungen eine beträchtlich größere Ausdehnung innehatten.

Dasselbe ergibt sich auch aus den Anlagerungsverhältnissen am südlichen und nördlichen Rahmenstück. Besonders an der Südseite schließen sich die Tertiärschichten ausgesprochen der Neigung des Schichtbaues des Grundgebirges an. Fallen die Schichten des Rahmens steil, so auch jene des Tertiärs, fallen sie flacher, so auch die des Tertiärs.

An der Nordseite ist im allgemeinen das Einfallen des Tertiärs etwas flacher als das des Grundgebirges. Wir haben also gegen Norden zu einen schärferen Transgressionsvorgang, was auch damit stimmt, daß dort fast ausschließlich die jüngsten Schichten des Tertiärs am Rahmen zum Ausstrich kommen und dabei bereits schon Gerölle aus Nummulitenkalk enthalten.

Offenbar hob sich hier der Rahmen so kräftig in die Höhe, daß die Ablagerungen des älteren Tertiärs bereits in die Brandungszone gelangten und als Gerölle dem jüngeren Tertiär einverleibt werden konnten.

Im Süden zeigt uns die Kaisergebirgsdecke im Bereiche von Kufsteiner Wald—Schwoich—Wildschwenter Alpe die Transgression der Nummulitenbreccien, welche teilweise sehr schräg zum Bau des Untergrundes erfolgt ist.

Ob im Norden das Tertiär wesentlich über seinen dortigen Rahmen hinausreichte, ist unsicher.

Der Nordrahmen senkt sich gegen die Durchbruchstelle des Inns ruckweise sehr bedeutend ab und hier reichen auch nach den Angaben von v. Gümbel und Schlosser die Tertiärablagerungen über den Rahmen hinaus.

Im Bereiche der ausgedehnten Gosauablagerungen des Brandenberger- und Thierseertales haben sich bisher nirgends Anzeichen von Tertiär erkennen lassen.

So liegt es nahe, mit Schlosser in der Gegend des Inndurchbruches nördlich von Kufstein eine alte Meeresverbindung anzunehmen, welche hier anscheinend schon seit dem Zenoman bestand. Wenigstens haben wir entlang des Inntales wohlcharakterisierte Ablagerungen von Zenoman-Gosau-Tertiär in unmittelbarer Nachbarschaft, ja teilweise sogar die jüngeren Schichtglieder aus der Aufarbeitung der älteren gebildet. Allerdings ist diese leicht zugängliche Gegend auch

schon seit langer Zeit besonders genau durchforscht, was bei den waldbedeckten Gebirgsstücken im Westen und Osten nicht annähernd so der Fall ist.

Vortertiäre Tektonik.

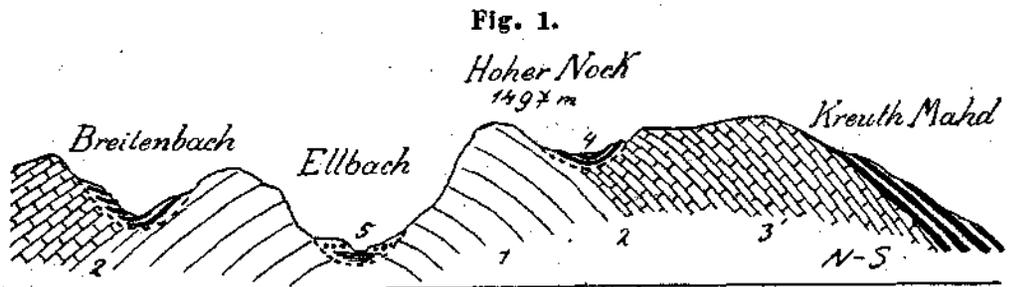
Der Untergrund, auf dem die tertiären Schichten zur Ablagerung gelangten, war bereits in mannigfaltiger Weise von Bewegungen durchzogen worden.

Die ausgedehnten Gosauschichten, insbesondere an der Nordseite des Inns, geben uns hier die wichtigsten Aufschlüsse.

Ich habe bereits in unserem Jahrbuch in den Jahren 1909 und 1921 eine Reihe von Gosauprofilen aus dem Brandenberger- und Thierseertal veröffentlicht, welche die vorgosauische Tektonik klar erkennen lassen.

Ich will hier aus den bereits vorgelegten Befunden nur einige weitere Schlüsse ziehen.

Fig. 1 gibt einen typischen schematisierten Querschnitt aus dem Brandenberger Gosagebiet im Osten des Kaiserhauses.



- 1 = lichter Wettersteinkalk.
- 2 = Raibler Schichten (im Profilschnitt nicht vorhanden).
- 3 = Hauptdolomit.
- 4 = Gosauschichten.
- 5 = Lehm — Sand — Schotter.

Wir erkennen hier zunächst, daß die vorgosauische Erosion bereits bis in das Wettersteinkalkgewölbe hinabreichte, also eine Schichtserie von mehr als 3000 m Mächtigkeit durchschnitten hatte (Neokom-Wettersteinkalk).

Dieser Einschnitt selbst ist nicht etwa als ein schmaler tiefer Cañon, sondern als eine sehr breite Kerbe erfolgt.

Diese Kerbe ist so breit und flach, daß man wohl mit Recht von einem abgetragenen vorgosauischen Gebirge reden kann.

Nachdem die dieser Abtragungsfläche unmittelbar auflagernden Breccien und Konglomerate der Gosauschichten weithin mit rotem Zement verbunden sind, ist es wahrscheinlich, daß hier vor dem Untertauchen ins Gosaumeer eine mit Roterden bedeckte Landfläche vorgelegen hat.

Mit der Tatsache der Einebnung stimmt die Einschwemmung von Roterden und von Milliarden von seltsam blanken, sorgfältig gerundeten, harten exotischen Geröllen wohl zusammen, die unbedingt

zu ihrer Formung eine weite Bahnfäche erfordern. Ueber den Breccien und Konglomeraten folgen Sandsteine mit Kohlenflözen und hituminösen Mergeln, höher Zementmergel, endlich in der großen Bucht von Brandenburg noch milde graue und rote Mergel ganz vom Aussehen der obersenenen Mergel von Eiberg. Die weiteren Glieder der Gosauserien sind hier nicht mehr erhalten. Wir haben nur den unteren und mittleren Teil eines Zyklus vor uns, der obere ist nicht entwickelt oder, was viel wahrscheinlicher ist, durch die Erosion ganz zerstört worden.

Alle größeren Gosareste unseres Gebietes liegen heute als mehr minder vollständige, meist einseitige Muldenformen vor.

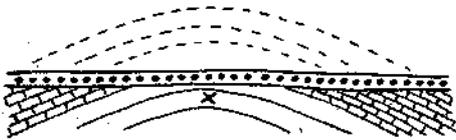
Dabei folgen die Vorkommen an der Nordseite des Inns deutlich der Leitlinie des Wettersteinkalkgewölbes des Guffert-Pendlingkammes.

Dieses Gewölbe senkt sich nun, wie schon erwähnt, ostwärts ruckweise ab. Von der Nachbergalpe an treffen wir auch auf seiner Scheitelhöhe da und dort noch kleine Gosauflücke, während die größeren Massen an den Flanken liegen. Man erkennt, wie ihre Erhaltung von der Höhenlage abhängig ist.

Wie wir gesehen haben, war bereits ein vorgosauisches Gewölbe mit einem Kern aus Wettersteinkalk vorhanden.

Trotzdem dasselbe eingeebnet und mit Gosausedimenten überdeckt wurde, hat die nachgosauische Faltung genau an derselben Stelle wieder ein Gewölbe neu erhoben und weitergebildet. Fig. 2, 3

Fig. 2.



Die vorgosauische Erosion hat den Sattel X enthaupet. Das Gosaumeer lagert eine Schichtfolge darüber.

Fig. 3.



Die nachgosauische Faltung biegt den Sattel X wieder weiter. Die seitlichen Mulden entstehen dabei nicht durch Mitbiegen ihres Untergrundes, sondern durch Parallelverschiebungen seiner Schichtplatten im Sinn und Ausmaß der Pfeile.

Es ist dies ein ausgezeichneter Beweis für die Bedeutung der „Kerbwirkung“ (siehe Verhandlungen 1919). Durch den vorgosauischen Erosionseinschnitt wurde die Schichtplatte gerade an der Stelle des alten Gewölbes am tiefsten verletzt und so eine ausgezeichnet geschwächte Stelle geschaffen, die bei der nachgosauischen Faltung unbedingt als Bugstelle verwendet werden mußte.

Wir sehen aber, wie ebenfalls Fig. 2, 3 zeigen soll, außerdem noch, daß die beiderseits dem Gewölbe anliegenden Mulden nicht durch einfaches Verbiegen, sondern durch Hereinschieben der Schichtlagen gegen die mit Gosau plombierten Kerben weitergebildet wurden.

Die Gosauschichten des Brandenbergtales unterteufen die Brandenberger Ache und damit wohl auch die Sohle des Iuntales.

Sie zeigen aber nicht bloß in der Richtung von S→N eine kräftige Verbiegung, sondern auch senkrecht dazu.

Da die Mulde der Brandenberger Gosau unmittelbar südlich des Guffert-Pendlingkammes liegt, so möchte man vermuten, daß auch der First dieses Gewölbes eine entsprechende Einbiegung aufweisen sollte.

Dies ist jedoch nicht der Fall, was uns beweist, daß also die Niederbiegung lokal auf die Brandenberger Bucht beschränkt blieb.

Sie tritt auch in der Gosaubucht von Eiberg südlich des Inns ebenfalls wieder als lokale Erscheinung hervor.

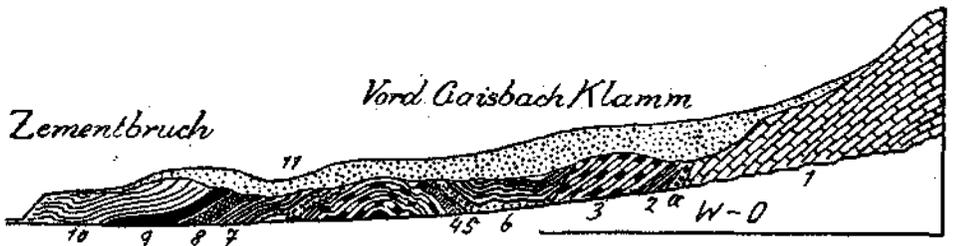
Die Gosau von Eiberg ist insbesondere durch die Fossilbestimmungen von Schlosser weiter bekannt geworden, der aus ihren Zementmergeln eine reiche obersenone Fauna und Flora beschrieben hat. Auf der Kaisergebirgskarte von Leuch's (Innsbruck-Ferdinandeum, 1917) ist zwar noch diese Bucht fast ganz enthalten, doch sind die Gosauschichten hier ausgedehnter und mannigfaltiger.

Es ist mir auch zweifelhaft, ob die Meinung von Schlosser, daß die Eiberger Gosau ganz ins Obersenon gehöre, zu Recht besteht und nicht doch die tieferen Glieder, die Sandsteine, Breccien und Konglomerate, der Brandenberger Gosau gleichaltrig sind.

Jedenfalls ist die Gosauserie der Eiberger Bucht ziemlich reichhaltig, wenn auch die Hauptmasse aus den einförmigen Zementmergeln besteht.

Ueber die Transgression dieser Gosauschichten hat uns bereits Leuchs unterrichtet.

Fig. 4.



- | | |
|--|---------|
| 1 = Hauptdolomit. | |
| 2 = blaugraue Kalke und Mergel. | |
| 3 = feste graue, dunkler gefleckte Kalke, Kalke mit Hornsteinen. | |
| 4 = hellgrüne mergelige Kalke mit Ammoniten. | } Lias |
| 5 = dunkelgrüne weiche Mergel und Sandsteine, mattblaue Manganschiefer | |
| 6 = rote Mergel und grünliches Kalkkonglomerat (hellgrüne Kalkstücke) | |
| 7 = dunkelgrüne fleckige weichere und festere Mergel | |
| 8 = grauer Kalksandstein, Kohlenspurten, Muschelschalen, graue Mergel | |
| 9 = milde ziegelrote weiche Mergel. | } Gosau |
| 10 = weiche grüngraue Zementmergel. | |
| 11 = Schotter und Grundmoränen. | |
| α = Grobes buntes Konglomerat (Gosau). | |

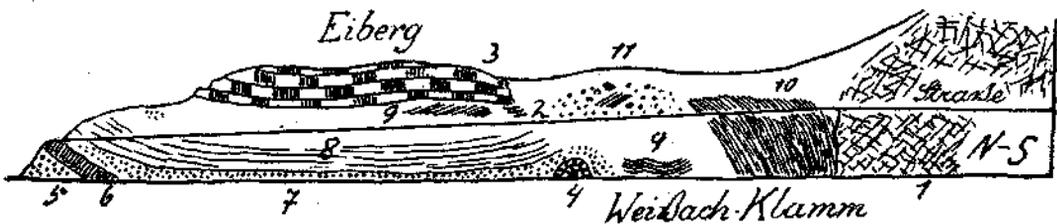
Ich möchte noch folgende Befunde hier anfügen. Die Gosauschichten übergreifen in der Eiberger Bucht mit ihrer Transgression eine Schichtfolge, die vom Hauptdolomit bis zu den Aptychenkalken reicht. Dem Wettersteinkalk kommen sie nördlich vom Hintersteinersee unmittelbar nahe, doch scheinen sie hier durch eine tektonische Fuge davon getrennt zu werden.

Die Gosauserie beginnt mit meist streng lokalen Breccien, über denen sich dann Sandsteine einstellen, welche schon schlecht erhaltene Fossilien und ziemlich selten exotische Gerölle (Quarzite) enthalten.

Ueber diesen Sandsteinen folgen neuerlich Breccien, stellenweise auch dunkle Mergel und Sandsteinlagen. Diese gehen nach oben in milde rote Mergel über, die endlich die mächtigen, einförmig grauen Zementmergel tragen.

Besonders gute Einsicht gewähren hier die vordere Gaisbachklamm, Fig. 4, und die Weissachklamm unterhalb des Elektrizitätswerkes, Fig. 5. Wir sehen, daß der vorgosauische Erosionsschnitt die Unterlage nur mäßig schräg schneidet und die Gosauschichten die Hauptverbiegungen ihrer Basis getreulich mitmachen.

Fig. 5.



- | | |
|--|------------------|
| 1 = Hauptdolomit (zerdrückt). | |
| 2 = Kössener Schichten. | |
| 3 = Oberrätische Kalke. | |
| 4 = Liashornsteinkalke. | |
| 5 = grobes Gosaukonglomerat. | |
| 6 = blaugraue Kalksandsteine. | |
| 7 = grobes rotzementiertes Gosaukonglomerat. | } Gosauschichten |
| 8 = graue Zementmergel. | |
| 9 = milde ziegelrote Mergel. | |
| 10 = feinschichtige milde graue Mergel mit Spuren von roten Mergeln. | |
| 11 = Hauptwerk, Liasfleckenmergel, roter Hornsteinkalk = größere Scholle mit Brocken von Kössener Schichten, Lias, Jura, Gosangesteinen. | |

Diese Verbiegungen müssen also nachgosauisch sein. Es sind vor allem kurzweilige Verbiegungen, die uns hier entgegentreten. Auch sind dieselben in der Richtung von N \rightarrow S und O \rightarrow W so ziemlich von derselben Lebendigkeit.

Es muß aber auch die vorgosauische Faltung hier schon kurzweilig gewesen sein, denn sonst könnte die Gosau hier auf so kleinem Raume nicht auf so verschiedene Schichten übergreifen. Es ist nun die Frage, ob die merkwürdig tief liegende von 3 Seiten von steilen Hauptdolomithöhen eingeschlossene Eiberger Bucht schon vorgosauischer Gestaltung ist oder erst später gebildet wurde.

Auf der Karte von Leuchs erscheint die ganze Bucht von Verwerfungen umgrenzt, was auch mit meinen Erfahrungen bis auf eine Stelle in der Südoststrecke übereinstimmt.

Hier zieht sich nämlich ein Streif von Basalbreccien, Sandsteinen sowie roten grauen Senonmergeln auf die Hauptdolomithöhen nördlich des Hintersteiner Seesempor.

Ich hielt anfangs diese vorzüglich aus Dolomitstückchen bestehenden Breccien für dieselben Bildungen, wie die an kleinen Nummuliten reichen Breccien auf den westlich benachbarten Dolomithöhen der Wildschwentalpe. Allein auch wiederholtes langes Suchen brachte hier keine Nummuliten zu Gesicht.

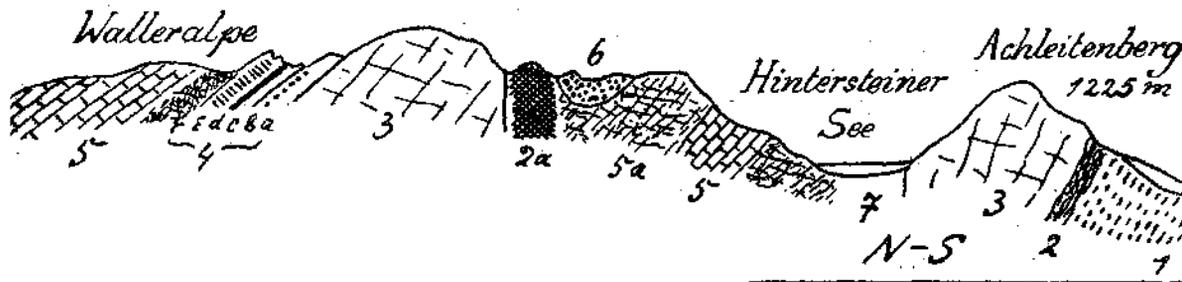
Ich halte also diese Breccien für Basalbildungen der Gosau, welche hier aus dem Eiberger Becken ziemlich hoch (bis gegen 1200 m) auf den Hauptdolomitrand emporziehen.

Ihre Verknüpfung mit dem Untergrund ist dabei sicher sedimentär und auch heute noch ungestört. Dagegen zieht knapp nördlich davon eine tektonische Linie durch, welche das Hauptdolomitgebiet des Hintersteiner Sees von dem Wettersteinkalk der Walleralpe scheidet.

An dieser Linie taucht auch ein eigentümlicher dunkler, weißadrig, bituminöser Dolomit auf, der vielleicht in die untere Trias zu versetzen ist.

Ich habe denselben auf der beiliegenden Karte nicht vom Hauptdolomit getrennt, wohl aber auf dem Profil Fig. 6 zur Ausscheidung gebracht.

Fig. 6.



- | | | |
|--|------------|------------|
| 1 = Buntsandstein. | | |
| 2 = Rauhwacken. 2a = dunkler, aschgrauer Dolomitmylonit. | | |
| 3 = Wettersteinkalk. | | |
| 4 { a = Sandstein und Tonschiefer. | } Raibler- | |
| b = sandige Bank mit Ostreen, Oidariten, Pentakriniten. | | schichten. |
| c = Sphaerocodienoolithe. | | |
| d = graue Mergel und Sandsteine. | | |
| e = dicke graue Kalkbank. f = rauhwackiger Dolomit. | | |
| 5 = Hauptdolomit, wohlgeschichtet. 5a = Hauptdolomit zertrümmert. | | |
| 6 = Dolomitreccien, Konglomerate, feine Kalksandsteine = Gosauschichten. | | |
| 7 = Tertiär? | | |
| 8 = Grundmoränen. | | |

Fassen wir diese Ergebnisse zusammen, so können wir sagen, daß zwar die heutige schroffe Umrandung des Eiberger Beckens ein nachgosauisches Werk ist, daß aber bereits die Gosauschichten aus dem an jungen Schichten reichen Beckengrund auf den Hauptdolomitrand transgredierte.

Dies setzt schon die Anlage eines Beckens in vorgosauischer Zeit voraus.

Das Kaisergebirge besitzt in seinem Innern keine Spuren von Gosauablagerungen.

Dagegen tauchen an der Nordseite vom Durchholzenertal bis zum Habersauertal wieder Gosauschichten auf, die jedoch an der Stirne oder unter der Kaisergebirgsdecke liegen.

Ich habe im Jahrbuch 1921, Fig. 2, auf diese Schichten aufmerksam gemacht, die sich hier in sehr gestörter Lagerung und scharfer Durchbewegtheit befinden. Diese Befunde rücken den Gedanken nahe, in dem Eiberger Becken ein Fenster unter der Kaisergebirgsdecke zu sehen.

Ich habe mich in der gerade erwähnten Arbeit dagegen ausgesprochen.

Tertiärablagerungen.

Zwischen den Ablagerungen des Obersenons und jenen des Priabonien haben wir im Unterinntal eine beträchtliche Schichtlücke.

Wir wissen nicht, wurde hier nicht sedimentiert oder sind die hiebergehörigen Sedimente von der Erosion völlig ausgelöscht worden.

Wir sind auch darüber nur mangelhaft unterrichtet, ob zwischen Gosau und Tertiär eine neuerliche Faltung eingeschaltet war.

Mir ist nur eine Stelle bekannt geworden, wo in deutlicher Weise Nummulitenkalke über Gosauschichten transgredieren.

Diese Stelle befindet sich südlich von Schwoich und wir sehen dort die südwärts einfallenden Nummulitenkalke nordwärts einfallende Gosaumergel überlagern.

Die Verhältnisse sind ganz ähnlich wie bei der in Fig. 7 dargestellten Auflagerung der Nummulitenkalke an der Westecke des Kufsteiner Waldes.

Fig. 7.



- 1 = Hauptdolomit.
- 2 = Nummulitenbreccien.
- 3 = feine milde graue Mergel mit schmalen Sandsteinlagen (Tertiär).
- 4 = Innaltrasse.

Es sind nur statt des liegenden Hauptdolomits die Gosaumergel des Eibergerbeckens einzusetzen. Dieser Befund zeigt also, daß die Gosauschichten schon wieder gefaltet waren, als sich das Meer des Tertiärs darüber ergoß.

An den übrigen uns zugänglichen Auflagerungsstellen haben wir unter dem Tertiär ältere Gesteine, die uns über diese Frage keine Auskunft geben können.

In der Gegend südlich von Häring treffen wir nun nicht nur die besten natürlichen, sondern auch künstlichen Aufschlüsse über den Aufbau der unteren Teile unserer Tertiärserie.

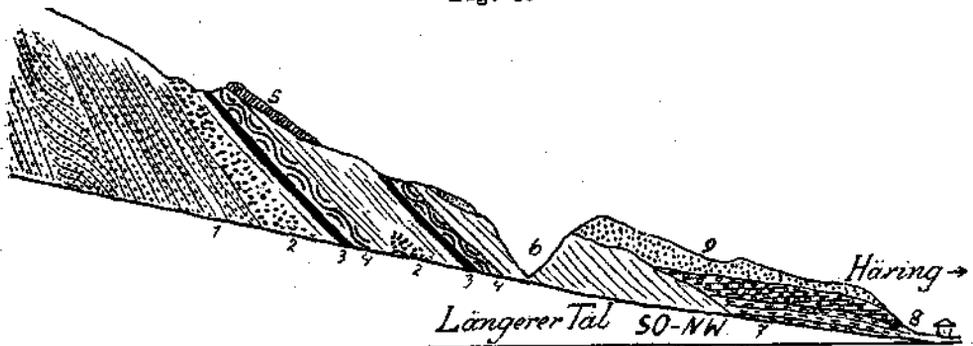
Zwischen den Triasklötzen des Paisselbergs und des Bölfen ist hier das tiefe Tal des Längererbaches eingeschnitten, das zum Jufinger Jöchl 913 *m* emporzieht.

Dieser Sattel ist in Buntsandstein eingeschnitten, der in dem Einschnitt des Längerertales bis zum Tertiär herabreicht.

Zu beiden Seiten des Längerertales sind nun die Tertiärschichten recht gut aufgeschlossen.

Fig. 8 gibt die Aufschlüsse an der Westseite wieder, Fig. 9 ist der Ostseite entnommen. Die Tertiärablagerungen beginnen hier mit Grundbreccien, von denen nur die unterste 2—3 *m* starke Lage ganz aus Brocken von Buntsandstein besteht.

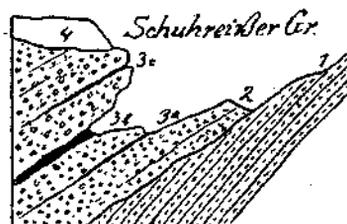
Fig. 8.



- 1 = Buntsandstein.
- 2 = Grundbreccien.
- 3 = Kohlenflöz.
- 4 = Bitummergel.
- 5 = Nummulitenbreccie.
- 6 = Zementmergel.
- 7 = alter Schuttkegel des Längererbaches.
- 8 = Innschotter.
- 9 = Grundmoränen,

Weiter aufwärts überwiegen sofort Kalk- und Dolomitstücke. Auffallend sind darin Stücke eines braunen, kristallinen Hauptdolomits, wie er jetzt in der Nähe nicht zu finden ist.

Fig. 9.



- 1 = Buntsandstein.
- 2 = Kalk- und Dolomitzkonglomerat.
- 3a = 0.5 *m* wohlgeschichtete graue Mergel.
- 3b = 8 *m* wohlgeschichtete graue Mergel mit Spuren von gebänderten schwach bituminösen Lagen.
- 3c = 0.5 *m* wohlgeschichtete graue Mergel.
- 4 = Grundmoräne.

In dieser Grundbreccie sind im Schuhreisser Graben Lagen von gebänderten, ganz leise bituminösen, grauen Mergeln eingeschaltet, die anscheinend seitlich sehr rasch auskeilen.

Ich wurde vom Bergkontrollor J. Hechenberger zu dieser interessanten Stelle geführt.

Ueber den Grundbreccien folgt nun das Kohlenflöz und in seinem Hangenden in Wechsellagerung damit eng verbunden die Zone der bituminösen Mergel. Diese bituminösen Mergel (Stinksteine) verlieren gegen oben ihren Bitumengehalt und gehen in die Zementmergelserie über.

An der Basis der Zementmergel sind nun Breccien eingeschaltet, stellenweise sogar Konglomerate mit groben Wettersteinkalkblöcken, meist aber feinstückig, die zahlreiche Muschelschalen, Korallen, Nulliporen und Nummuliten enthalten.

Die Bestandteile dieser Breccien bestehen aus Triaskalken, Dolomiten und bunten Hornsteinen. Exotische Bestandteile fehlen.

In der Zementmergelserie werden für den Abbau folgende Unterscheidungen gemacht.

Zunächst über den Bitumenmergeln folgen die Liegendmergel III, II, I. (20—25 m).

Karbonatgehalte 74—83%. Liegend III enthält noch 1—2% Bitumen und gehört zu den Bitumenmergeln. Ueber den Liegendmergeln folgt das Portland Liegend (0·8—4 m) = Nummulitenbreccie.

Dann kommt der Natur-Portland (1·2—4 m) mit 73—75% Karbonaten.

Hierauf stellen sich die Portland-Hangendschichten ein, hoch kalkhaltige Mergel (bis 82% Karbonate) mit sandigen Einlagen (0·2—0·5 m).

Es folgt eine Zwischenlage, die dem Natur-Portland sehr ähnlich ist (0·6—2 m), 72—76% Karbonate und öfter mit sandigen Lagen.

Darüber wird als Liegendes der Romanzementmergel das Kalkliegende (0·2—1·1 m) unterschieden. Endlich folgen die Romanzementmergel, welche gegen oben an Kalkgehalt abnehmen und als Hangendes I, II, III abgebaut werden. Karbonatgehalt 74—58%, Mächtigkeit 36—40 m. Darüber stellen sich die nicht mehr ausgenützten tonreicheren Mergel ein.

Wir haben hier, wie die Aufschlüsse im Erbstollen und im Glaurachgraben zeigen, eine wohl über 1000 m mächtige Folge von ungemein gleichmäßigen, weichen, grauen Mergeln vor uns, die nur selten von sandigen Lagen unterbrochen werden. Erst am Ausgang des Erbstollens zeigte sich auf den Schichtflächen Glimmerstreu und werden auch die Mergel unreiner und sandig.

Nun haben wir im Unterinntaler Tertiärprofil leider eine nirgends geschlossene Lücke zwischen den Aufschlüssen an der Süd- und jenen an der Nordseite des Inns.

Gehen wir aber von der Mündung des Erbstollens bei Station Kirchbichl ungefähr im Schichtstreichen gegen SW um zirka $3\frac{1}{4}$ km talauf, so treffen wir hier die schönen Tertiäranbrüche am Nordufer des Inns gegenüber von Wörgl. Eine genauere Untersuchung der vorliegenden Mergel lehrt uns, daß wir so ziemlich die Fortsetzung

des Erbstollenprofils vor uns haben dürften. Es sind hier dieselben glimmerigen sandigen Mergel, die stellenweise eine Streu von verkohlten Pflanzenteilchen auf den Schichtflächen tragen.

Wandern wir nun an den schönen und fast geschlossenen Aufschlüssen am Innufer (nur im Spätherbst leicht zugänglich!) aufwärts, so können wir hier an einem zwar nur wenig schräg zum Streichen verlaufenden, dafür aber sehr langen Aufschluß bis Voldöpp auch so ziemlich das ganze Profil durch die jüngeren Tertiärschichten anschließen.

Wie schon erwähnt, sind die feinen glimmerigen Sandsteine und Mergel nördlich von Wörgl unverkennbar ähnlich mit jenen am Ausgang des Erbstollens. Bei Wörgl sind nun diese Schichten in lebhaft Falten geworfen, welche ostwestlichen Achsen gehorchen und wohl den Kern der Unterinntaler Tertiärnalde vorstellen.

Weiter nördlich steigen die Schichten dann schon als Gegenflügel nordwärts an.

Am Innufer bleiben wir auf eine ziemlich lange Strecke noch in den wellenförmigen Verbiegungen, dann senken sich die Schichten gegen W, um endlich bei Klein-Söll, Fig. 10, 11 unter die Deckscholle

Fig. 10.



Überlagerung der Mergel und Konglomerate der Angerbergsschichten durch den lichten Dolomitmylonit des Kochelwaldes. Vergleiche damit Profil Fig. 24.

Fig. 11.



des Kochelwaldes einzutauchen. Im allgemeinen vergrößern sich die Tertiärschichten nach aufwärts hier ziemlich langsam.

Es schalten sich dabei mehr und dickbankigere Sandsteine ein, dann erscheinen erst vereinzelt, dann reibenweise Konglomeratlagen, die bei Klein-Söll schon bis kopfgroße Gerölle führen.

Wunderbar schön sind hier am Innufer des Unterangerbergs auf den Schichtflächen der Mergel und Sandsteine allerlei Wellenfurchen und Fließformen erhalten.

Daneben sind in den Sandsteinen und den feinkörnigen Konglomeraten gar nicht selten kleine gefaltete und ungefaltete Schollen von weichen Mergeln eingeschlossen. Die Sandsteinbänke sind dabei innerlich nicht etwa gestört, so daß diese oft lebhaft gefalteten Schichtfetzen offenbar schon bei der Sedimentierung eingeschlossen wurden.

Sie dürften also ihre Entstehung wohl kleinen ufernahen Ab-
rutschungen verdanken. Auffallend ist, daß diesen so vielfach wech-
selnden Sandsteinen und Konglomeratlagen Schrägschichtungen so
ziemlich völlig fehlen.

Unterhalb von Klein-Söll streicht eine besonders feste und fein-
körnige, quarzreichere Sandsteinbank durch. Aus derselben werden
schon seit längerer Zeit große Schleifsteine gehauen, die bei der
Eisenschleiferei in Fulpmes Verwendung finden.

Ueber den Grobkonglomeraten von Klein-Söll folgt noch eine
feine Mergelzone, über welcher der Dolomitmylonit des Kochelwaldes
liegt. Ich habe denselben auf der Karte mit der Farbe des Haupt-
dolomits bezeichnet, möchte aber, da derselbe ganz ohne Bitumen
und von sehr lichter Farbe ist, die Möglichkeit nicht ausschließen,
daß er älter und also Wettersteindolomit ist.

An der scharf ausgebildeten Ueberschiebungsgrenze entspringt
nahe dem Inn eine Quelle.

Im Bereich des Oberangerbergs herrschen die Konglomerate vor,
die häufig mit Sandsteinlagen wechseln. Die Mergel treten ganz zurück.

In den Sandsteinen und Konglomeraten sind hier ziemlich häufig
Schmitzen, Scherben und Kränze von Pechkohle eingebettet, die schon
öfter zu erfolglosen Schürfungen auf Kohle Anlaß waren. An günstigen
Stellen kann man deutlich sehen, daß es sich hier nur um einge-
schwemmte, später verkohlte Holztrümmer und Baumstämme (manch-
mal hohle) gehandelt hat.

Die Gerölle dieser Konglomerate sind gut gerundet, doch nicht
so poliert wie jene der Gosau.

Ueherkopfgröße Gerölle sind mir nur selten untergekommen.
Im Jahre 1909 habe ich diese Konglomerate mit verfestigten heutigen
Innschottern verglichen. Dies ist insofern unrichtig, als den tertiären
Konglomeraten die massenhaften Amphibolite, Eklogite, Serpentine
sowie die mannigfaltigen Granite und Gneise des Inns fehlen. Ebenso
fehlen dem Tertiär die groben Blöcke, die in den heutigen Inn-
schottern reichlich eingestreut sind. In den tertiären Konglomeraten
sind dafür die Gesteine der Grauwackenzone und der Kalkalpen
außerordentlich reich vertreten.

Die so charakteristische Geröllgesellschaft der nahen Branden-
berger Gosau mit ihren schönen, bunten Porphyren, Felsophyren,
Quarziten scheint hier völlig zu fehlen.

Es ist dies für die Ableitung der exotischen Gosangerölle ein
sehr wichtiger Befund. Eingedrückte Gerölle sind häufig.

In den Liegendkonglomeraten beim Berglsteinersee fand ich ein
kopfgroßes wohlgerundetes Stück von Nummulitenkalk.

Dieser Befund beweist, daß die Konglomerate des oberen Tertiärs
bereits Gerölle aus dem unteren enthalten.

Wir haben nun einerseits gesehen, daß wenigstens in der Mitte
der Inntalmulde die Zementmergelserie allmählich in die Konglome-
rate der Angerbergsschichten übergeht.

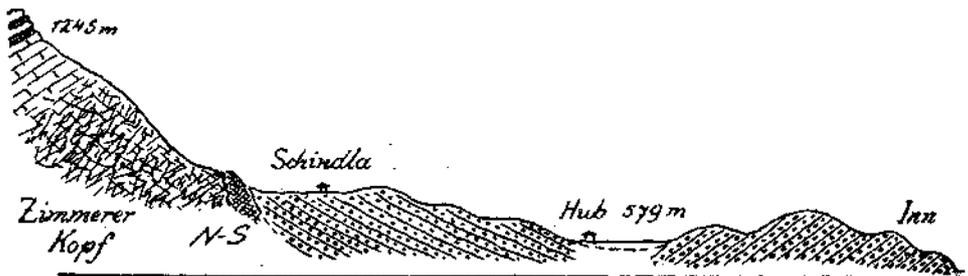
Andererseits enthalten diese Konglomerate wieder Gerölle der
Nummulitenkalke aus dem Liegenden der Zementmergelserie.

Diese Widersprüche lassen sich vielleicht durch die Annahme lösen, daß zwar in der Mitte der Mulde so ziemlich ununterbrochene Wasserbedeckung aushielt, die Ränder jedoch trocken gelegt und sogar kräftig erodiert wurden und so Gerölle von Nummulitenkalk liefern konnten. Wir haben schon früher bemerkt, daß die Tertiärschichten ihrem nördlichen Rahmen mit ziemlicher Diskordanz anlagern.

Das wäre mit einer solchen seitlichen Einengung der Tertiärbucht durch nordwärts aufsteigendes Land wohl zu vereinigen.

Fig. 12 gibt einen Schnitt durch den Oberangerberg wieder, der diese Anlagerung wohl erkennen läßt.

Fig. 12.



Wirrschraffen	= ungeschichteter Hauptdolomit.
Ziegelschraffen	= geschichteter Hauptdolomit.
Querschraffen	= oberrätische Kalke.
Schwarzer Strich	
oberhalb von N-S	= eingeklemmte Häringger Schichten.
Punkte und Striche	= Angerbergsschichten.

Gleichzeitig hält er noch eine weitere Beobachtung fest. Wir sehen nämlich bereits im Grundgebirge, hier im Hauptdolomit, einen arg zerquetschten schmalen Streifen von Häringger Kohlen und Bitumenmergeln eingeschaltet.

Zur Ausbeutung der Kohle wurden schon in früherer Zeit hier Stollen getrieben. In jüngster Zeit hat man dieselben weiter ausgebart in der Hoffnung, bauwürdige Ölsteinflöze zu treffen. Wie man in diesen Stollen unzweideutig erkennt, sind hier Kohle und Bitumenmergel im Streichen und Fallen derartig mit Hauptdolomitschollen verklemmt, daß keine Ausnützung möglich ist.

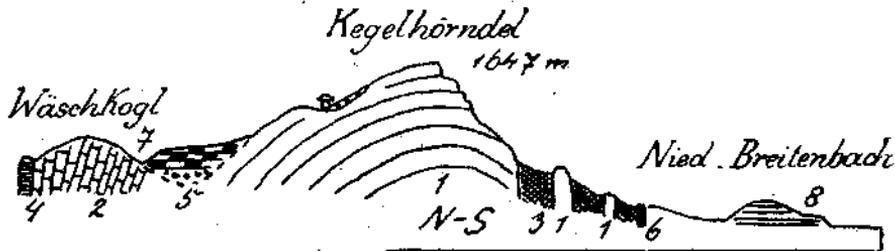
Der Aufschluß bei Schindla, dem mehr als 7 km weiter im NW bei Nieder-Breitenbach, Fig. 13, ein zweiter in ähnlicher Lage entspricht, lehrt zunächst, daß auch noch auf dem nördlichen Rahmen die Häringger Schichten zur Ablagerung gekommen sind.

Sie sind aber hier nur noch als tektonische Einschlüsse von Längsverwerfungen im schützenden Grundgebirge erhalten worden. Sonst stoßen die Angerbergsschichten, wie Fig. 14 zeigt, an das Grundgebirge, welches keine Einschaltungen oder Auflagerungen von Tertiär enthält. Die Ursache dürfte aber in der früher erwähnten Heraushebung und Erodierung des Nordrahmens zu suchen sein, welche letzterer offenbar nur einzelne tiefer eingeklemmte Streifen entgingen. Wenn diese

Deutung richtig ist, so hätten wir an der Nordseite unserer Tertiärbucht keine größeren Reste von Kohle und Bitumen mehr zu erwarten und es wären diese Längsverwerfungen, an denen solche Reste von älterem Tertiär ins Grundgebirge versenkt wurden, schon älter als die darüber vorgreifende Transgression der Angerbergsschichten.

Es hätte sich also die Heraushebung des Landes an Verwerfungen staffelweise und mit Verklemmungen vollzogen.

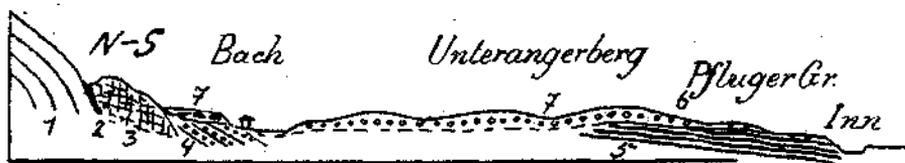
Fig. 13.



- 1 = Wettersteinkalk.
- 2 = gutgeschichteter Hauptdolomit und Plattenkalk.
- 3 = zertrümmerter Hauptdolomit.
- 4 = Liaskrinoidenkalk.
- 5 = Gosauschichten.
- 6 = gequetschte Bitumenmergel (Häringer Schichten).
- 7 = alte konglomerierte Schotter.
- 8 = Inntalerrasse.

Ob die gleichgerichteten Längsverwerfungen an der Südseite unserer Tertiärbucht gleichartig sind, läßt sich nur als Analogie wahrscheinlich machen, da dort leider die jüngeren Tertiärschichten fehlen.

Fig. 14.



- 1 = Wettersteinkalk.
- 2 = Raibler Schichten.
- 3 = Hauptdolomit.
- 4 = Sandsteine und Konglomerate mit Kohlenschmitzen wechseln mit milden grauen Mergeln (Angerbergsschichten).
- 5 = Sandsteine und weiche Mergel.
- 6 = Über dem Tertiär Reste von Grundmoräne.
- 7 = Schotter und Sande.

Diese Uebersicht über den Schichtinhalt unseres Tertiärs zeigt bereits eine Zerlegung in 3 Gruppen, und zwar in eine liegende, die nur aus Grundbreccien — Kohlen — Bitumenmergeln besteht, eine mittlere aus Nummulitenbreccien und Zementmergel und endlich eine hangende aus den Angerbergsschichten.

Die unterste Gruppe enthält nur landnahe Bildungen, wahrscheinlich Sumpfablagerungen, die mittlere ist rein marin, die hangende stellt wieder Seichtwassergebilde mit gegen oben steigender Flußschotterfracht also eine Delta vor.

Die Nummulitenbreccien zeigen uns die Ueberflutung der Sumpflandschaft durch das hereinbrechende Meer deutlich genug an.

Ihre Transgression über die Häringer Schichten hinaus auf das Grundgebirge ist am Westrand der Kaisergebirgsdecke im Kufsteiner Wald, südlich von Schwoich und bei der Wildschwendtalpe prächtig zu sehen.

Die rein marine Zementmergelerde stellt eine Schichtfolge von mehr als 1000 m Mächtigkeit dar von einer seltenen Reinheit und Gleichmäßigkeit der Feinsedimentation.

Wie wir wissen, geht dieselbe nach oben durch Aufnahme von sandigen Lagen, Glimmerstreu, allmähliche Einschaltung von Konglomeraten in die Angerbergschichten über:

Wir können also die Zementmergelerde gleichsam als den Kern eines vollständigen Zyklus nehmen, der in den Angerbergschichten seinen Ausklang findet. Die Mächtigkeit der Angerbergschichten dürfte auch 1000 m sicher erreichen.

Diesen Mächtigkeiten gegenüber bildet die liegende Häringerzone mit den Kohlen und Bitumenmergela nur ein schmales, bescheidenes Bändchen.

Im Gegensatz zur Gosau haben wir also im Tertiär des Unterinntales wohl einen vollen Zyklus vor uns.

Das Kommen, Verweilen und Scheiden des Tertiärmeeres ist hier in seinen Sedimenten sehr schön abgebildet.

Von diesen gleichsam normalen Verhältnissen der Tertiärablagerungen stellen sich nun manche Abweichungen bei genauerer Prüfung heraus. Es zeigt sich, daß den einzelnen Fazies dieser Schichtfolge eine sehr verschieden weite Verbreitung und Beständigkeit zu eigen ist.

Das allerveränderlichste Glied der Schichtfolge sind, wie zu erwarten, die Grundbreccien.

Die Veränderlichkeit bezieht sich dabei sowohl auf Ausbildung als auch Mächtigkeit.

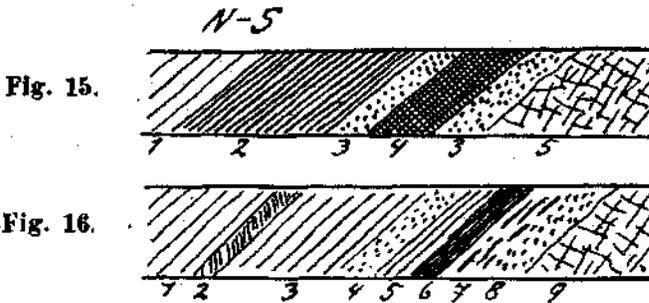
Während wir zum Beispiel südlich von Häring im Langerertal ganz beträchtliche Anhäufungen von Grundbreccien treffen, liegen in demselben Profilschnitt in größerer Tiefe die Kohlen weitbin ohne jede Grundbreccie auf dem Wettersteinkalk.

Weiter gegen W zu treten wieder andere Verhältnisse auf.

Der Egger-Lüthistollen, welcher südlich von Ag das Tertiär querschlägig bis zur Trias aufschließt, läßt an seinem Ende, wie Fig. 15 anzeigt, nicht nur eine starke Verarmung und Verunreinigung der Bitumenmergel, eine noch schärfere des Kohlenflözes, sondern auch die Einschaltung von eigentümlichen Breccien erkennen.

Das Grundgebirge besteht hier aus unterer Trias. Es sind dunkle und hellere Kalke, rote und grüne Hornsteinknauerkalke (Virglorkalke), arg zerquetschte schwarze Tonschiefer (Partnachschiefer), die geradezu in Flammen zwischen die Kalke hineinflackern.

Die Breccie besteht nun aus einem ganz verkneteten und verquetschten Zerreibsel von Tonschiefern, in denen kleine, glänzend polierte Geschiebe von dunklen, weißlichen, gelblichen, grauen Kalken stecken. Die Geschiebe sind kantenrund und so ziemlich allseitig von Rutschflächen begrenzt. Die schwarzen, roten, grünen Tonschiefer bilden dabei vielfach eine Art von glitschigem Ueberzug.



- 1 = Zementmergel.
 2 = schön gebänderte reiche Bitummergel mit mehreren grünen Lehmfugen.
 3 = grüner schuppiger Tonschiefer mit glänzend geschliffenen schwarzen und roten Kalk- und Tonschiefergeschieben.
 4 = Glanzkohle mit tauben Zwischenmitteln.
 5 = Triaskalk.

- 1 = Portlandzement.
 2 = Kalkbreccie.
 3 = Portland Liegend.
 4 = feine Muschelbreccie.
 5 = gebänderte Bitummergel.
 6 = Muschelbreccie und Bitummergel wechselnd (ein lockeres Zerreibsel).
 7 = schmale Lagen und Schmitzen von Pechkohle wechselnd mit Bitummergel.
 8 = Breccie aus dunklen, weißadrigen, roten, grünen Kalken, Mergeln, Dolomit, bunten Tonschiefern.
 9 = Triaskalk.

Die Geschiebe bilden mit den zerpreßten Tonschiefern eine leicht zerhröckelnde Masse. Während nun im Egger-Lüthistollen diese Breccie zwischen Kohle und Grundgebirge liegt, gibt es im Saullichwerk Stellen, wo eine genau gleiche Breccie sowohl zwischen Kohle und Grundgebirge als auch zwischen Kohle und Bitumenmergel eingeschaltet erscheint. (Fig. 16.)

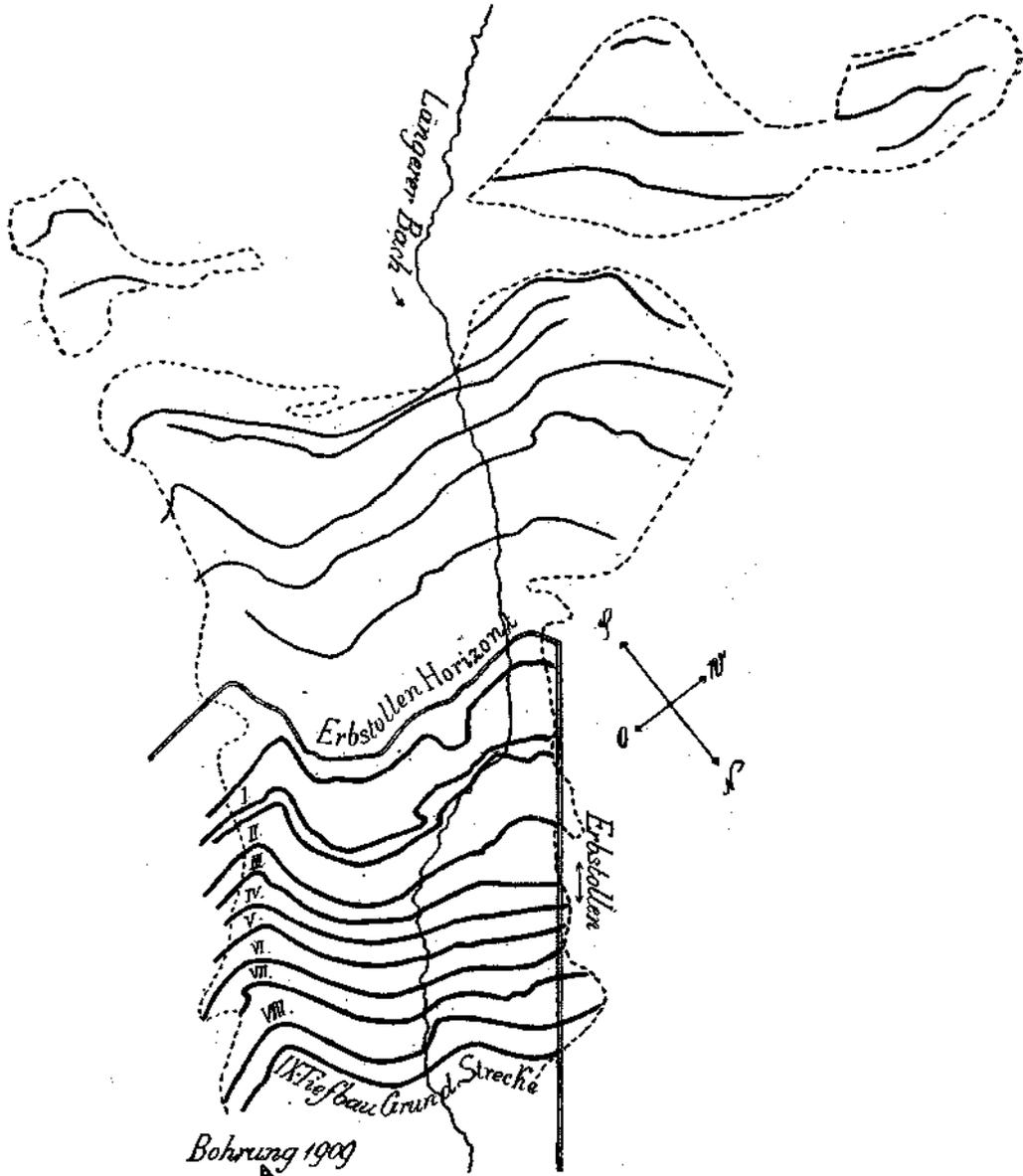
Nach Angabe von Herrn Bergverwalter Ing. Eicheiter in Kirchbichl soll auch bei der Tiefbohrung bei Ag über dem Grundgebirge dieselbe Breccie getroffen worden sein.

Ich glaube, daß es sich nach der Zusammensetzung und Struktur dieser Breccie wohl nur um ein tektonisches Gebilde handeln kann.

Wenn es aber wirklich eine tektonische Reihungsbreccie ist, so macht dies die Annahme von stärkeren Verschiebungen zwischen dem Grundgebirge und dem Tertiärkörper zur Notwendigkeit. Die Rutschstreifen, die man zum Beispiel in der Kohlengrube bei Häring fast immer an der Grenze zwischen Grundgebirge und Kohle trifft, legen auch hier solche Verschiebungen nahe.

Etwas beständiger als die Grundbreccie ist das Kohlenflöz.
 Wie die beiliegende Verkleinerung der Häringer Grubenkarte, Fig. 17, ausweist, ist unser Kohlenfeld an beiden Langseiten tektonisch begrenzt.

Fig. 17.



Verkleinertes Schema der Häringer Grubenkarte.

Das Kohlenfeld liegt innerhalb der Punktgrenze.

Die Abbaustrecken unterhalb des Erbstollenniveaus sind dicker ausgezogen als jene oberhalb desselben.

Am Verlauf der horizontalen Abbaustrecken erkennt man an der Ostseite die Schleppung des Flözes gegen NO.

Das Kohlenfeld erscheint bis zum Erbstollenniveau hinab stark verschmälert, von dort ab hält es ungefähr die gleiche Breite ein. Deutlich sieht man auch die starke seitliche Zusammenpressung des Kohlenfeldes.

Von dieser Tatsache habe ich mich in Begleitung von Herrn Bergkontrollor J. Hechenberger an vielen Stellen überzeugt.

Dabei tritt gegen W zugleich eine teilweise Vertaubung mit ins Spiel, während gegen O das Kohlenflöz in voller Mächtigkeit an der Verwerfung abstößt.

Es senkt sich das Kohlenfeld gleichsam in einer zirka $\frac{1}{3}$ km breiten Rinne zwischen steilen Triaswänden in die Tiefe.

Durch die noch auf der Grubenkarte, Fig. 17, verzeichnete Tiefbohrung vom Jahre 1909 sind Kohle und Bitumenmergel zwischen 428—444 m Tiefe unter dem Tagkranz noch in voller Mächtigkeit getroffen worden.

Von den anderen auf der beiliegenden Karte eingezeichneten Tiefbohrungen hat nur noch die bei Ag Spuren von Kohlen nachgewiesen, alle anderen sind ganz erfolglos geblieben.

Fig. 18.



- 1 = Buntsandstein.
- 2 = Triaskalk.
- 3 = Kohlenflöz + Bitummergel.
- 4 = Zementmergel wohlgeschichtet.
- 5 = Zementmergel ohne deutliche Schichtung reich an Kalzitklüften.
- 6 = Zementmergel wohlgeschichtet, bilden einen Sattel.
- 7 = oberste Zementmergel mit feinsandigen glimmerigen Lagen.
- 8 = Schotter und Grundmoränen.

Legen wir uns das Profil des Erbstollens, Fig. 18, in die Karte herein, so sehen wir, daß die Zementmergel zirka 1600 m innerhalb des Mundloches (in der Gegend unterhalb von Schönau) einen deutlichen Sattel bilden.

Südlich von diesem Sattel tritt dann eine ziemlich breite Zone auf, wo die sonst ruhig und glatt gelagerten Mergel die deutliche Schichtung verlieren und kreuz und quer von Kalzitklüften durchzogen sind.

Dann folgt wieder der ruhig gelagerte Südflügel, in dem sich gegenwärtig der Abbau der Kohlen- und Zementflöze vollzieht.

Wir haben also in der Gegend unter Häring innerhalb des Südschenkels der großen Inntalmulde eine kleine Zweigmulde, auf die nach den bisherigen Erfahrungen das bauwürdige Kohlenfeld beschränkt erscheint.

In schmalen, unbauwürdigen Flözen hat aber unsere Ablagerung eine viel weitere Ausdehnung. Wir kennen Kohlenflözchen am Südrahmen der Unterinntaler Bucht von der Gegend von Ag bis gegen den Hintersteiner See, am Nordrahmen von Schindla bis Nieder-Breitenbach sowie auf der Kaisergebirgsdecke in der eingeklemmten Mulde von Dux.

Das wäre also wenigstens den Rändern nach so ziemlich der Hauptumfang der ganzen Tertiärbucht.

Allerdings bleibt zu bedenken, daß wir über das riesige Mittelstück der Mulde nichts wissen oder negative Bohrbefunde haben.

Es ist daher jedenfalls sehr gewagt, von einem Inntalrand zum anderen auf Grund dieser recht mangelhaften Anhalte ein zusammenhängendes Kohlenfeld auszuspinnen.

Dabei kommen noch folgende ungünstige Verhältnisse störend in Betracht.

Erstens sind schon, wie wir ja wissen, die Kohlenablagerungen ursprünglich sehr unregelmäßig und lückenhaft gewesen.

Zweitens sind zwei Transgressionen darüber hingegangen, jene der Nummulitenbreccien und jene der Angerbergsschichten, die sicherlich auf große Strecken hin alles bis zum Grundgebirge zerstört haben.

Drittens kommen noch tektonische Bewegungen in Betracht, von denen wir bereits mehrere Anzeichen besprochen haben.

Man kann nun allerdings anführen, daß allem Anschein nach die beiden Transgressionen von der Mitte der Mulde gegen die Ränder zu wirksamer geworden sind und also gerade hier ein Schonbereich zu vermuten ist.

Auch die Tektonik dürfte gegen die Muldenränder zu lebendiger gewesen sein.

Trotzdem haben wir für die Annahme von großen Kohlenfeldern in der Mitte der Unterinntaler Bucht keinerlei sichere Anhalte, dafür aber wissen wir aus den Profilen des Erbstollens und Innufers, daß wir die Basis dieser Tertiärmulde erst mehr als 1000 m unter dem heutigen Inn-Niveau zu suchen haben.

Eine moderne Untersuchung der Häringer Kohlen hat noch nicht stattgefunden.

Wieder beständiger als die Kohle ist das Auftreten des Bitumens.

Wenngleich auch die Bitumenmergel südlich von Häring zugleich mit der Kohle sowohl die größte Mächtigkeit als auch die beste Qualität erreichen, so klingen sie nach allen Seiten doch weniger rasch aus als die immer mit ihnen verbundenen Koblen.

Es geht dies schon daraus hervor, daß der Qualität einzelner Lagen nach außer den Bitumenmergeln von Häring auch jene der Weissachschlucht, von Dux und von Schindla technisch verwertbar sind. Große Vorräte besitzt aber nur die Häringer Gegend, jene zu beiden Seiten der Weissachschlucht sind nur bescheiden, jene von Dux und Schindla für einen Betrieb unzureichend.

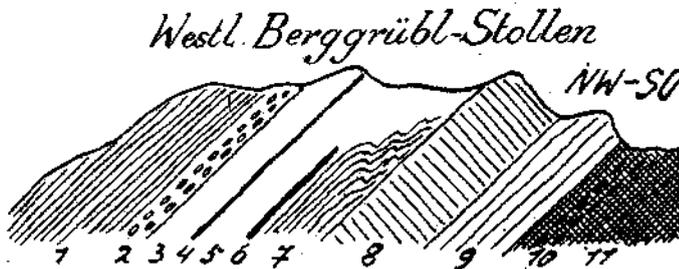
Wie ich schon mehrmals erwähnte, stehen die Bitumenmergel mit dem liegenden Kohlenflöz in engster Verbindung, ja an den meisten Stellen in Wechsellagerung.

Fig. 19 führt einen der schönsten Tagaufschlüsse vor, der sich südlich von Haring und westlich vom Längerertal in etwa 770 m Höhe neben dem verfallenen Berggrüblstollen befindet.

Die Schichtfolge ist hier nicht nur ziemlich mächtig, sondern enthält auch zwei recht bitumenreiche Lagen. Wie die Zeichnung angibt, enthält die Folge eine kleine Störung, die aber nur eine Parallelverschiebung und keine Wiederholung derselben Schichten bedeutet.

Charakteristische Lagen dieses Profiles, die übrigens eine weite Verbreitung besitzen, sind vom Hangenden zum Liegenden eine Zone (a_1) mit zahlreichen kleinen schwarzen Hornsteinlinsen, dann die Zone (b) ausgezeichnet durch besonders niedriges spezifisches Gewicht = 1.55, tiefschwarze Farbe, hohe Elastizität und gute Schnitzbarkeit.

Fig. 19.



1 = festere lichtbraune Mergel	6 m
2 = dunkelbraune Mergel mit schwärzlichen kleinen Hornsteinlinsen	0.2 m
3 = dunkelbraune Mergel	3 m
4 = schwarzbraune, biegsame, schmale Lage mit Palmwedeln	0.1 m
5 = helle bräunliche Lage mit massenhaften kleinen weißen Schalen	1 m
6 = dunklerbraune rauhfächige Zone	0.3 m
7 = heller braune, dünnerschichtige Zone	2 m ?
8 = festere dunklerbraune dickerschichtige Zone	4 m
9 = feste lichtbraune dickerschichtige Zone	2 m
10 = zwei schmale Streifen von Bitummergel in 11.	
11 = Kohlenflöz	

Diese Lage, welche sich wie Holz anfühlt, enthält sehr schöne Pflanzenabdrücke (Palmwedel . . .). Ölreichste Lage. Eine weitere ölreiche Lage ist dann (d).

Die breiten liegenden Zonen sind verhältnismäßig recht bitumenarm, was auch an allen übrigen Stellen gilt.

Zwei schmale Lagen wechseln dann noch mit der Kohle.

Man erkennt gleich unten Wechsellagerung mit der Kohle, dann eine arme, eine reichere, eine arme Bitumenzone. Dabei ist der Hauptbitumengehalt auch in der Mittelzone noch in schmalen Lagen konzentriert. Diese Mittelzone ist mit Hornsteinlinsen, schmalen, ölreichen Lagen, lebhafter, feiner, licht- und dunkelbrauner Bänderung der charakteristischste Bestand der Häringer Bitumenmergel.

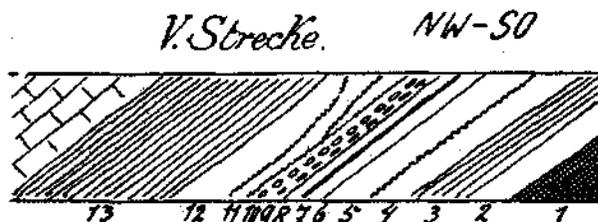
Nach den freundlich zur Verfügung gestellten Angaben von Herrn Dr. Strohschneider verteilt sich der Bitumengehalt hier in folgender Weise:

Lagen	Mächtigkeit	Gas	Öel	Kohle	Wasser
a ₀	6 m	4.95%	0.76%	4 %	1 %
a ₁	} 3.2 "	2 "	4 "	14 "	0.5 "
a ₂		2 "	8 "	2.5 "	—
b	0.1 "	10.20 "	31 "	6.20 "	—
c	1 "	2.78 "	3.72 "	4 "	—
d	0.35 "	17.40 "	18 "	4 "	—
e	2 "	2.85 "	2.94 "	4 "	—
f	4 "	1 "	3 "	1.5 "	0.5 "
g	2 "	—	unter	—	—
h	0.1+0.05 m	—	1%	—	—

Die Verhältnisse der Bitumenmergel ändern sich nicht gerade wesentlich, wenn wir an den Bergbauaufschlüssen bis zu der größten heute erreichten Tiefe in der IX. Grundstrecke hinabsteigen (nach Vermessung 237 m).

Ich füge hier, Fig. 20, noch ein Profil aus einem Querschlag der V. Grundstrecke an, das ich im September 1919 gemeinsam mit

Fig. 20.



- | | |
|--|----------|
| 1 = Kohlenflöz | |
| 2 = feinemuschelig brechende Mergel mit vielen kleinen weißen Schalen | 1.3 m |
| 3 = feinerkalkige gebänderte Mergel | 2 m |
| 4 = festere muschelig brechende Mergel — verkohlte Blattreste auf den Schichtflächen | 1.8 m |
| 5 = festere muschelig brechende Mergel | 2.1 m |
| 6 = Blätterlage | 0.4 m |
| 7 = helle Lage | 0.1 m |
| 8 = dunkle Lage | 0.2 m |
| 9 = schmale dunkle Lage mit glänzenden Harnischflächen | } 0.16 m |
| 10 = schön gebänderte Lage mit Hornsteinlinsen | |
| 11 = breiter gebänderte Lage | 0.5 m |
| 12 = festere Mergel mit Pflanzenresten | 2.1 m |
| 13 = dickbankige Mergel | 5 m |

Dr. B. Sander und Bergkontrollor J. Hechenberger aufgenommen habe.

Die chemischen Angaben verdanke ich wieder Herrn Dr. Strohschneider.

Lagen	Mächtigkeit	Gas	Oel	Kohle
1	1·3 m	1 ‰	—	4 ‰
2	2 "	1 "	—	4 "
3	1·8 "	3 "	1·5 ‰	4 "
4	2·1 "	3 "	3 "	4 "
5	0·4 "	3 "	5·2 "	4 "
6	0·1 "	3 "	2·4 "	4 "
7	0·2 "	4·5 "	6·4 "	4 "
8	0·05 "	6·2 "	13 "	5·7 "
9	0·10 "	4 "	2·2 "	4 "
10	0·5 "	4·5 "	3·5 "	4 "
11	2·1 "	2·5 "	6 "	4 "
12	5 "	3·7 "	4·5 "	4 "

Durch Sprengung wurde hier im November 1919 eine 200 kg-Probe gewonnen. Dabei brachen die Lagen 8 und 9 in 15 cm starken Platten, die nicht teilbar und im Hangenden von einer welligen Fläche mit Lehmbeleg begrenzt sind.

Lage 8 ist ausgezeichnet durch Pechglanz und Leichtigkeit, Lage 9 durch die Führung der dunklen Hornsteinlinsen.

Die technische Untersuchung, welche im Metallwerk Steeg in Oberösterreich stattfand, ergab einen Bitumengehalt von 6 ‰, einen Stickstoffgehalt von 0·23 ‰ als Durchschnitt. Eine gleichzeitige, ebenso große Probe von der besten Lage vom Berggrüblstollen (Lage b) ergab vergleichsweise Bitumengehalt = 28 ‰, Stickstoffgehalt = 0·67 ‰.

Ende September 1921 hatte ich Gelegenheit, das Profil eines frischen Querschlages in der IX. Grundstrecke zu untersuchen.

Man sieht auch hier die Kohle mit Bitumenmergel in Wechselagerung. In dieser Zone stellen sich schöne „Augenkohlen“ ein.

Darüber folgt etwa 6 m mächtig eine Zone von festen, wenig hältigen Bitumenmergeln. Dann ist eine 2·8—3 m starke Folge von fein bis sehr fein gebänderten Lagen mit mehreren Lettenfugen und dem charakteristischen Hornsteinlinsenlager. Bitumenreichere Zone.

Darüber stellen sich wieder wenig hältige Mergel ein (4—5 m), die in Zementmergel übergehen. Nur die mittlere Zone kann für eine technische Ausnützung in Betracht gezogen werden. In ihr liegt auch im Niveau der IX. Grundstrecke noch eine Schichte, welche 6·82 ‰ Gas, 2·3 ‰ H₂O, 20·61 ‰ Oel, 11·4 ‰ Kohle (Gesamtbitumen = 27 ‰) enthält (Dr. Strohschneider). Inzwischen sind von den Suchywerken viel genauere Untersuchungen über den Oelgehalt der Häringer Bitumenmergel und der Kohlen angestellt worden. Mit Erlaubnis von Herrn Generaldirektor Suchy füge ich hier einige Analysen an, die von Herrn Chefchemiker John E. W. Bengough ausgeführt worden sind.

Häringer Bitumenmergel (Berggrühlstollen):

Spezifisches Gewicht	2.4057	1.8856	1.5550
Oelausbeute	5 %	15.7 %	21.6 %
Schmelzwasser	2.2 "	3.9 "	7.4 "
Retortenrückstand	91.2 "	73.5 "	62.0 "
Gas und Verluste	4.6 "	6.9 "	9.0 "
Ammoniakgehalt des Schmelzwassers	1.09 NH ₃	1.12 NH ₃	1.22 NH ₃
Schwefelgehalt im Oel	4.18%	4.62%	4.42%

Häringer Kohlen:

Spezifisches Gewicht	1.5475	1.4697
Hygroskopisches Wasser	5.95%	6.56%
Brennbare Substanz	77.05 "	80.85 "
Asche	17.00 "	12.59 "
Kohlenstoff	50.61 "	57.10 "
Wasserstoff	2.93 "	2.61 "
Sauerstoff	16.17 "	13.78 "
Stickstoff	1.83 "	1.61 "
Schwefel	5.51 "	5.75 "
Heizwert	4465.4 Kal.	4987.6 Kal.

Der Bitumengehalt von Häringer Kohle hat vergleichsweise folgende Werte ergeben:

Oelausbeute	9.9 %
Schmelzwasser	12.5 "
Retortenrückstand	65.9 "
Gas und Verluste	11.7 "
Ammoniakgehalt des frischen Schmelzwassers	0.64 " NH ₃
Schwefelgehalt im Oel	2.59 "

Das Oel der Kohle ist spezifisch schwerer als Wasser und Phenole, die Oele der Bitumenmergel sind paraffinreich.

Tertiäre Tektonik.

Der Anteil von tertiären Bewegungen an der Schaffung des heute vorliegenden Gebirgsbaues ist im Unterinntal ein hervorragender oder mit anderen Worten, er läßt sich hier mit Hilfe des Tertiärs ebendeutlicher von den älteren tektonischen Beiträgen abheben.

Wie wir wissen, waren schon während der Ablagerung unserer Tertiärbildungen zwei Transgressionen, die sicher mit tektonischen Bewegungen in Verbindung standen.

Von der jüngeren Transgression hat sich ein Zusammenhang mit Längsverwerfungen als wahrscheinlich ergeben.

Alle diese Bewegungen sind jedoch bescheiden gegen diejenigen, welche nach Absatz der Angerbergsschichten hier ins Werk treten.

Als solche Bewegungsvorgänge wären die Tieffaltung der Tertiärmulde, die Einschiebung der Kaisergebirgsdecke, die Verschwenkung

der ganzen Mulde zur Schrägstellung sowie endlich die Ausbildung von zahlreichen Querverschiebungen anzuführen.

Es soll mit dieser getrennten Aufzählung und Beschreibung nicht die Getrenntheit dieser Vorgänge besonders behauptet werden.

Es ist vielmehr wahrscheinlicher, daß sie wenigstens teilweise miteinander in Verbindung standen. Denkt man sich das Tertiär aus dem Grundgebirge herausgehoben, so hat man hier einen Muldentrog vorliegen, der zum Beispiel bei Kirchbichl über 2 km tief und $6\frac{1}{2}$ km breit ist.

Die Länge beträgt zwischen Rattenberg und Kufstein zirka 28 km, doch hat die Mulde hier beiderseits keinen Abschluß.

Wie wir ebenfalls schon wissen, ist in diese Großmulde bei Häring eine kleine Seitenumulde eingefaltet.

Nachdem heute der Grundgebirgsrahmen nirgends wesentlich über den Tertiärrand zurückgewittert ist, müssen wir annehmen, daß die Hauptleistung der Erosion seit der Faltung in einer Wegführung des weicheren Tertiärkernes bestand, wobei die Triasränder ziemlich geschont verblieben.

Für diese Wegwitterung der weicheren Tertiärschichten vom Grundgebirgsrahmen haben wir unmittelbare Beweise, indem sowohl am Nordwesthang des Gr. Bölfen als auch südlich von Wörgl sich weit über der heutigen Tertiärgrenze noch Schollen und Brocken von Bitumenmergeln erhalten haben.

Die Großmulde hat ihre engste Stelle bei Rattenberg und öffnet sich von dort gegen NW, so daß sie zwischen Maistallerberg und Achleitenberg nahezu dreimal so breit ist.

Allerdings ist hier von dem breiten Tertiäribalt nicht mehr viel zu sehen, indem der ganze Mittelteil von der Kaisergebirgsdecke eingenommen wird und nur an den Rändern schmale Tertiärstreifen zum Vorschein kommen. Mit dem Einschub dieser großen Decke haben wir uns nun näher zu befassen, nachdem durch die Erkenntnis desselben sich das Bewegungsbild der Unterinntaler Tektonik wesentlich verändert hat.

Ich habe im Jahrbuch 1921 die Gründe kurz vorgelegt, welche mich zur Annahme der Kaisergebirgsdecke geführt haben.

Ich verweise auf diese Arbeit und füge weitere Beobachtungen aus dem hier zu beschreibenden Gebiete hinzu.

Wie man auf der beiliegenden Karte leicht verfolgen kann, greift das Kaisergebirge mit 2 langen Hauptdolomitarmen, dem Kufsteinerwald und dem Höhenzug der Wildschwendtalpe, in die Tertiärmulde herein.

Zwischen diesen Armen liegt das schon oft erwähnte Gosaubecken von Eiberg. Diese Arme und das Gosaubecken werden nun von transgredierenden Nummulitenbreccien überschritten, von denen sich besonders bei der Wildschwendtalpe ziemlich ausgedehnte Reste erhalten haben.

Der tiefe Querdurchbruch der Weissach gestattet gerade in dieses interessante Gebiet recht gute Einblicke.

Der südliche Rahmen unserer Tertiärbucht besteht hier von S gegen N zunächst aus Buntsandstein, der in der Klammtiefe mit flachgeneigten Schichten an die nun folgende steil nordfallende Trias stößt. Dieselbe führt hier Rauhwacken, dunklen Dolomit, Gutensteinerkalk, Dolomit, Virgloriakalk und einen helleren, stark zertrümmerten Dolomit (Wettersteindolomit). Zu beiden Seiten der Klamm, jedoch erst zirka 400 m höher, setzen an Schubflächen die Wettersteinkalkmassen des Achleitenbergs und des Kleinen Bölfen ein. Der zuletzt erwähnte brecciöse Dolomit bildet nun beiderseits der Weissach die Basis des Tertiärs, das hier aus einem nur streckenweise entwickelten schmalen Grundkonglomerat, ziemlich gut entwickelten Bitumenmergeln und Zementmergeln besteht. Im Graben östlich der Weissach treffen wir hier über dem liegenden mylonitischen Triasdolomit eine schmale Konglomeratlage, dann 1—1½ m ziemlich arme Bitumenmergel, dann ein schmales Pechkohlenflöz darüber 2 m reichere Bitumenmergel, eine 0.4 m starke, sehr schön gebänderte, gute Bitumenzone, dann 2—3 m arme Bitumenmergel, über denen die milden grauen Zementmergel liegen. Die ganze Bitumenzone ist durchschnittlich etwa 6 m, also kaum die Hälfte von jener bei Häring.

In der Ölhältigkeit der guten Mittelzone ist jedoch kein solcher Unterschied.

Gegenwärtig werden die Bitumenmergel von den Suchywerken A. G. in dem Graben westlich der Weissach abgehaut und gleich an der Straße destilliert.

Der Tertiärstreifen zeigt in der Höhe ein viel steileres Einfallen als in der Tiefe der Klamm, wo die Mergel ganz flach sich nordwärts neigen. Eine Reihe von Querverschiebungen verwerfen den Triasdolomit samt dem anliegenden Tertiär.

Beiderseits überlagern mächtige Grundmoränen des Inntalgletschers diesen Tertiärstreifen. Ostwärts zieht die Furche, in welcher das Tertiär liegt, deutlich bis zum Hintersteiner See, doch sind an seinen Ufern keine Tertiärmergel mehr entblößt. Es ist aber nicht ausgeschlossen, daß die weichen Mergel die Veranlassung zur glazialen Ausschürfung dieses Sees gegeben haben.

An der Nordseite stoßen nun diese Tertiärmergel an den mächtigen Hauptdolomit der Wildschwendtalpe und des Hintersteinkopfes.

Wie man in der Weissachklamm sieht, überlagern diese Hauptdolomitmassen mit ihren eingeschalteten bituminösen Lagen die Tertiärmergel, wobei ihre unteren Schichten eine lehrhaft reitende Faltung zeigen.

Die früher erwähnten Querverschiebungen des Rahmens und des Tertiärs sind im Hauptdolomit nicht mehr zu erkennen. Also sind sie entweder älter als seine Überschiebung oder die Wirkung der Verwerfer ist in den Zementmergeln erloschen.

Haben wir die Hauptdolomitklamm durchschritten, so stehen wir in dem Gosaubecken von Eiberg. Die Grenze zwischen Trias und Gosau ist eine ungefähr senkrechte Verwerfung. So kommt es, daß die Gosau mit ihren jüngsten Ablagerungen steilgepreßt an die Trias stößt. Östlich der Weissach springt diese Verwerfung zirka 600—700 m gegen N vor.

Wie das von W her gezeichnete Ansichtsprofil, Fig. 5, vorführt, legen sich steilgepreßte obersenone Mergel unmittelbar an die Hauptdolomitwand.

In der Höhe erscheinen die Gosaumergel etwas nordwärts übergebogen.

Hier hat nun der Anschnitt der neuen Straße einen merkwürdigen Aufschluß geöffnet. Wir treffen nämlich auf Schollen und Blockwerk von Kössener Schichten, Fleckenmergel und Hornsteinkalke des Lias, rote Hornsteinkalke, Aptychenkalke, Gosaumergel.

Dieses Blockwerk ist hier weder durch Abrutschung noch durch Gletschertransport zu erklären. Die hellgraue Grundmoräne zieht ungestört darüber hinweg.

So halte ich dieses Blockwerk für ein tektonisches Gehilde und finde für diese Meinung darin eine Beglaubigung, daß gleich nordwärts fossilführende Kössener Schichten (*Gervillia inflata*) und oberrhätische Kalke auftauchen, die nicht in ihre Umgebung hineinpassen.

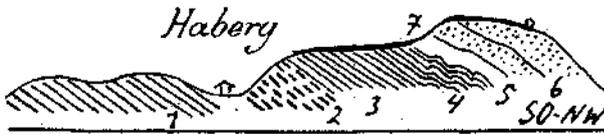
Die schön gehauenen Rhätkalke fallen durch ihre ruhige Lagerung auf und werden an der Südseite von roten Senonmergeln unterteuft.

Es kann sich hier nur um eine Überschiebung oder um ein horstartiges Aufragen des älteren Untergrundes handeln.

Das südlich angrenzende Blockwerk würde eher für eine Überschiebung sprechen, die in nachgosauischer Zeit erfolgt sein mußte.

In der Weissachklamm entspricht in östlicher Fortsetzung den hochliegenden Rhätkalken eine flache Kuppel von mergelreichen Kössener Schichten, die hier unmittelbar von Fleckenmergeln und Hornsteinkalken des Lias überlagert werden. Das Fehlen der dickbankigen oberrhätischen Kalke legt ebenfalls wieder die Annahme einer Herschiebung der Rhätkalke nahe. Leider verhindert die weite Schuttbedeckung der Umgebung der Rhätkalke einen klaren Einblick in diese Verhältnisse.

Fig. 21.



- 1 = Liasfleckenmergel.
- 2 = rote Hornsteinkalke.
- 3 = blaßrote und hellgraue Kalke mit Aptychen.
- 4 = schön muschelartig springende graue und gelbe blanke Kalke.
- 5 = feinstückige Breccie mit Hornsteinbröckchen.
- 6 = blaugrauer Sandstein mit Muschelschalen, Kieseln und exotischen Gerölln.
- 7 = Zentralalpine Schotterbestreuung.

Sonst ist die Gosau von Eiberg von Kleinfaltung beherrscht, deren Achsenrichtungen lebhaft wechseln.

Nah dem Nordrand zieht von dem Hügel von Haberg, Fig. 21, ein schmaler Streif von Lias, Radiolarit und Aptychenkalk gegen Schwoich zu hinüber, der ganz von Gosau umhüllt wird.

Der Hauptdolomit des Kufsteinerwaldes, Fig. 7, stößt mit einer Verwerfung an der Eiberger Gosau ab.

Betrachtet man die ganze Umrandung der Eiberger Gosau, so macht es doch den Eindruck, daß man mit der Annahme einer lokalen Einsenkung das Auslangen findet.

Die Überschiebung der Rbätkalke braucht ja keine Fernüberschiebung zu bedeuten.

Der ganze Westrand des Eiberger Beckens wird durch gewaltige Massen von Terrassenschottern und Grundmoränen von den Aufschlüssen der Häringer Gegend getrennt.

In diesem verschütteten Raum sind nun 3 Tiefbohrungen, jene von Habring, Sonnendorf und Hirnbach abgestoßen worden, von denen keine Kohle und nur die von Habring, die Bitumenmergel angetroffen hat.

Leider sind auch hier keine Kernbohrungen gemacht worden, wodurch viele Aufschlüsse, insbesondere über die Beschaffenheit der Bitumenmergel, verloren gingen.

Die Erfahrung zeigt, daß auch gut hältige weiche Bitumenmergel durch Stoßbohrung und Wasserspülung schwer zu erhalten sind.

Das Material der meist schmalen guten und deshalb weichen und verschmierenden Lagen geht zwischen dem der viel dickeren armen, aber festen Lagen verloren.

Die Berichte über diese drei neuen Bohrungen sind am Schlusse dieser Arbeit mit den übrigen Bohrberichten zusammengestellt.

Teilweise sind die Angaben nach den eingeschickten Bohrproben berichtet. Da jedoch das Probenmaterial nicht lückenlos ist, war keine Gleichmäßigkeit der Bezeichnungen zu erzielen. Zu den neuen Bohrungen wäre geologisch etwa folgendes zu bemerken:

Die Bohrung von Habring hat unter geringer Schuttbedeckung (4·5 m) bereits die Zementmergel (88·5 m) und die Bitumenmergel (5 m) festgestellt. Die letzteren sollen beim Durchstoßen einen sehr starken Geruch verbreitet haben.

Eine Probe des auffallend hellen kalkigen Bohrmehles ergab nur 0·7% Bitumengehalt. Unter den Bitumenmergeln geriet die Bohrung nicht in den einheitlichen Wettersteinkalk oder Dolomit, sondern in dunkelgraue Dolomite. Nach den mir vorliegenden Bohrproben sind in der Strecke von 112·5—170 m hauptsächlich dunkelgraue, mehrfach brecciöse Dolomite erbohrt worden. Der dunkle Letten des Bohrberichtes dürfte wohl zu den Tonschiefern der Partnachschieften gehören. Es wären dies also Gesteine der tieferen Trias. Die Bohrung von Sonnendorf hat 14 m Sand, Lehm und Schotter, darunter bis 105 m Mergel nachgewiesen.

Die ganze übrige Serie mit ihrem häufigen Wechsel von bituminösen und nichtbituminösen Kalken gehört wohl in den Hauptdolomit. Eine Prüfung der vorliegenden Bohrproben hat wenigstens ergeben, daß zwischen 105—174·5 m meist Dolomit und dolomitische Kalklagen erbohrt worden sind.

Die Bohrung von Hirnbach (im Inntal) hat 34·5 m Lehm, Sand und Schotter, dann bis 189 m Mergel gebracht.

Auffallend ist eine Probe aus der Strecke von 17·9—34·5 m, welche einen grauen Lehm gehoben hat, in dem häufig kleine, kantigen

runde Gerölle von Hauptdolomit und grauen, gelblichen dolomitischen Kalken stecken.

Obwohl gekritzte Geschiebe nicht vorliegen, möchte ich diese Ablagerung doch für eine Grundmoräne halten. Die Angaben von Quarzeinlagen stimmen nicht, es sind Kalzitsplitter. Die Stinksteine sind sehr lichte, etwas bituminöse Kalke. Hätte man hier weitergebohrt, so wäre wahrscheinlich eine ähnliche Wechselfolge wie unter Sonnendorf enthüllt worden, also auch Hauptdolomit.

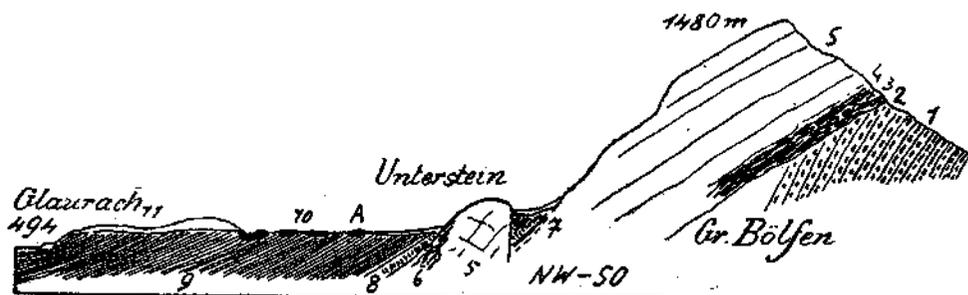
Für die Wahl der drei eben besprochenen Bohrstellen kamen die damals bekannten neuesten geologischen Erfahrungen und außerdem die vorliegenden Angaben von Wünschelrutnern in Betracht.

Ich hielt damals den Anstrich der Nummulitenbreccien am Kufsteinerwald, südlich von Schwoich sowie südlich von Sonnendorf für die Ostgrenze der Tertiärbucht. Die Bohrungen sollten nun so angesetzt werden, daß sie die Basis des Tertiärs in nicht zu großer Tiefe erreichen konnten. Also mußten sie in die Nähe der Nummulitenbreccien gerückt werden.

Außerdem fiel noch gute Zugänglichkeit sehr ins Gewicht. Da nun sowohl für Habring, Sonnendorf und Hirnbach geologischer Befund, gute Wegbarkeit und Kohlenmutung durch die Wünschelrute zusammentrafen, wurden hier die Bohrungen abgestoßen.

Nach Erkenntnis des Einschubes der Kaisergebirgsdecke liegen die Verhältnisse leider ganz anders. Danach hat nur die Bohrung Habring den Südflügel des Tertiärs durchstoßen, während die beiden anderen Bohrungen in der Kaisergebirgsdecke stecken.

Fig. 22.



- 1 = Buntsandstein.
- 2 = Rauhacke.
- 3 = dunkler Dolomit und Kalk.
- 4 = Muschelkalk - Virgloriakalk.
- 5 = Wettersteinkalk.
- 6 = Wettersteindolomit.
- 7 = Kohlenflöz.
- 8 = Bitumenmergel.
- 9 = Zementmergel.
- 10 = Triasschollen.
- 11 = Schotter und Grundmoränen.
- A = siehe Fig. 23.

Die bituminösen Schichten der Bohrberichte wären dann lediglich bituminöse Lagen des basalen Hauptdolomits der Eiberger Bucht.

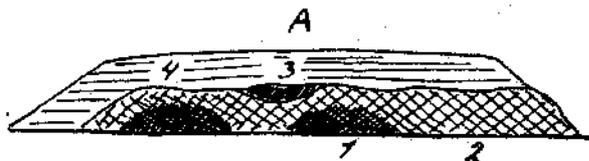
Stimmt diese Deutung, dann würde die Tertiärbasis unter der Kaisergebirgsdecke hier wahrscheinlich erst in großer Tiefe nach Durchsenkung des Hauptdolomits zu finden sein.

Die Kaisergebirgsdecke hebt sich westwärts so stark empor, daß in der Gegend nördlich von Häring ihre Basis offen auf den tertiären Zementmergeln liegt.

Ich fasse die Schollen von Kötsching als solche basale Reste der Kaisergebirgsdecke auf, Fig. 22.

Sie bestehen aus Schollen von Wettersteinkalk, Wettersteinkalkbreccie, Dolomitbreccien sowie einer Breccie von dunklem, weißadrigem Kalk, Fig. 23.

Fig. 23.



- 1 = Breccie aus Wettersteinkalk.
- 2 = Wettersteinkalk.
- 3 = Breccie aus dunklem weißadrigem Kalk.
- 4 = Zentralalpine Schotter mit viel Buntsandsteingeschieben.

Dazu kommt noch südlich von Glaurach eine ganz abgebaute Kalkscholle, die nach den noch herumliegenden Trümmern aus einer Kalkbreccie bestand.

Im kalkigen Zement dieser Breccien sind ziemlich häufig Korallen enthalten, ganz ähnlich jenen aus der Nummulitenbreccie südlich von Häring. Neben diesen weit überwiegenden Kalktrümmern liegen im Abbauraum noch Stücke von gelben Mergeln, Raubwacken und grünen Tonschiefern herum, offenbar Gesteine aus der Nachbarschaft des Buntsandsteins.

Der knapp daneben tief eingeschnittene Bach zeigt hin und hin die gleichmäßig und völlig ungestört nordfallende Zementmergelschicht.

Alle diese Schollen sind als Reste einer heute größtenteils zerstörten Schubmasse oder von dieser mitgeschleppter Schubfetzen wohl verständlich.

Wegen der darunter ruhig weiterziehenden Zementmergelschicht können sie keine Aufragungen oder Aufpressungen aus dem Untergrund des Tertiärs sein. Sie können auch nicht als Bergsturzmassen gedeutet werden, weil der Unterstein und der Gr. Bölfen in dem hier in Betracht kommenden Abschnitte nur aus Wettersteinkalk besteht und daher das bunte Material nicht liefern kann.

Diese Reste stehen aber nicht allein.

Wir finden ähnliche Schollen in der Umgebung von Mariastein und endlich gehört auch der Dolomitmylonit des Kochelwaldes hierher.

Auch bei den Schollen von Mariastein wechselt Wettersteinkalk mit Dolomit.

Die Schollen sind hier ziemlich groß (die größte liegt am Innknie nördlich von Angath) und von Terrassenschottern eingedeckt.

Penck hat sie seinerzeit als Bergsturzmassen gedeutet, was hier angesichts der mächtigen Steilwand des Hundsalmerjochs wirklich nahe liegt. Trotzdem halte ich auch diese Schollen für Reste der Kaisergebirgsdecke und für keine Bergsturzmassen. Einmal könnte die Steilwand des Hundsalmerjochs nur Wettersteinkalk liefern und dann würde ein Bergsturz, wie man im Inntal ja bei Brixlegg und an der Mündung des Oetztales klar erkennt, bei dieser Sturzhöhe einen Trümmerstrom und nicht lauter weitgetrennte sehr große Schollen fördern. Kleines Trümmerwerk fehlt dazu vollständig.

Noch deutlicher sind die Verhältnisse bei dem Dolomitmylonit des Kocheiwaldes, den ich noch im Jahre 1909 als Grundgebirgsrücken beschrieben und gezeichnet hatte.

Die Verhältnisse dieser großen Dolomitmasse zum Tertiär am Innufer unterhalb von Breitenbach, Fig. 10, habe ich schon beschrieben.

An den anderen Rändern stößt der Dolomit nirgends mehr unmittelbar an das Tertiär. Die Grenze ist von Schutt verhüllt.

Dafür lesen wir aus dem Kartenbild unmittelbar wie die tertiären Konglomerate des Oberangerbergs ohne Abschwenkung auf den breiten Dolomit losstreichen, was bei einer querliegenden Grundschwelle wohl unmöglich wäre.

Dazu kommt noch die auffällige, gleichmäßige Mylonitisierung der großen Dolomitmasse, welche in einem schroffen Gegensatz zu dem festen wohlgeschichteten Hauptdolomit und Plattenkalk des Heuberges steht.

Der Gedanke an eine Bergsturzmasse hat hier keinen Sinn.

Ich habe nun in der schon öfter erwähnten Arbeit im Jahrbuch 1921 alle diese Schollen als Reste der Kaisergebirgsdecke gedeutet und dieselbe mit dieser Kette an die bei Münster frei endigende Inntaldecke angehängt.

Gegen Osten zu würde die Kaisergebirgsdecke der großen Berchtesgadener Schubmasse entsprechen. Weiter wurde in dieser Arbeit bereits der Schluß gezogen, daß zwar der Einschub der Kaisergebirgsdecke in die Unterinntaler Tertiärbucht erst nach Ablagerung der Angerbergsschichten erfolgt ist, der eigentliche Zuschnitt dieser Decke aber eine Fernüberschiebung erfordert, die offenbar ein wesentlich älterer Vorgang ist.

Das würde mit den allgemeinen Ergebnissen der Hahn'schen Arbeiten insofern zusammenstimmen, als dieser Geologe für den Einschub seiner „juvavischen“ Decke (Berchtesgadener Schubmasse) ein vorgosauisches Alter erkannt und erläutert hat.

Ich vermeide die Hahn'schen Deckenbezeichnungen „bajuvarisch, tirolisch, juvavisch“, weil es mir unpassend scheint, für rein tektonische Angelegenheiten solche bereits mehrfach mit stratigraphischen und faziellen Begriffen vernagelte Namen zu gebrauchen und begnüge mich mit Lokalnamen, bis die Tektonik der Nordalpen für eine einheitliche regionale Zerlegung durchsichtig genug geworden ist.

Es wäre also von diesem Standpunkte aus nicht nur die Berchtesgadener Decke, sondern auch die Kaisergebirgsdecke und die Inntaldecke bereits in vorgosauischer Zeit gefördert worden.

Für den Zuschnitt dieser Decken sind gewaltige „Abschrägungen“ ganzer Schichtreihen im Streichen und Fallen charakteristisch.

Ich habe ein solches Beispiel aus dem Kaisergebirge im Jahrbuch 1921 beschrieben (Mulde ohne Sohle). Abschrägungen finden sich jedoch von einem Ende der Nordalpen bis zum anderen, und zwar reichen dieselben ganz an die heutige Südgrenze derselben vor.

Sie scheinen mir unabweislich für ihre Herstellung eine Fernüberschiebung zu verlangen.

Damit ist wenigstens für diese Schubdecken eine Ableitung von dem Südraud der Nordalpen wohl unmöglich geworden.

Die Deckentheorie hat diese Forderung bekanntlich schon seit langer Zeit erhoben, doch in einer Form, welche in den Ostalpen nicht verwirklicht ist.

Die einzelnen Schubmassen haben keine Ueberrollung durchgemacht und das lange Suchen nach den inversen Schenkeln hat sich als vergehens herausgestellt.

Sie spielen in unseren Nordalpen keine Rolle.

Dafür sind bis in die jüngste Zeit die oben erwähnten „Abschrägungen“ übersehen worden, welche nach meiner Einsicht verlässliche Anzeiger vollzogener Weithewegung bedeuten. Wenn sich nun aber für die Südgrenze der Inntal-, Kaisergebirgs-, Berchtesgadener-Decke eine so weite Beweglichkeit herausstellt, so liegt die Frage nahe, wie es denn in dieser Hinsicht etwa mit ihrer Nordgrenze beschaffen ist.

Der Inntal-, Kaisergebirgs-, Berchtesgadener-Decke (ich ziehe die östlicheren Gebiete vorläufig nicht in Betracht) liegen im Norden die Schubmassen von Vilseralpen—Hohenschwangaueralpen—Ammergaueralpen, Benediktenwand, Wendelstein, Kampenwand vor, die alle durch ganz entsprechende Trias ausgezeichnet sind.

Ich habe diese bisher für selbständige Schubkörper gehalten, bin aber nun zu der Meinung gelangt, daß dieselben nur die Stirnteile von unserer Inntal-, Kaisergebirgs-, Berchtesgadener-Decke vorstellen.

Sie wären also ursprünglich alle Teile einer sehr großen Schubmasse gewesen, die gemeinsame Fernförderung erfuhr.

Diese Fernförderung wäre in vorgosauischer Zeit vonstatten gegangen.

Ob die Trennung in einen schmalen nördlichen und einen breiteren südlichen Streifen lediglich ein Werk der nachfolgenden Erosion oder aber bereits ein solches der ursprünglichen Förderung gewesen ist, wird noch genauer zu erforschen sein. Wenn ich den viel lebhafteren, kleinschuppigen Bau dieser Vorderzone mit dem breitwelligen der Hinterzone vergleiche, so möchte ich die Trennung für eine solche halten, die innerlich mit der Förderung zusammenhängt.

Es wäre dies zum Beispiel dadurch gegeben, daß die vorderen Teile die letzte Formung einem Losreißen von den hinteren Massen

und einer freien, aktiven Gleitung verdanken. Damit wäre die Lostrennung des schmalen Streifens und seine eigenartig lebendigere schwungvollere Formung zugleich erklärt. Die vorderen Schubmassen überlagern, wie mehrfach festgestellt und beschrieben ist, an vielen Stellen zenomane Ablagerungen, nicht selten solche mit exotischen Geröllen. Es wäre also die Förderung der Schubmassen eine nachzenomane, jedoch vorgosauische.

Die wahrscheinlich schon ursprüngliche Trennung der Vorder- von der Hinterzone der großen Schubmasse wäre durch die vorgosauische Erosion, deren Bedeutung wir ja kennen gelernt haben, noch wesentlich vergrößert worden.

Bei den nachgosauischen Bewegungen scheinen dann die Vorder- teile wenigstens teilweise von jüngeren Aufschiebungen überwältigt worden zu sein.

Für die Decke der Vilseralpen wenigstens läßt sich dies auf Blatt „Lechtal“ sehr schön verfolgen. Die Einwicklung der Vilserdecke in die Allgäuerdecke ist nördlich von dem Prinz Luitpold-Haus zwischen Schwarzwasser- und Hintersteinertal prachtvoll zu sehen.

Für das Gebiet des Unterinntales gestalten sich diese neuen Fragestellungen kurz folgendermaßen. Hier wären Kaisergebirgs- und Wendelsteindecke eine alte tektonische Einheit, welche bereits in vorgosauischer Zeit von Süden hergeführt worden sind. Wahrscheinlich schon ursprünglich, sicher aber durch vorgosauische Erosion getrennt, haben die beiden nunmehr selbständigen Stücke bei den späteren Bewegungen ihre eigenen Wege verfolgt.

Für die Wendelsteindecke haben wir wohl von Oswald bald Genaueres zu erfahren.

Die Kaisergebirgsdecke schob sich dabei noch ein Stück über das Unterinntaler Tertiär vor, wobei sich an ihrer Nordfront eine sekundäre Stirne ausgebildet hat.

Mit Hilfe dieser neuen Vorstellung erklären sich nun manche merkwürdige Profile in dem Gebirge nördlich des Unterinntales.

Daher gehören einmal die lebhaften, gewalzten Gipfelfalten des Sonnwendgebirges.

Wenn eine schwere Triasdecke (Inntaldecke) darübergegangen ist, so sind diese liegenden engen Überfaltungen wohl begreiflich.

Ebenso wird die auffallende Verdrückung der Raibler Schichten zu beiden Seiten des Guffert-Pendling-Gewölbes erklärbar.

Auch die schmalen, tief in das Wettersteinkalkgewölbe eingepreßten Mulden von Hauptdolomit und Raibler Schichten bei der Nachberg-, Hunds- und Kaleralpe erhalten so eine Begründung bei einer Ausbildung unter schwerer, gleitender Belastung. Fig. 24.

Kurz es sind hier eine Anzahl von Strukturen erhalten geblieben, die weit verständlicher erscheinen, wenn sie unter schwerem Schubdruck gebildet worden sind.

Von einigen derselben wissen wir, daß sie vorgosauisches Alter besitzen.

Das würde mit einem vorgosanischen Überschub der Wendelsteindecke gut vereinbar sein. Betrachten wir nun zum Schlusse das Bewegungsbild des Unterinntaler Gebirges in größerem Umfang, so

fällt uns zunächst der schräge Verlauf der heutigen Tertiärbucht in die Augen.

Diese Schrägheit ist am klarsten am Nordrand des Tertiärs ausgesprochen, der von der Mündung des Brandenbertales bis zum Inndurchbruch nördlich von Kufstein in nahezu gerader Linie verläuft.

Fig. 24.



Da das Gebirgsstück nördlich des Inns hier im wesentlichen einen ostwestlich streichenden Faltenbau einhält, so schneidet diese Grenze schräg die einzelnen Bauelemente.

Das wird am auffallendsten, wenn man den Tertiärrand mit dem Ausstrich der großen Kreidemulde vergleicht.

Auf der beiliegenden Karte ist noch der Rhät-Lias kalk des Südschenkels dieser Mulde als nördlichste Ausscheidung verzeichnet.

Während der Tertiärrand an der Westkante dieser Karte um $14\frac{1}{2}$ km von diesem Rhät-Liasband absteht, kommt er ihm bei Kufstein nahezu auf 1 km nahe.

Solange man den Rand des Tertiärs für einen Einbruch nimmt, ist an diesem Befund nichts Auffälliges.

Wenn man aber genauer zusieht, so versagt hier dieses einfache Auskunftsmittel.

Verfolgen wir zum Beispiel den Verlauf des Guffert-Pendling-Gewölbes, so nehmen wir wahr, daß dasselbe etwa bis zur Hundsalz seinen ostwestlichen Strich einhält, dann aber gegen NO zu abbiegt. Zugleich erniedrigt sich dann dasselbe ruckweise. Es wird also von der Schrägkante des Tertiärs nicht einfach abgeschnitten, sondern erscheint vor derselben abgelenkt und eingedrückt. Begleiten wir die tiefe Kreidemulde gegen O, so ist auch hier kein Abschneiden, wohl aber ein starkes Vorpressen des Südschenkels über den Muldenkern zu beobachten.

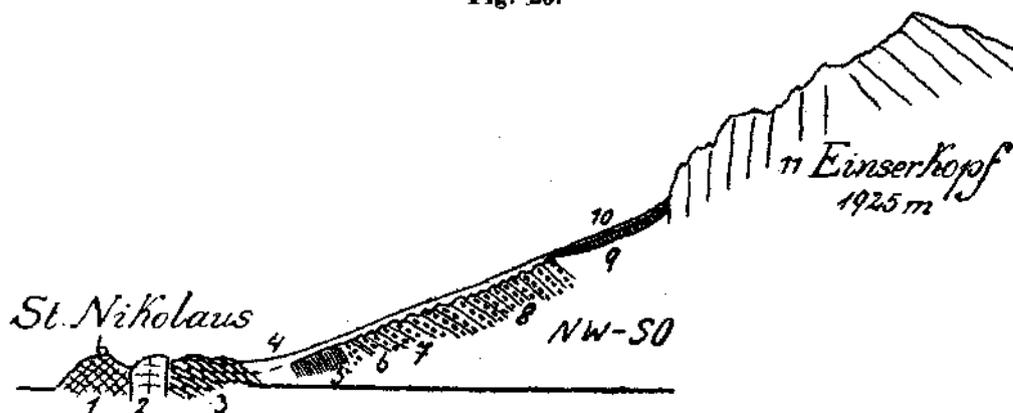
Nördlich von Kufstein treffen wir hier auf der Höhe des Maistallerberges eine Scholle von Neokom, während gleich östlich der Südfügel um zirka $2\frac{1}{2}$ km gegen N vorgestoßen ist.

Wir haben also auch hier eine Verschmälerung und Unterdrückung, jedoch keine einfache Abschneidung. Wie ich ebenfalls im

Jahrbuch 1921 erwähnt habe, setzt sich der Peudlingzug auch jenseits des Inn wieder in einzelnen Klippen fort.

Die erste derselben treffen wir hier östlich von Ebbs, Fig. 25.

Fig. 25.



- 1 = Hauptdolomit.
- 2 = Wettersteinkalk (lichter grauer und gelblicher ungeschichteter Kalk).
- 3 = feines Kalk- und Dolomitskonglomerat, in den oberen Lagen Sandsteine (viele kleine Nummuliten).
- 4 = feste stark bearbeitete Grundmoräne.
- 5 = milde Mergel und feine tonige Sandsteine mit Kohlenspren.
- 6 = bunte Konglomeratlagen (Grauwackengerölle).
- 7 = bunte Konglomeratlagen mit Pechkohlschmitzen und Kränzen.
- 8 = zahlreiche bunte feinkörnige Konglomeratlagen mit Sandstein und Mergel wechselnd.
- 9 = Gehängebreccie mit vereinzelt Kieseln. Darüber bis gegen 1100 m noch gekritzte Geschiebe.
- 10 = grobes Blockwerk von 11
- 11 = Wettersteinkalk.

Diese Klippen stellen eine Verbindung mit dem Wettersteinkalkgebiet des Rauschberges und Hoch-Stauffen ber. So erscheint dieser lange Wettersteinkalkstreifen gerade vor der Stirne der Kaisergebirgsdecke sowohl besonders niedergedrückt als auch zerrissen.

Von allen Bauelementen scheint nur das südlichste, die Gosaulmulde von Brandenburg, wirklich vom Tertiärrand abgeschnitten.

Doch ist auch dies nicht ganz sicher, weil möglicherweise die Gosau streifen westlich und nördlich von Kufstein samt den auffallenden weißen Kalken (Lias?) eine stark reduzierte Fortsetzung der Brandenburgmulde vorstellen können. Hier sind noch weitere Untersuchungen nötig. Es kommen aber noch andere Züge hinzu, die ebenfalls gegen die Erklärung durch einfachen Einbruch entschieden Einsprache erheben. Betrachten wir zum Beispiel die Struktur und den Verlauf von Inntal- und Kaisergebirgsdecke.

Beide haben in ihrem Innern einen ziemlich streng ostwestlich geregelten Faltenbau. Dabei erscheint aber die Nordgrenze der Kaisergebirgsdecke gegenüber jener der Inntaldecke um zirka 21 km nordwärts vorgeschoben.

Mißt man die Verschiebung des Nordrandes des Tertiärs von der Mündung des Brandenbertales bis an die Nordseite des Kaisergebirges, so erhält man einen ganz ähnlichen Betrag.

Inzwischen ist die Arbeit von Sander „Zur Geologie der Zentralalpen“ im Jahrbuch 1921 erschienen, in welcher den Schrägstrukturen der Ostalpen eine wichtige Funktion zuerkannt wird.

Ich habe in dieser Arbeit das Kreideknief von Achenkirchen als Beispiel einer solchen Verschwenkung beschrieben und glaube, daß die ganze Schrägstellung der Unterinntaler Bucht, die Abbiegungen des Pendlinggewölbes, der Kreidemulde und die Verschwenkung der Kaisergebirgsdecke gegenüber der Inntaldecke ebenfalls zu diesen Erscheinungen zu rechnen sind.

Wie man aus der Karte gleich ersieht, macht auch der südliche Triasrahmen diese Schwenkung mit. Durch das Tertiär ist nun hier eine schärfere zeitliche Einordnung dieser Schrägstrukturen möglich.

Wie wir ja wissen, lagerten sich die Tertiärschichten auf einem ziemlich eingeebneten Gebirgsgrund ab, denn die Faltungen zwischen Gosau und Tertiär dürften wohl keine bedeutenden gewesen sein.

Ich glaube nun, daß bereits bei der Schaffung der tertiären Ablagerungsräume schräg gerichtete Senkungen, vielleicht auch Verbiegungen eine wichtige Rolle spielten.

Auch während der Tertiärablagerungen treten solche Bewegungen wieder zeitweise ein.

Wir wissen, daß zum Beispiel die Angerbergsschichten gegen Staffelbrüche des Nordrahmens hin transgredierte. Nach Ablagerung der Angerbergsschichten muß die Tieffaltung der Tertiärmulde und der Einschub der Kaisergebirgsdecke erfolgt sein.

Wahrscheinlich steht mit diesem Vorschub der Kaisergebirgsdecke auch die Niederdrückung und Ueberwältigung von Pendlinggewölbe und Kreidemulde in Zusammenhang. Zwischen dem Abschluß der Sedimentation der Angerbergsschichten und dem Einschub der Kaisergebirgsdecke ist eine deutliche Erosion eingeschaltet.

Dies offenbart sich, weil zum Beispiel die Deckschollen von Kötsching auf den Zementmergeln, jene des Kochelwaldes dagegen auf den mittleren Angerbergsschichten liegt. Eine Abschiebung ist hier unwahrscheinlich und durch keine Beobachtung belegbar.

Auch weiter östlich haben wir dieselbe Erscheinung. In der Weissachklamm überlagert die Kaisergebirgsdecke zum Beispiel die Bitumen- und Zementmergel, letztere in recht bescheidener Mächtigkeit.

An der Nordseite der Kaisergebirgsdecke tauchen aber die Angerbergsschichten in großer Mächtigkeit darunter ein. Dabei ist angeschlossen, etwa die Zementmergelschicht und die Angerbergsschichten als zeitliche Äquivalente in verschiedener Fazies zu betrachten.

Wir wissen aus den auf langjährigen Aufsammlungen und Fossiluntersuchungen aufgebauten neuesten Angaben von Schlosser, daß die Häringerkohlen und Bitumenmergel als limnisches Priabonien (Obereocän), die Zementmergel als marines Lattorfien (Unteroligocän) und die Angerbergsschichten als limnisch-fluviatiles Aquitanien (Oberoligocän) zu bezeichnen sind.

Es ist weiter zu bemerken, daß im Unterinntal die Tertiärablagerungen von Häring gegen Rattenberg hin (abgesehen von kleineren Verbiegungen) gegen W zu einfallen.

So kommt man, wenn man dem Inn aufwärts folgt, aus den Zementmergeln bis in die obersten Angerbergsschichten.

Dies legt die Vermutung nahe, daß sich die Sohle der Tertiärbucht gegen W zu senkt, statt sich etwa hier herauszuheben.

Die Auflagerung der Deckschollen der Kaisergebirgsdecke vollzieht sich weiter auf bereits gefaltetem Tertiär. So kommen wir zu dem Schluß, daß der Einschub der Kaisergebirgsdecke erst über gefaltetes und bereits kräftig erodiertes Tertiär erfolgte.

Nachtertiäre Ablagerungen.

Mit den Angerbergsschichten enden im Unterinntal die sichergestellten Glieder des Tertiärs.

Ueber die glazialen und interglazialen Ablagerungen habe ich bereits in mehreren Arbeiten eingehend berichtet, so daß hier wenig Neues anzufügen bleibt.

Es sind aber noch Ablagerungen vorhanden, von denen es nicht sicher ist, ob ihrer Bildung bereits eine Großvergletscherung vorausgegangen ist. Auf der Karte sind dieselben noch zum Glazial geschlagen. Hauptsächlich treffen wir solche Reste von alten zu Konglomeraten verbundenen Innschottern in jener verschütteten Talfurche von Landl.

Hier reichen diese Konglomerate bis über 1000 m empor und grenzen sich von den dort liegenden Terrassenschotteru durch Höhenlage, feste Bindung, feineres Korn und Sparsamkeit an zentralalpiner Geröll deutlich ab.

Am besten sind sie hier nördlich von Pendling und Kegelhörndl erhalten.

So weit meine Erfahrung reicht, ist zwischen diesen Konglomeraten und dem Grundgebirge nirgends eine Spur von Grundmoräne eingeschaltet.

Sie enthalten auch keine gekritzten Geschiebe.

Ganz entsprechende Gebilde sind denn auch an der Nordseite des Kaisergebirges vorhanden, von denen das Konglomerat von Durchholzen, welches auf Tertiär ruht, bereits von Penck als „hochgelegener Schotter“ beschrieben worden ist.

Die Reste dieses Konglomerates sind jedoch viel ausgebreiteter und reichen etwa bis 900 m empor. Auch hier ist zwischen Konglomerat und Tertiär keine Grundmoräne eingeschaltet.

Das gefaltete Tertiär bildet eine Stufe, auf welcher unser Konglomerat in ebenen dicken Bänken lagert. (Siehe Profil Fig. 2 im Jahrbuch 1921, Seite 162.) An der Südseite des Kaisergebirges habe ich im Herbst 1921 an der Ostseite des Seebachgrabens (Abfluß des Hintersteiner Sees) ein ähnliches Konglomerat gefunden, welches unmittelbar auf Buntsandstein liegt und die Kuppe 814 m bildet.

Wir haben also im Unterinntal ziemlich weit ausgedehnte Reste eines solchen älteren Konglomerates, das überall ohne Grundmoräne

direkt dem Grundgebirge aufliegt und dabei wesentlich über das Niveau der Inntalterrassen emporragt. So sind im Unterinntal zwei große Flußaufschüttungen beglaubigt, welche durch eine scharfe Erosion voneinander und vom Alttertiär getrennt sind.

Vom Alttertiär trennt sie außerdem noch die Geröllzusammensetzung, welche unbedingt auf Innmaterial hinweist. Auch sind sie ungefaltete.

Von der jüngeren Aufschüttung wissen wir, daß sie von Grundmoränen unter- und überlagert wird, während die ältere nur Ueberlagerung aufweist.

Es ist dies ein Aufnahmeergebnis, welches die Erfahrungen aus anderen Alpentälern, zum Beispiel aus dem Enns- und Savetal weiter bestätigt. Auch dort sind zwei Aufschüttungen, von denen nur die jüngere von Grundmoränen unterlagert wird.

Beide Aufschüttungen greifen weit hinter die Endmoränenzone zurück und können also nicht davon abgeleitet werden.

Ich habe die jüngere Aufschüttung mit Gefällsverlusten in Verbindung gebracht, hervorgerufen durch Verbiegungen des Alpenkörpers und möchte dies auch für die ältere tun.

Die Terrassen von Unterangerberg und Häring-Schwoich sind seinerzeit von Penck als „Endmoränenlandschaft des Bühlstadiums“ beschrieben worden.

Ich habe mich dagegen ausgesprochen und behauptet, daß es sich hier lediglich um tiefer erodierte Stücke der gewöhnlichen Innterrassen handelt.

Das ist auch heute festzuhalten.

Die Terrassenflächen sind vom darüberziehenden Eise zu breiten Rinnen und drumlinartigen Höhenrücken umgestaltet. Endmoränenmaterial ist nicht vorhanden.

Dafür treffen wir an vielen Stellen an den Rändern mächtige Massen von typischer hantgemischter Grundmoräne des Inntalgletschers, die sich stellenweise noch hoch am Grundgebirge hinaufziehen. Besonders schöne Aufschlüsse sind zum Beispiel südlich von Häring, an der Ostseite des Peppenauer Sattels, nördlich und südlich des Achleitensberges, zu beiden Seiten der vorderen Gaisbachklamm . . . zu finden.

Südlich von Häring ist das Schuttprofil durch den fortschreitenden Abbau für den Schlammversatz der Kohlengrube inzwischen noch bereichert worden.

Wie Fig. 8 angibt, ist nun unter den Innschottern auch ein alter Schuttkegel des Längererbaches (hauptsächlich Brocken von Buntsandstein) entblößt worden.

An der Nordseite des Pendling, Fig. 26, 27, ist eine Quellzone mit reichlicher Sinterbildung vorhanden. Diese verfestigten Quelltuffe sind in einem großen Steinbruch abgehaut worden, da sie wegen der Leichtigkeit und weiterwachsenden Verfestigung einen gesuchten Baustein vorstellen.

Hier ist nun unter der großen Quelltuffmasse ein kleiner Aufschluß von gut entwickelter Grundmoräne im Bacheinschnitt zu sehen.

Wahrscheinlich handelt es sich dabei um eine interglaziale Ablagerung, da die Grundmoräne wohl kaum zur Hangendmoräne gehört.

Gehängebreccien sind hier nur im Kaisergebirge reichlicher entwickelt.

Die interessantesten Aufschlüsse liegen bei Durchholzen. Durchholzen, 684 m, liegt auf der Inntalerrasse. Südlich davon steigt eine Tertiärterrasse bis etwa 800 m an. Darauf liegt das schon erwähnte Konglomerat. Tertiärterrasse und Konglomerat erstrecken sich vom Buchberg bis zum Durchholzenertal, haben aber östlich von Durchholzen eine Lücke, durch welche sich ein Strom von Blockwerk bis auf die Inntalerrasse herabzieht.

Dieses Blockwerk wurde von Penck als Bergschliff, von Leuchs als Bergsturz beschrieben.

Dies ist nicht aufrechtzuhalten.

Das Material besteht aus Triaskalken, überwiegend aus Trümmern und Blöcken von Gehängebreccien. Es fehlt die Beteiligung von

Fig. 26.

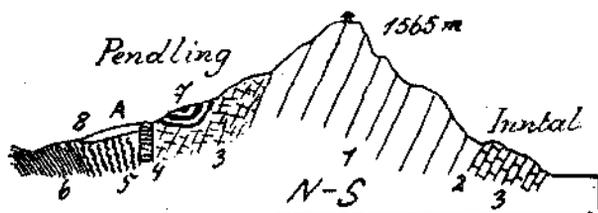
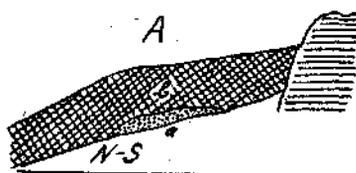


Fig. 27.



- 1 = Wettersteinkalk.
 - 2 = Lage der Raiblerschichten (im Schnitt nicht getroffen).
 - 3 = Hauptdolomit.
 - 4 = Liaskrinoidenkalk.
 - 5 = Aptychenkalke.
 - 6 = Neokom.
 - 7 = Gosauschichten.
 - 8 = Quelltuff.
- zu A: a = gut bearbeitete Grundmoräne.
b = Quelltuffmasse.

Tertiär und Konglomerat. Zentralalpine Gerölle oder Inntalmoräne sind ebenfalls nicht darauf zu finden.

Daber muß hier schon vor Bildung der Blockmasse eine Tal-furche gewesen sein, welche sich zu der tiefen Mulde der Aschinger Rieder und von dort gegen die Pyramidenspitze hinaufzog.

Steigen wir nun vom Gipfel der Pyramidenspitze, 1999 m, dieser Furche nach gegen N ab, so treffen wir vom Gipfel eine Steilwand, dann ein kleines Schuttkar, eine Felsschwelle, ein längeres und unten verbreitertes Kar, in dem zwischen 14—1300 m ein Moränenwall liegt.

Auch dieses Kar hat eine Felsschwelle, welche steil in die tiefe Mulde der Aschinger Rieder, 944 m, abstürzt,

In dieser Mulde liegen im südöstlichen Abschnitt mehrere kleinere Moränenwalle, während die Schwelle hier von sehr mächtigen und hohen Blockmoränen gebildet wird. Diese Moränen bestehen aus Triaskalk und reichlichen Blöcken von Gehängebreccien. Diese selbst ist auch heute noch anstehend östlich und westlich von unserer Mulde

auf den Kammhöhen erhalten, wo sie die bergeinfallenden Angerberg-schichten bedeckt.

Die mehrfach eng hintereinander gehäuften Moränenwälle gehen nun ganz allmählich in die Blockmasse über, die sich bis über die Poststraße bei Durchholzen hinunterzieht.

Ich halte dieselbe daher ebenfalls für eine Blockmoräne und keinen Bergsturz.

Halten wir diese Ergebnisse fest, so haben wir an der Nordseite der Pyramidenspitze mindestens 3 deutlich getrennte Moränenzonen, und zwar zwischen 14—1300 m, 1050—900 m, 900—650 m. Weitans die mächtigsten Wälle liegen zwischen 1000—900 m.

Gleich östlich in der tiefen Furche des Durchholzener Tales, das auch zur Pyramidenspitze aufsteigt, finden wir von der Großpoiteralpe, 933 m, aufwärts eine weit reichere Wallgliederung, wie sie dem viel tieferen und geräumigeren Karraum entspricht. Hier ist von 940—1200 m ein Wallsystem (tiefe Mulde bei der Winkelalpe), dann von 1200—1400 m, endlich von 1400—1500 m.

Dafür ist der untere Talteil lange nicht so reich ausgestattet wie bei den Aschinger Riedern. Ueber junge Talverbiegungen, welche auch ins Unterinntal bereinspielen, habe ich endlich im Jahrbuch 1921 im Anschluß über die Bohrung von Rum bei Hall berichtet.

Unterinntaler Tiefbohrungen.

Bisher sind im Bereiche unserer Karte 10 Tiefbohrungen abgestoßen worden, von denen jedoch zwei nicht vollendet wurden.

Ich stelle hier die Ergebnisse dieser Bohrungen, soweit sie mir bekannt wurden, zusammen.

Bohrung südlich von Häring.

Meereshöhe = 600·2 m, Bohrtiefe = 445 m.

120 m	keine Proben	} Zementmergel
120 "	milde, grüngraue, weiche Mergel	
420 "	"	}
428 "	braune Bitumenmergel	
430 "	etwas dunklere Bitumenmergel mit Kohlenspiuren	}
432 "	braune Bitumenmergel	
434 "	Kohle	}
435 "	Kohle und Bitumenmergel	
437 "	Kohle und dunkelbraune Bitumenmergel	}
442 "	Kohle	
444—445 "	lichter Triaskalk	

Bohrung nördlich von Häring.

Meereshöhe = 588 m, Bohrtiefe = 380 m.

10 m	feiner Sand
20 "	feiner Schotter aus Kalk, Dolomit, Schiefer
30 "	feiner Sand

40 m	milde, grüngraue Mergel	} Zementmergel
360 "	"	
365 "	lichte, bräunliche Bitumenmergel	
370 "	noch hellere, bräunlich-gelbe, schwach bituminöse Mergel	
376 "	hellgrauer Triaskalk	
380 "	noch lichterer Triaskalk	

Bohrung nördlich von Ag.

Meereshöhe = 595 m, Bohrtiefe = 575 m.

1 m	rötlicher Lehm	
6 "	feiner, gelber Sand	
10 "	gelblicher Lehm mit kleinen Schiefer- und Quarzstückchen	
12 "	milde, grüngraue Mergel	
342 "	dunkle graue Mergel	} Zementmergel
532 "	Wechsel von helleren und dunkleren Mergeln	
538 "	weißlichgraue, kalkige Mergel	
552 "	"	
553·5 "	graue, bituminöse Mergel	
554·9 "	schiefrige Kohle	
555 "	Glauzkohle und bräunliche, weißschuppige Lagen	
560 "	grauer Kalk und grünlichgraue Letten	
575 "	grauer Triaskalk	

Bohrung südlich von Habring.

Meereshöhe = 603 m, Bohrtiefe = 189 m.

0·5 m	Humus
4·5 "	Sand
93 "	harte, lichte Mergel
98 "	Bitumenmergel (Stinkstein), starker Geruch
122·5 "	Kalkstein
130 "	Kalkstein mit Mergel­einlagen und Schwefelkies
180·7 "	hartes Konglomerat (Kalkstein)
181·6 "	dunkle Lehmlage
186·1 "	Kalkstein
189 "	dunkler Letten

Das Konglomerat des Bohrberichtes soll eine Breccie sein.

Bohrung nördlich von Sonnendorf.

Meereshöhe = 580 m, Bohrtiefe = 174·5 m.

0·3 m	Mutterboden
3·8 "	Findlinge
10 "	grober Schotter
10·5 "	fester Sand
10·7 "	Lehm mit Kieslagen
14 "	grober Schotter
70 "	feinsandiger Mergel
87·5 "	dunkler Mergel
90 "	grauer Mergel

105	m	harter, hellgrauer Mergel
117	"	bituminöser Kalk
118·8	"	lichtgrauer Kalk
131	"	bituminöser Kalk
155·1	"	grauer Kalk mit blauen Mergellagen
157·2	"	bituminöser Kalk
158·5	"	grauer Kalk mit Mergellagen
162·5	"	bituminöser Kalk
168·7	"	graubrauner Kalk mit dünnen blauen Mergeln
169·5	"	brauner Kalk
174·5	"	Kalk und Kalkbreccie

Bohrung nördlich von Hirnbach.

Meereshöhe = 490 m, Bohrtiefe = 223·25 m.

1·3	m	Sand
3·3	"	Schotter
8	"	grober Schotter
10·2	"	graublauer Ton
12·1	"	sandiger Lehm
17·9	"	Sand mit Sandstein wechselnd
34·5	"	grauer Lehm (mit geglätteten Geschieben = Grundmoräne?)
42	"	feinsandiger Mergel
108·58	"	stark sandiger Mergel
140	"	barter, sandiger Mergel
145	"	weicher Mergel
160	"	harter Mergel
179·2	"	harter, dunkelgrauer Mergel
186·49	"	Mergel mit Quarzeinlagen
188	"	Zementmergel mit Kalziteinlagen
189	"	Quarzsandstein
204·7	"	Stinkstein
208·5	"	Stinkstein
223·25	"	Kalkstein

Bohrung südlich von Wörgl.

Meereshöhe = 520 m, Bohrtiefe = 154 m.

98	m	Geröll — Sand — Ton
101·15	"	Tegel
137·15	"	Zementmergel
147·75	"	gelber Stinkstein
148·75	"	bituminöser Mergel
151·05	"	dunkler Stinkstein
152·8	"	bituminöser Mergel mit Kohlenschmitzen
153·7	"	sandige Mergel mit Kohlenschmitzen
154	"	Triaskalk

Bohrung westlich von Wörgl.

Meereshöhe = 511 m.

Bei 12 m Tiefe soll eine Mergelschicht mit Kohlenspuren und bei 92 m das Tertiär erbohrt worden sein.

Bohrung bei Angath.

Meereshöhe = 500 m, Bohrtiefe = 91·2 m.

14·5 m	Gehängeschutt
16 "	gelber Sandmergel
8 "	blauer Tonmergel
11 "	blaugrauer Tonmergel
13·5 "	blauschwarzer Tonmergel
12 "	schwarzgrauer Tonmergel
16·2 "	harter graner Tonmergel

Bohrung beim Bräuhaus in Kundl.

Meereshöhe = 520 m, Bohrtiefe = 80 m.

Die Bohrung wurde bei 80 m im Schotter stehend aufgegeben.

Bemerkungen zur Petrographie der Häringer Bitumenmergel.

Von Bruno Sander.

Anschließend an das im Jahrbuch 1921 Gesagte und an die Darstellung der Geologie des Häringer Tertiärs durch Ampferer folgen hier einige weitere Details zur petrographischen Kennzeichnung der Häringer Bitumenmergel, soweit diese Kennzeichnung nicht einer späteren, mit Schlibbildern versehenen Nebeneinanderstellung vorbehalten bleiben muß. Es ist aber nötig, dieser durch den Fortschritt in der Schlibfuntersuchung verschiedener, Bitumen oder Kohle im Kleingefüge haltender Gesteine erreichten Nebeneinanderstellung Folgendes vorwegzunehmen. Es ließ sich dabei authigenes und allothigenes (transportiertes) Bitumen in Gesteinen unterscheiden und Asphaltbildung aus letzterem sowie verschiedene Grade der Karbonisation. Die Kohle im Kleingefüge kohlegeschwärzter Gesteine kann ein Produkt derartiger Karbonisation authigenen oder allothigenen Bitmens (bzw. auch bituminöser Kohlen) oder aber als inkohlter Pflanzenrest (Kleinhäcksel z. B.) oder allothigen als echter Kohledetritus im Gestein liegen.

Sämtliche in den Häringer Gesteinen bisher von mir beobachtete Kohle ist mitsedimentierter und im Sediment inkohlter Pflanzenrest.

Fast sämtliches Bitumen ist mitsedimentiertes und im Sediment bitumengewordenes Sapropel.

Genauerer Studium der Schlibfe gestattet die Unterscheidung einiger Typen dieser l. c. bereits in Umrissen charakterisierten ziemlich einförmigen, meist feingeschlammten Mergel und einige Einsicht in ihre lithogenetischen Veränderungen.

Als Grundmasse allen Typen der Bitumenmergel gemeinsam ist tonigkalkiges Sediment von überaus geringer Korngröße, etwa den von Hirschwald zur Kennzeichnung der Verwitterungsfestigkeiten abgebildeten (Handb. d. bautechn. Gesteinsprüfung) pelitomorphen Kalk und Tonsedimenten entsprechend. Ich habe in einem Falle mittlere Körnergrößen von 0·004 mm Durchmesser messen können (westlicher Berggrüblstollen Häring); in anderen Fällen mag die Korngröße der

sedimentierten Trübe noch geringer gewesen sein. Feinschichtiger Wechsel zwischen Kalk und Tongehalt tritt wenig hervor, namentlich im Hinblick auf die Seefelder Mergel zum Beispiel.

Der Korngröße zufolge wäre anzunehmen, daß das erste Kleingefüge dieses Sediments der lockere Wabenbau war, welchen Terzaghi für Schwimmsande ableitet (Zeitschr. d. Oesterr. Ing.- u. Arch.-Vereins, Sept. 1921).

Diesem vermutlich im Anfange lockeren Sedimente mit großem Porenvolumen ist selten etwas Quarzsand beigemischt, bisweilen feinschichtig angeordnet. Fast stets ist aber reichlicher Detritus von Kalkschälchen beigemischt, ebenfalls in Feinschichten angeordnet. Zeuge eines reichen organischen Lebens von Formen mit sehr kleinen und zarten Schälchen, unter welchen sich Gastropoden (Schnecken-Jugendformen), Zweischaler und Ostrakoden mit mehr oder weniger Sicherheit vermuten lassen. Namentlich ist eine auch beim Fehlen makroskopisch wahrnehmbarer Reste fast stets vorhandene „Mikrolumachelle“ u. d. M. bemerkenswert. Protozoengehäuse fehlen, ebenso Diatomeen. Kalkschälchen-Mikrolumachelle bildet also die zweite, fast stets vorhandene Komponente der Bitumenmergel. Diese Komponente selbst ist stets bitumenfrei, das heißt die Schälchen sind aus reinem, nichtimprägniertem Kalzit gebildet. Eine Beziehung der den Schalendetritus liefernden Kleinf fauna zur Bitumenführung läßt sich annehmen, aber nicht durch Bilder belegen; vielmehr erscheinen auch die Innenräume solcher Schälchen durch klaren Kalzit ohne Bitumen gefüllt. In manchen Fällen (Eibergstraße, Aloisstollen, vor Ort) fehlt auch in bitumenhaltigem Mergel der Schalendetritus.

Als eine dritte ursprüngliche Komponente des Gesteins lassen sich inkohlte, zum Teil noch wohlerhaltene Pflanzenreste durch ihre scharfumgrenzte Schwärze und Undurchsichtigkeit unterscheiden. Sie bilden auch u. d. M. noch Linsen und Flözchen, welche mehrfach wiederkehren und mit dem bituminösen Mergel wechseln, ganz wie im Großen. Dem innigen mechanischen Verbande von Kohle und Bitumen durch wechselnde Feinschichtung ist wie bei so vielen „bituminösen Kohlen“ sowohl auch im Falle der Häringer Kohle mit ihrem hohen Rohölausbringen (siehe die Angaben bei Ampferer) der hohe Gehalt an Kohlenwasserstoffen zuzuordnen. Schon Fischer und Rust (Zeitschrift für Kristallographie 1882) haben anisotropes Bitumen in Kohlen, zum Beispiel in der Saarkohle (S. 220) beobachtet, wenn auch nicht erkannt, sondern für tonige Substanzen gehalten (S. 221).

Als eine vierte ursprüngliche Komponente der Häringer Bitumenmergel möchte ich das Sapropel hervorheben, in welchem ich den wichtigsten Bitumenbringer sehe. Die Kenntnis dieses Sapropels ist dem Umstande zu danken, daß es von der Kieselgallert der Hornsteine in einer frühen Phase der Gesteinsbildung als Dauerpräparat umschlossen und aufbewahrt wurde. Es hat außerhalb der Hornsteine seinen figurierten Charakter so sehr eingehäuft, daß sich nur noch krümelige Massen und schlechterhaltene Pollenkörner unterscheiden lassen. Innerhalb der Hornsteine aber ist mit der den Verkieselungsprozessen eigenen Schonung feinsten Strukturen das Bild typischen Sapropels erhalten geblieben. Man sieht neben Ostrakoden (?)

Schälchen, pflanzliche Zellgewebsetzen, Fadenalgenfragmente, Stäbchen, Röhrchen und krümelige Massen und ausgezeichnet mit Intine, Exine und Skulptur erhaltene Pollenkörner, deren Gestalt mit Pinuspollen vollkommen übereinstimmt. Angesichts der ausschlaggebenden Bedeutung, welche Reinhart Thiessen (Economical Geologie 1921) dem Pollen als Bitumenbringer zahlreicher bituminöser Gesteine zuschreibt, ist hier zu bemerken, daß in unserem Falle den immerbin vereinzelt im wohl-erhaltenen Sapropel vorkommenden Pollenkörnern quantitativ als Bitumenbringern nur eine bescheidene Rolle zufallen kann.

Damit ist der ursprüngliche Bestand der Bitumenmergel gekennzeichnet und es bleiben die im weiteren Verlaufe der Gesteinsbildung erst auftretenden Komponenten anzuführen. Als solche Komponenten erweisen sich:

Die in einer dünnen, aber nach Ampferer horizontierbaren und weitverbreiteten Lage (wie ich eine ganz ähnliche in den Bitumenmergeln von Ismid in Kleinasien kenne) zu kleinen ovaloiden Hornsteinen konzentrierte Kieselsäure, welche, wie gesagt, das Sapropel umschloß.

Schwefeleisen in Gruppen wüzigiger Kügelchen und Pyritkriställchen lentikular in der Feinschichtung angeordnet, bisweilen aber deutlich die bereits vorgefundenen Schälchen der Mikrolumachelle auskleidend. Da ferner das Schwefeleisen innerhalb der Hornsteine in auffallender Weise fehlt, halte ich es für jünger als diese.

Kohle und Bitumen.

Kalzitische Füllung der Rupturennetze und Schälchenlumina.

Das Bitumen tritt in dreierlei Form auf:

1. In Gestalt rotbraun durchsichtiger hartumgrenzter Krümel mit einspringenden Winkeln, ganz ohne Regel in Größe und Umriß; höchstens könnte man in letzterer Hinsicht eine Neigung zu oblongen bisweilen schuppen- oder splitterförmig in der Feinschichtungsebene liegenden Formen bemerken. Da Uebergänge zu der folgenden Form fehlen, gehen vielleicht die Formen 1 und 2 auf verschiedenes Ausgangsmaterial zurück.

2. Im pelitomorphen Sediment feinst verteiltes, verschwommen maschig und an Rupturen (auch parallel der Feinschichtung) ange-reichertes Bitumen mit Uebergängen zu 3.

3. Bitumen, welches zweifellos schon eine gewisse Mobilisation zeigt, indem es zum Beispiel an Haarrissen mit Imprägnationszonen in die Hornsteine eindringt.

Es sind wiederum die Hornsteine, deren Studium erst den sicheren Nachweis mobilen Bitumens in den Häring Mergeln gestattete.

In vielen Fällen können wir ein kalzitreich verheiltes Haarißnetz feststellen, in welches kein Bitumen einwanderte. Zur Bildungszeit dieses Netzes von Rupturen war das Bitumen stabil, ja vielfach wie an kleinen im „Gange“ schwebenden Fragmenten aus der Gangwand ersichtlich ist, in seiner heutigen Form vorhanden. Es wurde aus dem Gesteine in dieser jüngsten Phase lediglich reiner Kalzit entmisch.

Ebenfalls einer Deformationsphase ohne Bitumentransport im Kleingefüge entsprechen viele intensive Durchbewegungen und Faltungen des Gesteins mit schöner korrelater Regelung (Anisotropie vgl. Jahrb. 1921) und wandernder Auslöschung des Bitumens aber ohne jeden zur Deformation korrelaten Transport der Art, wie wir etwa einen zur Faltung korrelaten Transport mobilisierter Minerale oder „tektonisch entmischter“ (Quarz, Kalzit etc.) so oft u. d. M. beobachten.

Es hat sich nun aber gezeigt, daß nach Ausschaltung derartiger jüngerer Phasen der Gesteinsbildung ohne Zeichen von Bitumentransport mein in der früheren Arbeit (Jahrbuch 1921) bereits gewonnenes Resultat, daß Anzeichen von Bitumentransport fehlen, zu ergänzen ist, indem ich die ohenerwähnten Hinweise auf eine Mobilisationsphase des Bitumens gewonnen habe.

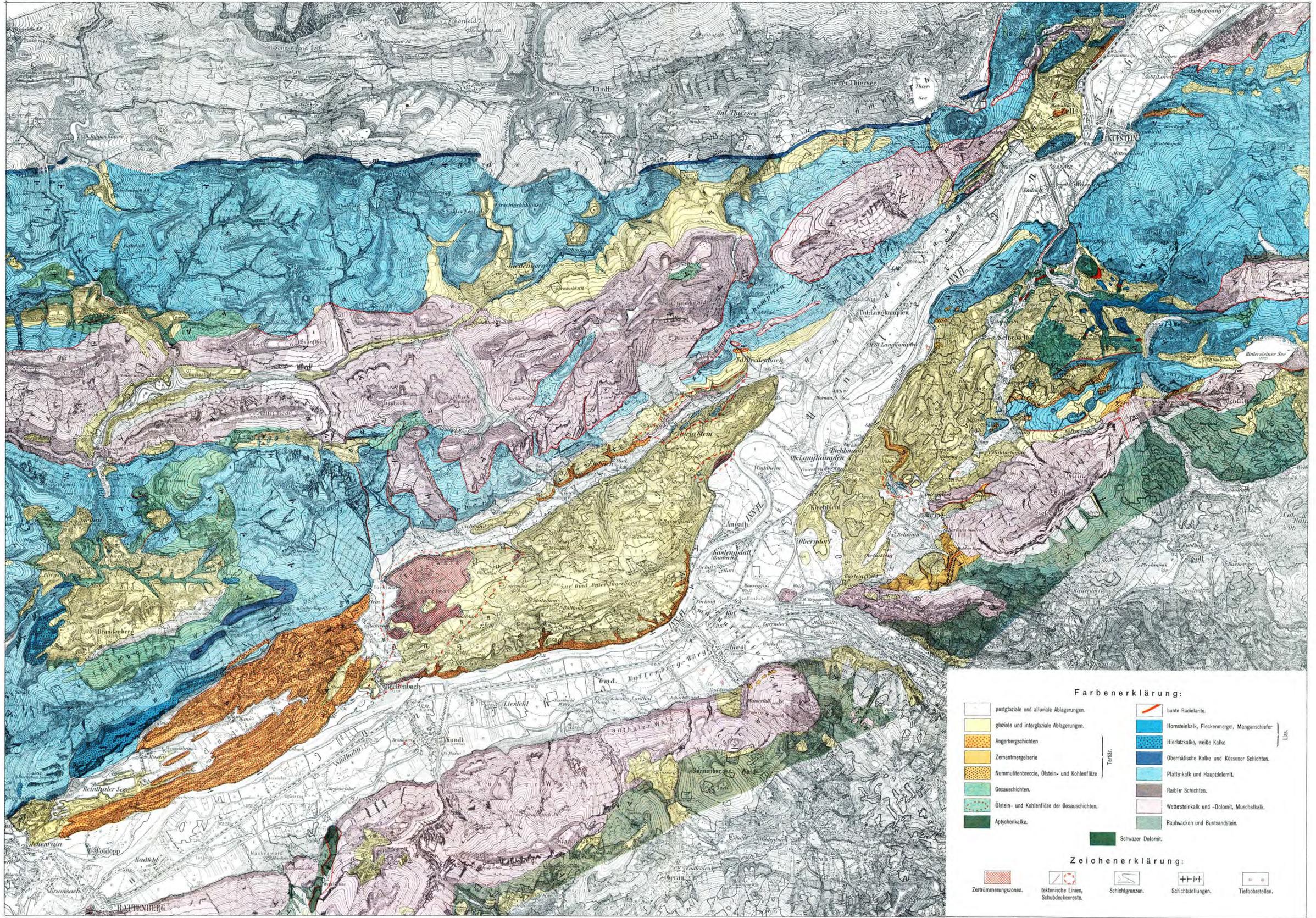
Damit ergibt sich auch ein Zusammenhang mit den Beobachtungen an den erst nach Untersuchung der damals industriell interessanten Typen herangezogenen schwarzen Gesteine mit transportiertem und karbonisiertem Bitumen, welche in Seefeld z. B. die tonigen Primärdepots der Bitumenbringer so vielfach begleiten. Doch bleibt dies einem späteren Berichte vorbehalten.

Geologische Karte des Unterinntales zwischen Rattenberg und Kufstein.

Aufgenommen in den Jahren 1905—1907 sowie 1919—1921, gezeichnet im Winter 1921 von Otto Ampferer.

O. Ampferer. Geologie des Unterinntaler Tertiärs.

Tafel I.



Farbenerklärung:

- | | | | |
|--|--|--|--|
| | postglaziale und alluviale Ablagerungen. | | bunte Radiolarite. |
| | glaziale und interglaziale Ablagerungen. | | Hornsteinkalk, Fleckenmergel, Manganschiefer |
| | Angerbergsschichten | | Hierfatzkalk, weiße Kalk |
| | Zementmergelserie | | Oberläutische Kalk und Kössener Schichten. |
| | Nummulitenbrezie, Ölstein- und Kohlenflöze | | Plattenkalk und Hauptdolomit. |
| | Gosauschichten. | | Raibler Schichten. |
| | Ölstein- und Kohlenflöze der Gosauschichten. | | Wettersteinkalk und -Dolomit, Muschelkalk. |
| | Aptychenkalk. | | Rauhacken und Burtsandstein. |
| | | | Schwarzer Dolomit. |

Zeichenerklärung:

- | | | | | | | | | | |
|--|----------------------|--|--------------------------------------|--|-----------------|--|--------------------|--|------------------|
| | Zertrümmerungszonen. | | tektonische Linien, Schubeckenreste. | | Schichtgrenzen. | | Schichtstellungen. | | Tiefbohrstellen. |
|--|----------------------|--|--------------------------------------|--|-----------------|--|--------------------|--|------------------|

Druck des Kartographischen, früher Militärgeographischen Institutes.

1:40.000

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt. 72 Bd., 1922.
Verlag der Geologischen Bundesanstalt, Wien, III., Rasumofskygasse 23.

Zum Gedächtnis Franz Kretschmers.

Von H. Beck.

Ein wesentlicher Teil der modernen Erforschungsgeschichte des Sudetengebirges und in erster Linie seiner Bergbaugebiete knüpft sich an den Namen des Bergingenieurs Franz Kretschmer.

In seiner Eigenschaft als Betriebsleiter der verschiedenen Bergbaue begnügte er sich nicht mit seiner technischen Aufgabe. Schon in seiner ersten Abhandlung über das Bergbaugebiet von Bennisch (1894) tritt er als vollwertiger geologischer und lagerstättenkundlicher Forscher auf, ausgerüstet mit überlegener Beherrschung des wissenschaftlichen Untersuchungsganges in geologisch-stratigraphischer, mineralogischer und petrographischer Richtung. Das Studium der an die Kontaktzone des Diabases gehundenen Eisenerzlager im oberdevonischen Kalk bildet den Hauptinhalt seiner weiteren Forscher-tätigkeit. Zahlreiche Arbeiten, darunter umfangreiche Monographien sind das unmittelbare Ergebnis. Seinen Untersuchungen verdanken wir eine wesentliche Erweiterung der Kenntnis der Eisensilikate. So über Thuringit und Morawit, über den von ihm neu aufgestellten Leptochlorit: Stilpnochloran, über die gleichfalls von ihm neu entdeckten Kontaktminerale Viridit und Makensit (Schwarzzeisenerz). Das einzige europäische Vorkommen von Chrysoberyll (Marschendorf) macht er zum Gegenstand neuer gründlicher Untersuchung in mineralogischer Hinsicht als auch betreffs seines Vorkommens in einem von ihm Sillimanitpegmatit genannten Gestein, und seiner Begleiter. Den Mineralien der im metamorphen Gabbroschiefer von Zöptau aufsetzenden Klüften (Prehnit-, Epidot- und Albit-Epidotklüfte) sowie ihrer Bildungsfolge und Entstehung widmet er mehrere Abhandlungen. Ebenso den Mineralvorkommen von Friedeberg und den Kontaktmineralien der Sudeten überhaupt.

In den durch J. Walther und namentlich Weinschenk hervorgerufenen Meinungsstreit über die Entstehung der Graphite greift Kretschmer, die Beobachtungen an den wichtigsten Graphit-

vorkommen der Erde schlichtend, geologisch-stratigraphisch, petrographisch und chemisch ordnend, entscheidend ein (1902). Er verwirft die allgemeine Gültigkeit der Weinschenk'schen Theorie und kommt zu dem Schlusse: Der Graphit ist die metallartige der beiden kristallinen Modifikationen des Kohlenstoffes, die Glimmerform desselben und wie Glimmer unter hohem Druck entstanden. Epigenetische Vorgänge sind die Ursache der Graphitbildung. Der Kontaktmetamorphose an basischen Eruptivgesteinen, die fast durchwegs anzunehmen ist, schreibt er geringeren Einfluß zu.

Hand in Hand mit dem Fortschritt seiner lagerstättenkundlichen und petrographischen Forschungen gehen die Studien über den Gebirgsbau seines ausgedehnten Arbeitsgebietes, deren Ergebnisse er in Abhandlungen, Schnitten und Karten übermittelt (montangeologische Karte der Umgebung von Sternberg 1 : 20.000, geologische Karte des metamorphen Dioritgabbroganges im Spieglitzer Schnee- und Bielengebirge — Gegend von Hohenstadt, mähr. Altstadt-Friedeberg — (1 : 100.000, 1917).

Aus Kretschmers Feder stammt der Abschnitt Mähren—Schlesien der „Eisenerzvorräte Oesterreichs“ (Geologenkongreß Stockholm 1910). Er ist der Berufenste, diese Fragen zu beantworten.

In keiner Spanne seines Lebens verläßt den Gelehrten der Forschereifer. Selbst von der Hochzeitsreise bringt er eine geologische Arbeit nach Hause (Kaprunertal, 1897). Der Aufenthalt in den Bädern seiner Heimat, die er als alter Mann zur Erholung aufsucht, beschert uns tiefgründige Abhandlungen über das Wesen und die Herkunft der dortigen Quellwässer.

Wo Kretschmer Kritik übt, geschieht es in der feinsten Form. Nirgends ein persönlicher Ausfall, kein Vorwurf, überhaupt keine Beziehung auf die Person, nur ernste Sachlichkeit.

Wenngleich seine Forschertätigkeit ein engbegrenztes Gebiet umfaßt, sind ihre Ergebnisse vielfach von weittragender Bedeutung und begründen seine Stellung in der wissenschaftlichen Welt. Unsere Anstalt ernannte ihn zu ihrem Korrespondenten. Die Ueberreichung des Diploms erfolgte am 15. Mai 1899. Wenige Tage vor seinem Tode beeilte sich auch die geologische Staatsanstalt der Tschecho-Slowakei, ihm das Mitgliedsdiplom zuzusenden.

Der Lebenslauf Franz Kretschmers erscheint so ruhig, so wenig bewegt, daß man versucht ist, in Anbetracht seiner wissenschaftlichen Arbeitsrichtung ihn mit ausschließlicher Zielstrebigkeit für weitestgehende geologische Erforschung seiner Heimat zu charakterisieren. Kretschmer wurde am 4. Oktober 1848 in Witkowitz

geboren, machte die Realschule in Troppau und ging hierauf an die Bergakademie Pörfibram. Die praktische Ausbildung holte sich der junge Bergingenieur im Dombrauer Kohlenrevier. 1875 kam er als Bergbaubetriebsleiter zur Zöptauer- und Stefanauer Eisenhüttenaktiengesellschaft, wo er bis zum Uebertritt in den Ruhestand (1908) verblieb. Am frühen Weihnachtsmorgen 1921 schloß der Nimmermüde in Sternberg seine Augen.

Was sein reger Geist erarbeitet, hat er uns als reiches Erbe hinterlassen. Dankbar und trauernd gedenken wir sein.

Verzeichnis der wissenschaftlichen Veröffentlichungen Franz Kretschmers:

1. Die Eisenerzbergbaue bei Bennisch in Mähren. Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen 1894.
2. Die Mineralfundstätten bei Zöptau und Umgebung. Tschermaks miner.-petrogr. Mitt. XIII, 1894.
3. Das Mineralvorkommen bei Friedeberg in Oesterr.-Schlesien. Ebenda XV, 1896.
4. Die hydrographischen Verhältnisse der Umgebung von Sternberg. Zeitschr. d. österr. Ing.- und Arch.-Ver. 1896.
5. Die Graphitablagerung bei Mähr.-Altstadt—Goldenstein. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 47, 1897.
6. Eine Wanderung durch das Kaprunertal; eine geologische Reiseschilderung. Oesterr. Touristenzeitung 1897.
7. Die Eisenerzlagerstätten des mährischen Devons. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Bd. 49, 1899.
8. Die nutzbaren Minerallagerstätten der archaischen und devonischen Inseln Westmährens. Ebenda Bd. 52, 1902.
9. Die Entstehung der Graphitlagerstätten. Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, Bd. 50, 1902.
10. Neues Vorkommen von Manganzinn bei Sternberg. Ebenda Bd. 53, 1905.
11. Neue Mineralien vom Eisenerzbergbau Gobitschau nächst Sternberg. Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal. 1905.
12. Die Zeolithe am Fellberge in Petersdorf nächst Zöptau. Ebenda 1905.
13. Die Leptochlorite der mährisch-schlesischen Schalsteinformation. Ebenda 1906.
14. Mineralien, Eisenerze und Kontaktgebilde auf dem Schalsteinzug Sternberg—Bennisch. Ebenda 1907.
15. Sinterbildungen vom Eisenerzbergbau Quittein nächst Müglitz. Jahrb. d. k. k. geol. R.-B. 1907.
16. Die Petrographie und Geologie der Kalksilikatfelse in der Umgebung von Mähr.-Schönberg. Ebenda 1908.
17. Analyse und chemische Zusammensetzung der Fahlerze. Zeitschr. f. Kristallographie III. Leipzig 1910.
18. Die Erzvorräte der wichtigsten Eisenerzlagerstätten Mährens. (In: The Iron Ore Resources of the World, Stockholm 1910.)
19. Das metamorphe Dioritgneis- und Gabbroamphibolitmassiv in der Umgebung von Zöptau. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1911.
20. Ueber den Chrysoberyll von Marschendorf und seine Begleiter. Tschermaks mineral. u. petrogr. Mitt. Bd. 80, 1911.

21. Zur Kenntnis des Epidot und Albit von Zöptau. Ebenda Bd. 30, 1911.
 22. Ueber die Kontaktmetamorphose am unterdevonischen Diabas zu Karlsbrunn im Hochgesenke. Zeitschr. d. mähr. Landesmuseums in Brünn XI, 1911.
 23. Zur Kenntnis der Kalksilikatfelse von Reigersdorf bei Mähr.-Schönberg. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1912.
 24. Die Kalksilikatfelse im Kepernikgneismassiv nächst Wiesenberg. Ebenda 1912.
 25. Der große Quarzstock und seine Nebengesteine bei Neudorf nächst Groß-Ullersdorf; ein Beitrag zur Kenntnis des Aplitquarzites. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1914.
 26. Die erzführende Diabas- und Schalsteinzone Sternberg—Bennisch. Archiv f. Lagerstättenforsch. Berlin 1917.
 27. Ueber den Bleiglanz- und Schwerspatbergbau bei Bennisch. Zeitschr. f. pr. Geol. 1917.
 28. Der metamorphe Dioritgabbrogang nebst seinen Peridotiten und Pyroxeniten im Spieglitzer Schnee- und Bielengebirge. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1917.
 29. Ueber die Eisensilikaterze des Diabas- und Schalsteinzuges Sternberg—Bennisch. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1918.
 30. Die Herkunft der Eisensäuerlinge von Karlsbrunn. Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal. 1918.
 31. Die Geologie der Schwefelquellen bei Groß-Ullersdorf. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1919.
-

Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen.

Von E. Spengler.

Mit 11 Profilen im Text.

Ergebnisse der Neuaufnahme des Spezialkartenblattes Eisenerz, Wildalpe und Aflenz konnte ich bereits in drei Arbeiten¹⁾ veröffentlichen. Inzwischen ist die Kartierung weiter fortgeschritten: sie umfaßt den ganzen Südabfall der Hochschwabgruppe vom Hochanger bei Seewiesen bis zur Griesmauer, ferner das Flußgebiet der Salza unterhalb Weichselboden, das obere Gamstal, die Hochkaargruppe, endlich noch den auf diesem Blatte gelegenen Teil des Gamssteinzuges (Scheibenberg). Man sieht also, daß einerseits die Aufnahme der Hochschwabgruppe noch unvollendet ist, denn es fehlen noch die nach Eisenerz und zum Schwabeltale entwässerten Teile — Pfaffenstein, Fobestal, Kalte Mauer — ferner die Zeller Staritzen, andererseits aber wurden bereits Teile der nördlich des Salztales gelegenen Kalkalpen aufgenommen, die man am besten mit dem von A. Böhm²⁾ gewählten Namen „Lassingalpen“ bezeichnet. Das bisher aufgenommene Gebiet ist daher in keiner Hinsicht eine geologische oder geographische Einheit; trotzdem will ich jetzt schon über die gewonnenen Ergebnisse einen Bericht veröffentlichen, da bis zur Vollendung der Aufnahme des gesamten Kartenblattes wohl noch zwei Sommer vergehen dürften.

I. Der Südabhang der Hochschwabgruppe.

(Profile I—III.)

Die Triaskalke des Hochschwabs werden längs der ganzen Südseite der Gruppe von Werfener Schieferen unterlagert. Die Mächtigkeit derselben läßt sich bei Aflenz mit ziemlicher Sicherheit mit 500 m angeben. Auf der Strecke zwischen St. Ilgen und dem Hieseleck erreicht die Werfener Schieferzone ihre größte Breite (stellenweise bis über 2 km), doch glaube ich, daß diese Breitenzunahme im Kartenbilde nicht durch Zunahme der Mächtigkeit, sondern durch flachere Schichtenlage (Profile II, III), vielleicht auch durch

¹⁾ Das Aflenzer Triasgebiet. Jahrb. d. Geol. Reichsanstalt 1919, S. 221 bis 254. — Zur Stratigraphie und Tektonik der Hochschwabgruppe. Verh. d. Geol. Staatsanstalt 1920, S. 49—60. — Zur Tektonik des obersteirischen Karbonzuges bei Thörl und Turnau. Jahrb. d. Geol. Staatsanstalt 1920, S. 235—254.

²⁾ A. v. Böhm, Einteilung der Ostalpen, Wien 1887, S. 442.

leichte Faltung bedingt ist; eine mehrfache schuppenförmige Wiederholung der Werfener Schiefer ist nicht nachweisbar. Vom Hieseleck gegen Westen verschmälert sich wiederum die Werfener Schieferzone, und zwar derart, daß die Mächtigkeit an der Südseite der Leobner Mauer nur mehr höchstens 400 m betragen kann.

An der Basis der Werfener Schiefer erscheint fast überall ein Grundkonglomerat (Verrucano). Während dieses östlich des Tragößtales stets nur wenige Meter Mächtigkeit besitzt und vorwiegend Quarzgerölle führt, schwillt dieses auf der Strecke zwischen dem Tragößtale und dem oberen Rötzgraben zu großer Mächtigkeit an. Die tiefsten Lagen führen hier fast ausschließlich Gerölle von stellenweise erzführendem Silur-Devonkalk, derart, daß es südlich vom Hieseleck oft schwer ist, das Konglomerat vom anstehenden Silur-Devonkalk mit Sicherheit zu trennen. Gegen oben treten die Kalkgerölle zurück, feinere Quarzgerölle nehmen überhand, und noch höher oben vollzieht sich der Uebergang in normale Werfener Schiefer. Aber auch in diese ist noch hie und da ein Gerölle von Silur-Devonkalk eingelagert. Wir sehen also, daß zwischen Tragößtal und Rötzgraben das Werfener Schiefermeer an einer aus Silur-Devonkalk bestehenden Klippe brandete. Die Silur-Devonkalkgerölle wurden bei der Gebirgsbildung parallel zur Schichtung ausgewalzt. Noch weiter im Westen, am Zirbenkogel, führt das Konglomerat wieder nur Quarz- und Kieselschiefergerölle. Besonders interessant aber ist das Fehlen von Blasseneckporphyroidgeröllen im Verrucano, obwohl dieser gegenwärtig fast überall dem Blasseneckporphyroid unmittelbar aufliegt. Es spricht diese Erscheinung entschieden dafür, daß nur der Auflagerungskontakt der Werfener Schiefer auf dem Silur-Devonkalk ein normaler ist, derjenige auf dem Blasseneckporphyroid hingegen einer Schuhfläche entspricht. Es ist dies ein neuer Beweis, daß die Ueberschiebung der die Kalkalpen tragenden Silur-Devonkalke über die Blasseneckserie der alpinen und nicht der variszischen Gebirgsbildungsphase angehört.

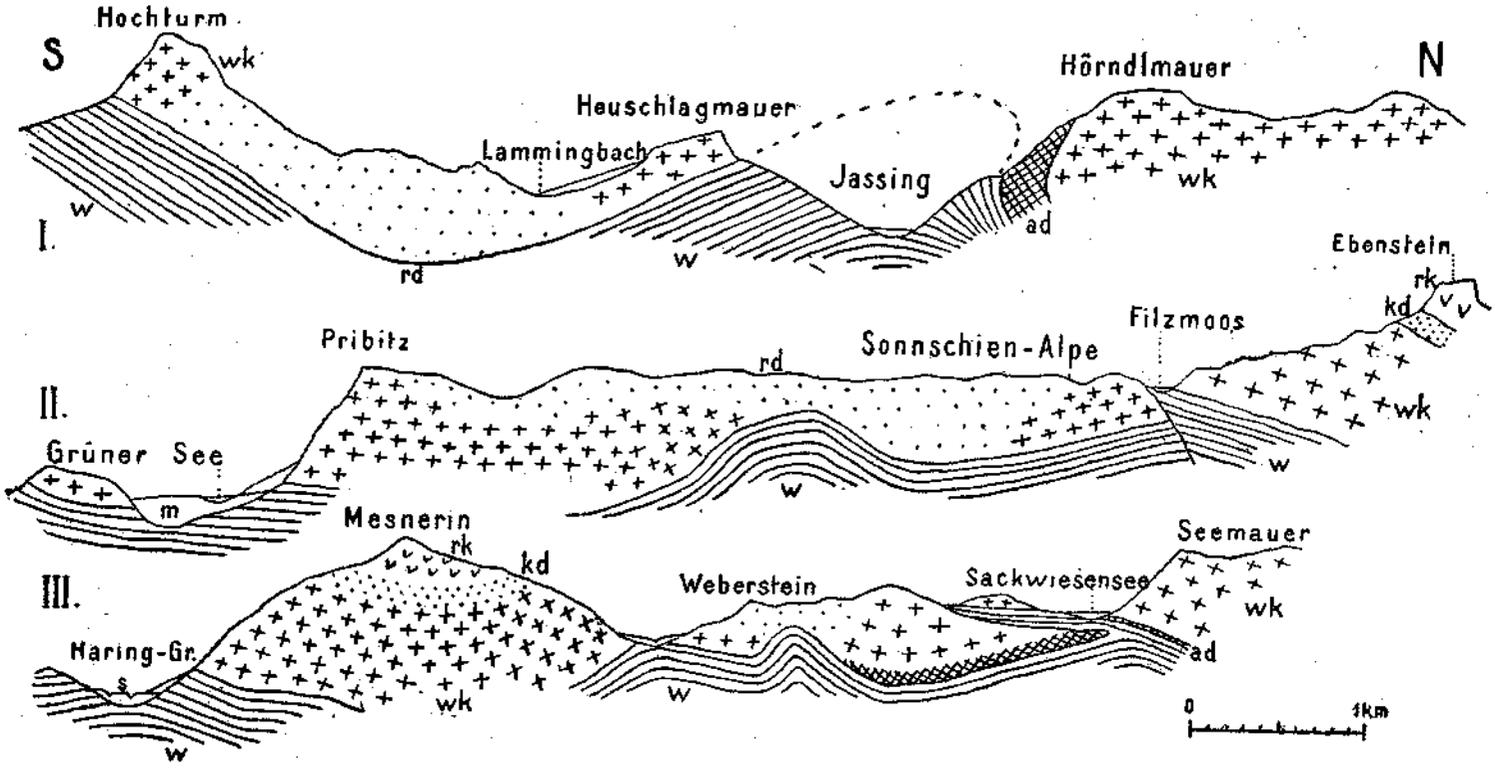
Wegen dieser außerordentlich engen Verknüpfung des „Verrucano“ mit den typischen Werfener Schiefen möchte ich auch ersteren am Südrande der östlichen Nordalpen in Uebereinstimmung mit G. Geyer¹⁾ lieber in die unterste Trias als ins Perm stellen.

Aehnlich wie bei Seewiesen (Jahrb. d. Geolog. R.-A. 1919, S. 224) ist auch beim Haring östlich von Tragöß-Oberort ein Gipslager in die oberen Werfener Schiefer eingeschaltet, welches wahrscheinlich $1\frac{1}{2}$ km Länge und im größten Aufschluß eine Mächtigkeit von 40—50 m erreicht.

Wie bereits anderen Orts²⁾ gezeigt wurde, herrscht am Südrande der Hochschwabgruppe östlich des St. Ilgner Tales die Aflenzer Entwicklung des Trias, welche gegen Norden ziemlich rasch, aber doch kontinuierlich in die Riff-Fazies übergeht. Westlich des St. Ilgner Tales ist keine Spur der Aflenzer Fazies zu hemerken; vom Ilgner Hocheck an tritt die Riffentwicklung unmittelbar an den Südrand der Kalkalpen heran. Trotzdem halte ich es für wahrscheinlich, daß

¹⁾ G. Geyer, Beiträge zur Geologie der Mürztaler Kalkalpen. Jahrb. d. Geolog. R.-A. 1889, S. 736.

²⁾ E. Spengler, Das Aflenzer Triasgebiet.



sich einstmals die Aflenzler Fazies — wenigstens in der karnischen Stufe — südlich des heutigen Denudationsrandes¹⁾ der Kalkalpen auch noch westlich des Ilgner Tales ausbreitete, da in den Ennstaler Kalkalpen eine zwar in den anderen Triasstufen in vielen Punkten verschiedene, aber durch die mächtige Entwicklung der Reingrabener Schiefer in der karnischen Stufe mit der Aflenzler Fazies übereinstimmende Entwicklung auftritt (Hüpfinger Fazies)²⁾. Ein weiterer interessanter Anhaltspunkt für diese Ansicht wird durch die Ausbildung der karnischen Stufe in Aflenzler Fazies nächst Hinter-Wildalpen gewonnen (siehe S. 179).

Die Auffindung von Carditaschichten am Hochschwabplateau³⁾ hat es ferner ermöglicht, die von Bittner in ihrer Gesamtheit der oberen Trias zugerechnete Riffkalkmasse des Hochschwabs nunmehr in einen aniso-ladinischen und einen obertriadischen Teil zu zerlegen. L. c. wurde gezeigt, daß im östlichen Teile des Südabfalles der Hochschwabgruppe weitaus der größere Teil der Riffkalkmasse der tieferen Trias zugerechnet werden muß. Dasselbe gilt auch für den westlichen Teil. Ilgner Hocheck, Trenchtling (Profil I), Griesmauer und Frauenmauer gehören in ihrer Gesamtheit dem unterhalb des Raibler Niveaus gelegenen Teile der Trias an. In der Hauptkette des Hochschwabs gilt dasselbe für die breite, ebene Vorstufe, welche das Plateau der Sonnschienalm trägt und deren senkrechter Absturz gegen Tragöß die Pribitz ist (Profil II). Nur die darüber aufragenden Gipfel des Hauptkammes (Ebenstein, Schaufelwand⁴⁾, Brandstein) bestehen aus Dachsteurriffkalk. Am Ebenstein konnte zwar bisher das trennende Band von Carditaoolithen nicht aufgefunden werden, wohl aber das stets in Begleitung dieser Oolithe auftretende dunkle Dolomitband zwischen den Riffkalken im Hangenden und Liegenden (Profil II). Besonders schön ist dieses Dolomitband unterhalb der Südostwand des Ebensteins zu sehen, wo es die Einsenkung zwischen dem Gipfel des Ebensteins und dem Punkt 1784 bildet und westlich des Polsters bis auf den Kamm zieht, so daß hier nur der kubische Gipfelbau des Ebensteins aus Dachsteurriffkalk besteht. Am markierten Ebensteinaufstieg bildet das karnische Dolomitband die auffallende, von 1850—1900 m reichende Wiesenfläche unterhalb des kleinen Ebensteins. Auch der Stock der Mesnerin wird zum größten Teil aus Kalken und Dolomiten der anisischen und ladinischen Stufe aufgebaut, nur die Gipfelpartie besteht aus Dachsteurriffkalk, an der Süd- und Westseite des Berges durch ein deutlich ausgeprägtes, in

¹⁾ Es wurde mehrfach, so neuerdings von W. Schmidt (Zur Oberflächen-gestaltung der Umgebung Leobens, Sitzungsher. d. Wiener Akad. d. Wissensch., 129. Bd., S. 557) vermutet, daß der Südrand der Kalkalpen ein Bruchrand ist. Ich kann mich dieser Ansicht nicht anschließen, da sowohl der Kontakt zwischen Werfener Schiefen und Triaskalken als der zwischen Werfener Schiefen und Grauwackenzone in jedem Graben nordwärts vorspringt, was nur dann möglich ist, wenn die Kontaktfläche eine ziemlich flach nordwärts einfallende Ebene ist.

²⁾ A. Bittner, Verh. d. Geol. R.-A. 1886, S. 101, und O. Ampferer, Beiträge zur Geologie der Ennstaler Alpen, Jahrb. d. Geol. St.-A. 1921, S. 118.

³⁾ E. Spengler, Verh. d. Geol. St.-A. 1920, S. 50.

⁴⁾ Der schmalprofilerte Felskamm zwischen Ebenstein und Schafwaldsattel (vgl. F. Benesch, Altes und Neues über den Hochschwab. Zeitschr. d. Deutsch-österreichischen Alpenvereins 1915, S. 212.)

1600—1700 m Höhe verlaufendes Dolomitband vom liegenden Wettersteinkalk getrennt (Profil III).

Die Riffbildungen des Wettersteinkalkniveaus sind zum Teil reine, karrenbildende Kalke (so in dem stark verkarsteten Terrain nördlich der Häuselalm), zum Teil splittrige, dolomitische Kalke (Westwand der Mesnerin, Pribitz, Trenchtling — hier teilweise reich an Korallen), zum Teil typischer, löcherig-zuckerkörniger, grusiger Ramsaudolomit (Nordwand der Mesnerin, Umgebung der Sonnschienalm [Profil II], unterer Teil der Nordwand des Trenchtling [Profil I], Teile der Griebmauer etc.). Auf der Karte werde ich die dolomitischen mit den reinen Kalken als „Wettersteinkalk“ vereinigen und dem Ramsaudolomit gegenüberstellen, da dies besser dem morphologischen Verhalten entspricht. Die dolomitischen Kalke zeigen alle Uebergänge von reinem Kalk zu Dolomit, wie aus einigen Analysen hervorgeht, für die ich meinem Kollegen Herrn Dr. O. Hackl zu Dank verpflichtet bin.

So enthielt der Wettersteinkalk des Ilgner Hochecks 0.80% $Mg CO_3$, derjenige des Kalktales bei Seewiesen (siehe geologische Karte in meiner Arbeit über das Aflenzner Triasgebiet) 3.11% $Mg CO_3$, derjenige endlich, welcher den Sockel der Mesnerin bildet, 8.92% $Mg CO_3$. Bittner hat auf der Manuskriptkarte den erstgenannten als Kalk, die beiden letztgenannten jedoch als Dolomit kartiert. Ich vereinige alle drei aus dem oben angeführten Grunde mit dem reinen Wettersteinkalk. Die Dolomitisierung ist auch in der westlichen Hochschwabgruppe eine typisch stockförmige, indem sehr verschieden abgegrenzte Partien des Wettersteinkalks in Dolomit verwandelt sind. Bald ist der tiefere Teil des Wettersteinkalks (Nordseite des Trenchtling, Profil I), bald der höhere (Sonnschienalm, Profil II), bald ein stockförmig die ganze Masse durchsetzender Teil (Weherstein, Profil III) in Dolomit verwandelt. Diese drei Profile zeigen zur Genüge, daß es ein ganz vergebliches Beginnen wäre, dem Dolomit ein ganz bestimmtes Niveau im Wettersteinkalke zuzuweisen. Auch die Annahme einer komplizierten Tektonik würde hier nichts helfen, ganz abgesehen davon, daß das Verhalten der am schärfsten ausgesprochenen Schichtfläche des Gebietes, derjenigen zwischen Werfener Schiefen und Triaskalken mit Sicherheit für eine relativ einfache Tektonik spricht.

Stellenweise läßt sich an der Basis ein Band dunklen Kalkes oder Dolomites als „Gutensteiner Schichten“ ausscheiden (zum Beispiel an der Nordseite der Jassing, Profil I), an anderen Stellen wieder reicht der helle Riffkalk oder Dolomit bis unmittelbar an die Werfener Schiefergrenze herab (Profil II, III). Bittner hat das Gutensteiner Niveau allzu gleichförmig durchgezogen.

Die Tektonik des Westabschnittes der Hochschwabgruppe ist sehr einfach und ganz entsprechend der Osthälfte des Gebirges gestaltet. Die mächtige, schichtungslose Kalk- und Dolomitmasse fällt am Südrande der Kalkalpen nach Norden ein und ist dann in der Antiklinale Seeberg—Eisenerz ziemlich energisch emporgewölbt. Die Werfener Schiefer dieser Antiklinale, die wir anderen Orts¹⁾ von See-

¹⁾ E. Spengler, Verh. d. Geol. St.-A. 1920, S. 56—60.

wiesen bis Buchberg verfolgt hatten, verschwinden tunnelartig unter dem Weberstein unter Ramsadolomit, werden durch den tiefen Einschnitt der Tragösser Klamm¹⁾ wiederum angeschnitten, verschwinden neuerdings unter den Kalk- und Dolomitmassen der Pribitz (Profil II), um im „Waldboden“ in der Jassing endgültig emporzutauchen und die aus Wettersteinkalk, beziehungsweise -dolomit bestehende Gebirgsgruppe des Trenchtling und der Griesmauer von der Hauptmasse des Hochschwabs gänzlich abzutrennen (Profil I). Hier ist die Antiklinale sehr kräftig emporgewölbt und nach Norden überschlagen, wie das Südfallen des Guteustener Dolomits an der Südseite der Hörndlmauer zeigt (Profil I). Sehr bemerkenswert ist, daß unterhalb der Werfener Schiefer der Jassing knapp nördlich vom Leuzendorfschen Jagdhaus neuerdings dunkler anisischer Dolomit hervortauht, was auf eine basale Schuppenbildung ähnlich wie beim Bodenbauer und bei Seewiesen hindeutet.

Das Profil III schneidet ferner am Sackwiesensee den bereits in Verhandl. 1920, S. 58, beschriebenen schmalen Zug von Werfener Schiefen und anisischem Dolomit, der die Schuppe des Buchberg- und Sackwiesenkogels von der Hauptmasse des Hochschwabs abtrennt. Dieser Zug läßt sich nur ein ganz kurzes Stück über den Sackwiesensee hinaus verfolgen, um sich dann gänzlich im hellen Wettersteinkalk zu verlieren²⁾. Hingegen scheint nach dem Vorkommen vereinzelter loser Stücke von Werfener Schiefen der vertorfte Seeboden des Filzmooses (P. 1456) [Profil II] sowie eine zweite ähnliche Fläche östlich unterhalb der Sonnschianalpe einen aus Werfener Schiefen bestehenden Untergrund zu besitzen, so daß man annehmen muß, daß im ganzen Ebensteingebiete die Kalk- und Dolomitdecke eine so dünne ist, daß tief einschneidende Erosionshohlformen den Werfener Schiefer leicht anschneiden können.

II. Die Nordseite der Hochschwabgruppe.

(Profile VI—VIII.)

Der Dachsteinriffkalk des Ebensteins und der westlich anschließenden Schaufelwand fällt mittelsteil gegen Norden ein und verbindet sich mit der gewaltigen Riffkalkmasse des Griessteins. Ich bin daher geneigt, auch diese sich vom großen Griesstein (2033) über den Gehart (1567) bis an den Schirnbacher Kogel (1236) erstreckende Riffkalkmasse als Dachsteinriffkalk zu deuten. Unter diesem kommt am Körbel (Profil VI) heller, grusiger Dolomit hervor. Ob dieser in

¹⁾ Das Profil bei der Klammalpe wurde in das etwa $\frac{1}{2}$ km weiter östlich verlaufende Profil III hineinprojiziert.

²⁾ Wie Profil III zeigt, bin ich nunmehr im Gegensatze zu der an der oben zitierten Stelle ausgesprochenen Vermutung, daß sich die Schubfläche bei der Sackwiesenalm in zwei Bewegungsflächen spaltet, zu der Vorstellung gelangt, daß nur die südliche der beiden Aufbruchslinien von Werfener Schiefen, die beiläufig dem grün markierten Wege von der Hänselalm über die Sackwiesenalm zum Plotscherboden folgt, den Ausstrich der Schubfläche darstellt, die nördliche jedoch, welche den Untergrund des Sackwiesensees bildet, im wesentlichen nur ein Erosionsanschnitt ist. Mich hat dazu in erster Linie die Beobachtung geführt, daß der Werfener Schiefer des Sackwiesensees auf beiden Seiten durch dunklen Dolomit vom Wettersteinkalk getrennt ist.

den Profilen als Ramsadolomit bezeichnete Dolomit in seiner Gesamtheit unterhalb der karnischen Stufe liegt oder in seinen höchsten Teilen in die norische Stufe hinaufreicht, ist nicht zu entscheiden, da selbst eine Andeutung von terrigenen Raibler Schichten hier gänzlich fehlt.

Verfolgen wir das der karnischen Stufe angehörige Dolomitband vom Ebenstein (S. 158) gegen Osten, so sehen wir, daß es eine von der Großwand in den Hintergrund des Brunntales mit etwa 40° Neigung nach Norden abfallende Schichtplatte bildet, derart, daß sich der Riffkalk des Polsters als Wettersteinkalk im Liegenden, die Riffkalkmassen des Griessteines (Profil VI) und der Riegerin (Profil VII) als Dachsteinriffkalk im Hangenden des Dolomites befinden. Besonders schön ist die Auflagerung der isolierten Zeugen von Dachsteinriffkalk des Turmes und des Stadurz (1706) auf dem karnischen Dolomit zu sehen (Profil VII).

Westlich vom Stadurz teilt sich das Dolomitband; einerseits zieht es über die Hochalpe zu dem von mir aufgefundenen und in Verhandl. 1920, S. 50, beschriebenen Vorkommen von *Carditaoolithen* in der Hirschgrube, andererseits über die untere und obere Karibodenalm, nördlich unterhalb des P. 1837 (Profil VIII) und des westlichen P. 2048¹⁾ vorbei, mehrfach unterbrochen zum östlichen P. 2048, hierauf quer über das Gschöderer Kar und die knapp nördlich vom P. 2074 gelegene Vereinigungsstelle des rotmarkierten Weichselbodener Hochschwabweges und des gelbmarkierten Aflenzers Staritzensteiges ins Ochsenreichkar. Durch diese Dolomitzone wird der Dachsteinriffkalk der Gipfelregion des Hochschwabs von den Wettersteinkalken des Nordgehänges, zu denen auch der Ringkamp gehört, getrennt. Unsicher ist noch die östliche Abgrenzung der Dachsteinriffkalke der Gipfelregion gegen den Wettersteinkalk der Aflenzers Staritzen.

Ebenfalls zum Wettersteinkalk gehören die mächtigen Riffkalkmassen der Zeller Staritzen, des Gutenbrand, Mieskogels, Törnach und der untersten Wandstufe am Nordfuß der Riegerin (Profil VII). Ich konnte dies nicht nur auf Grund der Lagerungsverhältnisse feststellen, sondern auch durch Funde guterhaltener Exemplare von *Diplopora annulata* Sebafh.²⁾ am Hochtörnach auch paläontologisch beweisen. Die Wettersteinkalke sind — ebenso wie am Südabhange der Hochschwabgruppe — an vielen Stellen stockförmig in Ramsadolomit verwandelt, so zum Beispiel bei der Mitterbalt am Törnach und im mittleren Teile der Kläffermauern (Profil VIII). An der Nordwestecke der Riegerin ist der Wettersteinkalk durch von E. Kittl³⁾ aufgefundenene dunkle Plattenkalke (Reiflinger Kalke) vom karnischen Dolomitbande getrennt (Profil VII).

Unterhalb der Wettersteinkalke des Kläffermauern einerseits, des Törnach andererseits tritt in Form einer langgestreckten Antiklinale

¹⁾ Von Gschöder aus deutlich zu sehen!

²⁾ Für die Bestimmung bin ich meinem Freunde Herrn Dr. J. Pia zu Dank verpflichtet.

³⁾ E. Kittl, Lunzer Schichten zwischen Göstling und Wildalpen. Verh. d. Geol. R.-A. 1904, S. 191.

Werfener Schiefer zutage, welcher sich aus dem inneren Antengraben 7 km lang ununterbrochen bis zum Mieskogel südlich von Weichselboden verfolgen läßt. Im Salzatal nächst der Bresceniklausen waren die Werfener Schiefer bereits Stur¹⁾ und Bittner bekannt, von Gschöder erscheinen sie zum ersten Male in dem Werke über die zweite Wiener Hochquellenleitung²⁾ zitiert, da sie beim Baue derselben angefahren wurden, im Antengraben fand ich sie im vergangenen Sommer auf. Hier setzen sie, zum Teil sehr gut aufgeschlossen, den Ostfuß der Riegerin gegen den Antengraben bis etwa 1000 m Seehöhe zusammen, während am rechten Ufer des Antenbaches der Wettersteinkalk bis in die Talsohle hinabreicht. Die Grenze zwischen den Werfener Schiefen und den am höheren Ostgehänge der Riegerin anstehenden Kalken ist durch eine diluviale, zu einer Gehängebreccie verhärtete und bereits selbst von der Erosion angeschnittene Schutthalde verhüllt. Am Nordgehänge des Salzatales bei Gschöder ist der Werfener Schiefer zwar zum größten Teil unter den mächtigen Kalkschutthalden am Fuße der Türnachwände verborgen, aber doch nicht nur auf den Halden vor den Mundlöchern der daselbst angesetzten Fensterstollen der Hochquellenleitung, sondern auch in einigen guten Aufschlüssen sichtbar, in welchen ein 30° NNW unter die Wettersteinkalke des Türnach gerichtetes Einfallen des Schiefers festgestellt werden kann.

Das Salzatal zwischen der Mündung des Kanlergrahens und dem „1“ von „Bresceniriegel“ ist eine in die Wettersteinkalke der Hochschwabnordseite eingeschnittene Erosionsschlucht; der Werfener Schieferzug verläuft nördlich des Tales, steigt im Südgehänge des Türnach bis 300 m über die Talsohle empor und erreicht erst in der Gegend der Bresceniklausen wieder den Talboden. Während im Antengraben und bei Gschöder ein einfacher antiklinale Zug von Werfener Schiefen vorhanden ist (Profil VIII), erscheint die Antiklinale vom Bresceniriegel an gegen Osten durch einen schmalen Streifen von Wettersteinkalk, welcher den auffallenden Felsriegel im Salzatal bildet, der die Anlage der Bresceniklausen ermöglichte, in zwei sekundäre Antiklinalen geteilt. Der südliche der beiden Züge von Werfener Schiefer läßt sich als Grashand zwischen Felswänden ununterbrochen von Gschöder bis ins Salzatal unterhalb der Bresceniklausen verfolgen, übersetzt hier das Salzatal und zieht in den zum Sattel 1204 aufsteigenden Graben hinein, der nördliche ist bei P. 1236 durch eine kurze Strecke von Wettersteinkalk überbrückt, quert das Salzatal oberhalb der Bresceniklausen und setzt das Westgehänge des Mieskogels (Frommleiten) bis zu einer Seehöhe von 1000 m zusammen. Weiter im Osten verschwinden beide Züge unter dem Wettersteinkalke des Mieskogels; sie müssen hier ein starkes, ostwärts gerichtetes Achsengefälle besitzen, da in der tief eingeschnittenen Hölle kein Werfener Schiefer mehr aufgeschlossen ist.

Die Werfener Schiefer (nördl. Zug) an der Straße oberhalb der Bresceniklausen zeigen ein 60°—70° N gerichtetes Einfallen.

¹⁾ D. Stur, Geologie der Steiermark, Graz 1871, S. 844.

²⁾ Die zweite Kaiser Franz Joseph-Hochquellenleitung der Stadt Wien. Verlag Gerlach und Wiedling, Wien 1910, S. 66.

Der südlichere der beiden Züge wird östlich der Salza durch schwarzen Dolomit vom umgebenden Wettersteinkalke, der nördlichere durch dunkle, plattige, auf den Schichtflächen Glimmer führende Kalke mit undeutlichen Bivalvenresten (Gervillien?) vom Wettersteinkalk des Ameiskogels getrennt. In der geologischen Abteilung des naturhistorischen Museums in Wien liegen offenbar denselben Banken entstammende fossilreiche Kalkplatten, auf welchen

Myophoria costata Zenk.

Natiria costata Mstr.

Gervilleia cf. socialis Schl.

deutlich erkennbar sind. Wir müssen also diese Kalkbanke noch als das oberste Niveau der skythischen Stufe betrachten. Bittner¹⁾ hat ähnliche, Myophorien führende, petrographisch vom Muschelkalk schwer trennbare Kalkbanke von einigen Stellen am Südabhange der Hochschwabgruppe beschrieben.

Südlich dieser Doppelzone von Werfener Schiefen treten bei den Kläfferbrunnen bereits von Kittl²⁾ erwähnte, flach nordfallende plattige, dunkle Gutensteiner Kalke unter dem Wettersteinkalk hervor. Das Auftreten der gewaltigen Kläfferbrunnen läßt vermuten, daß hier nahe unterhalb der Talsohle des Salztales eine dritte, südlichste Zone von Werfener Schiefen im Liegenden des Muschelkalkes vorhanden ist.

III. Bittners „Gußwerk-Admonter Linie“ zwischen Rotmoos und Winterhöhe.

(Profile IV—VIII)

Bittner³⁾ hat festgestellt, daß die Hochschwabgruppe im Norden von einer markanten Störungslinie begleitet ist, die er als die „Gußwerk-Admonter Linie“ bezeichnet und als die bei Gußwerk für eine kurze Strecke unterbrochene westliche Fortsetzung der „Puchberg-Mariazeller Aufbruchslinie“ betrachtet.

Kober⁴⁾ hat angenommen, daß die Puchberg-Mariazell-Admonter Linie in ihrer ganzen Erstreckung eine Ueberschiebungslinie ist, an welcher die hochostalpine Decke auf die Oetscherdecke aufgeschoben erscheint. Tatsächlich haben auch die neueren Detailuntersuchungen Ampferers⁵⁾ im Schneeberggebiete durchaus zugunsten der Vorstellung entschieden, daß es sich hier um eine Ueberschiebung handelt.

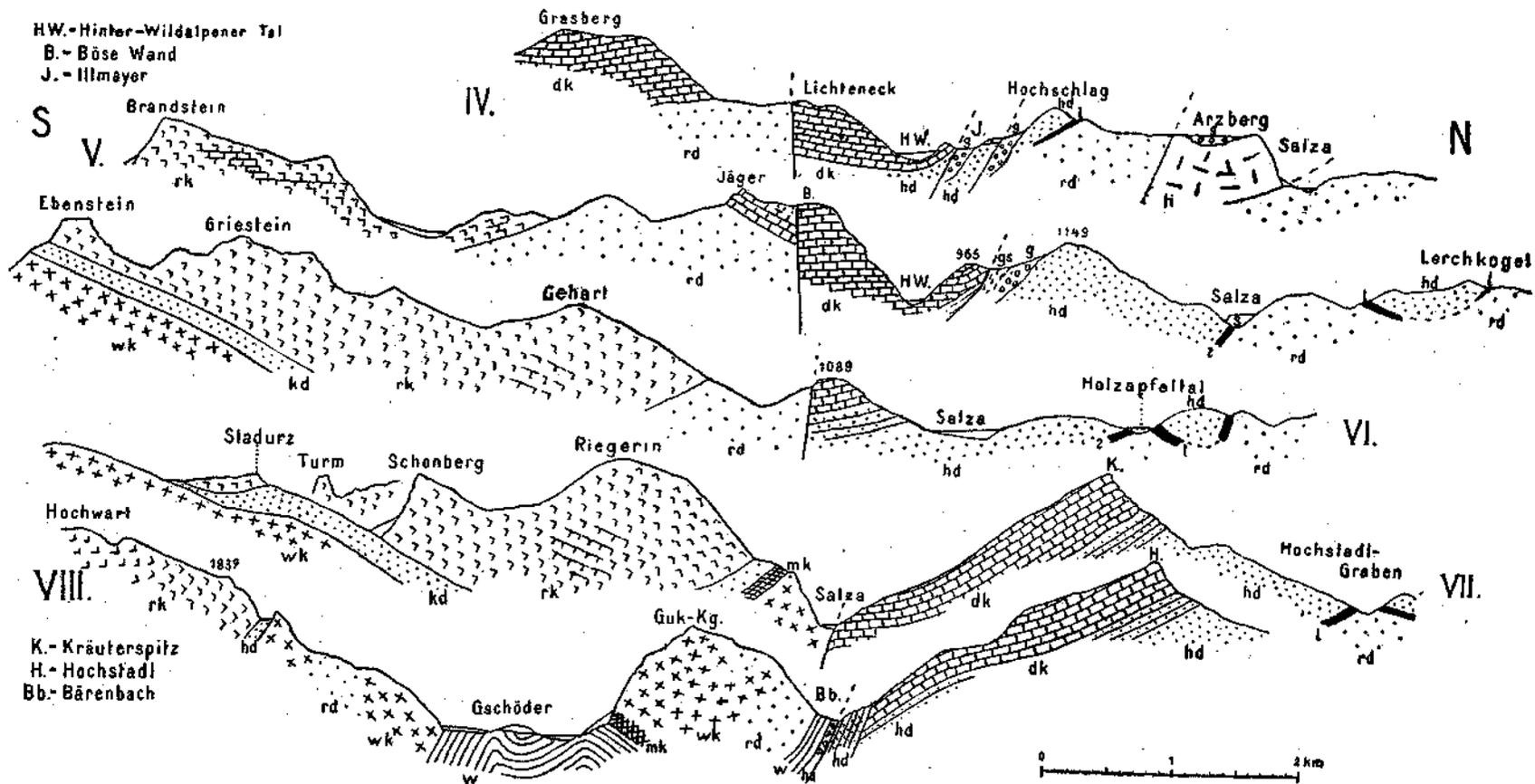
¹⁾ A. Bittner, Neue Petrefaktenfunde im Werfener Schiefer der Nordostalpen. Verhandl. d. Geolog. R.-A. 1886, S. 389.

²⁾ Die zweite Kaiser Franz Joseph-Hochquellenleitung, S. 66.

³⁾ A. Bittner, Aus dem Gebiete des Hochschwab und der nördlich angrenzenden Gebirgsketten. Verh. d. Geol. R.-A. 1890, S. 306.

⁴⁾ L. Kober, Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschr. d. Akad. d. Wissensch., Bd. 88. Mathem.-naturw. Kl. Wien 1912. Tektonische Karte der östlichen Nordalpen.

⁵⁾ O. Ampferer, Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreich. Gosauablagerungen. Denkschr. d. Akad. d. Wissensch. Mathem.-naturw. Kl., 1918, Bd. 96.



Wie stellen sich nun die Aufnahmebefunde im westlichen, auf Blatt Eisenerz, Wildalpe und Affenz gelegenen Teile¹⁾ zu der Kober'schen Deutung?

Hier würde der Hochschwab samt den durch die Erosion abgetrennten Bergen Hochtürnach, Gutenbrand und Zeller Staritzen der hochalpinen, Kräuterin samt Buheck und Pötschberg der Oetscherdecke angehören. Zugunsten der Kober'schen Deutung spricht, daß östlich des Brunntales der schon Stur²⁾ bekanntgewesene, landschaftlich sehr eindrucksvolle Faziesgegensatz zwischen dem wohlgebankten Dachsteinkalk der Kräuterin und dem massigen Dachsteinriffkalk der Riegerin besteht. Auch die Tatsache, daß die Dachsteinkalke der Kräuterin meist flach gegen Südost einfallen und die Schichtfolge des Hochtürnach im westlichen (Gschöderer) Bärenbachgraben mit Werfener Schiefen und Gips führendem Haselgebirge³⁾ beginnt, macht es sehr wahrscheinlich, daß der Hochtürnach auf die Kräuterin aufgeschoben ist. Doch muß die Kontaktfläche zwischen beiden Decken eine nahezu vertikale Lage besitzen, da die Dislokationslinie trotz des bedeutenden Höhenunterschiedes von fast 700 m zwischen Salzatal und Bärenbachsattel fast schnurgerade verläuft; aber immerhin besitzt sie auf dieser Strecke noch den Charakter einer Ueberschiebung (Profil VIII). Zwischen dem Dachsteinkalk der Oetscherdecke und dem Werfener Schiefer der hochalpinen Decke erscheint hier ein schmaler Streifen steil südfallenden dunkelgrauen Dolomites. Bittner faßt diesen Dolomit als anisich auf; bei dieser Deutung aber wäre es sehr merkwürdig, daß dieser Dolomit nicht zwischen dem Werfener Schiefer und dem lichten Ramsaudolomit des Hochtürnach, sondern unterhalb des ersteren liegt und vom Dachsteinkalk der Oetscherdecke, wie an guten Aufschlüssen einwandfrei festgestellt werden konnte, durch keinen Werfener Schiefer getrennt erscheint. Ich halte es daher für wahrscheinlicher, daß hier Hauptdolomit der Oetscherdecke vorliegt, der an einer sekundären Schubfläche auf den Dachsteinkalk hinaufgeschleppt wurde (Profil VIII).

Verfolgen wir nun die Dislokation gegen Westen, so beobachten wir, daß sich der Altersunterschied der Gesteine zu beiden Seiten immer mehr ausgleicht. Schon bei der Bärenbachmündung tritt kein Werfener Schiefer mehr an der Basis des Wettersteinkalkes hervor, so daß in der Salzatalstrecke zwischen Bärenbach und Brunntal Dachsteinkalk der Kräuterin und Wettersteinkalk des Riegerinfußes aneinandergrenzen (Profil VII). Aber die Wettersteinkalkwand am Nordfuß der Riegerin wird gegen Westen immer niedriger, so daß immer höhere Niveaus des Wettersteinkalkes mit dem Dachsteinkalk der Kräuterin in Kontakt kommen.

Jenseits des Brunntales, an der Südseite des Punktes 1306, grenzen die hier im allgemeinen ziemlich flach liegenden Dachsteinkalke des Seisensteinzuges, der westlichen Fortsetzung der Kräuterin,

¹⁾ Es kommt hier nur das westlich Rotmoos gelegene Stück der Linie zur Besprechung, da die Neuaufnahme des östlicheren Teiles noch nicht durchgeführt werden konnte.

²⁾ D. Stur, Geologie der Steiermark, S. 847, 848 (Zeichnung).

³⁾ A. Bittner, Verh. d. Geol. R.-A. 1890, S. 307.

mit einer vertikal stehenden Fläche an einen hellen grünligen Dolomit, der mit dem Dolomit identisch ist, der am Nordfuß der Riegerin die Wettersteinkalke, beziehungsweise die diesen aufgelagerten Reiflinger Kalke (S. 161) überlagert. Es ist jedenfalls zwischen dem Brunntal und dem moränenerfüllten Siehenseetale die Hochschwabgruppe gegenüber dem der Kräuterin entsprechenden Seisenstein mehr herausgehoben als aufgeschoben (Profil VI), doch immerhin ist auch hier noch ein Andrängen von Süden her zu beobachten, wie die von Wildalpen aus sichtbare, starke Zerknitterung der Dachsteinkalke des Seisensteins zeigt. Auch der Faziesgegensatz zu beiden Seiten der Störung erscheint insofern etwas gemildert, als einerseits die Bankung der Dachsteinkalke des Seisensteins stellenweise undeutlich wird, andererseits der Gehart hier und da Spuren von Schichtung zeigt. Uebrigens dürfte der tiefere Teil des Rifkalkes gar nicht dem Dachsteinkalk, sondern dem Hauptdolomit¹⁾ der Kräuterin entsprechen — auch hier ist ein rascher fazieller Uebergang bei der stark dolomitischen Natur des Dachsteinkalkes sehr wohl vorstellbar.

In dem Kamme westlich des Siehenseetales (Profil V) ist ein wesentlicher Alters- und Faziesunterschied der Gesteine zu beiden Seiten der Störung nicht mehr nachweisbar; der flach nordfallende Dachsteinkalk des Jägers grenzt an einer als Wand aufgeschlossenen, vertikalen Fläche an den teils flachliegenden, teils nordfallenden Dachsteinkalk der Böswand²⁾.

Jenseits der Schreierklamm erscheint südlich des Lichtenecks wiederum ein vertikaler Bruch an der entsprechenden Stelle, an welchem die nordfallenden Dachsteinkalke des Lichtenecks gegenüber dem flachliegenden Ramsandolomit des Grasberges abgesenkt erscheinen (Profil IV).

Um $\frac{1}{3}$ km nach Süden verschoben, trennt diese Verwerfung westlich des Eisenerzer Baches den kleinen und großen Hagel; hier fällt die prachtvoll aufgeschlossene Fläche sogar 60° gegen Norden ein, ist also alles eher als eine Schubfläche, auf welcher die Hochschwabgruppe auf das nördlich angrenzende Gebiet aufgeschoben wäre.

An der Nordseite des Geiger schneidet die Dislokation schief an einer jüngeren von ONO heranreichenden Verwerfung ab, welche von Hinterwildalpen über Fluchalpe und Winterhöhe ins Schwabental zieht. Die westliche Fortsetzung dieser Linie hat derzeit noch keine Neuaufnahme erfahren, doch ist es nach den Bittner'schen Auf-

¹⁾ Vgl. die Untersuchungen Geyers in der südlichen Warscheneckgruppe. Verb. d. Geol. R.-A. 1913, S. 286.

²⁾ Betrachtet man den Jäger und Böswand verbindenden Kamm von Westen, so scheint eine zusammenhängende Wand von nahezu flach liegendem Dachsteinkalk beide Berge zu verbinden; von der Ostseite jedoch bemerkt man eine keilförmig gegen unten verschmälerte, beiderseits ziemlich scharf an Dachsteinkalk abstoßende, von 1260 bis zur Kammhöhe reichende Masse dunkelgrauen Dolomites, der gegen oben kalkiger wird (Profil V). Von Siebensee aus gesehen, erweckt dieser Dolomit den Eindruck einer auf Dachsteinkalk aufsitzenden Decksohle; bei einem Besuche der Stelle jedoch überzeugte ich mich, daß es sich hier um eine lokal in Hauptdolomit umgewandelte Partie des Dachsteinkalkes des Jägers handelt, die vom Dachsteinkalk der Böswand durch die oben beschriebene Verwerfung getrennt ist.

nahmen ziemlich sicher, daß diese Linie in fast schnurgerader Richtung über den Jägersattel nach Hieflau weiterzieht und von hier an mit der Verwerfung zusammenfällt, welche sich über den Hochscheiben- und Brucksattel bis Admont verfolgen läßt (Hieflauer Bruch). Ampferer¹⁾ wies das junge, nachgosauische Alter dieser Störung nach, Heritsch²⁾ erkannte, daß der Hieflauer Bruch mit der Linie Brunnee-Gußwerk nicht identisch ist.

Besonders soll hervorgehoben werden, daß der oben besprochene scharfe Faziesgegensatz zwischen Dachstein- und Dachsteinriffkalk, auf den ja hauptsächlich die Unterscheidung von Oetscher- und hochalpiner Decke begründet ist, in der Region westlich des Siebenseetales beinahe aufgehoben ist. Die Dachsteinkalke, die sich zu beiden Seiten des Hinterwildalpener Tales in einer Reihe keck geformter Kögel erheben — nördlich des Tales in den Punkten 1037, 1045, 963 (Profil V), südlich desselben in der Böswand (Profil V) und im Lichteneck (Profil IV) — sind die westliche Fortsetzung derjenigen des Seisensteins und somit der Kräuterin und ebenso wie auf dem letzteren Berge prächtig gebankt. Aber auch die Dachsteinkalke des Jägers, welche dem Ramsaudolomit aufliegen, der östlich des Siebenseetales den typischen Riffkalk der Griessteingruppe trägt, zeigen besonders im tieferen Teile noch deutliche Schichtung (Profil V). Dasselbe gilt für die Dachsteinkalke des Brumkogels, Grasbergs (Profil IV) und großen Hagels, welche tektonisch der nördlichen Griessteingruppe entsprechen und doch deutlich geschichtet sind. Andererseits ist der nördlich dem großen Hagel vorgelagerte kleine Hagel, der als westliche Fortsetzung des Lichtenecks deutlich gebankten Dachsteinkalk zeigen sollte, fast ungeschichtet. Im allgemeinen jedoch wird die Bankung in der Richtung gegen Süden undeutlicher. Schon am Ochsenkogel (1613), einem allseits isolierten, dem Ramsaudolomit des Siebenbürger Kogels aufsitzenden Denudationsrest von Dachsteinkalk, ist die Bankung recht undeutlich, ebenso in der Masse des Brandsteins; aber selbst hier ist sie noch nicht gänzlich erloschen.

Wir sehen also, daß in dem westlich von Siebensee und Schafwald gelegenen Teile der Hochschwabgruppe die Grenze zwischen geschichtetem Dachsteinkalk und Dachsteinriffkalk — im Gegensatze zum Osten — keineswegs an eine Ueberschiebung geknüpft ist, sondern ein zwar rascher, aber doch stetiger Uebergang aus dem geschichteten Dachsteinkalk des Nordens in den massigen Riffkalk des Südens erfolgt. Diese Erscheinung in Verbindung mit der oben geschilderten Umwandlung der Ueberschiebungsfäche in einen Bruch beweist, daß wir hier tatsächlich am westlichen Ende der hochalpiner Decke des Hochschwabs³⁾ stehen, daß hochalpine und Oetscherdecke weiter im Westen vereinigt sind. Dies entspricht auch vorzüglich Ampferers Beobachtungen in den Ennstaler Alpen.

¹⁾ O. Ampferer, Beiträge zur Geologie der Ennstaler Alpen. Jahrb. d. Geol. St.-A. 1921, S. 123.

²⁾ F. Heritsch, Geologie von Steiermark, Graz 1921, S. 109.

³⁾ Ob die hochalpine Decke des Hochschwabs tatsächlich mit derjenigen des Wiener Schneebergs identisch ist, wie ja zu vermuten ist, wird erst die neue Detailaufnahme des dazwischengelegenen Gebietes erweisen.

Es kann daher auch weiter im Osten die Schubweite der hochalpinen Decke keine allzu große sein. Die ursprüngliche Annahme Kobers, daß die Trennung beider Decken bis in eine im Drauzug gelegene Wurzelregion zurückreicht, erledigt sich dadurch von selbst, ebenso die bereits von Ampferer widerlegte Annahme einer Hallstätter Decke zwischen der voralpinen und hochalpinen Decke.

IV. Das Dolomitgebiet von Abbrenn und die Neuhauser Ueberschiebung.

(Profile IV—VII, X.)

Von den hochaufragenden Kämmen der Kräuterin im Südosten und der Hochkaargruppe (Göstlinger Alpen) im Nordwesten begrenzt, breitet sich ein kaum über 1000 m aufragendes, ausgedehntes Dolomitgebiet aus, welches Bittner als „Dolomitgebiet von Abbrenn“¹⁾ bezeichnet und in seiner Gesamtheit als Hauptdolomit mit ganz vereinzelt, schmalen Zügen von Carditaschichten kartiert hat. Dieses von Bittner gegebene Kartenbild ist nun von vornherein deshalb sehr unwahrscheinlich, weil es zur Voraussetzung hat, daß die Erosion in dem ausgedehnten Dolomitgebiete zwar an mehreren Stellen die nur wenige Meter mächtigen Carditaschichten gerade noch erreicht, nirgends jedoch in unter dem karnischen Niveau gelegene Triasbildungen eingeschnitten hätte, was ein höchst sonderbarer Zufall wäre. Speziell der von Bittner in den Westabhängen der Kräuterin eingetragene Zug von Carditaschichten wäre unter Beibehaltung der Bittner'schen Stratigraphie noch am ehesten verständlich, wenn man annimmt, daß die Kräuterin eine eigene, mit Carditaschichten beginnende Schubmasse darstellt, die sich über die im Nordwesten befindliche Hauptmasse des Dolomitgebietes bewegte. Diese Ansicht vertritt F. Heritsch in seiner kürzlich erschienenen „Geologie von Steiermark“²⁾.

Nun hat aber die Verfolgung der von Bittner angegebenen Vorkommen von Carditaschichten nicht nur deren viel weitere Verbreitung, sondern auch die bemerkenswerte Tatsache ergeben, daß diese stets an der Grenze eines helleren Dolomites, der offenbar dem Ramsadolomit entspricht, und eines dunkler gefärbten Hauptdolomites auftreten; es besteht daher das Dolomitgebiet von Abbrenn zum Teil aus Ramsadolomit, zum Teil aus Hauptdolomit. Der Farbenunterschied zwischen beiden Dolomiten ist kein starker, so daß an einzelnen Stellen der Verlauf der Trennungslinie zwischen beiden Dolomiten unsicher ist.

Einer der besten Anschlüsse in den Carditaschichten ist der bereits von Bittner³⁾ beschriebene im Hochstadlgraben. Die Carditaschichten hestehen hier aus 15—20 m mächtigen, schwarzen, weichen Reingrabener Schiefertönen, in welche Toneisenstein- und Sandstein-

¹⁾ A. Bittner, Aus der Umgehung von Wildalpe und Lunz. Verh. d. Geol. R.-A. 1888, S. 72.

²⁾ Heritsch spricht S. 109 ausdrücklich von einer „Ueberschiebung der Kräuterin über das Hauptdolomitgebiet von Abbrenn“ und begründet dies S. 129 mit der Folge Hauptdolomit, Reingrabener Schiefer, Hauptdolomit.

³⁾ A. Bittner, l. c. S. 78.

bänke eingelagert sind. Nach der Bittner'schen Karte würde man einen einfachen, langen den Westabstürzen der Kräuterin parallelen Zug von Carditaschichten erwarten. In Wirklichkeit jedoch sind die Verhältnisse viel komplizierter: Der Hochstadlgraben hat den aus Ramsadolomit bestehenden Kern einer Antiklinale angeschnitten, welcher zu beiden Seiten des Baches durch Raibler Schichten vom Hauptdolomit der tieferen Gehänge des Hochstadls einerseits, des Kreuzberges anderseits getrennt ist (Profil VII ¹⁾).

Verfolgen wir die Carditaschichten des Nordflügels dieser Antiklinale aus dem Hochstadlgraben gegen Nordosten, so finden wir dieselben unmittelbar oberhalb des Sattels 1099 am Kreuzbergkämme durch vereinzelt Leestücke und feuchte Stellen angedeutet und treffen dann in etwa 1050 m Seehöhe im Kräutergraben einen ebenso prächtigen Anschluß wie im Hochstadlgraben. Die Mächtigkeit der zahlreichen Konkretionen von Toneisenstein und vereinzelt Bänke von Lunzer Sandstein führenden Reingrabener Schiefer beträgt hier mindestens 20 m. Von hier an konnte ich die Carditaschichten an nahezu ununterbrochenen guten Aufschlüssen bis in den Kaltenbachgraben verfolgen. Die Tatsache, daß sich auf dieser Strecke der Ausbiß der Carditaschichten trotz des sehr stark zerschnittenen Terrains fast genau an die 1000 m-Isohypse hält, spricht für eine ungewöhnlich flache Schichtenlage.

Die Carditaschichten des Südflügels der Antiklinale des Hochstadlgrabens ziehen am linken Ufer des Holzapfeltales in den tiefsten Gehängen der Kräuterin bis zum Mandl, übersetzen hier das Tal und die Kette der Baumkögel und lassen sich bis zu den Hänsern nördlich des „r“ von „Baumacher“ verfolgen. Die Carditaschichten sind hier stellgestellt, wie Profil VI zeigt. Dem Hauptdolomit gehören somit der südliche Teil der Baumkögel zwischen Holzapfel- und Hopfgartental sowie die Gehänge der Kräuterin (mit Ausnahme ihres tiefsten Teiles oberhalb des Mandl) bis zum Mitterberg bei Wildalpen an, dem Ramsadolomit der nördliche Teil der Baumkögel und der Fuß der Kräuterin oberhalb des Mandl.

Aber auch 500 m unterhalb des Mandl treten in einem etwa 100 m langen Aufschluß am rechten Ufer des Holzapfelbaches Reingrabener Schiefer und Lunzer Sandstein unter dem Hauptdolomit der Baumkögel hervor (Profil VI). Hingegen sind die auf Bittners Manuskriptkarte verzeichneten Carditaschichten beim Brandl derzeit nicht mehr aufgeschlossen, sondern bloß durch eine mit Wiesen bedeckte Flachstufe angedeutet.

In dem östlich durch das Hopfgartental, südlich durch das Salzatal zwischen Wildalpen und Fachwerk, nordwestlich durch das steirische Lassingtal begrenzten Abschnitt des Dolomitgebietes herrscht der typische, weiße, zuckerkörnig-löcherige Ramsadolomit weitaus

¹⁾ Bittner beschreibt hier einen auf Fig. 1, S. 73 (Verhandl. 1888) dargestellten Längsbruch. Ein Bruch ist hier tatsächlich vorhanden, doch ist es kein Längs-, sondern ein Querbruch, an welchem der südwestliche Teil der Antiklinale derart versenkt ist, daß Carditaschichten und Ramsadolomit unterhalb des Denudationsniveaus liegen. Fig. 1 ist daher als Längsprofil vollkommen richtig gezeichnet.

vor. Dasselbe gilt wohl auch für die Fortsetzung dieser Zone auf Blatt Gaming—Mariazell bis zum Erlaufsee. Nur die Gipfel des Lerchkogels und der Spitzmauer werden von einem fast rings von Carditaschichten begrenzten Denudationsrest von Hauptdolomit gebildet (Profil V); ein noch kleinerer Rest von Hauptdolomit liegt unmittelbar östlich vom Hansenkopf, durch einen als vertikale Wand aufgeschlossenen Bruch von dem Ramsadolomit dieses Felsgipfels getrennt.

Südlich vom Salzatal besteht die Kette des Hegensteins aus Hauptdolomit. Die Grenze desselben gegen den Ramsadolomit des Löwekogels verläuft von Wildalpen bis zum Fischer in der mit diluvialen und alluvialen Schotter bedeckten Talsohle des Salzatales, so daß die Carditaschichten nicht sichtbar sind (Profil V); von hier an tritt diese Grenze zunächst aufs linke Ufer über, wo beim „c“ von „Fischer“, sodann auf das rechte, wo beim letzten „r“ von „Steinbruchmauer“ Spuren des Carditaniveaus aufgeschlossen sind.

Hingegen wird die westliche Fortsetzung des Hegensteins: Ameismauer, Aibelmauern (Profil X) und Rabenmauer aus ganz typischem, schneeweißem, grusigem Ramsadolomit aufgebaut; das trennende Raiblerband ist in den Westgehängen des Hochschlags nahe unterhalb des Gipfels zu sehen (Profil IV).

Desgleichen besteht der Dolomitzug, welcher vom Glimitzer im Salzatal über die Schifter- und Riedlbaueralm (Profil X) bis in den Beilsteingraben reicht, aus Ramsau- und nicht aus Hauptdolomit, wie Bittner und W. Frank¹⁾ annahmen.

Aber nicht nur vom Dachsteinkalke der Kräuterin, sondern auch von dem des Hochkaarzuges ist der weiße Ramsadolomit des Abrenner Gebietes durch eine allerdings weniger geschlossene Zone dunkler gefärbten Hauptdolomites getrennt. Dieser Hauptdolomit setzt die Höhen zwischen dem Zierbach und dem P. 712 nördlich von Rotwald, den Beerwies- und Eschauer Kogel, die drei Gipfel des Röcker und die Griesmäuer nordöstlich von Fachwerk zusammen. Auch diese Zone von Hauptdolomit ist vom Ramsadolomit an einer kurzen Strecke, nämlich bei der Berglbaueralm an der Ostseite des Röcker, durch Reingrabener Schiefer und Lunzer Sandstein getrennt. Dieses Vorkommen wurde bereits von E. Kittl²⁾ auf einer kleinen Kartenskizze annähernd richtig eingezeichnet, doch die Ausscheidung von „Opponitzer Schichten“ in der Umgebung dieser Lunzer Schichten ist hier ebenso unberechtigt wie im Steinbachkessel, denn in beiden Fällen trifft man nur Dolomit über den Reingrabener Schiefer an, der sich vom Hauptdolomit in keiner Weise unterscheidet. Gegen oben geht der Hauptdolomit, wie besonders schön am Röcker und an den beiden Kögeln zu sehen ist, zwischen denen sich der Lassingbach in der „Klaus“ durchgenagt hat, durch Wechsellagerung allmählich in Dachsteinkalk über. Da die Schichtfolge hier aber verkehrt ist, liegen die kalkigen Bänke unten, die dolomitischen oben.

¹⁾ W. Frank, Ueberblick über die Geologie des Gamser Gosaubeckens. Mitteil. d. Naturw. Vereins f. Steiermark 1914, Bd. 60, S. 24.

²⁾ E. Kittl, Lunzer Schichten zwischen Göstling und Wildalpen. Verb. d. Geol. R.-A. 1904, S. 190.

Zusammenfassend kann also festgestellt werden, daß sich die früher als einförmiges Hauptdolomitgebiet berüchtigte Region von Abbrenn als ein Faltengebirge erwiesen hat, das aus Ramsandolomit, Hauptdolomit und gelegentlich dazwischen auftretenden Carditaschichten besteht. Dasselbe wird sich wohl auch bei den weiter im Osten gleichfalls im Bereiche der Oetscherdecke auftretenden ausgedehnten, einförmigen Dolomitgebieten herausstellen, so insbesondere beim Dolomitgebiet von Rohr im Gebirge, in welchem, wie ich mich selbst überzeugen konnte, der angebliche Hauptdolomit sehr häufig den petrographischen Charakter von Ramsandolomit besitzt.

In tektonischer Hinsicht bietet das Dolomitgebiet von Abbrenn im großen das Bild einer SW—NO streichenden Antiklinale mit Ramsandolomit im Kern. Nur bei Rotwald tritt unter dem Ramsandolomit noch dunkler anisischer Dolomit und an buntgefärbtem Gips reiches Haselgebirge zutage. Diese Antiklinale ist gegen Norden überschlagen, denn der Dachsteinkalk des Hochkaarzuges, der im nächsten Abschnitte ausführlicher besprochen wird, fällt durchwegs unter das Dolomitgebiet ein. Der inverse Nordschenkel dieser schiefen Antiklinale ist nur — wie oben erwähnt — im Röckergebiete halbwegs vollständig erhalten, sonst geht die schiefe Falte überall in eine Ueberschiebung über. Besonders schön ist diese Ueberschiebung einerseits im Westen, auf der Strecke Beilstein, Sattel südlich Scharberg, Glimitzer im Salzatale, anderseits im Osten entwickelt, wo nach der von Bittner aufgenommenen geologischen Spezialkarte Gaming-Mariazell bei Neuhaus Dolomit (nach Bittner Hauptdolomit, in Wirklichkeit wohl Ramsandolomit) auf Rbät, Lias und Jura aufgeschoben erscheint. Man könnte diese etwa 30 km lange, vom Beilstein bis zum Erlaufsee zu verfolgende tektonische Linie nach dem einzigen größeren Orte als „Neuhäuser Ueberschiebung“ bezeichnen. Es handelt sich hier sicher um keine Fernüberschiebung, da zwischen beiden Seiten keinerlei Faziesgegensatz besteht.

Zum Schlusse sei noch kurz auf die starke eiszeitliche Vergletscherung des Gebietes hingewiesen, die bereits R. Michael¹⁾ bekannt war. Besonders reich an mächtigen Moränen ist das Zellerbrunntal, aber auch das südlich angrenzende niedrige Ramsandolomitgebiet war vom Eise überflossen, da sich an zahlreichen Stellen ausgebreitete Moränen finden, welche auffallend viele Gerölle von Gosaukonglomerat und Hierlatzkalk führen. Das Eis hat bis zur Vereinigung des Imbachs mit der Lassing gereicht, da das von Abbrenn zur Klaus hinabführende Tälchen noch mit mächtigen Moränen erfüllt ist und selbst in der „Schloif“ noch einzelne Moränenreste den steilen Dachsteinkalkhängen angeklebt sind. Von der Imbachmündung abwärts traf ich keine Moränen mehr an, sondern bloß Terrassenschotter, die deutlich eine tiefere und höhere Terrasse erkennen lassen und mit den Terrassenschottern des Salzatales im Zusammenhange stehen.

¹⁾ R. Michael, Die Vergletscherung der Lassingalpen. XVI. Jahresbericht des Vereins der Geographen an der Universität Wien 1891.

V. Die Hochkaargruppe (= Göstlinger Alpen).

(Profile IX—XI.)

Die Hochkaargruppe bildet ein schönes, WSW—ONO streichendes Gewölbe.

Der ganze Südfall der Gruppe zum Salza- und steirischen Lassingtale wird von den mittelsteil südwärts einschließenden Schichtflächen der Dachsteinkalke des Südflügels dieser Antiklinale gebildet; da die Achse des Gewölbes ein wenig nördlich des Hauptkammes verläuft, herrscht auch daselbst noch südgerichtete Neigung der Schichten. Erst in den Abhängen zu beiden Seiten des Königsgrabens ist das flache nordwestliche Einfallen des Nordflügels der Antiklinale zu beobachten (Profil X).

Während Bittner fast die gesamte Gruppe als Dachsteinkalk kartierte, hat die Neuaufnahme eine wesentlich größere Verbreitung des Hauptdolomites ergeben. So besteht vor allem der westlich vom Wachterriedel, Hochkaar, Scheineck und Schöfstein gelegene Teil der Gruppe mit Ausnahme zweier Denudationsreste von Dachsteinkalk am Mendlingstein (Profil IX) und Falken gänzlich aus Hauptdolomit; aber auch östlich der durch die genannten vier Gipfel bezeichneten Linie ist der Hauptdolomit nicht nur in der Achse des Gewölbes bis gegen die Kremser Hütte zu, sondern auch in der Tiefe des Königs-, Klamm-, und Riegelgrabens unterhalb des Dachsteinkalkes eingeschlossen. Endlich wird schon unmittelbar östlich vom Ringkogel der Hochkaargruppe und Dürrenstein verbindende Grat, dessen tiefster Einschnitt der Tremel ist, nicht, wie Bittners und Kittls¹⁾ Karten zeigen, von Dachsteinkalk, sondern von Hauptdolomit gebildet; erst am Hochkirchen erscheint wieder südostfallender Dachsteinkalk im Hangenden des Hauptdolomits. Der Dachsteinkalk bildet also in der Hochkaargruppe eine relativ dünne Haut über dem Hauptdolomit (Profil X).

Etwa 200 m nordöstlich der Kremser Hütte ist in die obersten Bänke des Dachsteinkalkes eine Lage grauen, gelb angewitterten Mergelkalkes eingeschaltet, welche auf den Schichtflächen rhätische Fossilien führt. Ich konnte eine

Gervilleia inflata Schafh.

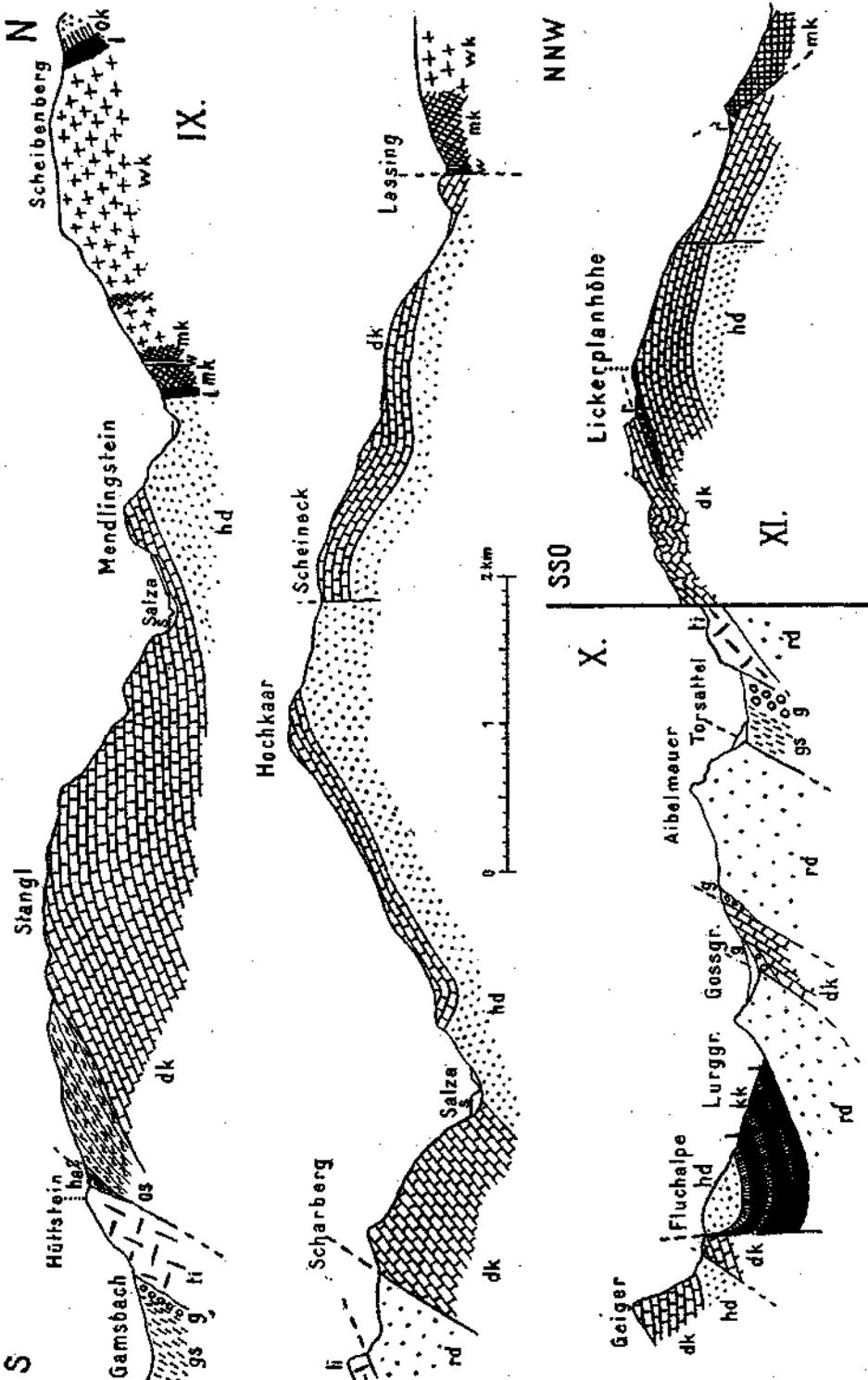
bestimmen. Diese Einschaltung erinnert in der Art ihres Auftretens an die Starhemberger Schichten des Piestingtales und der Loferer Steinberge; während aber in den Starhemberger Schichten vorwiegend Faunenelemente der Kössener Fazies im Sinne von E. Sueß²⁾ auftreten, erscheinen hier Formen der schwäbischen Fazies.

Bittner verzeichnet ferner nördlich der Lickerplanhöhe und westlich der Reitbaueralm zwei ausgedehnte Vorkommen von Lias. Beide sind nicht vorhanden. Hingegen streicht von den Almhütten südlich vom „d“ des Wortes: „Unterer Boden“ der Spezialkarte über

¹⁾ E. Kittl, Lunzer Schichten zwischen Göstling und Wildalpen. Verh. d. Geol. R.-A. 1904, S. 190.

²⁾ E. Sueß und E. v. Mojsisovics, Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen II. Die Gebirgsgruppe des Osterhorns. Jahrb. d. Geol. R.-A. 1868, S. 192.

die Almhütte nördlich vom Punkt 1667, längs des hier gesperrt gedruckten Teiles des Wortes „Lickerplanhöhe“ bis gegen das Lörcheck ein schmaler Streifen von rotem, jurassischem Radiolarit, welcher



samt etwas rotem, crinoidenarmem Jurakalk (Lias oder Klausschichten?) dem nördlich angrenzenden Dachsteinkalk auflagert, jedoch von dem südlich angrenzenden Dachsteinkalk des Hauptkammes überschoben wird (Profil XI). Die Hochkaargruppe ist also nur im großen eine Antiklinale, im Detail jedoch viel komplizierter gebaut. Das zeigen auch die prächtigen kleinen Falten im Südgehänge der östlichen Hochkaargruppe, besonders in dem zum Punkt 1393 hinabstreichenden Seitenkamme. Diese „Gipfelfaltungen“ machen den Eindruck, als ob eine höhere Decke einstmals über das Hochkaar binübergeschoben wurde. Das Scheineck ist an einer kleinen Verwerfung gegen den Hochkaargipfel abgesenkt (Profil X).

Südlich des Salztales setzt sich das Gewölbe des Hochkaars in der flach südfallenden Dachsteinkalkplatte des Stangls und Scharbergs fort.

Auf dem Dachsteinkalke liegen etwa 30° südfallende überaus hornsteinreiche, dünnbankige Jurakalke (Oberalmer Schichten) in weitaus größerer Verbreitung als Bittners Karte angibt; bis 30 m nnter den Gipfel des Stangls reichen diese Hornsteinkalke empor, deren leichte Verwitterung die prächtigen Almböden am flachen Südgehänge des Stangls entstehen ließ. (Profil IX.)

VI. Der Scheibenberg.

(Profil IX, X.)

Die nordwestliche Ecke des Kartenblattes wird vom Scheibenberg eingenommen, der östlichen Fortsetzung des Gamssteinzuges. Nach Bittners Originalkarte hat die auf Blatt Admont-Hiefau gelegene Hauptmasse des Gamssteinzuges den Charakter eines steil stehenden Gewölbes, in dessen Kern der Werfener Schieferzug Hals—Scheinbauer—Pfarrer—Mayerhütten liegt. Diese Antiklinale hat jedoch die Eigentümlichkeit, daß nur im Nordflügel Wettersteinkalk vorhanden ist, im Südflügel jedoch der Lunzer Sandsteinzug des Mooswirts unmittelbar dem Reiflinger Kalk aufliegt.

Diese von Bittner dargestellten Lagerungsverhältnisse — die ich allerdings nicht Gelegenheit hatte, [nachzuprüfen — setzen sich in vollständig übereinstimmender Weise auf das Blatt Eisenerz—Wildalpe—Aflenz fort.

Das vollständigste Profil bietet die Südkante des Scheibenberges zwischen dem Mendlingtal und dem von den Stegerhütten herabkommenden Raffelsgraben (Profil IX). Lunzer Schichten und Werfener Schiefer bilden an dieser Kante in 650, beziehungsweise 720 m Höhe deutliche Flachstufen. Erstere sind als graubraune, vielfach kugelig-schalig abgesonderte, typische Lunzer Sandsteine in einem kleinen, im Walde versteckten, beim Jägerhaus in den Raffelsgraben mündenden linken Seitengraben so gut aufgeschlossen, daß das saigere WNW—OSO-Streichen mit Sicherheit zu konstatieren ist, letztere hingegen bloß durch nasse Stellen mit Spuren grünlichgrauer, glimmeriger Schiefer angedeutet. Unterhalb des Lunzer Sandsteinzuges liegt typischer, bis an die Straße herabreichender Hanptdolomit, zwischen Lunzer Sand-

stein und Werfener Schiefer typischer, schwarzer Gutensteiner Kalk, über dem Werfener Schiefer weitaus lichter, zum Teil dolomitierter Kalk, der ohne scharfe Grenze in den typischen, weißen Wettersteinkalk des Gamssteinzuges übergeht. Daß sich hier Reiffinger Kalke und Wettersteinkalk in ursprünglicher Absatzverzahnung befinden, ist besonders gut in dem (bereits am Blatte Admont—Hieflau gelegenen) Profile des Raffelsgrabens zu sehen, wo man nach Durchschreitung der ersten, aus dunklem Gutensteiner Dolomit gebildeten Enge zunächst eine kleine Verbreiterung der Schlucht erreicht, hierauf über eine bereits aus typischem, hellem Wettersteinkalk gebildete Wandstufe auf mit Stufen und Geländern versehenem Steige emporsteigt. Erst im Hangenden dieser Wettersteinkalke trifft man 70° N fallenden, dünnplattigen Reiffinger Kalk und über diesem erst die Hauptmasse des das Plateau des Scheibenberges bildenden Wettersteinkalkes. Östlich des Raffelsgrabens keilen diese Reiffinger Kalke zwischen den Wettersteinkalken im Hangenden und Liegenden völlig aus. Ueber dem mächtigen Wettersteinkalk folgt dann bei den Scheibenbergalmen der von Bittner beschriebene Lunzer Sandsteinzug, der Nordseite des Gamssteines, über diesem der durch geringmächtigen Opponitzer Kalk unterlagerte Hauptdolomit der Bromau.

Wenn man dieses Schichtpaket als Antiklinale deutet, so muß der außerordentlich große Faziesgegensatz zwischen beiden Flügeln der Antiklinale sofort auffallen. Infolge des Fehlens des Wettersteinkalkes im Südfügel beträgt hier die Mächtigkeit der Schichten zwischen Werfener Schiefen und Lunzer Sandstein kaum $\frac{1}{10}$ von der im Nordfügel. Eine solche Antiklinale ist aus mechanischen Gründen kaum möglich — man wird hier einen komplizierteren Bauplan vermuten. Nach einer von O. Ampferer in einem Vortrage in der Geologischen Bundesanstalt geäußerten Vorstellung über den Bau der östlichen Nordalpen handelt es sich um eine über das Hochkaar hinweggegangene, nach Norden eintauchende Decke, doch kann ich vor Vollendung der Ampferer'schen Aufnahmen zu dieser neuen Synthese noch nicht endgültig Stellung nehmen.

Von außerordentlicher theoretischer Bedeutung ist die Grenze zwischen dem Gamssteinzuge und der Hochkaargruppe, nach Bittner ein Teil der Aufbruchlinie Brühl—Altenmarkt, nach der Kober'schen Synthese die Grenze zwischen Lunzer- und Oetscherdecke. Leider sind die Aufschlüsse infolge Verhüllung mit Schutt und Glazialschotter im allgemeinen recht schlecht. Am ehesten ist der Kontakt an dem aus Dachsteinkalk bestehenden Hügel unmittelbar südwestlich von Lassing aufgeschlossen; hier grenzt nördlich an diesen Hügel ein schmaler, wiesenhedekter Streifen an, dessen Zusammensetzung aus Werfener Schiefen ans den äußerst spärlich herumliegenden Lese-stücken noch gerade zu erkennen ist. Die Kontaktfläche ist hier vertikal oder sehr steil nordfallend. (Profil X.) Weiter gegen Osten zu scheint sie sich stärker gegen Norden zu neigen, wie die Tatsache beweist, daß der hornsteinreiche Reiffinger Kalk auf dem Kamm zwischen Klamm und Riegelautal bis über 1000 m emporsteigt (Profil XI), im Klammgraben aber noch bei der 800 m-Isohypse Dachsteinkalk aufgeschlossen ist. An der Einmündung des Raffelsgrabens

in den Mendlingbach ist der Hauptdolomit in dem Aufschluß an der Straße anfallend stark mylonitisiert.

VII. Der Plassenkalkzug des Torsteins und das Gosaubecken von Gams.

(Profile IV, V, IX, X.)

Ueber den Oberalmer Schichten tragenden Dachsteinkalken des Stangls (Profil IX) und der schmalen Ramsadolomitzone bei der Schiferalm liegt ein 9 km langer Streifen weißer, massiger, in der Landschaft sehr anfallend hervortretender und Höhlen bildender Kalke, welche Bittner¹⁾ als Plassenkalke erkannt hat. (Profil IX, X, IV) Diese Kalke bilden eine mittelsteil südfallende Platte; den Kontakt mit ihrer Unterlage fasse ich als Ueberschiebungsfläche auf, und zwar deshalb, weil am Beilstein die Nenhauser Ueberschiebung unter dem Plassenkalke verschwindet — wäre dessen Anlagerung normal, müßte man diese Ueberschiebung für vortithonisch halten, was allen unseren sonstigen Erfahrungen in der Alpentektonik widersprechen würde²⁾. Außerdem ist an der außerordentlich scharf ausgesprochenen Basisfläche des Plassenkalkes nördlich hinter dem Hüttstein eine graue und violettrote, tonige Schmiere aufgeschlossen, die wie Haselgebirge aussieht (Profil IX). Die Schubmasse des Plassenkalkes hat ein bemerkenswertes Gegenstück in der Plassenkalkschubmasse, welche ich aus dem Schafberggebiete im Salzkammergut beschrieben habe³⁾. An der Ostseite des großen Torsteins ist dieser Plassenkalkzug durch zwei sehr auffallende Querwerfungen bis in das Niveau des Salztales abgesenkt. Der kühne Felsklotz des kleinen Torsteins liegt gerade zwischen diesen beiden Verwerfungen, von denen sich die östliche ins untere Lassingtal bis zum P. 555 fortsetzt. Nächst der Steinbruchmauer und in der Arzberghöhle besteht die Basis der Plassenkalkmasse aus einem rosenroten, feinkristallinen, etwas an Hallstätter Kalk erinnernden Marmor⁴⁾. Da dieser Kalk gegen oben ohne scharfe Grenze in den typischen gelblichweißen Plassenkalk übergeht, möchte ich ihn mit Bittner⁵⁾ trotz seines für tithonische Kalke etwas ungewöhnlichen Aussehens nicht von letzterem abtrennen.

¹⁾ A. Bittner, Ein neues Vorkommen nerineenführender Kalke in Nordsteiermark. Verh. d. Geol. R.-A. 1887, S. 300.

²⁾ W. Frank, (Ueberblick über die Geologie des Gamser Gosaubeckens. Mitteil. d. Naturwissensch. Vereins f. Steiermark 1914, S. 24) stellt sich vor, daß der Dolomit zwischen Scharberg und Torstein von Süden her wie ein Keil in die Schichtfuge zwischen Dachsteinkalk und Plassenkalk eingepreßt wurde. Diese Hypothese scheint mir aus mechanischen Gründen unmöglich zu sein; ein von Süden herangeschobener Dolomit hätte den Plassenkalk überschoben oder wenigstens vor sich hergeschoben.

³⁾ E. Spengler, Die Schafberggruppe. Mitteil. d. geol. Gesellsch. in Wien 1911, S. 244.

⁴⁾ F. Hauer, Reisebericht für 1852. Jahrb. d. Geol. R.-A. 1852, Bd. III, 4. Heft, S. 59.

⁵⁾ A. Bittner, Ein neues Vorkommen nerineenführender Kalke in Nordsteiermark. Verh. d. Geol. R.-A. 1837, S. 300.

Ueber den Plassenkalk transgrediert die Gosau von Gams. Die Gosaschichten beginnen mit Grundkonglomeraten, in welchen Plassenkalkgerölle¹⁾ sowie auffallend viele Hornsteine auftreten. Der darüber folgende Komplex von granen Sandsteinen, feinen Breccien mit Quarz- und Phyllitgeröllen und grauen Mergeln ist besonders im westlicheren Teile des auf das Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz entfallenden Teiles des Gamser Gosanbeckens mächtig entwickelt, während die jüngste Abteilung, die graugrünen und roten Nierentaler Schichten besonders den östlichsten Teil des Beckens anszeichnen (östlich von Hart). Sie liegen hier zum Teil unmittelbar auf den Grundkonglomeraten, was darauf hindeutet, daß die Transgression der Gosaschichten im Westen früher — nach dem häufigen Vorkommen der *Nerinea Buchi* in der Noth bei Gams wahrscheinlich schon im unteren Santonien — im Osten erst später — im oheren Campanien — erfolgte.

Eigentümlich ist, daß die Gosaschichten im Osten, am Arzberg, an der gleichen Stelle wie der Plassenkalkzug ihr Ende finden. Beide sind durch eine Querverwerfung abgeschnitten, welche den steilen Ostabsturz des Arzberges bedingt — das östlich anstoßende Dolomitgebiet ist an derselben gegenüber dem Plassenkalk-Gosazug herausgehoben.

Die Gosaschichten des Gamser Beckens fallen — wenigstens auf dem Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz angehörigen Anteil — mit außerordentlicher Konstanz gegen Süden ein, und zwar im allgemeinen mittelsteil; nur am Torsattel wird das Fallen steiler (60—70°).

Die Gosaschichten werden in deutlichster Weise vom Dolomit der Aibelmauern überschoben; dieser Dolomit zeigt die schneeweiße Farbe und auch sonst das typische Aussehen des Ramsaudolomites; ich habe ihn daher — im Gegensatze zu Bittners Auffassung — als Ramsaudolomit kartiert, eine Deutung, die dadurch eine Bestätigung erfuhr, daß ich am Nordwesthange des Hochschlags in 1120 m Seehöhe ein Quellniveau bildende, äußerst geringmächtige Reingrabener Schiefer und Lunzer Sandsteine auffand, in deren Hangendem der Dolomit merklich dunkler gefärbt erscheint (Profil IV).

Wirklich aufgeschlossen ist der Ueberschiebungskontakt im linken Quellbach des Grimpenbaches; die Ueberschiebungsfläche fällt hier 72° gegen SW ein.

Der Ramsaudolomit der Aibelmauern wird von dem gleichfalls steil südfallenden Dachsteinkalk des Zuges Schwarzkogel—Lerchkogel—Aibel überlagert, der an mehreren Stellen Auflagerungen von Hierlatzkalk trägt. Wie bereits Frank²⁾ richtig erkannt hat, liegt auch dieser Kalkzug dem Ramsaudolomit mit einer Schubfläche auf; denn a) kommt an der Ostkante des Lerchkogels der Hierlatzlias in direkten Kontakt mit dem Ramsaudolomit, b) schaltet sich zwischen dem Dolomit der Rabenmauer und dem Dachsteinkalk des Schwarzkogelzuges der schon von Frank³⁾ beschriebene, 40° südfallende

¹⁾ W. Frank, l. c., S. 25.

²⁾ W. Frank, l. c., S. 27.

³⁾ W. Frank, l. c., S. 26.

Gosauzug (2) ein, c) östlich der Wirthhütte löst sich dieser Dachsteinkalkzug in einen schmalen, mehrfach unterbrochenen Zug von steilstehenden Dachsteinkalk-Hauptdolomit-Klippen auf, welcher durch Gosauschichten von der Dolomitmasse der Ameismauer und des Hochschlags (Profil IV) getrennt ist. Oestlich vom Hochschlag erreicht dieser Dachsteinkalkzug den Kamm und endet beim Leitenschuster im Hinterwildalpener Tal zwischen Gosauschichten. Die Gosauschichten nördlich dieses Zuges erreichen besonders an der Südseite des Hegensteins größere Verbreitung; bei der Poschenhöhe enthält dieser Zug außer den allgemein verbreiteten Konglomeraten auch Mergel mit Kohlenspiuren, auf welche daselbst ein heute ganz verfallener Schurfbau bestand. Dieser Gosauzug reicht bis zum Forstverwaltungsgebäude in Wildalpen und findet eine weitere Fortsetzung in einem kleinen Vorkommen von Gosaukonglomerat am rechten Salzaufer (beim „p“ von „Wildalpe“ der Spezialkarte).

An der Südseite wird der Dachsteinkalkzug des Schwarzkogels neuerdings von einer (3.) Zone von Gosaukonglomeraten überlagert, in welcher ich im westlichen Goßgraben ein großes Porphyrgerölle auffand. Diese Gosauzone läßt sich von der Mündung des Ranchkogelgrabens über die Goß — nördlich Hinterwildalpen — Illmayer (Profil IV) — nördlich P. 1045 bis zum Leitenschuster verfolgen, wo sie sich mit der Gosauzone 2 vereinigt.

Diese südlichste Gosauzone wird westlich von Hinterwildalpen von der Dolomitmasse des Buchberges, östlich Hinterwildalpen von den Dachsteinkalken der Punkte 1037, 1045, 963 überschoben. An dieser Schubfläche tritt bei der Quelle an der Ostseite der Goß, beim Samml und beim Leitenschuster etwas Werfener Schiefer zutage (Profil V).

Die beiden östlich und westlich des Hinterwildalpener Beckens auf diese Gosauzone aufgeschobenen Triasmassen gehören jedoch keineswegs derselben tektonischen Zone an. Während die Dachsteinkalke der Punkte 1037, 1045 und 963 zweifellos die westliche Fortsetzung der Dachsteinkalke der Kräuterin sind, bildet die Region des Buchberges, zu welcher auch das Gebiet der Fluchalpe nördlich des Geigers (Profil X) gehört, die im folgenden Abschnitt beschriebene tektonische Einheit.

VIII. Die Deckscholle (?) des Buchberges.

(Profil X.)

Der Sockel des Buchberges besteht an der Ost- und Nordseite des Berges aus weißem, grusigem Ramsadolomit, der den Silbereisenkogel und die prachtvollen Lurgmauern bildet, während der nahezu horizontal verlaufende, etwa 4 km lange Kamm und die Südabdachung des Berges aus merklich dunklerem Hauptdolomit bestehen. Die zwischen diesen beiden Dolomiten liegenden Raibler Schichten zeigen äußerst wechselnde Mächtigkeit. An der Ostseite des kleinen Buchberges, besonders aber unterhalb der Michelberger Alpe sind sie als weithin sichtbares, 5—10 m mächtiges Band von schwarzen

Reingrabener Schiefer entwickelt; an der Nordseite des kleinen Buchberges fehlen sie gänzlich (vielleicht infolge einer Dislokation), hingegen treten sie neuerdings an der Nordseite des großen Buchberges auf, wo sie gegen Westen rasch an Mächtigkeit zunehmen und beim Aufstieg ans dem Rauchkogelgraben gegen den Sattel 1182 folgendes, etwa 35° SW fallendes Profil zeigen: Ueber dem weißen Ramsadolomit des Silbereisenkogels 1. dunkler Dolomit, 2. harte, dünnplattige, ebenflächige Kalkschiefer (Aonschiefer?), 3. weiche, schwarze Reingrabener Schiefer; auch einige Brocken von braunem Lunzer Sandstein liegen herum, 4. schwarzer, Echinodermensspuren zeigender Kalk, 5. neuerdings Reingrabener Schiefer, 6. am Sattel 1182 abermals dunkler, ebinodermenreicher (Opponitzer?) Kalk. Ueber diesem erst der Hauptdolomit des großen Buchberges. Diese Schichtfolge erinnert an die Lunzer Entwicklung, infolge der mehrfachen Wiederholung von Reingrabener Schiefer aber auch an die Aflenzer Fazies.

Viel mehr aber noch gleicht der Aflenzer Fazies die karnische Stufe der nördlich dem Geiger vorgelagerten Fluchalpe (Profil X) bei Hinterwildalpen. Die fossilführenden Reingrabener Schiefer von Hinterwildalpen werden bereits von D. Stur¹⁾ beschrieben. E. Kittl²⁾ erwähnt von Hinterwildalpen *Halobia rugosa* Gümb. Wir treffen hier wie bei Aflenz eine dreifache Wechsellagerung von Reingrabener Schiefer mit dunklen Kalken. Ebenso wie bei Aflenz ist besonders die obere Zwischenkalkmasse³⁾ deutlich ausgebildet, auch die Mächtigkeit der karnischen Stufe (zirka 300 m) stimmt gut überein.

Dieses Auftreten mächtiger Reingrabener Schiefer inmitten einer Region, in welcher die Raibler Schichten kaum angedeutet sind, wäre sehr schwer verständlich, wenn wir Sedimentation an Ort und Stelle annehmen wollten — denn wo sollte der Zuführungsweg liegen, auf welchem das heute in den Schiefer vorliegende tonige Material vom Festlande herbefördert wurde? Ich möchte daher eher annehmen, daß das Gebiet der Fluchalpe den Rest einer Decke darstellt, welche über die Hochschwabgruppe von Süden herübergekommen ist. Zu dieser Deckscholle gehört wahrscheinlich auch der Buchberg; denn die Reingrabener Schiefer der Michelberger Alm scheinen mit denen der Fluchalpe unter den mächtigen Schutthalden unten den Nordwänden des Geigers in Verbindung zu stehen. Wir sehen also innerhalb dieser Deckscholle einen bemerkenswerten Faziesübergang in der karnischen Stufe — im Osten und Westen mächtige, in der Mitte reduzierte Reingrabener Schiefer — ein Faziesübergang, der dem von Bittner und mir⁴⁾ bei Aflenz beschriebenen sehr ähnlich sieht. Es scheint also das fehlende Zwischenstück zwischen der Aflenzer Fazies bei Aflenz und der an die Aflenzer Fazies erinnernden Entwicklung

¹⁾ D. Stur, Geologie von Steiermark, S. 259. Stur nennt die Ortschaft Kleinwildalpen.

²⁾ E. Kittl, Materialien zu einer Monographie der Halobiidae und Monotidae der Trias. Paläontologie der Umgebung des Balatonsees. II. S. 185.

³⁾ Siehe E. Spengler, Das Aflenzer Triasgebiet. Jahrb. d. Geol. R.-A. 1919, S. 225.

⁴⁾ E. Spengler, ebenda, S. 229.

des Hüpflinger Halses nicht gänzlich der Denudation verfallen, sondern zum Teil noch in Form der Buchbergdeckscholle erhalten zu sein.

Die Erscheinung, daß in dieser Deckscholle nicht die reine Aflenzler Entwicklung, sondern der fazielle Uebergang gegen die nördlich angrenzende Riff-Fazies vorliegt, berechtigt zu der Annahme, daß das Heimatgebiet dieser Deckscholle nur wenige Kilometer südlich des Trenchtling lag.

Für die Deckschollennatur des Buchberggebietes spricht vor allem auch die Tatsache, daß in den Ennstaler Alpen O. Ampferer¹⁾ eine Reihe ähnlicher Deckschollen beschrieben hat, die wahrscheinlich mit der juvavischen Decke des Salzkammergutes identisch sind; der volle Beweis für die Identität der Buchbergdeckscholle mit denjenigen der Ennstaler Alpen wird aber erst dann möglich sein, wenn das fehlende Zwischenstück (der östlich der Enns gelegene Teil des Blattes Admont—Hieflau) neu aufgenommen sein wird.

Oestlich von Hinterwildalpen hebt sich die Deckscholle des Buchberg-Fluchalpengebietes heraus — nur die diese Deckscholle tragende flache Synklinale im Dachsteinkalke des Kräuterinzuges (Profile IV, V) ist noch ein Stück weiter gegen Osten zu verfolgen.

Für die juvavische Decke des Salzkammergutes sowie für die Deckschollen der Gesäuseberge ist das mittelkretazische Alter der Ueberschiebung nachgewiesen — dasselbe wird man wohl auch hier annehmen müssen. Das in Profil X dargestellte Verschwinden von Gosauschichten unter der Goßüberschiebung kann nicht als Gegenbeweis angeführt werden — denn die Goßlinie ist jedenfalls eine tertiäre Ueberschiebung, welche nur an dieser Strecke mit der mittelkretazischen zusammenfällt.

Wir sehen also in der nordwestlichen Hochschwabgruppe eine typische Interferenzregion mittelkretazischer und tertiärer Bewegungen vor uns. Nachweisbar mittelkretazisch ist die Ueberschiebung der Plassenkalkschubmasse und infolgedessen auch die Neuhauser Ueberschiebung und die Falten tektonik des Dolomitgebietes von Abbrenn. Für die Ueberschiebung der Deckscholle des Buchberges und der hochalpinen Decke des Hochschwabs müssen wir nach Analogie mit den benachbarten Regionen mittelkretazisches Alter annehmen. Sicher nachkretazisch ist die Schuppenstruktur im Gamser Gosagebiet.

Wien, im Oktober 1922.

¹⁾ O. Ampferer, Beiträge zur Geologie der Ennstaler Alpen. Jahrb. d. Geol. St.-A. 1921, S. 117—134.

Bemerkungen zu den Profilen.

Auf den Profilen kommen folgende Schichtgruppen zur Ausscheidung:

- w* = Werfener Schiefer.
- ha* = Haselgebirge und Gips.
- mk* = Gutensteiner und Reiflinger Kalk.
- ad* = schwarzer anisischer (Gutensteiner) Dolomit.
- rd* = weißer Ramsaudolomit (anisich und ladinisch).
- wk* = Wettersteinkalk (anisich und ladinisch, oft stark dolomitisch.)
- l* = Lunzer Sandstein und Reingrabener Schiefer.
- kk* = Karnische Kalkzwischenlagen zwischen dem Reingrabener Schiefer der Fluchalpe (Profil X).
- ok* = Opponitzer Kalk.
- kd* = Karnischer Dolomit der Hochschwabgruppe.
- hd* = Hauptdolomit.
- dk* = geschichteter Dachsteinkalk.
- rk* = ungeschichteter Dachsteinriffkalk; Uebergänge zwischen *dk* und *rk* sind auch in der Signatur zum Ausdruck gebracht.
- r* = Radiolarit der Hochkaargruppe (Profil XI), von rotem Jurakalk unterlagert.
- os* = Oberalmer Schichten.
- ti* = Plassenkalk.
- g* = Gosaukonglomerat.
- gs* = Gosausandstein und -Mergel.
- m* = Moränen.
- s* = diluviale Terrassenschotter.

Unbezeichnet sind rezente Schuttkegel und Talalluvionen.

Unschärfe Grenzen zwischen Gesteinen sind durch Weglassung der Grenzkonturen bezeichnet (besonders bei stockförmiger Dolomitisierung des Wettersteinkalkes).

Das mittlere Profil auf Fig. 8 ist der nördliche Teil des durch Geiger und Hochkaar gelegten Profiles X. Profil VI ist die nördliche Fortsetzung von Profil II. In Profil V sollen die Dachsteinkalkhänke der Bösen Wand an der Störung nach aufwärts geschleppt sein (mäßig steil nach Nord einfallend), was in der Zeichnung irrtümlicherweise nicht zum Ausdruck gebracht wurde; ferner soll es in diesem Profil 963 statt 965 heißen.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
I. Der Südabhang der Hochschwabgruppe	155 [1]
II. Die Nordseite der Hochschwabgruppe	160 [6]
III. Bittners „Gußwerk-Admonter Linie“ zwischen Rotmoos und Winterhöhle	168 [9]
IV. Das Dolomitgebiet von Abbrenn und die Neuhauser Ueberschiebung	168 [14]
V. Die Hochkaargruppe (= Göstlinger Alpen).	172 [18]
VI. Der Scheibenberg	174 [20]
VII. Der Plassenkalkzug des Torsteins und das Gosaubecken von Gams	176 [22]
VIII. Die Deckscholle (?) des Buchberges	178 [24]
Bemerkungen zu den Profilen	181 [27]

Das Süden der Thayakuppel.

Von Leo Waldmann.

Mit zwei geologischen Uebersichtskärtchen im Text.

Die südliche der beiden moravischen Aufwölbungen, die sogenannte Thayakuppel, begleitet den Ostrand der böhmischen Masse von Mähr.-Kroman an nach Süden und endigt verschmälert bei Schönberg am Kamp.

Unweit davon weit abseits von anderen ähnlichen Ablagerungen liegt auch der lange bekannte Rotliegendlappen von Zöbing.

Es schien einer besonderen Untersuchung wert, wie hier die moravischen Gesteine zwischen den moldanubischen enden, und ob dies in irgendeiner tektonischen Beziehung zu dem Auftreten der kleinen Rotliegendscholle steht.

Außer der älteren wichtigen Arbeit von J. Čížek¹²⁾ *) beschäftigt sich nur die Arbeiten von F. Mocker²⁴⁾, F. E. Sueß⁸⁾, F. Reinhold^{9, 10)} und F. Becke¹³⁻¹⁵⁾ mit diesem Gebiet. Hinsichtlich der Unterscheidung und des Verhältnisses von moravisch und moldanubisch muß auf die Schrift von F. E. Sueß: „Die moravischen Fenster“⁸⁾ verwiesen werden. In dieser wird auch die Diendorfer Störung als teilweise Südgrenze der moravischen Züge angeführt und ihre mögliche Verbindung mit der Boskowitz Furche erwogen. Weitere Fortschritte hat die Karte von F. Reinhold¹⁰⁾ gebracht. Einige Unstimmigkeiten gegenüber der Darstellung von F. E. Sueß⁸⁾ sollen hier geklärt werden. Auch wird versucht, das jüngst von F. Becke¹⁵⁾ entdeckte, bisher schwer verständliche Vorkommen von Bittescher Gneis knapp oberhalb Zöbing in das Ganze einzufügen. Naturgemäß mußten zur Aufklärung vieler Fragen auch andere Teile der Thayakuppel herangezogen werden.

Uebersicht.

Das hier behandelte Gebiet wird durch zwei Störungen, der von Diendorf am Walde und der von Falkenstein in drei Schollen von verschiedener Gesteinsgesellschaft zerlegt:

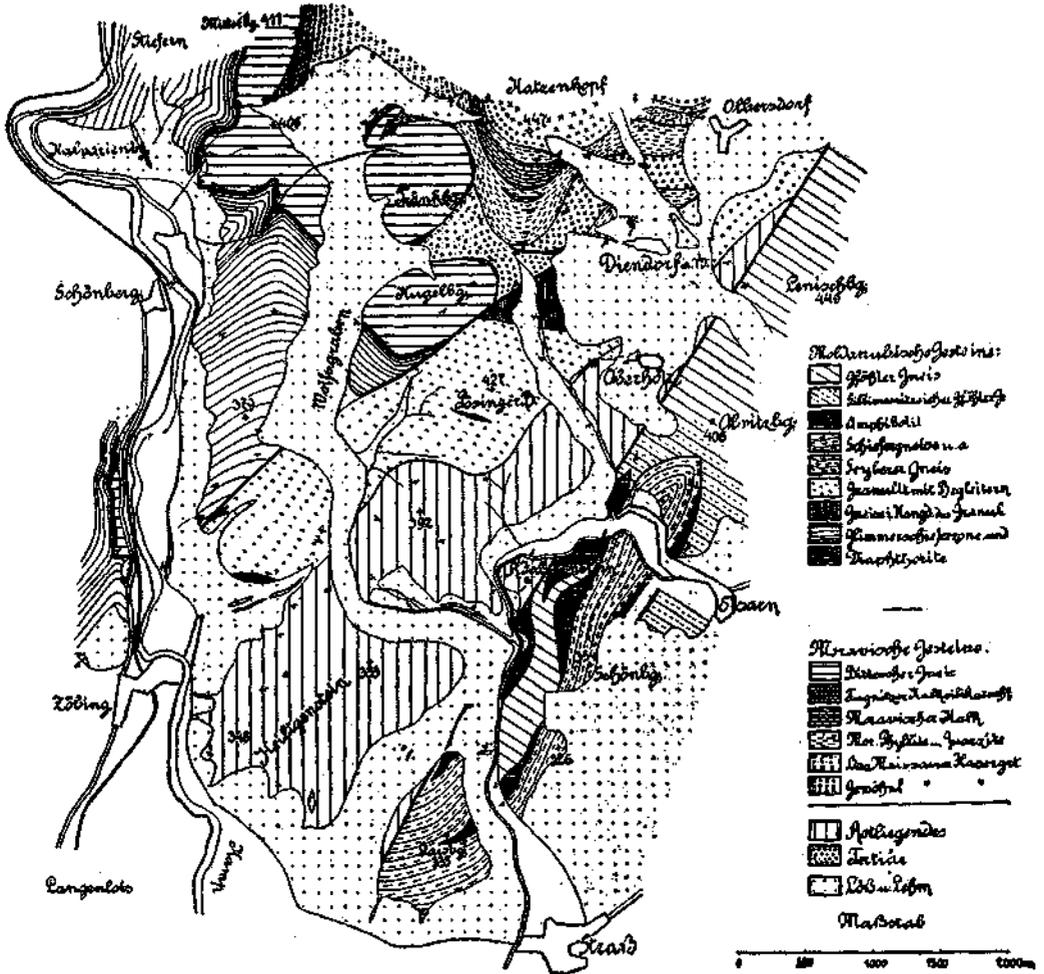
1. Die östliche Scholle von Elsarn enthält mannigfaltige moldanubische Gesteine.

*) Die Ziffern verweisen auf das Schriftenverzeichnis.

2. Die mittlere keilförmige Diendorfer Scholle besteht aus Granulit mit Einfaltungen verschiedener Gneise und dem auflagernden Rotliegenden.

3. Die nordwestliche Scholle von Schönberg am Kamp enthält das hinabtauchende Ende der moravischen Thayakuppel (Bittescher Gneis) mit dem aufliegenden Mantel von Glimmerschiefern und Schiefergneisen.

Fig. 1.



Hier wird zunächst das Rotliegende besprochen, dann die jüngeren Ablagerungen und der Reihe nach die kristallinen Gesteine der einzelnen Schollen.

Das Rotliegende und die jüngeren Ablagerungen.

Das Rotliegende reicht vom Lenischberge bis zum Heiligenstein, grenzt im Osten an die \pm geradlinige Störung von Falkenstein und liegt im Nordwesten auf dem moldanubischen Grundgebirge.

Konglomerate, Arkosen, Sandsteine, Schieferletten (Brandschiefer) folgen in zahlreichen, leicht gebogenen Reihen übereinander. Die Achse

dieser kleinen Verbiegungen (Falkental) fällt mit 30° — 50° gegen Süden. An der Störung (Feste Falkenstein) streichen diese Bildungen gleichsinnig mit ihr. Die Schichten stehen fast senkrecht, gegen Westen zu stellt sich zuerst West-, schließlich das gewöhnliche OSO-Fallen in diesem Abschnitt ein. Entsprechend ändert sich auch das Streichen. Der Grad der Verbiegungen ist abhängig von der Nähe der Störung und hängt meines Erachtens mit ihr ursächlich zusammen.

Unter den Geröllen der Konglomerate herrschen weitaus die der Granulite vor (an der Nordgrenze oft mehr als kopfgroß), dann erst kommen Gerölle von Quarz, Amphibolit, Granitgneis, Schiefergneis, rotem Hornstein. . . . Sie rühren nur von Gesteinen her, die heute im anschließenden Granulitgebiet vorkommen. Es fehlen Gföhlergneise und die Schiefergneise aus deren Liegendem, ebenso moravische Gesteine und solche der Glimmerschieferzone. Größe und Abrollungsgrad der Gerölle sind recht verschieden, kantige Stücke sind nicht zu finden. Das Bindemittel in den Konglomeraten ist bald arkosenartig, bald quarzig, bald sandig oder sandig-tonig. Auch wechselt die Größe des Kornes. Durch Zurücktreten der Gerölle führen die Konglomerate über in verschiedenkörnige Arkosen und Sandsteine, durch Zunahme des tonigen Mittels in Schieferletten, ohne daß allen diesen Gesteinen Gerölle vollständig fehlten. In Verbindung mit den Brandschiefern treten in Zöbing schmale, oft knollige Einlagerungen von dunklen unreinen Kalken auf, die von Čžžek auch bei der Ruine Falkenstein gefunden worden sind. Die Farbe des Rotliegenden ist meist graugrün bis bräunlich, selten rotbraun. Pflanzenreste (*Walchia piniformis* u. a.) beschränken sich derzeit auf einige verstreute Brandschieferlagen in Zöbing (Verzeichnis der Versteinerungen bei J. Čžžek¹²⁾, C. v. Ettinghausen¹⁹⁾ und D. Stur¹⁸⁾ und bei Falkenstein mit ähnlicher Ausbeute. Sie sind schlecht erhalten.

Die einzige Beschreibung dieser Ablagerungen stammt von J. Čžžek¹²⁾. Er hat auch einige Beiträge zur Arbeit C. v. Ettinghausens¹⁹⁾ geliefert, der die Pflanzenreste zuerst, wenn auch unrichtig, bestimmt hat. D. Stur¹⁸⁾ hat diese Bildungen ins Perm verlegt.

Das Rotliegende von Zöbing ist ausschließlich eine Festlandsbildung, doch sind es weder reine Flußablagerungen noch Bergsturzmassen. Gegen erstere spricht der Mangel einer Sichtung der Gerölle und des Kornes nach der Größe; Gerölle von verschiedener Größe häufen sich fast in allen Bildungen zu mächtigen, rasch auskeilenden Bänken, außerhalb deren sie an Menge zurücktreten. Ähnliches gilt für das Vorkommen grobkörniger Arkosen in den feinkörnigen. Bei Bergsturzmassen hätte man auch eckige Bruchstücke zu erwarten. Das Ganze macht den Eindruck eines mächtigen, verfestigten Geröllebreies, wie er durch Wolkenbrüche zustande kommt, wobei der in den langen Zwischenzeiten gebildete Schutt zusammengeschwemmt wurde. Die tonigen Bestandteile und Pflanzenreste haben sich zuletzt abgesetzt. Die daraus entstandenen, wenig mächtigen, zum Teil feinsandigen glimmerigen Brandschiefer führen daher keine oder nur ausnahmsweise Gerölle. Die gute Erhaltung der Feldspate zeugt für eine niederschlagarme Witterung. Derlei gibt es nach

Johannes Walther²⁰⁾ in den regenarmen Gebieten. Die von v. Lozinski²²⁾ ausgesprochene Ansicht, daß das Rotliegende durch „glaziale Fernwirkung“ entstanden sein könnte, trifft daher hier nicht zu.

Verwandt durch ähnliche Bildungsweise ist das von F. E. Sueß²⁾ eingehend beschriebene Permkarbon von Rossitz. Nach der Herkunft der Gesteinsbestandteile unterscheidet er in den oberkarbonen Ablagerungen:

1. das Balinkakonglomerat, bestehend aus moldanubisch-moravischen Geröllen, und
2. das Rokytnakonglomerat, das sich aus sudetischen Gesteinen zusammensetzt: Kulm, Devon.

Diese Zweiteilung läßt sich auch in den Hangendschichten, dem Rotliegenden, verfolgen. Nach der Gesteinsherkunft gehört das Zöbinger Perm der Gruppe des Balinkakonglomerates an. Auf die tektonischen Beziehungen wird später eingegangen.

Das marine Tertiär von Olbersdorf, Diendorf am Walde, Oberholz, Bösendürnbach, Elsarn, Wiedendorf hat zuletzt F. X. Schaffer²³⁾ genau behandelt; ein weiteres dem Diendorfer ähnliches Vorkommen liegt auf der Zöbinger Seite des Heiligensteins (320 m Seehöhe): weiße, resche Quarzsande mit Rotliegend- und Grundgebirgsgeröllen sowie Tongallen. Getier und Gestein ändern sich gesetzmäßig mit der jetzigen Seehöhe. Alle diese Ablagerungen sind wohl nur Faziesausbildungen. An mehreren Stellen liegen auf Tertiär, Perm, Kristallin verschiedene Kalk- und Quarzgerölle, die dem neuen Tertiär gänzlich fehlen. Ihre Herkunft ist noch nicht geklärt.

Das kristalline Grundgebirge.

Nach Bau und Gestein gliedert sich das kristalline Grundgebirge in das moldanuhische und moravische. Sie sind durch eine Schubfläche getrennt, an der das moldanuhische in Diaphthorite („Glimmerschieferzone“) umgewandelt ist²⁴⁾. Die neuere Kenntnis des Waldviertler Grundgebirges verdankt man den Arbeiten von F. Becke¹³⁻¹⁶⁾ R. Grengg¹¹⁾, A. Himmelbauer¹⁷⁾, L. Kölbl²⁶⁾, A. Marchet²⁹⁾, F. Mocker²⁴⁾, F. Reinhold⁸⁻¹⁰⁾, F. E. Sueß¹⁻⁷⁾, B. Sander²⁵⁻²⁶⁾ und K. Hinterlechner^{31, 32)}.

Das moldanuhische Grundgebirge zerfällt hier durch die Störungen von Diendorf am Walde und Falkenstein in die oben erwähnten drei Schollen:

I. Die Scholle von Elsarn.

Zu oberst liegt im Strassertal der Gföhler- oder Mühlbachergneis (F. Reinhold) mit seinen basischen Begleitern*) (Anorthositamphibolit und Bronziterpentin). Sie bilden eine kleine, gelappte und selbst wieder gewellte Tauchfalte (Falkenstein). Sie

*) A. Marchet²⁹⁾ hat auf Grund von Analysen ihre Zugehörigkeit zum Gföhlergneis hervorgehoben. Der innige geologische Verband spricht entschieden für diese Auffassung.

ist aber nur eine Verzweigung einer großen liegenden, deren Muldenbau schon F. Reinhold¹⁰⁾ bekannt war. Bezüglich der Lagerung passen sich die liegenden, stark gefalteten Schiefergneise den hangenden Orthogneisen im Streichen und Fallen an. Am Kontakt ist der äußerlich sonst fast granitisch körnige, aber stets kristalloblastische Gföhlergneis gut geschiefert. Kennzeichnend für die großen Falten ist das feine Korn und die ausgezeichnete Schieferung in den verschmalerten Schenkeln bei den Amphiboliten und dem Gföhlergneis, grobes Korn und geringer Schieferungsgrad in den verdickten Faltenkernen. Die Serpentine zeigen nur Unterschiede in der Schieferigkeit. Nördlich und südlich der Kirche von Elsarn reichert sich in den Gföhlergneisen der Sillimanit besonders stark in der Nachbarschaft der Schiefergneise an. Er und der Biotit ordnen sich auf der Schieferungsfläche in gewundenen Streifen. In der kleinen Tauchfalte selbst ist der Sillimanit nur an der Abzweigung vorhanden. Gegen Osten zu nimmt er ab, mit Beginn des Westfallens steigt er wieder (bei Zemling).

Auffällig ist das Verhalten der Schiefergneise. Ihr Korn wird gegen den Gföhlergneis rasch größer, die Faltung wird lebhaft, besonders am Kontakt; Linsenbau (B. Sander) gut ausgeprägt.

Dabei wird auch die Struktur mannigfaltiger. Große Biotitschuppen bedecken den Hauptbruch in dicken Häuten, aber auch als Flecken und Putzen; im Längsbruch sind sie in Lagen oder Linsen angereichert, die oft noch Scharniere von Falten zeigen; ähnliches gilt von dem weißen Quarz-Feldspatgemenge. Die Biotitschuppen umwinden augenartig zerdrückte große Knollen von hellen Gemengteilen. Alles deutliche Spuren ehemaliger lebhafter Gefügebewegungen (B. Sander). Ähnliche Korngröße und Gefüge in den biotitarmen und -reichen Lagen und Schmitzen sprechen dafür, daß beide derselben Metamorphose unterworfen waren. Durchgreifende Lagerung fehlt diesen weißen Linsen und Lagen. Für Assimilationsprodukte des Gföhlergneises können sie mangels an Uebergängen nicht gelten. Die Adern Reinholds stehen aber den ebengenannten Lagen und den Adern der Marmore und Amphibolite fremd gegenüber. Die Marmore in diesen Gneisen sind nur als Linsen entwickelt, häufig von Apliten und Pegmatiten durchzogen, die meist zerbrochen und ausgeschmiert sind, (oft mit einem kalksilikatischen Reaktionssaum gegen den Marmor). Aber nirgends greifen diese roten Adern auf die umgebenden groben Schiefergneise über; sie sind von ihrer Wurzel abgequetscht worden. Die Winkel dieser im Innern häufig graphitisch gebänderten feinkörnigen, randlich grobkörnigen Marmore sind in langgezogenen Kalksilikatstreifen ausgezogen. Unmittelbar am Kontakt gegen den Amphibolit des Gföhlergneises sind größere Linsen des Amphibolits gleichförmig den grobschuppigen gepreßten Schiefergneisen eingelagert, durchzogen von rötlichen, wohlgeschiefert, gefalteten, graulitartigen Apliten; in ihnen schwimmen mannigfach verdrehte Brocken und Fetzen von Amphibolit. In diesen großen Amphibolitlinsen sind solche von Marmor eingezwängt und mit den Amphiboliten innig geknetet. An den Amphibolit grenzen sie mit einem grünen Reaktionssaum. Die Umwandlungserscheinungen am Serpentin in der Nachbarschaft der kieselsäurereichen Gföhlergneise sind bereits von F. Reinhold

erwähnt worden. Diese Ausbildung der Schiefergneise im Liegenden der Gföhlergneise hat F. Becke in der Wachau Seyberergneise¹⁶⁾ genannt.

Der Kalkspat des Marmors ist stark kataklastisch, die roten Adern in einzelne Stücke aufgelöst; Feldspat und Quarz zertrümmert, durch Kalkspat wieder verheilt. Der saure Oligoklas wolkig, Kalifeldspat und Quarz schiffgränitisch verwachsen. Der Graphit ist in der Umgehung der Adern angereichert, sie plastisch umfließend; Uebergengenteile: Titanit und Tremolit. Kein Reaktionsaum wohl infolge Fehlens von Mineralisatoren (starker Graphitgehalt!); auch die Kalkspatgrundmasse ist äußerst feinkörnig.

Es ist bemerkenswert, daß diese roten Aplite in den Kalken granitisch-körnig, in den Amphiboliten und in den Linsen innerhalb der Seyberer schiefrig sind. Sie fehlen außerhalb der Seyberergneise, in diesen sind sie aber auch nur in der Nähe des Kontaktes. Nie habe ich ein Uebergreifen dieser Aplite aus den Linsen auf das Nebengestein feststellen können. Doch deutet das ganze Gepräge und das Auftreten dieser Adern auf ihre vortektonische Herkunft vom Gföhlergneis. An den Schenkeln der Tauchfalte zwischen Elsarn und Falkenstein ist die Seybererzone nicht so schön entwickelt wie bei der Elsarner Kirche, gering ist ihr Auftreten im Kerne dieser Falte auf dem Gaisberg; hier treten Verknetungen zurück. Dasselbe gilt von den Gefügebewegungen, dafür treten körniger Gabbro (F. Reinhold)¹⁰⁾ und bunte, dichte Kalksilikatfelse in der Nachbarschaft des Amphibolits und Serpentin auf. Möglicherweise sind es alte Kontaktgesteine der Gföhlergneismasse, die im Kerne der Falte vor Vernichtung geschützt waren. Aus anderen Teilen des Waldviertels sind noch bessere Umformungen und Verknetungen in den Liegendenschiefern des Gföhlergneises beschrieben worden von F. Becke^{12, 14)}, A. Himmelbauer¹⁷⁾ und F. E. Sueß⁶⁾: Zerreißen von Apliten und Amphiboliten und Verknetung mit Marmor; Th. Fuchs²³⁾ hat abgequetschte Scharniere von Falten eines an Biotit reichen Gneises im Marmor von Spitz beschrieben. Schon B. Sander²⁵⁾ hat auf die starke vorkristalline Gefügebewegung und Umfaltung von Gesteinen im Liegenden des Gföhlergneises aufmerksam gemacht. Alle diese Angaben sprechen für eine Ueberschiebung der Gföhlergneismasse auf die Schiefergneise, die Seyberergneise wären dann vorkristalline Mylonite, was F. E. Sueß⁴⁾ schon vor mehreren Jahren vermutet hat. Der Wechsel des Sillimanitgehaltes in den Gföhlergneisen erklärt sich meines Erachtens aus verschieden hohem Einsaugen von Al_2O_3 aus den Sedimentgneisen infolge verschieden starker Beanspruchung bei der Ueberschiebung. Alte oder jüngere Einschmelzung macht diesen Wechsel nicht begreiflich. Für eine Intrusion der Gföhlergneismasse an Ort und Stelle konnte ich keine Beweise erbringen.

Die Kalksilikatfelse vom Gaisberg enthalten ein gänzlich durchsichtiges, zerlapptes Gemenge von rotem Granat, grünem Diopsid ($\rho > \nu$), optisch anomalem Vesuvian: gezont, schwach doppelbrechend (vom Zoisit sich nur durch das Zurücktreten der Spaltrisse unterscheidend), muskovitisiertem Skapolith, Kalzit, Titanit.

2. Die Scholle von Diendorf am Walde.

Strukturell zeigen die Gföhlergneise nördlich von Elsarn aber auch im Mineralbestand durch das stärkere Auftreten von Granat und

durch das Zurücktreten der Biotitschüppchen Uebergänge in den Granulit. Beide treten am Lenischberge durch die Störung von Falkenstein unmittelbar aneinander. Nähere Untersuchungen der so mannigfaltigen Granulite fehlen noch. Das Streichen ist im allgemeinen ONO—WNW mit verschieden steilem S-Fallen, stellenweise biegt dieses nach N sattelförmig um.

Ohne scharfe Grenze sind sie mit den nur undeutlich geschieferten Granitgneisen F. Beckes¹⁴⁾ vergesellschaftet, in denen Granat, Disthen oder Sillimanit gänzlich zurücktreten, Amphibolite, Serpentin.

Eingefaltet in diese Granulite ist eine ganze Reihe von Ortho- und Paragesteinen: grobkörnige, an Granat und Biotit reiche Schiefergneise mit antiperthitischem, saurem Plagioklas; feinkörnige Graphitmarmore mit Diopsid und Skapolith; Quarzite; Granulite; Orthoaugengneise mit großen vorkristallin zerdrückten Mikroklinen, saurem Oligoklas, langem, ganz unregelmäßig zerlapptem Quarz mit regelmäßig angeordneten Einschlüssen von Granat, Biotit, der die Mikrokline lidartig umgibt; Granatamphibolite; gröberkörnige graphitfreie Marmore mit roten, runden, nichtkataklastischen Adern und einem Kalksilikatsaum, sonst gleich denen von Elsarn. Solche Aderkalke treten nördlich von Zöbing und auf dem Pösingerberg auf.

Die Uebergänge zwischen Granulit, Granitgneis und Gföhlergneis sprechen für die Zusammengehörigkeit dieser drei zu einer geologischen Einheit. Dem ganzen Gepräge nach zeigen die dem Granulit eingefalteten, ziemlich stark gepreßten Paragneise manche Aehnlichkeit mit den Gneisen am Gaisberg. Mit den Seyberergneisen lassen sie sich aber strukturell nicht vergleichen. Auch dies spricht nicht für die Kontaktgesteinsnatur der Seyberergneise. Es ist wohl möglich, daß diese Sedimentgneise, wenigstens zum Teil, den Sedimentmantel der Granulit-Gföhlergneismasse darstellen, der im Liegenden der Schnbmasse mit dem Schiefergneis verknüchtet ist. Eine Abgrenzung und Trennung der verknüchteten Gesteine ist gegenwärtig nur zum Teil möglich.

3. Die Scholle von Schönberg am Kamp.

In scharfem Gegensatz in Mineralbestand und Struktur stehen die Gesteine der Glimmerschieferzone zu den hochkristallinen übrigen moldanubischen Gesteinen. Sie sind angepaßt den tektonischen Bewegungen in geringerer Rindentiefe, und zwar im Mineralbestand vor allem durch die Epidot-Zoisitminerale, Hornblende, Muskovit, Chlorit, zum Teil Granat u. a., strukturell durch bessere Schieferigkeit auch in Gesteinen, die arm an schieferholden Gemengteilen sind. Häufig tritt auch Streckung hinzu.

Die sauren Orthoaugengneise sind fast nur strukturell von den Gföhlergneisen verschieden: Feinkörnigkeit, gerade Streifen von Biotitschüppchen auf den Schieferungsflächen, gegenüber den verbogenen des gröberkörnigen Gföhlergneises von Elsarn. Mit ihnen treten Zoisit führende Amphibolite auf (Loisberg nach F. Becke^{10, 14)}, dann stark geschieferte, zum Teil in Strahlstein umgewandelte Serpentine (Schönberg). Diese Umwandlung erfolgt in der Nachbarschaft

des Amphibolit, ähnlich wie im Kremstal (A. Marchet²⁰). Veränderungen an den Tremoliten in den Serpentinien hat F. Becke schon vor langer Zeit aus der Umgebung von Schönberg beschrieben.

Viel durchgreifender ist die mineralogische Veränderung bei den feldspatarmen, aber biotit- und sillimanitreichen Schiefergneisen; sie läßt sich besonders gut nördlich des Granulits von Zöbing verfolgen. Das Korn wird gröber, die Glimmerschüppchen größer. Der Biotit entfärbt sich zu Muskovit*), gleichzeitig reichert sich der Granat an, bedingt durch den höheren Al_2O_3 -Gehalt (Sillimanit). Strukturell ist der Vorgang ähnlich der Bildung der Seyberergneise.

Die an Biotit armen und \pm sillimanitfreien plagioklasreichen Schiefergneise ähneln äußerlich den feinkörnigen Orthogneisen, doch tritt Granat- und Muskovitbildung gegenüber den an Biotit und Sillimanit reichen Schiefergneisen ganz zurück. Je ärmer ein Schiefergneis an Plagioklas und reicher an Biotit und Sillimanit ist, desto leichter geht die Umwandlung vor sich und desto ähnlicher ist dann das Gestein einem petrographisch definierten Glimmerschiefer. (Was im Waldviertel gewöhnlich als Glimmerschiefer bezeichnet wird, ist in den meisten Fällen kein „Glimmerschiefer“, sondern ein feldspatführendes, \pm glimmerschieferähnliches Gestein; ein solches ist auch der Glimmerschiefer von Breitenreich, der lediglich ärmer an Plagioklas**) und reicher an Al_2O_3 als der Kremser Schiefergneis ist.) Abgesehen von einer randlichen Muskovitimpregnation am Kontakt treten sillimanitfreie Schiefergneise allenthalben ohne besondere mineralogische Aenderungen in Wechsellagerung mit granatführenden, \pm glimmerschieferähnlichen Gneisen auf: Krems (Becke¹⁴), Stiefern (Reinhold⁸): Plagioklas: Biotit \sim 1:1, Sillimanit fehlt!), Schönberg. Die mineralogischen Unterschiede in beiden Gesteinen sind lediglich ursprünglich, wie schon F. Becke¹⁴) hervorgehoben hat. Da aber der Schiefergneis bei der Diaphthorese strukturell und mineralogisch verschiedene Gesteine liefert, ist der Umfang dieses Begriffes zu weit. Die Aenderung des Mineralbestandes bei den Al_2O_3 ärmeren Schiefergneisen erfolgt erst am Bittescher Gneis (Chloritisierung von Biotit und Granat).

Orthoaugengneis vom rechten Kampufer zwischen Schönberg und Zöbing im Hangenden des Bittescher Gneises: In einem feinkörnigen, \pm granoblastischen Grundgewebe von Quarz, saurem Plagioklas, Mikroklin stecken linsenförmig zerdrückte größere langgeschwänzte Mikrokline, seltener saure Plagioklase und flache linsenförmige Korngemenge von Quarz. Die großen Feldspate sind randlich gekörnt, Mikroklin auch myrmekitisiert. Feinschuppiger Biotit überzieht die Schieferungsfläche in geraden Streifen. Uebergemengteile: Titanit, Sillimanit, lagenartig auch etwas Hornblende.

Orthoaugengneis aus dem Loistal: ist etwas reicher an Plagioklas und Biotit; die großen Mikrokline sind in langgestreckte Linsen zerdrückt und in gleich orientierte Stücke zerteilt, die gegeneinander verschoben sind und dabei Teile des Biotitkranzes eingezwängt haben. Der Schutt der Augen ist ein granoblastisches Gemenge von Quarz und Mikroklin, während Biotit und Oligoklas

*) Dies und die Muskovitisierung des oft vorhandenen Kalifeldspates waren schon F. E. Sueß³) und L. Köhler²⁰) bekannt.

**) \sim $\frac{1}{6}$ des Gesteins; ein ursprünglicher Kalifeldspatgehalt (nicht selten in Schiefergneisen, fehlt aber denen des Kremstales) drückt unter sonst gleichen Verhältnissen (Feldspat: Biotit) die Ca -O-Menge herab.

gänzlich zurücktreten. Um ein solches geknetetes Feldspatauge legen sich Flasern von muskovitisiertem Biotit und Linsen von Quarz. Frischer, rehbrauner Biotit ist den Augen fern. Das granoblastische Grundgewebe besteht aus Quarz, Plagioklas (20–25% *An*), Kalifeldspat und Biotit. Spärliche Uebergemengteile: Epidot, Turmalin, Sillimanit.

Diese Gesteine hat K. Hinterlechner²²⁾ mit dem Bittescher Gneis in ursprünglichen Zusammenhang gebracht und ihm gleichgesetzt, doch haben sie mit ihm nur den Begriff Feldspatauge gemein. Um so größer ist ihre Aehnlichkeit mit den Augengneisen F. Beckes von Stein, Schönberg—Plank; nur führen diese etwas mehr Sillimanit. Schon Becke hat ihre geologische Zugehörigkeit zur Gruppe des Gföhlerngneises betont¹⁴⁾, sie sind lediglich seine tektonische Fazies, damit stimmt auch ihre Gesteinsgesellschaft.

Feinkörniger, heller, an Biotit armer Schiefergneis (Plagioklasgneis) aus dem Wolfsgraben: Plagioklas (15–20% *An*) und Quarz bilden ein ± granoblastisches Gemenge länglicher Körner mit eingeschalteten Linsen und Lagen von geregeltm Quarz (α || der Schieferung), dessen Körner miteinander verzahnt sind. Zerdrückte Gangausfüllungen zerfallen in dütenförmig ineinandergreifende Quarzstücke, deren längerer Durchmesser \perp zur Schieferung ist; || zur Schieferung verläuft in manchen größeren Quarzlinsen eine schmale, leicht verbogene, sehr feinkörnige Zone von Quarz, Plagioklas und Biotit, in anderen Fällen stoßen die Quarzkörner der Linse an einer leicht gekrümmten Linie scharf voneinander ab. Wahrscheinlich handelt es sich hier um die letzten Spuren einer starken vorkristallinen Bewegung. Der feinschuppige Biotit überzieht in schmalen, geraden Streifen die Schieferungsflächen; gewöhnlich ist er chloritisiert. Uebergemengteile: Titanit, Chloritpsedomorphosen (Granat?). Dieses Gestein liegt sehr nahe der Ueberschiebungsgrenze. Es ist, wie zu erwarten war, kein Glimmerschieferähnliches Gestein geworden.

Chemisch verwandt mit diesem ist wohl der biotitarmer Schiefergneis des Gaisberges. Er unterscheidet sich lediglich durch geringere Schieferigkeit und einen kleinen Granatgehalt; sein Plagioklas hat ebenfalls 15–20% *An*. Beiden fehlt der Kalifeldspat.

Die Gesteinsgesellschaft in der Glimmerschieferzone ist sehr mannigfaltig: Granatglimmerschiefer und ähnliche ± Plagioklas führende Gesteine, Quarzite ± Graphit, verschiedene Marmore von sehr wechselnder Korngröße und Metamorphose, verschiedene lagenartige Kalksilikatgneise, Orthogneise von wechselnder Basizität, geäderte Gneise usw. Allen gemeinsam ist das vollständige Fehlen einer nachkristallinen Kataklase und Zunahme der Diaphthorese gegen den Bittescher Gneis zu. Reststrukturen und dergleichen deuten auf lebhafte vorkristalline Gefügebewegungen. Daß mit der Bildung der Granatglimmerschiefer und verwandter Gesteine Gefügebewegungen Hand in Hand gingen, hat L. Kölbl²³⁾ gezeigt.

Die Kalksilikatgneise sind in dem Tälchen, das vom Trenkberg gegen Schönberg zieht, gut aufgeschlossen: Die lichten Lagen entsprechen im allgemeinen den an Biotit freien Plagioklasgneisen (Schiefergneisen), sie führen dafür etwas Kalifeldspat. In einem feinkörnigen, granoblastischen Plagioklas-Quarzgemenge stecken größere Körner von Plagioklasantiperthit (15–20% *An*), Kalifeldspat in größeren Stücken (fehlt im Grundgewebe) nur in der Nachbarschaft der dunkleren Hornblende-Granatlagen. Gegen die Plagioklasgneislagen reichern sich in den dunkleren Lagen der Granat, auch Zoisit, feine Hornblendenädelchen an; größere Hornblenden treten hier zurück. Kalifeldspat ist schon in größerer Menge vorhanden, aber noch immer überwiegt das Plagioklas-Quarzgemenge die übrigen Bestandteile, wird aber in den dunklen Lagen selbst von Hornblende und Granat, auch Zoisit stark zurückgedrängt. Unter den hellen Gemengteilen ist der Kalifeldspat hier recht häufig, freilich gänzlich von schönem Myrmekit aufgezehrt. Uebergemengteile: Titanit, Epidotorthit.

Vorkristalline Umformung ließ sich in den hellen Lagen (Plagioklasgneis) nur an den zerrissenen Apatiten feststellen. An den übrigen Gemengteilen

hat die Kristalloblastese die Spuren gänzlich verwischt. Viel besser lassen sich die vorkristallinen Gefügebewegungen in den hellen Linsen und schmalen Lagen innerhalb der dunklen verfolgen. Die großen Plagioklasantiperthite sind in einzelne, oft stark verdrehte Stücke aufgelöst, die randlich gekörnt, oft weit verschleppt sind. Myrmekit zieht ihnen die Kalifeldspatsubstanz heraus. Umgeben sind sie von einem feinkörnigen granoblastischen Schutt: von saurem Plagioklas und Quarz. Stellenweise sind auch Teile der Umgebung mit in die Linsen hinein verarbeitet. Um das langgeschwänzte Trümmerwerk legen sich Hornblende, seltener lange, dünne Quarzstreifen. Auffällig ist das Verhalten von Hornblende und Granat in den dunklen Lagen, besonders wenn sie als stark gepresste Linsen in den Plagioklasgneislagen stecken. Die oft großen Hornblenden sind zerteilt, stark gegeneinander verschoben, randlich zernadelt; die dazwischenliegenden Räume von einem Schutt feiner Hornblendenädelchen und Quarz ausgefüllt. Nur im Winkel der mehr widerstandsfähigen Granaten sind sie etwas verschont geblieben. Auch der Granat ist, wenn auch nicht so sehr, in einzelne Stücke aufgelöst und verschleppt worden. Ebenso sind die großen Zoisite randlich zerfranst und zerrissen worden. In den besonders stark umgeformten Teilen des Gesteins kommt es dort, wo Hornblende und Granat unmittelbar aneinanderliegen, unter Aufzehrung von Granat und Hornblende zur Bildung von Biotit, Zoisit und Quarz unter Mitwirkung der durch Myrmekitisierung freigegebenen Kalifeldspatsubstanz. Der ursprüngliche Gehalt an Kalifeldspat reichert sich mit der Zunahme der dunklen Gemengteile an, Hand in Hand schreitet auch die Myrmekitisierung vor; schließlich tritt der Myrmekit in den dunklen Lagen ganz an die Stelle des Kalifeldspates. Der ganzen Struktur nach zu schließen, waren Granat und Hornblende zum Teil auch Zoisit schon vor der letzten Umformung vorhanden. Mit der Faltung des Gesteines stehen Gefügebewegung und die erwähnten Umwandlungserscheinungen in unmittelbarem Zusammenhange. Die kleinen Hornblendenädelchen in lichterem, an Granat reichen Lagen dürften wohl infiltriert worden sein. Junge Querrisse sind von einem groben Albit-Mikroklingemeinschaft ausgefüllt. Die dunklen Hornblende-Granatlinsen in den reinen Plagioklasgneislagen sind, wie Scharniere und ausgequetschte Mittelschenkel von liegenden Fältchen zeigen, tektonischen Ursprungs. Die auffallende, tausendfache Wechsellagerung ist also teils tektonisch (Linsenbau nach B. Sander), teils aber tatsächlich ursprünglich, wie aus mineralogischen Uebergängen zwischen manchen Lagen zu schließen ist.

In anderen Lagen tritt reichlich Biotit in Büscheln und Kränzen mit größerer Epidote (opt. —; Achse A: $\rho < \nu$, Achse B: $\rho > \nu$) und Oligoklasen. In geringer Menge sind etwas myrmekitische Mikroklinmikroperthite; die spärliche blaugrüne Hornblende zerstückelt, verschleppt, innig mit Biotit und Epidot verwachsen (wohl Verdrängungserscheinung). Uebergangsteil: Titanit.

Im selben Tälichen treten verknüpft mit anderen Diaphthoriten, geäderte, diaphthoritische, biotitführende Plagioklasgneise (Schiefergneise) auf, stark gepresst, gestreckt, leicht gefaltet. Der Mineralbestand außerhalb der Ader setzt sich zusammen aus Quarz, Plagioklas (15–20% An), Biotit (in Umwandlung in Chlorit und Muskovit begriffen), Mikroklin, zum Teil muskovitisiert, nur in wenigen größeren Körnern; das Grundgewebe besteht ausschließlich aus Plagioklas und Quarz. Uebergangsteil: Turmalin. Die großen Feldspate, hauptsächlich Plagioklas, randlich stark gekörnt, in lange Schwänze mit einem sehr feinkörnigen Plagioklas-Quarzgemeinschaft ausgezogen und lidartig umgrenzt von Chlorit und Muskovit. In der Nähe der Ader bildet Quarz ein feinkörniges, linsen- oder fleckenartiges Gemenge mit ähnlicher Orientierung wie die Ader. Diese, vorzugsweise aus Quarz bestehend, ist gewunden. Die Einschlüsse, Plagioklas und Biotit, sind in Streifen ausgezogen. Möglicherweise sind die Quarzflecken außerhalb der Ader Imprägnationen. Mit dem Bittescher Gneis haben diese Adern nicht das geringste zu tun; dem widerspricht schon das ganze diaphthoritische Gesteinsgepräge.

Gegen den Bittescher Gneis zu verlieren die Kalksilikatgneise den ursprünglichen oder neugebildeten Biotit durch Bildung von Chlorit und Muskovit. Es sind dann feinkörnige Diaphthorite mit Chlorit- und Muskovithäuten auf den Schieferungsflächen. Sie sehen den ursprünglich Sillimanit- und Kalifeldspat-freien diaphthoritischen Schiefergneisen recht ähnlich. Die biotitfreien, Kalifeldspat führenden

Plagioklasgneise gehen in dünnstiefrige Serizitschiefer mit Muskovitporphyroblasten über, die manchen Bittescher Gneisarten äußerlich ziemlich gleichen. Die Umwandlung von Granatglimmerschiefern und nahe verwandter Gesteine in granatfreie phyllitähnliche Diaphthorite hat schon L. Kölbl²⁶⁾ ausführlich beschrieben. Manche Gesteine aus der Zone der diaphthoritischen Glimmerschiefer werden in der Nähe des Kontaktes mit Bittescher Gneis durch Phyllitisierung²⁷⁾ ursprünglich verschiedener Gesteine einander äußerlich recht ähnlich. Unmittelbar auf dem gelblichweißen Bittescher Gneis selbst liegen an den meisten Stellen durchschnittlich $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{2}$ m mächtige dunkelblaugraue stark zerknitterte phyllitähnliche Diaphthorite. Der Kontakt ist überall scharf; nirgends greift Bittescher Gneis ins moldanubische Nebengestein über.

Die Schubfläche selbst ist gefaltet. Ihr passen sich die Gesteine der Glimmerschiefer sehr gut an, zeigen selbst noch liegende Falten, deren Stirne, Schenkel und Mäldenumbiegung stark gefaltet sind. Die Achsen dieser Faltenwellen, die mit der Streckung des Bittescher Gneises gleichsinnig N 60° O verlaufen, fallen durchschnittlich 20—30° gegen WSW ein. Das Streichen der Schieferung biegt im Bittescher Gneis nach NO um, wie schon F. Reinhold^{9, 10)} erkannt hat. Unweit der Ueberschiebungslinie äußern sich die Bewegungsspuren im Moldanubischen nicht nur im wachsenden Grad der Faltung bis zum ausgeprägten Linsenbau (wie es sowohl im Großen als auch im Handstück deutlich zu erkennen ist), sondern auch in der dadurch bedingten Stärke der Diaphthorese. Diese Faltung, die mit den Umrissen des Fensterrandes oder besser mit der allgemeinen Gestaltung des Moravischen gesetzmäßig verknüpft ist, erlischt nach oben; dies hat auch L. Kölbl²⁸⁾ bei Messern beobachtet. In der Glimmerschieferzone stellen sich auch Bewegungshorizonte ein, an die eine selbständige Diaphthorese ohne besondere Rücksicht auf die Entfernung des Bittescher Gneises gebunden ist: schmale Glimmerschiefer-ähnliche Gesteine werden unter Mitwirkung der mächtigen, verhältnismäßig starreren Plagioklasgneise phyllitisiert, Mormor in den Kernen dieser Gneise zerdrückt, grobkörnig, zopfartig verdreht und sind dann mit dicken chloritischen Häuten überzogen. Südlich von Schönberg ist statt des Mittelschenkels von liegenden Falten von Quarzit eine 1—2 dm breite Scherzone, ausgefüllt mit Quarzitlinsen, die mit einer Chloritschmiere verbacken sind.

Auf dem rechten Kampufer und NO von Schönberg lassen sich die Verknüchtungen im Hangenden des Bittescher Gneises gut verfolgen. Die Augengneise, die geäderten Gneise und die Amphibolite sind von den weiter oben im Hangenden liegenden Massen linsenförmig abgequetscht, mit chloritreichen Marmoren, diaphthoritischen Glimmerschiefer-ähnlichen Gesteinen usw. verknüpft; die glatten buckligen Trennungsflächen dieser Gesteine sind mit einer dicken chloritisch-graphitischen Schicht bedeckt. Je näher die Ueberschiebungslinie, desto ausgeprägter der Linsenbau. Nach B. Sanders²⁷⁾ Ausdrucksweise haben Ausarbeitung und Umfaltung einer älteren Schieferung stattgefunden, verknüpft mit Linsenbau und Diaphthorese im unmittelbaren Zusammenhang mit der Ueberschiebung.

Am rechten Kampufer taucht der Bittescher Gneis als Fenster auf; auch hier fällt er im Westen unter die Glimmerschieferzone, deren Bau ähnlich dem des Schönberger Tälchens ist. Im Joche dieses Fensters fließt der Kamp; auf der linken Kampseite fallen die schon wenig diaphthoritischen moldanubischen Gesteine knapp nördlich der Diendorfer Störung nach Osten, das Südende des Bittescher Gneises wird durch eine kleine, unbedeutende Störung abgeschnitten; schon F. Becke¹⁵⁾ hat eine solche hier vermutet. Bittescher Gneis zertrümmert, Schieferung und Seidenglanz undeutlich. Die Aehnlichkeit mit Bittescher Gneis hat schon A. Himmelbaner¹⁷⁾ erkannt, erst F. Becke¹⁶⁾ ihn diesem gleichgestellt.

Die nach Südwesten eintauchenden Falten sind im Loistal gut aufgeschossen. Uebrigens geht aus dem Kärtchen A. Marchets²⁹⁾ sowie aus eigenen Beobachtungen deutlich hervor, daß die beiden Amphibolitzüge nördlich von Zöbing, zwischen die sich das Fenster des Bittescher Gneises einschiebt, sich zu einem Sattel auf dem Loisberg vereinigen, unter den der Bittescher Gneis hinabtaucht; den halbdomeförmigen Bau des Loisberger Amphibolits hat schon F. Becke^{13, 14)} erkannt. Mit einer Störung hat diese Lagerung keinen Zusammenhang.

Die Achse dieser Falten und Gesteinszüge verläuft gleichsinnig mit der ONO—NO-Streckung des Bittescher Gneises (Schönberg, Zöbing: Achsengefälle $\sim 30^\circ$ SW—WSW), damit erklärt sich auch das ONO—NO-Streichen des Lengfelder Glimmerschiefers.

Die übrigen moravischen Gesteine.

Unter dem Bittescher Gneis liegen an der Straße Schönberg—Oberholz die Fugnitzer Kalksilikatschiefer, die mit den wenig kristallinen moravischen Kalken vergesellschaftet und durch alle Uebergänge mit ihm verknüpft sind. Beide liegen allerdings in wechselnder Mächtigkeit unter dem Bittescher Gneis des Trenkberges und Kugelberges.

Die moravischen Paragesteine sind bisher nur von F. E. Sueß⁸⁾ untersucht worden. Vereinzelt finden sich bei F. Mocker²⁴⁾ und F. Reinhold^{9, 10)} und F. Becke^{13, 16)} sowie neuestens bei B. Sander^{25, 26)}. Eine eingehende Beschreibung des Bittescher Gneises von Messern hat jüngst L. Kölbl²⁸⁾ geliefert.

Das Liegende der Kalke setzt sich aus Serizitquarziten und Serizitschiefeln verschieden metamorphen Phylliten zusammen, seltener aus serizitischen Arkosen. Diese Gesteine können einander bis zu einem gewissen Grade ersetzen.

Die Unterlage aller dieser Gesteine ist endlich der mannigfaltige, \pm verschieferte Maissauer Granit^{24, 9—10)}. Seine dioritisch-tonalitische Abart ist die „basische Einlagerung von gneisartiger Struktur“ F. Reinholds^{9—10)}, der auch die Grenzgesteine von Theras (F. E. Sueß⁸⁾) angehören. Ebenso sind die östlich des Trenkberges und Kugelberges von F. Reinhold^{9—10)} als Bittescher Gneis ausgeschiedenen Gesteine Arten des Maissauer Flasergranits. In dieser Gegend ist er stark geschiefert, stellenweise gefältelt, sogar stengelig. Reste der Erstarrungsstruktur wurden nur in engster Nachbarschaft

mit den Fugnitzer Kalksilikatschiefern gefunden (S des Mitterberges) es sind wenig veränderte Reste in der Amphibolitfazies des Maissauer Granits; vielfach ist er von ihnen durch ein schmales Phyllitband getrennt. Mit Zunahme der Verschieferung wird die grüne Hornblende in den mikroklinreichen Arten durch Biotit und Epidot verdrängt. In anderen wie auf dem Kugelberg fehlte schon ursprünglich die Hornblende, daher ist es auch nicht zu einer Epidotbildung gekommen. Diese Uebergänge lassen sich nach Südosten und Osten vom Mitterberg aus gut verfolgen.

Vermutliche Reste eines ehemaligen Kontaktmantels sind spärlich: Kalksilikathornfelse von Kühnring, F. E. Sueß⁹⁾, F. Reinhold¹⁰⁾, Biotitphyllite aus dem Latiental (F. Mocker²⁴⁾ und verwandte Biotitphyllite östlich von Grübern.

Der Fugnitzer Kalksilikatschiefer von Schönberg ist ein lichtgrünes, feinkörniges, schön geschiefertes Gestein, bestehend aus Kalzit, Mikroclin, Plagioklas (basischer Oligoklas 25—30% An), Quarz, Stengeln von durchsiebter, grüner Hornblende, reichlich Epidot (A: $p < v$, B: $p > v$, —), Augit fehlt; Schiffe von Mellersbach, Ober-Höflein, Waschbach, Fugnitz, Nöderndorf, die mir Herr Professor F. E. Sueß zur Verfügung stellte, zeigen folgende Gesetzmäßigkeiten: Die Menge des diopsidischen Augits ist abhängig von der Menge des Epidots (Klinozoisits). Bei sehr geringen Mengen oder vollständigem Fehlen des Epidots (Klinozoisits) tritt der Augit in selbständigen Körnern und Säulchen neben grüner Hornblende auf. Bei Zunahme von Epidot (Klinozoisit) verschwindet er als selbständiger Gemengteil; er ist dann stets mit der Hornblende verwachsen, kataklastisch verbogen, fetzenförmig, zeigt wellige Auflösung; bei noch größerem Epidotgehalt ist er nur mehr in wenigen kleinen Fetzen parallel mit der Hornblende verwachsen. Schließlich verschwindet er ganz. Mit der Abnahme des Augitgehaltes nimmt auch der Anorthitgehalt des stark invers zonar gebauten Plagioklases ab: basischer Andesin \longrightarrow basischer Oligoklas in der Hülle, basischer Oligoklas \longrightarrow Oligoklas im Kern; dagegen wächst der Pistazitgehalt des Klinozoisits.

Der Fugnitzer Kalksilikatschiefer aus dem Rosental von Mellersbach zeigt alle Grade von Gefügebewegungen, die zur Vernichtung des basischen Plagioklases und des Augits geführt haben. Größere Mikroklime in Linsen zerdrückt, Quarz in schmalen Streifen (+ Regelung), oft feinkörnige Nester von Mikroclin und Quarz lidförmig umschließend, aber auch solche von Plagioklas und Klinozoisit mit spärlichen Hornblendenädelchen. Reste von Augit sind stets mit Hornblende verwachsen. Die Hornblende selbst hat seitlich schiffartige Fortsätze und losgerissene Fetzen. Das feinkörnige Grundgewebe setzt sich aus reichlich Klinozoisit (zum Teil Epidot), Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz und Hornblendenädelchen zusammen. Je stärker die Bewegung war, desto mehr ist er bestrebt, durch Sammelkristallisation größere Körner zu bilden, wobei er sich durch Aufnahme von Fe_2O_3 des Augits in einen pistazitreicheren Epidot umwandelt.

Das ursprüngliche Gestein hat demnach neben basischem Plagioklas Augit, Mikroclin, Quarz, auch Hornblende, vielleicht auch Spuren von pistazitreichem Epidot besessen. (Der Klinozoisit ist eine jüngere Bildung aus der Anorthitsubstanz usw., seine Umbildung in einen pistazitreicheren Epidot kommt in noch späteren Abschnitten der Gefügebewegung zustande.) Der Kalkspatgehalt wechselt außerordentlich, fehlt sehr häufig. Durch die Gefügebewegungen sind Augit und Hornblende zertrümmert, jener verschwindet, dafür bilden sich neue Hornblende und Epidot. Die zertrümmerte Hornblende ist kristalloblastisch erneuert; massenhafte Hornblendenädelchen weisen in dem nun kristalloblastischen Gestein auf die starke vorkristalline Bewegung. Der Kalkspat selbst mildert die Kataklastik und verstärkt die Kristalloblastese je nach seiner Menge. Die sedimentär angelegte durch Kontaktmetamorphose kristallin abgebildete Schieferung ist bei der letzten Gesteinsumprägung ausgearbeitet worden.

Die Fugnitzer Kalksilikatschiefer sind demnach Diaphthorite von Pyroxenhornblendeplagioklasgesteinen,

vermutlich ehemaligen Kontakthornfelsen. Sie sind nach F. E. Sueß^{3, 5)} unter dem Einflusse von Bewegung entstanden. Die Diaphthorese selbst steht in einem geraden Verhältnis zur Gefügebewegung. Die Bildung dieser Gesteine kann nicht durch eine Diffusion von Karbonatlösungen in Bittescher Gneis vor sich gegangen sein, dagegen spricht schon der scharfe Kontakt gegen den Bittescher Gneis. Wohl aber sind alle Uebergänge in die moravischen Kalke vorhanden, demnach handelt es sich hier lediglich um einen mehrfach umgewandelten, dolomitisch mergeligen Horizont der moravischen Kalke.*)

Quarzdioritischer Maissauer Flasergranit im Liegenden der Fugnitzer Kalksilikatschiefer: körnige Teile dieses sehr feinkörnigen, dunkelgrünen, amphibolitischen Gesteines sind nicht geschiefert. Der Plagioklas in großen Individuen mit normalem Zonenbau (Kern: basischer, Hülle: saurer Oligoklas von ~ 20% An), dementsprechend erfüllt mit Epidotkörnern. Umsäumt sind diese Plagioklase von kleinen Quarzkörnern, die wohl beim Umsatz der Anorthit-substanz bei der Epidotbildung entstanden sind. Die großen Quarzkörner sind in Kornknoten und Linsen zerdrückt. Die zonargebaute blaugrüne Hornblende (Hülle: stärker doppelbrechend, aber schwächer pleochroitisch als der Kern) ist stark durchlöchert und zerfetzt. In dem Grundgewebe von Quarz und saurem Oligoklas füllt der sehr spärliche Kalifeldspat nur die Lücken. Uebergangsteile: Titanit, Epidotorthit. Die Hornblende ist sicherlich nicht mehr ursprünglich, sondern aus einer kataklastischen anderen Hornblende entstanden. Sie selbst zeigt nicht die geringste Spur einer nachkristallinen Beeinflussung. Der Fe_2O_3 -Gehalt des Epidots ist wohl auf Rechnung der alten Hornblende zu setzen.

Gegen Osten zu gehen diese Gesteine in eine mikroklinreiche Hornblende führende Biotitfazies des saarigen Maissauergranits über (= basische Einlagerung von gneisartiger Struktur^{9, 10)}.

Die dunkelgrüne, alte Hornblende, deren Ton bedeutend schwächer ist als der aus der Grenzzone der Fugnitzer Kalksilikatschiefer, ist meist auseinandergerissen, die Bruchstellen von einem Gemenge von pistazitreichem Epidot und Biotit ausgefüllt. Der Biotit greift im Verein mit dem Epidot in die Hornblende ein und zehrt sie auf. Wo Biotit und Epidot fehlen, ist diese alte Hornblende randlich parallel mit einer jüngeren, stärker doppelbrechenden, aber schwächer pleochroitischen lichten Hornblende verwachsen. Diese neugebildete Hornblende tritt auch selbständig auf, ohne Spur einer vor- oder nachkristallinen Kataklastose zu zeigen. Der epidotfreie Biotit außerhalb der Hornblende ist wohl kristalloblastisch erneuerter, ursprünglicher Gemengteil im Vergleich zu dem aus Hornblende entstandenen, von Epidot durchspickten Biotit. Die großen Mikroklinitkristalle sind entlang der Schieferung und unter 80° zu ihr in gleichorientierte längliche Stücke zerlegt, die Sprünge von einem feinkörnigen Gemenge von Quarz und saurem Plagioklas ausgefüllt; von diesem aus wird der Kalifeldspat myrmekitisiert, die freigewordene Substanz zur Biotitbildung verwendet. Die noch erhaltenen größeren älteren Plagioklase (25–30% An) sind erfüllt von Epidotkörnchen (alter Zonenbau), die Zwillingslamellen verbogen, die Körner zerteilt, stellenweise sogar in ein feinkörniges Quarz, Epidot, Plagioklasgemenge zerrieben, das von linsenförmig ausgezogenem Quarzgekörn lidartig umflossen wird. Uebergangsteile: Titanit, Epidotorthit. Die Gefügebewegung ist bezüglich des Grundgewebes und der Neubildungen vorkristallin.

Diese Hornblendebiotitfazies sieht nach einer Mitteilung des Herrn Professors F. E. Sueß den Grenzgesteinen von Theras⁹⁾ äußerlich sehr ähnlich. Bei diesen tritt noch deutliche Streckung hinzu, hervorgerufen durch vorkristallin zerflossene Biotitschüppchen und größere Biotitporphyroblasten in breiteren Streifen und länglichen Flecken; damit zeigen sie schon für das freie Auge den Uebergang

*) Mikroskopisch sehen ihnen manche Kalksilikathornfelse von Kühnring ähnlich.

in die feinkörnigen biotitreichen Abarten des Weitersfelder Stengelgneises^{3, 5)}.

Im Orte Weitersfeld treten mit dem Biotit und Muskovit führenden, stark knotigen Stengelgneisen feinkörnige, stengelige Gneise auf, denen die großen Feldspat-Quarzknotten fehlen. Mit den knotigen Gneisen sind sie durch Uebergänge eng verknüpft. Den Hauptbruch (soweit man hier davon sprechen kann) überziehen schmale Streifen abwechselnd von feinschuppigem Biotit und Muskovit; auf dem Längsbruche sind die lichten Gemengteile in langgestreckte Linsen ausgezogen (1:50 und noch mehr). Auf dem Querbruch fällt eine außerordentlich enge Fältelung auf, die Schenkel dieser Fältelchen sind stark ausgezogen, die Kerne verdickt, selbst wieder gefältelt. Dabei zeigt es sich, daß die Stirn- und Scharnierlinien der Fältelchen stets parallel der Streckung verlaufen, die Schenkel stets mit der Schieferung des Gesteines zusammenfallen. Damit erklärt sich die häufige Abweichung von Schieferung und Streckung. Wird die Fältelung noch enger, wobei die ehemaligen Schenkel der Fältchen mitgefältelt werden, so entsteht eine ausgeprägte stengelige (Linear-) Textur; der Unterschied zwischen Haupt- und Längsbruch ist vollständig verwischt. Naturgemäß spielen die Druckverhältnisse, wie sie bei der Entstehung der Stengelgneise von F. Becke¹⁹⁾ und A. Grubenmann²¹⁾ angenommen werden, eine wichtige Rolle, doch vermögen sie nicht die Stengelung unmittelbar, sondern nur auf dem Wege der Fältelung hervorzurufen. Bei den ursprünglich richtungslos körnigen Gesteinen muß aber noch eine Schieferung der Fältelung vorausgehen, wie Uebergänge in die gefältelten Gesteine zeigen. Wachstumsverhältnisse und Anordnung der schieferholden Minerale sind naturgemäß der Fältelung und damit auch den ungleichen Druckrichtungen vollständig angepaßt. Die Gemengteile (Quarz und Feldspate) bilden die Kerne (= Umbiegungen), oft als Knoten auf der Schieferungsebene entwickelt. Von den Schenkeln ist mit Ausnahme von einigen seltenen Linsen infolge vorkristalliner Zertrümmerung und starker nachträglicher Kristalloblastese meist nichts mehr zu sehen.

Weitersfelder Stengelgneis von Prutzendorf. ~|| zur Streckung: Die großen Körner von Quarz und Feldspat (Mikroclin, auch Oligoklas) in langgestreckte Linsen und Lagen zerdrückt, liegen in einem granoblastischen Grundgewebe. Durch Gefügebewegungen (Fältelung) werden diese Linsen einander nähergebracht, der Biotit dabei zerrieben und an seine Stelle tritt hier der Muskovit. Der Biotit bevorzugt anscheinend die weniger beanspruchten Stellen.

~| zu den Stengeln: In einem ziemlich feinkörnigen Quarzfeldspatbiotitgrundgewebe stecken Linsen und Scharniere von zerdrückten Quarzkörnern, die Schenkel sind meist durch die Kristalloblastese anerkennlich gemacht. In manchen dieser Quarzlinsen deutet eine feinkörnige, mineralogisch abweichende Zone, parallel zum langen Durchmesser der Linse auf das Vorhandensein zweier zusammengepreßter Schenkel oder eines zerquetschten Scharniers. Die großen Mikrocline bilden mit gleichgestaltigem Quarz die Faltenkerne (-umbiegungen). Die Schwänze sind bis auf geringe Spuren in der Nachbarschaft dieser großen Körner durch Kristalloblastese ± vollständig verwischt und vom übrigen Grundgewebe kaum mehr zu trennen.

Scherzonen, in denen die Mittelschenkel vollständig verlorengegangen sind, zeichnen sich durch besondere Anreicherung von Biotit aus; die Umbiegungen der Falten sind in der Nachbarschaft dieser Bewegungszonen gut zu beobachten. Diese leicht gewellten Scherflächen, die das Gestein schließlich in Linsen zer-

liegen, sind nur an den am stärksten beanspruchten Mittelschenkeln zu treffen, den kleinen fehlen sie. Die Biotite selbst bilden die Umbiegungen kristalloblastisch ab (Abbildungskristallisation nach B. Sander²⁷).

Durch Zunahme von Plagioklas und Biotit geben sie in die Flasergranite von Theras über.

Dasselbe wie für den Weitersfelder Stengelgneis gilt auch für den Muskovit führenden Stengelgneis östlich von Grubern. Dieses Gestein ist ein umgewandelter biotitfreier Aplit des Maissauergranits.

Die Flasergranite am Kontakt mit den Phylliten westlich vom Katzenkopf sind zwar stark gefältelt, ohne aber diesen hohen Grad der Fältelung der Stengelgneise nur annähernd zu erreichen. Die großen Körner der zerteilten Mikroklina stecken in den Faltenkernen (-umbiegungen), die langen Schwänze dagegen in den Schenkeln. Die reichlich vorhandenen Biotite (oft mit Epidot verwachsen) bilden ein Geflecht, das die Fältelung kristalloblastisch abbildet. Selbständiger Plagioklas tritt gegen den von Albitschnüren durchzogenen, randlich myrmekitisierten Mikroklin an Menge zurück. Hornblende fehlt, ist aber wohl einst vorhanden gewesen (Biotit + Epidot). Die Schwänze der Mikroklina sind inolge Bewegung nach einer Richtung hin + einseitig. Neubildung von Muskovit.

Strukturell sind diese Gesteine Uebergänge zu den stengeligen Gneisen. Sie gehen gegen Osten in dünnstriefrige nichtgefältelte Plagioklas (saurer Oligoklas) und Biotit führende Flasergranite über, die sich mineralogisch nur durch das Vorwalten des Plagioklases über myrmekitischen Mikroklin auszeichnen, Epidot ist in geringer Menge vorhanden (stets mit Biotit auftretend). Strukturell fehlt ihnen nur die Fältelung, sonst sind sie den vorigen Gesteinen gleich; ähnliche Flasergranite stehen auch bei Sachsendorf an. Neubildung von Muskovit. Uebergangsteil: Titanit.

Diese Flasergranite gehen wieder in scheinbar wenig beeinflusste Gesteine über (Kote 447). Diese zeigen große Plagioklase (Oligoklas) mit roher Andeutung einer Kristallform in einem feinkörnigen Quarzfeldspatgrundgewebe. Kalifeldspat spärlich. Chloritisierter Biotit und Muskovit umflasern die größeren, wenig umgeformten, gekörnten Feldspatkörner; Epidot fehlt gänzlich.

Die Flasergranite vom Kugelberg schließen sich diesen an, nur ist der Biotit gänzlich chloritisiert, Plagioklas: 10–15% Aw. Andere, zwischen Trenkberg und Kugelberg, führen mehr verglimmerten Kalifeldspat. — Strukturell sind alle diese Gesteine durch linsenförmige Gestalt der Quarze, oft einseitige Gefügebewegungen und durch das kristalloblastische Grundgewebe gekennzeichnet.

F. E. Sueß⁸) hat 2 Arten von Flaserungen am Thayabatholithen angenommen: Die 1. ist entstanden durch „Anreicherung und Parallelordnung der Biotitschüppchen in der Nähe des Randes, übernommen aus den angrenzenden Phylliten durch Imprägnation und teilweise Resorption.“ Die 2. wird von Kataklyse begleitet. Auf die Schwierigkeiten der Annahme einer ursprünglichen Flaserung hat B. Sander²⁵) aufmerksam gemacht. Eine gesetzmäßige Beziehung zwischen dem ursprünglichen Biotitgehalt und dem Kontakte mit den Phylliten konnte nicht festgestellt werden. Bei Grubern sind Biotitphyllite mit den stengeligen aplitischen Flasergraniten vergesellschaftet.

Ebenso fehlt der Biotit der Quarzdioritfazies des Mitterherges. Der Biotitreichtum der basischen Fazies F. Reinholds und der Uebergangsgesteine von Theras ist wesentlich durch Neubildung von Biotit aus Hornblende bedingt. Vom Mitterberg gegen Osten zum Teil auch SO (soweit sich der ursprüngliche Mineralbestand aus dem gegenwärtigen ableiten läßt) gehen die Quarzdiorite in Hornblendegranitite (basische Einlagerung nach F. Reinhold^{9, 10}) über. Die dunklen Gemengteile nehmen allmählich an Menge ab, gleichzeitig tritt langsam an Stelle der Hornblende der Biotit (gefältelter Flasergranit). Schließlich verschwindet die Hornblende gänzlich. Abnahme

des Biotits führt bei den Mikroclin-reicheren zur Aplitfazies, bei den Plagioklas-reicheren zur normalen Fazies (F. Mocker). Ähnliche Uebergänge in lichte Gesteine sind auch im Weitersfelder Stengelgneis in entgegengesetzter Richtung anzutreffen. Die Grenzgesteine von Theras umfassen Quarzdiorite und Hornblendgranitite, sie gehen über in Hornblende freie Biotit-reiche und -ärmere Arten des Stengelgneises. Sie sind durchaus nicht an den Kontakt mit den dortigen Biotitgranatglimmerschiefern gebunden. Es handelt sich hier demnach um gewöhnliche magmatische Differentiationserscheinungen. Damit bleibt nur die kataklastische Schieferung übrig: B. Sander hat zwischen ihr und der großen Ueberschiebung einen unmittelbaren Zusammenhang vermutet, F. E. Suesß ist ihm darin gefolgt. Meine Beobachtungen sprechen entschieden dafür.

Am Kontakt: Dünnschiefrigkeit mit oder ohne Fältelung, je nach dem hangenden Material. Selten ohne Schieferung (Mitterberg, stellenweise auch bei Theras). Stets ist das Grundgewebe kristalloblastisch. Mit der Entfernung vom Kontakt nimmt der Grad der Schieferung ebenso die Kristalloblastese ab, die Kataklyse zu.

Im Innern: Fehlen jeder Schieferung und Kristalloblastese; Kataklyse. Von Quetschzonen ist natürlich abgesehen, da sie ja mit Einfaltungen zusammenhängen; schließlich normal granitisch.

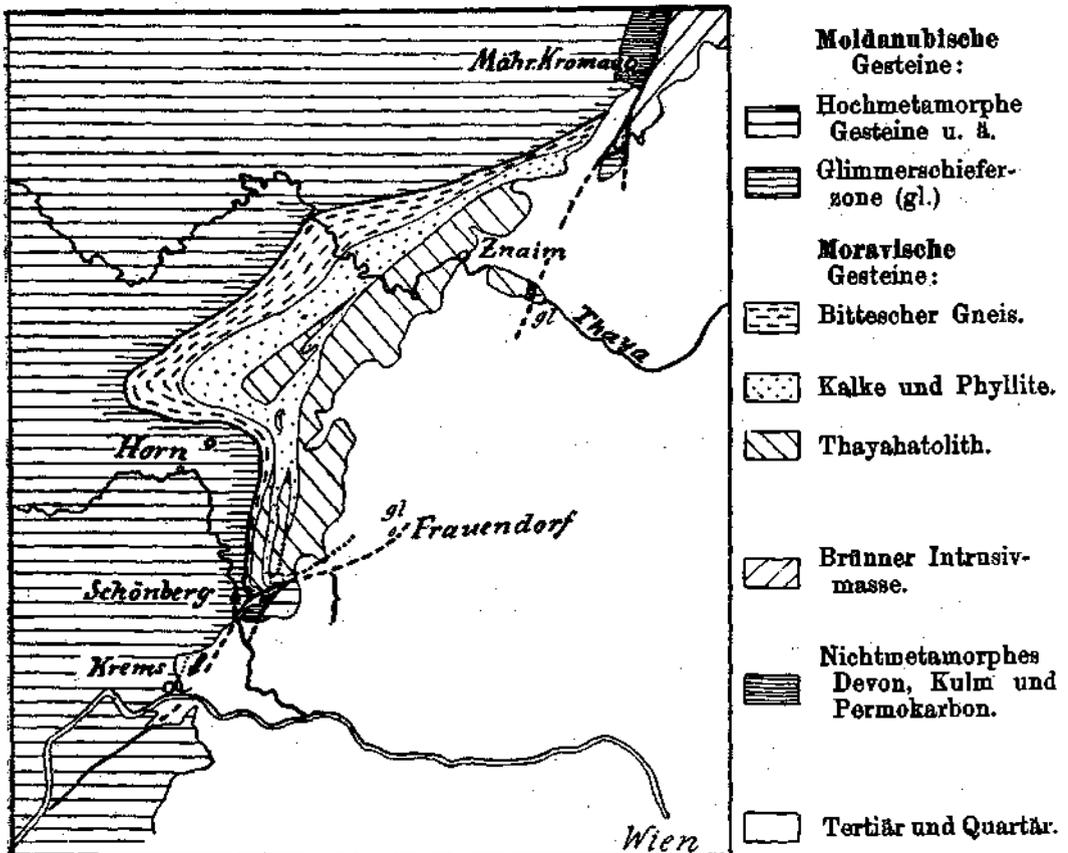
Bezüglich der Metamorphose unterscheiden sich Osten und Westen dadurch, daß im Westen der Biotit und Muskovit (Granat), im Osten der Muskovit und Chlorit vorherrschen.

Während der Bittescher Gneis recht beständig ist, sind die übrigen moravischen Gesteine selten vollständig vorhanden. Oestlich von Stiefern—Schönberg tauchen die moravischen Paragesteine unter dem Bittescher Gneis auf und bilden südlich des Mitterberges ein Halbfenster. In einem weiteren, am Trenkberg, zeigen die Phyllite Anklänge an Glimmerschiefer. Der moravische Kalk fehlt zum Teil. Unter dem Trenkberger Bittescher Gneis sind die moravischen Gesteine in ihrer Mächtigkeit stark verringert, stellenweise liegt der Bittescher Gneis unmittelbar auf dem chloritischen, leicht gefältelten Augengneis-ähnlichen Flasergranit. Kalk und Phyllit sind geradezu vom Bittescher Gneis in den Keil W von \odot 447 hineingepreßt, dort zusammengestaut und gefaltet. Der östliche Ast des großen Phyllitzuges (-keiles) fällt im Gegensatz zum westlichen gegen Osten. Von dem östlichen zweigt NW von Olbersdorf wahrscheinlich ein Streifen ab, der die Fortsetzung des Amelsdorfer Phyllitzuges von F. Reinhold ist. Dünnschiefrige Serizitquarzite, Serizitarkosen SSW des Manhartsberges, stark schiefrige Ausbildung des dort Biotit-armen, in der Umgebung körnigen, Maissauer Granits deuten darauf hin.

Serizitische Arkose aus einem Tälchen SSW des Manhartsberges, In einem dichten Grundgewebe von reichlichem, feinschuppigem Serizit, Quarz: Feldspat (?) stecken \pm stark kataklastische Quarzkörner, an denen die klastische, gerundete Form vielfach noch zu sehen ist, andere sind zertrümmert, in Linsen ausgezogen. Die Feldspate Mikroclin und Oligoklas haben im allgemeinen weniger gelitten; die Sprünge sind durch Kalkspat verheilt. Daneben kommt, in Linsen ausgezogen, ein rostbraunes, rhomboedrisches Karbonat vor. Aus dem Grundgewebe wachsen schöne Biotit-, spärlich Muskovitporphyroblasten heraus.

Der Olbersdorfer Phyllitzug, ebenso der weiter östliche, beide mit moravischem Kalk im Kern, sind Einfaltungen im Flasergranit. Der Kalk wenig metamorph; die Umwandlung ist auch bei den anderen Gesteinen oft gering (deutlich erhaltene klastische Struktur bei grobkörnigen Arkosen mit dicken Serizithäuten). Der aplitische rötlichgelbliche Flasergranit ist an solchen Einfaltungen augengneisartig bis stengelig (Uebergänge!): Grübern, Wilmersdorf, Maissau. Von den Weitersfelder Stengelgneisen unterscheiden sie sich lediglich durch das Fehlen des Biotits. Geringer ist die Aehnlichkeit mit dem

Fig. 2. Uebersichtskärtchen.



Bittescher Gneis (F. Reinhold¹⁰), mit dem sie schon tektonisch nichts zu tun haben. Beide Phyllitzüge sind östlich von Grübern mit moravischem Kalk im Kerne vorhanden.

Biotitphyllit von Grübern: granoblastisches Gemenge von Oligoklas (15–20% An), Quarz, Biotitschüppchen, Uebergengenteile: große, durchlöcherete Granaten und Chlorit-Muskovitpseudomorphosen nach Cordierit: die Muskovitplättchen $\parallel (010)$ seltener $\parallel (110)$: 30° mit (010) einschließend. Die Zwischenmasse ist erfüllt von einem wirrfasrigen klinochlorähnlichen Chlorit (Gareis²⁵). Die Schieferungsflächen sind von einem leichten Chloritbelage bedeckt.

Mit diesem kommen auch Granat und Feldspat führende Muskovitglimmerschiefer vor, die mit moldanubischen Diaphthoriten kaum zu verwechseln sind.

Die Lage in der Nähe des unteren Endes der Einfaltungen, ihre verhältnismäßig hohe Metamorphose und der geringe Grad der Diaphthorose lassen jenen

als Kontaktgesteins deuten. Weiter östlich tritt noch ein moravischer Phyllit auf. Die Verhüllung durch Tertiär und Löß verhindert die Entscheidung der Frage, ob dieser das unmittelbare Liegende des Bittescher Gneises und des Moldanubischen ist.

Für das devonische Alter der moravischen Gesteine hat F. E. Sueß^{2), 4)} eine Reihe von Gründen angeführt. Hier sei nur auf die große stratigraphische Aehnlichkeit mit dem sudetischen Devon hingewiesen. Die moldanubische Ueberschiebung schaltet sich dann nach F. E. Sueß²⁾ zwischen Devon und Kulm ein, der beide Gesteine ungleichförmig bedeckt.

Die großen Störungen und ihre räumlichen Beziehungen.

Abgeschnitten wird das moravische im Süden und Osten durch die Diendorfer Störung. Südlich des Kugelberges tritt der Granulit mit seinen Hangendgneisen unmittelbar mit dem inneren Teile des moravischen Gewölbes in Berührung. Streichen und Fallen der Gesteine bleiben unverändert. Bittescher Gneis fällt knapp SW vom Kugelberg 70—80° gegen SSO. Dieses steile Einfallen hat nichts mit der Störung zu tun, zumal die Glimmerschieferzone des Wolfgrabens an der Störung 30—40° Einfallen zeigt. Die schmale Zertrümmerungszone ist ausgefüllt von einem Schutt verschiedener moldanubisch-moravischer Gesteine, die durch Grünfärbung Limonitisierung, starke Verwitterung und graphitischer Schmiere oft schwer erkennbar sind; Kalkspat verkittet die Trümmer. Aufgeschlossen, wenn auch mangelhaft, ist die Störung nur am Kugelberg. Die Chloritisierung der Flasergranite möchte ich doch nicht mit der Störung verknüpfen. Die Chloritbildung tritt schon 500—600 m (Trenkberg) entfernt von der Störung auf, während der Bittescher Gneis des Kugelberges in einer Entfernung von 100 m keine Spur von mineralogischen oder Gefügeveränderungen zeigt. Wahrscheinlich spielen das steile Einfallen des moravischen SW des Kugelberges eine gewisse Rolle. Nördlich von Zöbing trennt der Bruch die diaphthoritischen Gesteine der Schiefergneisgruppe und die Granulite; abgesehen von den mineralogischen Veränderungen in der sehr schmalen Zertrümmerungszone fehlen sie außerhalb gänzlich.

Wahrscheinlich setzt sich diese Störung in die von Aggsbach im Dunkelsteiner Wald^{7), 80)} fort und trennt hier die Liegendenschiefer des Gföhlergneises vom Granulit ab. Die Ueberkipfung des Granulits, die H. Tertsch⁸⁰⁾ an einer Stelle an der Störung verzeichnet, gehört meines Erachtens wohl einem Teil einer Einfaltung an, ähnlich denen im Zöbinger Granulitgebiet. Mit der Bruchbildung hat diese Ueberkipfung kaum etwas zu tun. Die Zertrümmerungszone fehlt auch hier nicht (H. Tertsch⁸⁰⁾).

Nordöstlich von Obersdorf vereinigt sich die Diendorfer mit der von Falkenstein. Der Granulitrotliegendflügel ist an dieser stärker abgesunken als die Elsarner Scholle. Die Zertrümmerungszone ist im Kristallin nur einige Meter breit, um so stärker macht sie sich im Rotliegenden fühlbar. Die großen linsenartigen Körper des Rotliegenden haben bei der Ruine Falkenstein die tonigen Zwischen-

lagen ausgequetscht und in andere druckschwächere Stellen hineingepfröpft.

Die Gerölle sind glatt gescheuert. Diese Linsen fallen senkrecht bis steil nach O, bei der Ruine selbst 70—80° gegen W, im Strasserthal selbst gegen O (Mulde?, Bruch?). Südlich der Falkensteiner Ruine sind in der Störungszone Trümmer von dunkelgrauen, geaderten, brecciösen Kalken (nach einer Mitteilung des Herrn Prof. F. E. Sueß ähnlich den Devonkalken am Ostrand der Boskowitzer Furche) und andere eingeschlossen.

Gegen NO zu verläuft die Störung von Falkenstein wahrscheinlich östlich des Franendorfer Glimmerschiefers (gegen den westlichen Verlauf sprechen die Lagerungsverhältnisse östlich von Grübern) und schließt sich an den östlichen Randbruch der Boskowitzer Furche. Auch hier sind die nichtmetamorphen paläozoischen Sedimente an der Störung steilgestellt, sogar überkippt (Hozdetz nördlich von Rossitz), stark gefaltet und selbst noch verworfen (Eibenschitz); die Falten klingen nach F. E. Sueß²⁾ nach W aus. Zertrümmerungserscheinungen begleiten auch hier die Störung. Der abgesunkene Teil ist demnach wohl von der überragenden Masse zusammengestaut und randlich gefaltet worden. Das Alter der Störungen ist vormiocän; die tertiäre Abrasionsfläche schneidet den abgesunkenen wie den stehengebliebenen Teil gleichmäßig ab.

Während der Kulm in den Ablagerungen in der Boskowitzer Furche vertreten ist und seine Gerölle Teile des Permkarbons zusammensetzen, fehlt im Zöbinger Rotliegenden jede Spur von Kulm, aber auch von Oberkarbon. Dies und Ausbildung des Zöbinger Permsprechen für ein Uebergreifen über das Grundgebirge.

Als erster hat E. Sueß²⁴⁾ vor mehr als 50 Jahren auf den Zusammenhang zwischen dem Zöbinger und Rossitzer Rotliegenden hingewiesen.

Ergebnisse.

Der moldanubischen Ueberschiebung F. E. Sueß' hat K. Hinterlechner widersprochen, doch haben sich seine Einwände nirgends als stichhältig erwiesen. Die Ueberschiebung bleibt daher zu Recht bestehen; sie äußert sich in der steigenden Faltung und wachsenden Diaphthorose gegen die Ueberschiebung. Die Umwandlung von Schiefergneis in Glimmerschiefer ist wesentlich abhängig von dem Mineralbestand und dem Mengenverhältnis der Minerale des ursprünglichen Schiefergneises; die Struktur der Gesteine ist stets angepaßt den tektonischen Bewegungen in der Glimmerschieferzone. An der Ueberschiebung liegen vielfach phyllitartige Diaphthorite ähnlich den von F. E. Sueß³⁾ und L. Kölbl²⁸⁾ beschriebenen.

Unter ihnen taucht in Form eines Fensters der Bittescher Gneis am rechten Ufer des Kamps auf. Seine Faltungsachse und Streckung stimmen mit dem weiteren Verlauf der Glimmerschieferzone gegen SW überein.

Unter dem Bittescher Gneis kommt ein Diaphthorit eines Plagioklas-Augit-Hornblendefelses hervor (= Fugnitzer Kalksilikatschiefer F. E. Sueß^{3, 5)}).

Zu unterst liegt der Thayabatholith, ein schon ursprünglich mannigfach differenzierter Körper. Am Kontakt mit den moravischen Paraschiefern ist er stark geschiefert, gefältelt, randlich sogar stengelig (Weitersfeld, Grübern).

Der Grad der Gefügebewegungen, ebenso der Mineralbestand sind abhängig von den Vorgängen während der großen Ueberschiebung.

Außer der moldanubischen hat F. E. Sueß⁴⁾ Beobachtungen zusammengestellt, die für das Vorhandensein einer Schubmasse innerhalb des moldanubischen sprechen (Decke des Gföhlergneises); ähnliche und andere Beobachtungen konnten auch in diesem Gebiete gemacht werden.

Erst jüngere Schollenbewegungen haben das Gebiet in die anfangs erwähnten 3 Teile zerstückelt und so jene beiden Brüche von Diendorf und Falkenstein geschaffen, für deren Verwandtschaft mit denen am Ostrande der Boskowitz'er Furche und mit der Aggsbacher Störung im Dunkelsteiner Wald ich meines Erachtens Beweise gebracht habe.

Schriftenverzeichnis.

- 1) F. E. Sueß: Bau und Bild der böhmischen Masse. 1908.
 2) Die Tektonik des Steinkohlengebietes von Rossitz usw. Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1907.
 3) Die moravischen Fenster. Denkschr. d. Wr. Akad. d. Wissensch. Math.-nat. Kl. 82/1912.
 4) Bemerkungen zur neuesten Literatur usw. Mitt. d. Wr. geol. Ges. 1918.
 5) Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und dem moravischen Grundgebirge usw. Verh. d. geol. Reichsanst. 1908.
 6) Beispiele plastischer und kristalloblastischer Gesteinsumformung. Mitt. d. Wr. geol. Ges. 1909.
 7) Das Grundgebirge im Kartenbl. St. Pölten. Jahrb. 1904.
 8) F. Reinhold: Pegmatit- und Aplitadern usw. Tscherm. min.-petr. Mitt. 29/1910.
 9) Bericht über die geologisch-petrographische Aufnahme usw. Tscherm. min.-petr. Mitt. 29/1910.
 10) Das niederösterreichische Waldviertel Nr. 3. Tscherm. min.-petr. Mitt. 32/1914.
 11) R. Grengg: Der Diallagamphibolit usw. Tscherm. min.-petr. Mitt. 29/1910.
 12) J. Czjžek: Erläuterungen zur geologischen Karte usw. Sitzungsber. d. Wr. Akad. d. Wissensch. Math.-nat. Kl. Beilageband 7. 1853.
 13) F. Beoke: Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tscherm. min.-petr. Mitt. 4/1882.
 14) Das niederösterreichische Waldviertel Nr. 1. Tscherm. min.-petr. Mitt. 82/1914.
 15) Zur Karte des niederösterreichischen Waldviertels. Tscherm. min.-petr. Mitt. 93/1915.
 16) Ueber Mineralbestand und Struktur usw. Denkschr. d. Wr. Akad. d. Wissensch. Math.-nat. Kl. 75/1908.

- 17) A. Himmelbauer: Das niederösterreichische Waldviertel Nr. 2. Tscherm. min.-petr. Mitt. 32/1914.
- 18) D. Stur: Beiträge zur Kenntnis der Dyas- und Steinkohlenformation usw. Jahrb. 1870.
- 19) C. v. Ettinghausen: Beiträge zur Flora der Wealdenperiode. Abh. d. geol. Reichsanst. 1/1852.
- 20) J. Walther: Gesetz der Wüstenbildung. 1912.
- 21) U. Gruhenmann: Die kristallinen Schiefer.
- 22) v. Lozinski: Zur Bildungsweise des Rotliegenden. Jahrb. 1912.
- 23) F. X. Schaffer: Das Miozän von Eggenburg. Abh. d. geol. Reichsanstalt 1914.
- 24) F. Mocker: Der Granit von Maissau. Tscherm. min.-petr. Mitt. 29/1910.
- 25) B. Sander: Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies usw. Verh. 1914.
- 26) Beiträge aus den Zentralalpen usw. Jahrb. 1914.
- 27) Ueber Zusammenhänge über Teilbewegung und Gefüge. Tscherm. min.-petr. Mitt. 30/1911.
- 28) L. Kölbl: Zur Deutung der Glimmerschieferzone usw. Jahrb. 1922.
- 29) A. Marchet: Der Gabbroamphibolit von Rehberg. Sitzungsab. d. Wr. Akad. der Wissensch. Math.-nat. Kl. 1919.
- 30) H. Tertsch: Studien am Westrande des Dunkelsteiner Granulitmassivs. Tscherm. min.-petr. Mitt. 34/1917.
- 31) K. Hinterlechner: Ueber Schollenbewegungen am südöstl. Rande der böhm. Masse. Verh. 1914.
- 32) Ueber Schieferinjektionen usw. Verh. 1917.
- 33) Th. Fuchs: Einschüsse von fremden Gesteinen im kristallinen Kalkstein. Verh. 1881.
- 34) E. Sueß: Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen. Sitzungsab. d. Wr. Akad. d. Wissensch. Math.-nat. Kl. 1866.
- 35) A. Gareis: Ueber Pseudomorphosen nach Cordierit. Tscherm. min.-petr. Mitt. 1901.

Zum Schlusse möchte ich mir erlauben, meinen hochverehrten Lehrern, den Herren Professoren F. E. Sueß und F. Becke, für ihr freundliches Interesse an meiner Arbeit und die vielen wertvollen Winke meinen herzlichsten Dank auszusprechen. Auch der Verwaltung des Eduard Sueßfonds bin ich für die Verleihung eines Stipendiums besonders verpflichtet.

Ueber morphologische Arbeitsmethoden.

Von Otto Ampferer.

Mit 11 Zeichnungen.

Die Jahre nach dem großen Krieg haben wenigstens für die Ostalpen eine ganze Flut von morphologischen Arbeiten gebracht.

In einer jüngst erschienenen Uebersicht über die Entwicklung der Alpen zum Hochgebirge versichert F. Leyden (früher F. Levi), daß die morphologische Erforschung hier erst am Anfang stehe und ein weites Neuland, eine wahre terra incognita der Schönheit unseres Hochgebirges doppelten Reiz verleihe (Geol. Rundschau Bd. XIII, Heft 1).

Eine ähnliche Aussicht auf ein weites Feld voll anziehender Probleme eröffnet J. Sölch in seiner Abhandlung über Grundfragen der Landformung in den nordöstlichen Alpen (Geografiska Annaler 1922, Heft 2) und schließlich habe ich selbst im Jahre 1915 meine Arbeit über die Entstehung der Hochgebirgsformen in den Ostalpen (Zeitschrift d. D. u. Oe. A.-V.) mit Ausdrücken innerer Befriedigung und der Lust zur Weiterforschung beschlossen.

Ich möchte auch heute von diesen Meinungen nichts zurücknehmen, doch bin ich inzwischen zu der Einsicht gekommen, daß die morphologische Forschung in mancher Hinsicht ihren Ergebnissen eine Sicherheit zuschreibt, welche zu der Unsicherheit der Methoden in einem allzu schroffen Mißverhältnis steht.

Ich möchte demgegenüber ausdrücklich auf die Bedenken und Warnungen verweisen, welche Passarge bereits im Jahre 1912 in seiner physiologischen Morphologie zum Ausdruck brachte und die auch heute noch von ihrer Bedeutung nichts verloren haben.

Indem ich mich mit den Ausführungen von Passarge und seiner vorbildlichen Art, Morphologie zu betreiben, einverstanden erkläre, kann ich mir auch jede Wiederholung in dieser Hinsicht ersparen.

Für jenen Teil der Morphologie, welcher auch den ausübenden Feldgeologen fort und fort mit seinen bald leiseren, bald lauterer Fragen nicht in Ruhe läßt, spielt die Altersbewertung der verschiedenen Teile einer Landoberfläche eine sehr wichtige Rolle.

Von vornherein wäre es möglich, daß alle Teile einer Landoberfläche dasselbe Alter besitzen würden oder, mit anderen Worten, sich die Form dieser Landschaft in gleichen Zeiten um gleiche Beträge ändern würde.

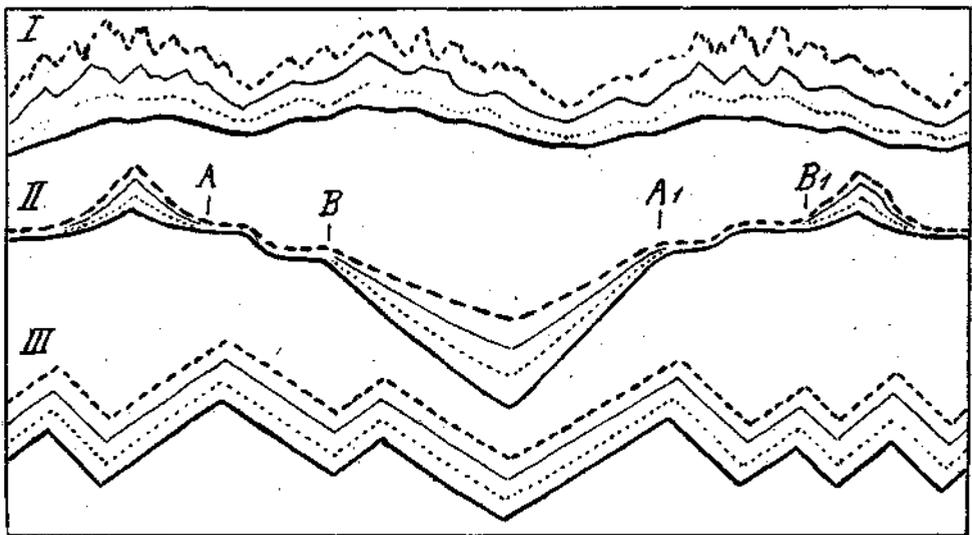
In diesem Falle wäre es nur nötig, den Landabtrag an einer Stelle für eine bestimmte Zeit genau zu ermitteln, um dann für beliebige vergangene Zeiten die dazugehörigen Oberflächen konstruieren zu können (Fig. 3—III).

Stillstehende Voraussetzung wäre natürlich tektonische Ruhe der Landschaft und Gleichbleiben der landformenden Kräfte.

Andererseits wäre aber auch eine Landschaft denkbar, in welcher sich alle Teile der Oberfläche in gleichen Zeiten ungleich verändern.

In diesem Falle würde es nicht mehr möglich sein, von der Gegenwart aus die vergangenen Oberflächen jemals wieder richtig herzustellen (Fig. 1—I).

Fig. 1—3.



3 Gruppen von Ähnenreihen, I unter der Annahme, daß alle Teile der Oberfläche sich ungleichmäßig verändern, III daß alle Teile der Oberfläche sich gleichmäßig verändern, II daß gewisse Stellen sich wesentlich weniger als andere verändern.

In Fig. II stellen die Strecken $A-B$ und A_1-B_1 jene Teile des Querschnittes dar, die im Laufe langer Entwicklung ihre Ähnlichkeit am engsten bewahrt haben.

Die Erfahrung hat uns gelehrt, daß die tatsächlich vorhandenen festen Oberflächenstücke unserer Erde mit ihrer historischen Entwicklung zwischen diesen beiden Extremen zu suchen sind (Fig. 2—II).

Damit hat also das Problem der Altersbestimmung von einzelnen Teilen einer Landschaft eine enger begrenzte Bedeutung erhalten.

Hier sind nun gleich einige Feststellungen zu machen. Es gibt in der ganzen Landschaft, auch wenn man tektonische Ruhe voraussetzt, im allgemeinen keine Stellen, die im Laufe langer Zeiten keine Veränderungen erfahren würden.

Man hat also eigentlich nur zwischen mehr und weniger veränderlichen Stellen zu unterscheiden.

Hier hätte nun die messende Morphologie einzusetzen, welche uns über das Ausmaß und die Form des Abtrages von bestimmten Teilen einer Landschaft unter bestimmten Bedingungen in bestimmten Zeiträumen zu unterrichten hätte.

Wir besitzen auf diesem Gebiete heute noch kaum die aller-nötigsten Angaben oder es liegen solche in schwer zugänglicher technischer Fachliteratur vergraben.

Wenn man sich also auf den Standpunkt stellt, daß nur mehr oder weniger bewegliche Stellen der Landoberflächen im gleichmäßigen Ablauf der Zeit unterschieden werden können, so geht das Problem der Altersbewertung der Landflächenteile in ein „Ähnlichkeitsproblem“ verschieden alter Flächenstücke über.

Denkt man sich über einem heute gegebenen Querschnitt durch eine Landschaft jene Querschnitte wieder aufgebaut, die in gleichen vergangenen Zeitabschnitten hier verwirklicht waren, so erhält man ein Bild, das ich seinerzeit als „Ahnenreihe“ eines solchen Querschnittes bezeichnet habe.

In einer solchen Ahnenreihe sind nun die mehr oder weniger beweglichen Stellen ohne weiteres zu erkennen, je nachdem sich die „Entwicklungslinien“ enger aneinanderschließen oder weiter voneinander entfernen (Fig. 1—3).

Es ist nun klar, daß man bei einer verlässlichen Einsicht in das typische Abtragsmaß der einzelnen Flächenstücke bei der Konstruktion von vergangenen Oberflächen von beliebigen Teilen der heutigen Oberfläche ausgehen könnte und immer zu demselben Resultat gelangen müßte.

Da uns aber derzeit eine solche Einsicht mangelt, so müssen wir bei dem Versuch der Rekonstruktion alter Oberflächen von solchen Stellen ausgehen, die noch am meisten die Ähnlichkeit mit ihren Vorfahren bewahrt haben, weil wir hier die Gewähr besitzen, wenigstens innerhalb bestimmter kleiner Fehlergrenzen zu verbleiben.

Die Ermittlung dieser Fehlergrenzen bleibt für einen wissenschaftlichen Betrieb der Morphologie eine wichtige Angelegenheit.

Betrachten wir nun nach diesen einleitenden Bemerkungen die morphologischen Arbeiten, wie sie zum Beispiel über die Ostalpen derzeit vorliegen, so sehen wir gleich, daß in den meisten Fällen zur Herstellung von alten Oberflächen Terrassen, Stufen, Leisten, Knicke der Talgehänge . . . herangezogen werden.

Dabei gelten meist ohne Einschränkung gleichhohe Terrassen an den Gegenseiten eines Tales als gleichaltrig, verschiedenhohe als verschiedenaltrig.

So einfach und bequem diese Arbeitsmethode erscheint, so enthält sie dennoch eine Reihe von Fehlerquellen. Legen wir der weiteren Untersuchung eine Talform zugrunde, wie sie Fig. 4 im Querschnitt vorführt. Es ist dies ein Tal, das beiderseitig in der Höhe zwei ähnliche Felsstufen enthält.

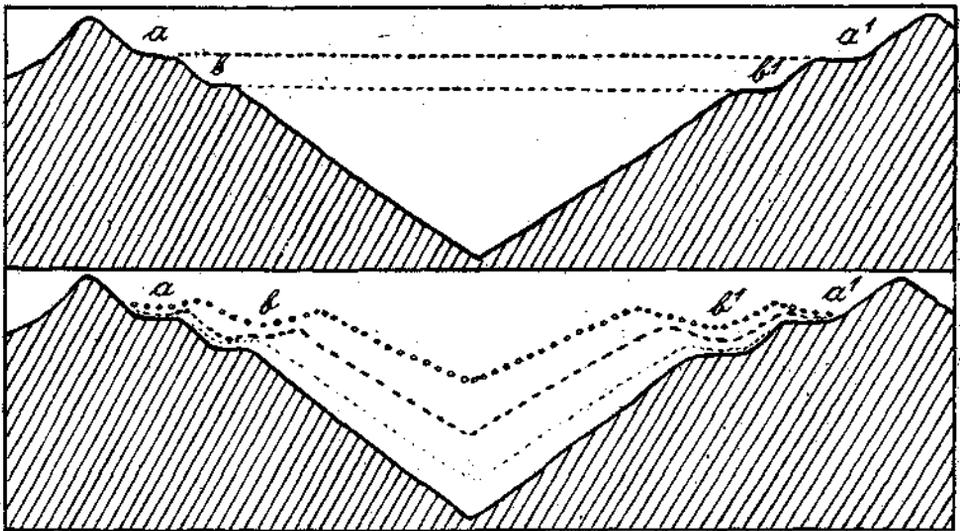
Die übliche Erklärung für diese Talform ist nun die, daß der Fluß einstens in der Höhe der oberen Terrasse, also im Niveau $a-a^1$

durch allmähliches Verschieben seiner Schlingen einen breiten, ebenen Talboden ausarbeitete. Durch eine Hebung wurde dann der Fluß gezwungen, die Seitenerosion aufzugeben und in die Tiefe zu graben. Er gelangte dabei bis in das Niveau $b-b^1$ und begann nun auf diesem wiederum seine seitlich angreifende Tätigkeit, die endlich zur Herstellung des Talbodens $b-b^1$ führte.

Die Möglichkeit einer solchen Ableitung ist nicht von der Hand zu weisen.

Sie setzt, wie schon erwähnt, sehr lange Zeiten von reiner Seitenerosion voraus, welche durch kürzere Zeiten von scharfer Tiefenerosion voneinander getrennt sind.

Fig. 4—5.



Talform mit 2 Terrassenpaaren. Ihre Entstehung wird im oberen Schema durch einen Wechsel von Seitenerosion und Tiefenerosion eines und desselben Flusses, im unteren lediglich durch Tiefenerosion von 5 Bächen abgeleitet, die sich erst allmählich zum heutigen Fluß vereinigen. Diese Vereinigung geschieht durch Unterschneidung und Anzapfung von der stärksten, mittleren Wasserader aus.

Ist die Talform entsprechend breit, so stellt das Ansnagen eines derartig breiten, ebenen Talbodens eine gewaltige und sehr unökonomische Arbeitsleistung vor und es wird zwischen der Herstellung des Terrassenstückes a und der des gegenüberliegenden Stückes a^1 eine sehr lange Zeit verfließen.

Das heißt die Terrassenstücke a , a^1 gehören zwar einem und demselben Talboden an, sind jedoch zeitlich in ihrer Bildung weit voneinander getrennt. Im ungünstigsten Falle ist die Terrasse a die erste, und die Terrasse a^1 die letzte Arbeitsleistung unseres Flusses auf dieser Niveaufläche.

Wir haben also bei dieser Erklärung strenge Gleichhöhgigkeit der Terrassen mit Ungleichzeitigkeit derselben verbunden.

Ja es ist wohl möglich, daß die untereinanderliegenden Terrassen einer Talseite sich zeitlich weit näher stehen als die gleichhohen gegenüberliegenden desselben Tales.

Diese Verhältnisse sind in Fig. 7 mit Hilfe eines Zeit-Raumgitters graphisch dargestellt.

Wie man weiter aus Fig. 6 erkennt, sind in einem und demselben Tale hochgelegene Terrassenpaare zeitlich viel weiter voneinander getrennt als tiefelegene.

Die Fehlergrenze bei einer zeitlichen Gleichstellung gleichhoher Terrassen wird also mit steigender Talbreite wesentlich vergrößert.

Zugleich wird aber auch die nach dieser Erklärung ergänzte Talform für die hohen Terrassen immer unwahrscheinlicher.

Während für die tieferen Terrassen (Festerrassen!) eines Talzuges die hier angeführte Erklärung überaus wahrscheinlich ist, nimmt diese Wahrscheinlichkeit bei hochgelegenen Terrassen wesentlich ab.

Bleibt man zum Beispiel bei dem Querschnitt von Fig. 4 konsequent in derselben Ableitung, so müßte der älteste noch erkennbare Talboden die zwei hier gegenüberliegenden Kammschneiden verbinden und also als Ausgangsform zumindest eine „Fastebene“ vorgelegen haben.

Damit steht man ganz in dem Ideenkreis von Davis, der bekanntlich sehr viel Anhängerschaft erworben hat. Trotzdem ist diese Ableitung weder notwendig, noch auch innerlich wahrscheinlich.

Dies tritt sofort, deutlich heraus, wenn man diese Entwicklung den umgekehrten Weg machen läßt.

Nimmt man als Ausgangsform eine Fastebene, so müßten auf dieser die beutigen tiefen Talräume schon in denselben Umrissen angelegt werden. Wir hätten nach kurzer Entwicklung bereits niedrige, relativ schmale Scheidekämme und dazwischen sehr breite Talebenen mit lebhaft schlängelnden Bächen und Flüssen.

Das ist eine höchst unwahrscheinliche Kombination, für welche mir bisher keine Verwirklichung bekannt geworden ist.

Zu derartig breiten Talsohlen gehören eben auch breite, flache Scheiderücken.

Die eben vorgeführte Ableitung erfordert auch insofern eine genaue Prüfung, weil sie auch geologisch sehr wichtige Aussagen durch die Hereinziehung der Tektonik enthält.

Es ist nun die Frage wohl berechtigt, ob die eben vorgelegte Erklärung der Terrassenreste durch seitliche Flußerosion die einzig mögliche oder die wahrscheinlichste ist.

Hier ist nun zu bemerken, daß die Wirkung der Seitenerosion oder des Verschiebens von Flußschlingen innerhalb und außerhalb eines Gebirgsraumes recht verschieden zu bewerten ist. Außerhalb eines Gebirges stehen einer solchen Schlingenverschiebung im allgemeinen nur hindernde Gesteinsriegel entgegen, innerhalb desselben kommen aber noch die Schuttkegel der meist steileren Seitenbäche hinzu.

Diese verstehen ein Gebänge gegen den Flußangriff weit besser zu schützen als ein Gesteinsriegel, wenigstens so lange, als sie genügend Schutt zu liefern vermögen.

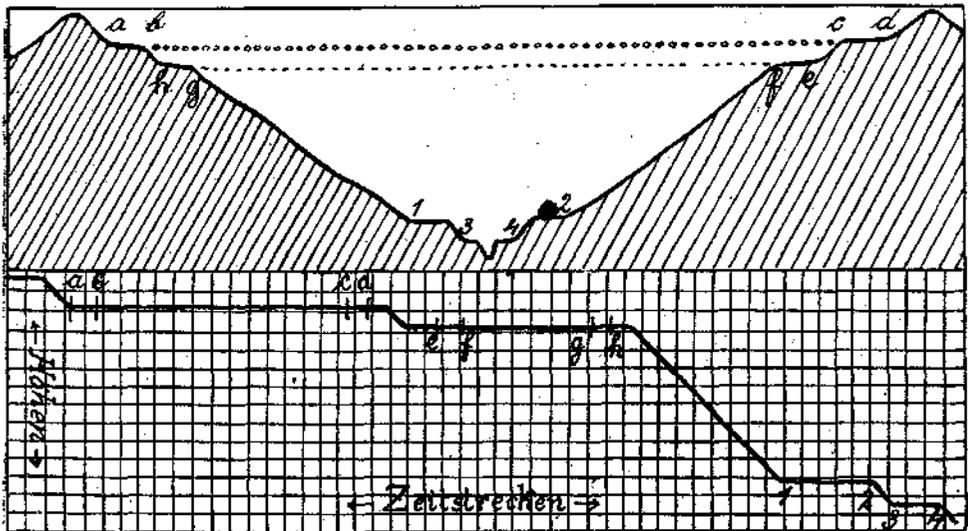
Sie legen aber auch durch ihr wechselseitiges Vorschiehen so ziemlich alle größeren Flußschlingen fest und verhindern so ein Wandern derselben.

Von dieser Erscheinung kann man sich so ziemlich in jedem größeren Alpentale überzeugen.

Man darf daher mit der Anwendung der Seitenerosion innerhalb eines Gebirgsraumes nicht gar zu freigiebig verfahren, wenn natürlich auch die Anwendungsfähigkeit bei schwächer ausgeprägtem Relief unbedingt ansteigt.

Wenn wir also von einer extremen Anwendung der Seitenerosion als Erklärungsmittel Abstand nehmen, so können wir die Terrassen

Fig. 6-7.



Talform mit 4 Terrassenpaaren, welche durch den Wechsel von Seiten- und Tiefenerosion entstanden sein sollen.

Im unteren Schema sind im Horizontalmaß gleiche Zeitabstände, im Vertikalmaß gleiche Höhenabstände als Gitterstäbe verwendet.

Die dick ausgezogene Kurve soll das Wandern des Flusses in einem bestimmten Talquerschnitt in Raum und Zeit veranschaulichen. Die Buchstaben und Ziffern der beiden Schemas entsprechen einander.

eines Talzuges auch als verlassene seitliche Gerinne deuten, welche durch seitliche Anzapfung von der Weiterbildung angeschaltet wurden.

Fig. 5 gibt ein Schema dieses Erklärungsweges. Der Unterschied der beiden Erklärungsweisen — Fig. 4 und Fig. 5 — springt in die Augen und ist auch in allen Folgerungen sehr bedeutend.

Bei der ersten Erklärung ist strenge Gleichhöhgigkeit von Terrassen mit Ungleichzeitigkeit der Bildung verbunden, bei der zweiten ist strenge Gleichzeitigkeit mit einem ziemlichem Betrag von Ungleichhöhgigkeit vereinbar. Es können Talrinnen von verschiedener Höhen-

lage innerhalb eines größeren Talzuges streng gleichzeitige Gebilde vorstellen und Furchen von gleicher Höhenlage zeitlich weit getrennte Bildungen sein.

Das Kriterium der gleichen Höhenlage von gegenüberliegenden Terrassen gilt nur innerhalb eines ziemlichen Spielraumes, der um so größer werden kann, je weiter zwei zu vergleichende Terrassenreste voneinander entfernt sind.

Damit rückt die Deutung von derartigen „Altformresten“ und ihre Benützung zur Rekonstruktion alter Oberflächen in ein wesentlich anderes Licht.

Man kann nun erwarten, daß zwischen den Altformresten von zwei so verschiedenen Bildungsarten sich auch erkennbare Unterschiede festhalten lassen. Dies ist bis zu einem gewissen Grad sicherlich der Fall. Wenn wir zum Beispiel alte hochgelegene Terrassen finden, die nicht nur eine weitreichende Einebnung zeigen, sondern vielleicht auch noch mit Schotterresten bedeckt sind, welche nach ihrer Größe, Abrollung, Auswahl und Zusammensetzung nur Gebilde eines langen Flußweges sein können, so werden wir solche Terrassen nicht als Teile von relativ schmalen und wahrscheinlich auch ziemlich kurzen Seitengerinnen auffassen können. Von solchen Flächen, welche entsprechend weite Einebnungen und dazugehörige Schotterfelder noch erkennen lassen, sind mir in den nördlichen Ostalpen nur die obersten Plateaus der großen Kalkstöcke bekannt geworden.

Auch hier kann man gewiß nicht von einer völligen Einebnung reden, denn diese Flächen werden auch heute noch von ganz erheblichem aufgesetzten Kleingebirge überhöht.

Diese Meinung haben auch andere Beobachter, zum Beispiel G. Göttinger und J. Sölch ausgesprochen.

Diese Überhöhung war aber zur Zeit der Flächenebnung sicher beträchtlich schroffer und höher, da seither diese kahlen Aufragungen viel stärker erniedrigt wurden als die schwer angreifbaren Einebnungen, die zudem wahrscheinlich noch mit schützenden Hartschotterdecken bekleidet waren.

Was aber an Schultern, Furchen, Stufen, Terrassen zwischen diesen Hochflächen und den hohen Schotterterrassen der Alpentäler liegt, entbehrt nach meiner Erfahrung mit seltenen Ausnahmen der gesicherten Verbindung mit dazugehörigen Schotterresten.

Dies ist eine spezifisch alpine Erfahrung, denn unsere Studien über die Terrassen und Hochflächen zu beiden Seiten der Drina in Bosnien und Serbien haben ergeben, daß man zum Beispiel von den herrlichen Hochflächen von Tara Planina—Zlatibor über eine ganze Treppe von Stufen zur Drina herabsteigen kann, die alle noch mit ihren zugehörigen Schotterdecken wohlausgestattet sind.

In den Alpen ist dies nicht der Fall und ich schließe daraus, daß wir hier die Mehrzahl der Stufen nicht als Reste von ansgebreiteter Flußschlingenarbeit, sondern vielfach als verlassene Seitengerinne zu deuten haben.

Dazu kommen noch zahlreiche kleinere, vom ungleich fließenden Eise geschaffene Einkerbungen sowie eine Menge von Stufen und Scharfen und Knicken, die aus mehr minder leichter Verwitterbarkeit entstanden sind.

In sehr vielen Fällen spricht schon die unebene Form von solchen Terrassen und besonders ihre Rückfälligkeit weit mehr für verlassene Seitengerinne als für Flußterrassen.

Inbesondere geht das Hintergelände vieler Stufen mehr allmählich in die Stufenfur über, während der scharfe Knick, wie er einer Flußprallstelle entspricht, wohl höchst selten zu finden ist.

Einen weiteren Beweis, wie geringfügig innerhalb eines höheren Gebirges der Betrag der Seitenerosion vielfach war, sehe ich in den zwei-, drei- und mehrfachen Einsattlungen, wie wir sie beinahe als Regel an den Talscheiden treffen.

Hier haben wir deutliche Querschnitte, in denen noch die Seiterrinnen voll neben und über der tieferen Hauptrinne erhalten geblieben sind.

Gilt aber der Schluß, daß die Mehrzahl der Leisten, der alpinen Täler keine Flußschlingenarbeit darstellen, so fällt damit die Verlässlichkeit von zahlreichen morphologischen Behauptungen, die lediglich mit Hilfe der Annahme vom Vorherrschen der Seitenerosion gewonnen wurden, in sich zusammen.

Betrachten wir noch einmal Fig. 3—4, welche die zwei verschiedenen Erklärungen eines und desselben Talquerschnittes vorführen, so muß man ohne weiteres zugeben, daß die Aussage nach der ersten Methode eine reichere und auch eine bestimmtere ist. Sie zeigt uns, daß die Ausarheitung des Talhohlraumes nicht gleichmäßig vor sich ging, sondern lange Perioden des Seitenschurfes mit kürzeren des Tiefenschurfes wechselten. Die zweite Methode gibt nur an, daß ursprünglich wenigstens drei henachharte Talfurchen da waren. Es können aber auch noch mehr gewesen sein.

Eine Angabe, ob die Erosion ständig arbeitete oder durch Hebungen zeitweise Neubelebungen stattfanden, besitzen wir hier nicht.

Während die erste Erklärungsweise unausbleihlich zur Ausgangsform eine Einebnung erhält, führt uns die zweite nur zu einem feiner und reicher zerteilten Relief von geringerer Spannhöhe.

Meiner morphologischen Einföhlung in das Relief der Alpen entspricht diese letztere Formel unbedingt besser. Ich kann mir nicht vorstellen, daß zum Beispiel die Urahnformen des Inntales schon eine Breite von zirka 10 km und dazu nur ganz geringe Tiefen besessen haben sollen.

Ungleich wahrscheinlicher ist mir eine Ableitung aus mehrfachen Gerinnen, die erst allmählich zu einem großen Talraum vereinigt worden sind.

Inselberge, wie zum Beispiel im Inntal der Tschirgant, sind in dieser Beleuchtung viel einfacher verständlich.

Bei der bisherigen Betrachtung haben wir die älteren Flächenstücke in demselben Querschnitt stets oberhalb der jüngeren angetroffen.

Die höherliegende Terrasse muß früher gebaut worden sein als die tiefere.

Bei einer Ableitung von Stufen durch Eisschurf gilt diese Beziehung natürlich gar nicht.

Es sind jedoch auch bei fluviatiler Arbeit ausgedehnte Umkehrungen dieser Flächenregel möglich, mit denen wir uns nun beschäftigen wollen.

Wenn in einem Talraum an Stelle der Wegführung von Material die Zuführung überwiegt, so ist die Möglichkeit zu einer derartigen Umkehrung gegeben. Die Zufüllung kann durch verschiedenartigen Schutt, Wasser oder durch Eis geschehen.

Ich gehe hier nicht weiter auf die interessanten individuellen Eigenheiten dieser Medien ein, sondern behalte nur das morphologische Gesamtergebnis im Auge. Der Größenordnung nach kommen Seebildungen bis etwa 300 m, Schuttanfaltungen bis zirka 500 m, Eisauffüllungen bis über 1500 m Mächtigkeit in Betracht.

Für die morphologische Wirksamkeit tritt jedoch weit mehr als die Mächtigkeit, die Dauer der Auffüllung sowie die Zeit und Art der Anfüllung und Entleerung in den Vordergrund. Eine kurzandauernde Auffüllung der Talräume bleibt morphologisch unwirksam.

Eine Anfüllung, welche sehr langsam erfolgt, dagegen nur einen kurzen Höchststand einhält und wieder langsam verschwindet, wird ebenfalls keine deutlichen morphologischen Spuren hinterlassen, weil diese durch die entgegengerichteten Wirkungen des An- und Absteigens so gut wie ausgelöscht werden. Das morphologisch Entscheidende

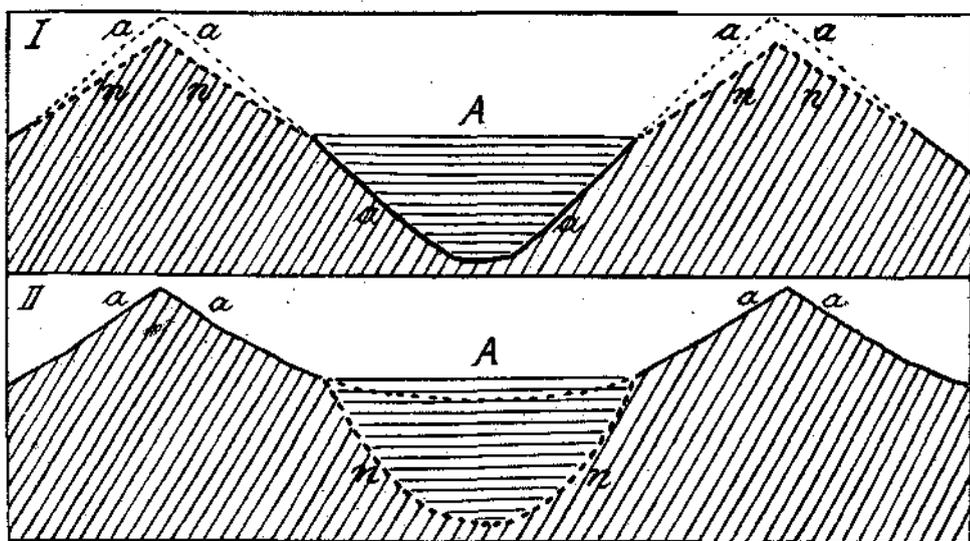
Ueber die morphologischen Wirkungen der Eisbewegung auf den Untergrund gehen auch heute noch die Ansichten weit auseinander.

Fig. 9 stellt den extremen Fall dar, daß in ein altes, breites Tal ein Eisstrom eine schmalere, tiefe Rinne ausgeschürft hat.

Macht man die Annahme, daß die Eiserosion die gleichzeitige normale Abtragung in ihrer Wirksamkeit wesentlich übertrifft, so hat man hier trotz der Anfüllung die neuen Flächen unten und die alten oben liegen.

Dabei ist hier wie in den meisten Fällen „alt und jung“ nur so zu verstehen, daß die einen Flächen den alten Flächen nach Verlauf einer langen Zeit eben ähnlicher geblieben sind als die anderen. Interessant ist nun der Vergleich von Fig. 8 und 9, welcher ergibt,

Fig. 8—9.



Im oberen Schema bedeutet *A* eine Anfüllung mit Schutt, wodurch der untere Talraum geschont bleibt, während die aufragenden Kämme erniedrigt werden. Im unteren Schema bedeutet *A* eine Anfüllung mit strömendem Eis, das allmählich in das alte breite Tal einen tiefen, schmaleren Taltrog einschleift. *n* = neue Flächen, *a* = alte Flächen.

Aehnlichkeit der Endform bei Schonung oder Untertiefung des unteren Talquerschnittes.

daß eine Talform, in welcher der untere Teil entsprechend lange geschont wurde, einer anderen Talform täuschend ähnlich werden kann, in welcher im Gegenteil gerade der untere Teil viel schärfer bearbeitet worden ist. Die Gegenüberstellung dieser beiden Querschnitte zeigt zugleich die extremsten Erklärungen für das Problem der Trogtalbildung, in dem einen Falle Erzeugung durch Schonung der unteren Talteile, im anderen durch gesteigerten Angriff auf dieselben. Sie führt uns weiter vor, wie selbst die Ableitung eines Gehängeknickes durchaus nicht eindeutig ist, selbst wenn derselbe

eine so gute Ausbildung und so weite Verbreitung wie an den Trogrändern der Alpentäler besitzt.

Wer sich auf den Standpunkt stellt, daß die Taltröge der Alpen im wesentlichen ein Werk der Eisarbeit vorstellen, der muß weiter behaupten, daß die Höchststände der Vergletscherungen gegenüber dem Wachsen und Schwinden bei weitem viel längere Zeiten in Anspruch genommen haben.

Diese Verbindung ist eine notwendige.

Kann man irgendwie beweisen, daß die Dauer der Höchststände mit der Dauer des Vorrückens und Rückweichens ungefähr vergleichbar oder gar kürzer war, so ist damit auch eine glaziale Schaffung der Taltröge ausgeschlossen.

So kann man vielleicht mit genauen Studien der Verhältnisse an den einstigen Enden der Gletscherströme diese morphologischen Fragen der inneren Alpentäler zur Entscheidung bringen.

Eine große Rolle spielen endlich morphologische Beobachtungen für die Erkennung von jüngeren tektonischen Bewegungen, für welche häufig andere geologische Belege nicht aufzubringen sind. Auch hier ist besondere Sorgfalt und Vorsicht vonnöten, weil verschiedene Trugschlüsse verdächtig nahe liegen.

Am leichtesten wäre es, Verbiegungen oder Verwerfungen festzustellen, wenn man gut ausgeglichene und wohl erkennbare Einebnungsflächen zur Verfügung hätte, die das ganze Untersuchungsgebiet einheitlich überspannen würden.

Solche Fälle sind jedoch wenigstens in den Alpen sehr selten. Hier muß man schon von vornherein seine Ansprüche auf ein bescheidenes Maß herunterschrauben.

Die relativ besten Einebnungsflächen der Cstalpen, welche mir persönlich bekannt wurden, sind im Norden die von Götzing er beschriebenen Kalkhochflächen, im Südosten die von Kossmat und Winkler dargestellten Hochflächen mit den Uebergängen zum Karst, im Süden die von Klebelsberg und Schwinner geschilderten Plateaus. Am genauesten habe ich die Kalkhochflächen der Nordalpen begangen, vielfach als Bergsteiger, häufiger als Aufnahmegeologe, und ich benütze die Gelegenheit, die Uebereinstimmung meiner Befunde in den zuerst von Götzing er beschriebenen Gebieten zum Ausdruck zu bringen.

Wie ich schon erwähnte und Götzing er bereits im Jahre 1912 betonte, liegen auch hier keine vollendeten Einebnungen vor, sondern nur sehr breite Flächen, über denen sich noch Mittelgebirge erhebt.

Wir haben uns nun zunächst mit der Erhaltung dieser alten Flächenstücke zu beschäftigen.

Die Erhaltung ist leider meist eine recht mangelhafte, so daß zum Erschauen von solchen Zusammenhängen häufig ein ziemliches Maß von bereitwilligem Entgegenkommen gehört. Wer die Zusammenhänge nicht sehen will, der wird sie auch nicht sehen, ein unbedingter Formenzwang geht ja nicht von denselben aus. Die größeren Flächen-

stücke liegen heute zumeist auf obertriadischen Kalken, und zwar auf wenig geneigten Schichttafeln oder leicht verbogenen Muldenstücken. Steile Schichtlagen sind selten.

Auffallend bleibt der Umstand, daß die Abtragungsflächen, wenn wir sie uns ergänzt vorstellen, in der Regel nicht tief unter der Hangendfläche unseres Kalkes liegen.

Diese Hangendfläche hat aber geologisch und morphologisch als Grenzfläche gegen eine jüngere nichtkalkige, sondern mergelige, tonreichere Schichtfolge ihre Bedeutung. Im Bereiche dieser weicheren und wasserundurchlässigen Mergel konnte sich ein zusammenhängendes Bach- und Flußnetz leicht entwickeln, während dies auf den kluftreichen, durchlässigen Kalkböden nicht so gut möglich ist. Man kann so zu der Ansicht gelangen, daß die Ausbildung der weitreichenden Verebnungsflächen noch im Bereiche dieser undurchlässigen Deckgesteine erfolgte und mit der Durchnagung dieser Decke bald ein Ende fand.

Nur die Aufbewahrung der Verebnungsreste wäre so eine Funktion der großen, schwebenden Kalkmassen, wozu sie gerade durch ihre Durchlässigkeit besonders befähigt erscheinen.

Ist diese Annahme berechtigt, so müßte man sich die eigentlichen Verebnungsflächen wohl noch beträchtlich über den Augensteinfundplätzen erhaben denken. Wenn man erwägt, daß in die heutigen Kalkhochflächen breite Talzüge von 1000—1500 m Tiefe eingeschnitten sind, so ist eine Abtragung und Erniedrigung der alten Einebnungen durch Verwitterung, Auslaugung, Einsackungen, Einstürze um 200 bis 300 m durchaus nicht verwunderlich.

Dafür sind auch geologische Anhalte gegeben, da man nicht selten auf solchen Kalkplateaus Reste von jüngeren Deckschichten (Mergel, Sandsteine), gleichsam in die Karstflächen des Kalkes eingesenkt, antrifft, ohne daß solche Einsenkungen etwa als Einfaltungen oder Einbrüche an Verwerfungen zu erkennen wären. Daneben kommen solche rein tektonische Fälle gewiß noch viel häufiger vor. Immerhin ist dies ein Fingerzeig, daß die Reste von solchen Deckschichten im Laufe sehr langer Zeit durch Untergrabung ihres Kalksockels eine relative Einsenkung erfahren können.

Von den Dauergeröllen wissen wir ja durch die Höhlenforschungen, wie tief dieselben ins Innere der Kalkstöcke versenkt werden können.

Alle Wirkungen zielen darauf hin, solche Verebnungsflächen nicht nur allmählich zu erniedrigen, sondern sie auch unebener zu gestalten.

Wenn weiterhin von solchen Einebnungsflächen die Rede geht, muß man sich diese Einschränkungen vor Augen halten.

Ist einmal eine weitausgreifende Einebnung wirklich gegeben, so wird sie durch eine gleichsam regionale Erniedrigung in ihrer morphologischen Brauchbarkeit nicht ausgeschaltet, sofern man sich der hiehergehörigen Fehlergrenzen bewußt bleibt. Natürlich kann man mit einem Niveau, das vielleicht nur auf 100—200 m genau bekannt ist, nicht Verbiegungen im Ausmaß von 20—50 m bestimmen wollen.

Die niederösterreichisch-steirischen Kalkhochflächen, von denen auch Götzing er ausgegangen ist, enthalten nun nach meinen Erfahrungen prächtige Beispiele für tektonische Verstellungen, welche einerseits weit über die hier mögliche Fehlergrenze hinausgehen, andererseits aber zugleich auch noch geologisch feststellbar sind.

Die Harmonie zwischen der rein tektonisch und der rein morphologisch erkannten Verstellung dieser Plateaus verleiht ihnen besonderen Wert.

Die schönen Kalkhochflächen von Schneeberg-Rax-Schneealpe sind von Götzing er eingehend untersucht und beschrieben worden.

Sie liegen in Höhen zwischen 1800—2000 m und tragen an einzelnen geschützten Stellen noch zusammengeschwemmte „Augensteine“, meist in Ansammlungen von Roterden eingebettet.

Im Norden von diesen mächtigen „Steintischen“ liegen nun im Bereiche von Blatt „Schneeberg-St. Aegy d“ eine Reihe von weit niedrigeren Kalkplateaus, die man ihnen gegenüber etwa als dazugehörige „Stühle oder Bänke“ bezeichnen könnte.

Sie balten Höhen zwischen 1000—1200 m ein, während einzelne Gipfel und Rücken noch 100—200 m darüber aufragen.

Eine Begehung der meisten dieser niedrigen Hochflächen hat nun gezeigt, daß fast alle mit „Roterden“ eingedeckt sind und als Seltenheiten auch „Augensteine“ darauf zu finden sind.

Ich habe solche in größerer Menge auf dem Plateau des Fegenbergs südlich von Schwarzau i. G. entdeckt, die auf diesem allseitig tief umschnittenen Plateau etwa nicht durch Abschwemmung von den Hochflächen von Schneeberg oder Rax zu erklären sind. Die Seltenheit der Funde hängt wohl mit der dichten Bewachsung und Einwaldung zusammen, in die nur von Zeit zu Zeit Holzschläge eine Lücke reißen.

Die Flächen selbst sind relativ gut entwickelt, so zum Beispiel am Größenberg nördlich von Schwarzau i. G., an der Südseite des Unterbergs, in der Umgebung der Reisalpe, auf dem langen Kamm der Klosteralpe, auf der Schachbueralpe bei St. Aegy d, endlich auf den breiten Plateaus, die sich rings um Annaberg aneinanderreihen.

Die Unebenheiten sind etwa von derselben Rangordnung wie diejenigen auf den Hochflächen von Schneeberg-Rax-Schneealpe.

Die Eindeckung mit Roterden spricht jedenfalls für ein ziemlich hohes Alter. Sämtlichen glazialen und interglazialen Ablagerungen auf der Nordseite der Alpen fehlen Roterdeinschwemmungen. Sie reichen also wohl in präglaziale, tertiäre Zeiten zurück.

Wahrscheinlich sind sie jünger als die in ihnen eingebetteten Hartschotter und erst entstanden, als die Einebnungen bereits von ihren Flüssen verlassen waren und der Zerstörung anheimfielen.

Stimmt diese Ableitung, so beweisen uns die Roterden auf den Kalkhochflächen, wie wenig bedeutend die ganze glaziale Abtragung hier gewesen sein kann.

Die Gletscher waren dann ebensowenig imstande, die Hochflächen von den Roterden reinzuhobeln, als die interglazialen Gehängebreccien und Schotterterrassen der Täler hinauszufegen.

Es erhebt sich nun die Frage, gehören die eben erwähnten nördlichen Flächenreste in einer heutigen Höhenlage von 1000—1200 *m* mit den südlichen Flächenresten in 1800—2000 *m* Höhe zusammen oder stammen sie aus wesentlich jüngerer Bauzeit?

Ich habe mich schon vor Jahren bei den ersten geologischen Aufnahmen im Bereiche von Blatt „Schneeberg-St. Aegy“ im Anschluß an meine Bearbeitung der exotischen Gerölle der niederösterreichischen Gosauschichten für die erstere Meinung entschieden und die späteren Begehungen haben mich darin bestärkt.

Nimmt man also an, daß diese heute weit getrennten Flächenstücke ursprünglich zu einer und derselben Einebnungslandschaft gehörten, so muß man weiter folgern, daß entweder die südlichen Teile um zirka 800 *m* gehoben oder die nördlichen um diesen Betrag gesenkt worden sind.

Für diese Deutung kann man nun folgende geologische Begründung anführen.

Die Schwarzach entspringt heute in der Gegend von Rohr i. G. in einer breiten, tiefzerschnittenen Dolomitlandschaft in Höhenlagen zwischen 700—1000 *m* und durchbricht von dort her, fast gerade südwärts gerichtet, das hohe Kalkplateau, welches sie in die kleineren Einheiten von Rax und Schneeberg zerschneidet.

Die Erscheinung dieses großartigen Durchbruches wird nun ohne weiteres verständlich, wenn man die oben morphologisch abgelesene Vertikalverstellung von zirka 800 *m* in die Betrachtung einführt und sie so langsam erfolgen läßt, daß der Fluß mit seiner Säge nachkommen konnte.

Außerdem wissen wir ja, daß zwischen Schneeberg und Rax eine Verbiegung mit nord-südlicher Achse liegt, welche der Schwarzach ihren Weg vorgezeichnet hat.

Fig. 11 gibt eine schematische Darstellung der Lage der verstellten Verebnungsflächen entlang des Schwarzachdurchbruches.

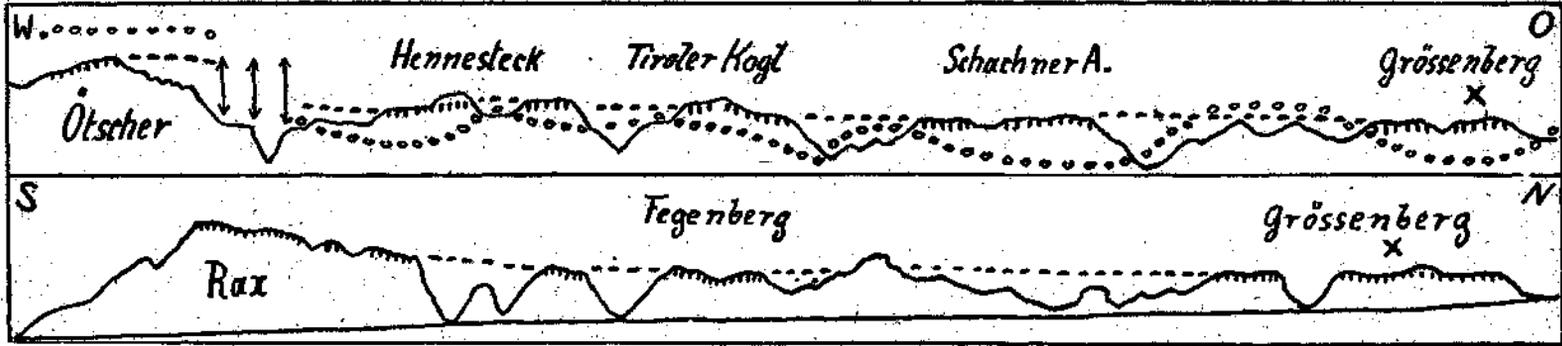
Dabei machen wir die Beobachtung, daß die Hauptverstellung der Verebnungsfläche kuapp am Nordrand von Rax und Schneeberg einsetzt.

Besonders schön ist dies am Schneeberg zu verfolgen, wo wir noch als Zwischenstufe zwischen dem Hochplateau und dem Fegenberg die schöne Hochfläche des Kuschneebergs zwischen 1400—1500 *m* eingeschaltet sehen.

Von einer Verbiegung kann man hier nicht reden, man hat vielmehr den Eindruck von staffelförmigen Absenkungen. Auf der Gegenseite bildet das weitgedehnte Gahnplateau eine ungefähr entsprechende Absenkung.

Durch die Fortführung der geologischen Aufnahmen und den Anschluß an Blatt „Gaming-Mariazell“ hat sich nun zu dieser

Fig. 10—11.



Im oberen Schema bedeutet die Kettenlinie den Verlauf der Schubfläche zwischen der liegenden Ötztaldecke und der hangenden Lunzerdecke. Die unterbrochenen Linien sollen den Zusammenhang der alten Einebnungsflächen, die Vertikalschraffen noch erhaltene alte Flächenstücke bezeichnen. Die Vertikalpfeile deuten Verwerfungen an.

Das untere Schema stellt einen senkrecht zum oberen, also nordsüdlich verlaufenden Querschnitt entlang der Schwarzach vor. Von dem gemeinsamen Ausgangsort des Grössenberg Plateaus wird man in beiden Richtungen zu den hohen Plateauflöhen geleitet.

nord-südlichen Beziehung eine ostwestliche eröffnet, welche gestattet, die obenerwähnten niedrigen Einebnungsflächen hier mit den hohen Plateauflächen des Oetscher-Dürrensteingebietes zu verbinden.

Fig. 10 gibt schematisch den Zusammenhang in dieser Richtung wieder.

Auch hier sehen wir die Hauptverstellung ganz knapp am Ostabbruch des Oetschers eingeschaltet, die sich auch geologisch gut verfolgen läßt.

Was nun aber das ostwestliche Profil besonders auszeichnet, ist die Einsichtnahme in den tektonischen Aufbau, der hier durch zwei große Schubmassen, die Oetscherdecke im Liegenden, die Lunzerdecke im Hangenden vollzogen wird. Die Meinung von Kober, daß die Oetscherdecke über der Lunzerdecke liege, hat die Neufnahme hinfällig gemacht. Beide Schubdecken erscheinen nun hier ganz in demselben Sinne wie die großen Verebnungsflächen verstellt.

Während aber im Bereiche der niedrigen Plateauflächen noch die vorzüglich aus Muschelkalk-Wettersteinkalk bestehenden Reste der Lunzerdecke die Träger und Bewahrer der alten Flächenstücke vorstellen, sind diese Reste in dem hochliegenden Oetscher-Dürrensteingebiete bereits völlig zerstört und unsere Einebnungsfläche erscheint ganz in die Oetscherdecke eingegraben.

Es ist nun möglich, daß in diesem Bereiche keine Schubreste der Lunzerdecke auf der Oetscherdecke lagen, es ist aber auch denkbar, daß dieselben dort durch Abtragung verschwunden sind.

Das letztere wäre vielleicht dahin zu deuten, daß hier schon früher eine Erhebung bestand, die dann eingebnet wurde.

Nach dieser Einebnung wäre dann neuerdings eine Hebung, aber wohl in viel größerem Ausmaße erfolgt.

Endlich käme noch in Betracht, daß unsere Einebnung auch im Gebiete von Oetscher-Dürrenstein auf einem Stockwerk von Lunzerdecke entwickelt und später durch die gesteigerte Abtragung im Hochgebirge derart erniedrigt wurde, daß die Abbildung dieser Urfläche bis in den liegenden Dachsteinkalk herabsank.

Eine Entscheidung ist wohl erst durch weitere Studien zu treffen.

Es ist jedoch sicher, daß im ganzen Bereiche von Blatt „Schneeberg-St. Aegydt“, dem klassischen Schubschollen- und Fensterblatt der östlichen Nordalpen, die Aufbewahrung der alten Flächenreste nahezu ausschließlich den Muschelkalk-Wettersteinkalk-Schollen der Lunzerdecke zu verdanken ist, während diese Formen in den weiten Dolomitgebieten dazwischen und daneben größtenteils aufgezehrt wurden.

Es zeigt sich klar, wie doch der feste, geschichtete Triaskalk bei flacher Lagerung dem meist ungeschichteten mylonitisierten Dolomit (Ramsaudolomit + Hauptdolomit + Dachsteindolomit) in Bewahrung von Formprägungen weit überlegen ist.

Anderseits erweist sich dieser gleichförmige Dolomit wieder als ein Material das die Verwitterung weit lebendiger und feinfühlicher zu modellieren vermag. Landschaftlich ist der Gegensatz zwischen den schweren rastvollen Kalkplateaus und den feinscheiteligen, reichgeschnitzten Dolomitbereichen überaus wirksam. In den Ennstaleralpen hat man diese beiden Gegensätze sogar an einem und demselben Berge übereinander und es wird noch deutlicher, wie die Phantastik des Dolomits in die Schlichtheit des Kalkes übergeht.

Wie diese Beispiele zeigen, lassen sich Verebnungsflächen immerhin mit Vorsicht auch tektonisch verwerten.

Leider sind dieselben wenigstens in den Alpen eine seltene Erscheinung.

Felsterrassen, Stufen, Leisten . . . sind weit schwieriger und unsicherer zu verwenden, insbesondere soweit die Arme der Vergletscherung reichten.

Viel günstiger liegen die Aussichten wieder für die Aufschüttungsterrassen, deren geringes und gut ausgeglichenes Gefälle samt einer Menge von Angaben aus ihren Schottern gute Anhalte gewähren.

Indessen ist auch hier die Beurteilung der erfolgten tektonischen Veränderungen keineswegs so einfach, als man glauben möchte.

Merkwürdig ist, daß die Verstellungen wie sie sich zum Beispiel an den früher beschriebenen hohen Verebnungsflächen ablesen lassen, keine Verbiegungen, sondern staffelförmige, vertikale Hebungen oder Senkungen zu sein scheinen. Dagegen fehlen im Bereiche der allerdings weit jüngeren interglazialen Flußaufschüttungen solche scharf begrenzte Vertikalverschiebungen, wogegen weitgespannte leichte Verbiegungen ziemlich verbreitet sind.

Ihre Feststellung ist besonders in jenen Gebieten, wo Gletscherströme über die Schotterterrassen vorrückten und dann auf denselben abschmolzen, schwierig und unsicher, weil ganz unregelmäßige, lokal wechselnde fluviale und glaziale Abtragungen das einst wohl ausgeglichene Gefälle durchbrechen, ja sogar rückfällig machen können. Ebenso gilt dies ja auch für die Felsterrassen, die besonders an den Teilungsstellen von Gletscherströmen durch die Arbeit der an- oder absteigenden Eisbewegung schräg umgeschliffen werden können.

In der Arbeit über die Bohrung von Rum in Tirol (Jahrbuch 1921) habe ich, wie schon seit langer Zeit, die interglazialen Aufschüttungen in und vor den Alpen aus Verbiegungen abgeleitet.

A. Penck hat in seinen neuesten Arbeiten diese Idee angenommen und weiter ausgebildet, während andere Forscher wie Sölch und Leyden damit nicht übereinstimmen, wieder andere achtlos daran vorbeigegangen sind.

Gewiß, es ist auch diese Lösung kein seligmachendes Prinzip, aber mir ist derzeit jedenfalls keine bessere bekannt und so halte ich sie fest.

Für mich bleibt entscheidend, daß die Großaufschüttungen in den Alpentälern nicht von Endmoränenzonen ausgehen können und in

ihrem inneren Aufbau nirgends mit dem Dreitakt von Gletschervorrückung — Stillstand — Rückzug in Einklang zu bringen sind.

Sie entsprechen vielmehr dem Rhythmus von einfachen oder mehrfachen Verlandungen von Stauräumen oder der Ausbreitung riesiger Schuttkegel über gefällsarme Flächen.

Damit ist nicht behauptet, daß es keine glazialen Schotter . . . gibt, was ich nie bezweifelt habe, sondern daß solche echte Glazialschotter gegenüber diesen Großverschüttungen nur eine bescheidene Rolle spielen.

Wenn in der Schweiz nach A. Heim (Geologie d. Schweiz I) für die größte Aufschüttungsmasse (Hochterrassenschotter) eine glaziale Entstehung nicht zu erweisen ist, so fasse ich dies als eine wertvolle und ganz unabhängige Bestätigung auf.

Wien, Weihnachten 1922.

Berichtigung

zur Karte des Unterinntaler Tertiärs von O. Ampferer (Tafel I):

Das Gosanvorkommen bei der Kegelalpe ist um 1 *cm* zu weit gegen NO eingetragen und jenes südlich der Larchbergalpe fehlt.
